

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK • ZAKŁAD AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 27

rok 1978

**CIEPLNE WŁAŚCIWOŚCI GLEB
I METODY ICH WYZNACZANIA**

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
ZAKŁAD AGROFIZYKI W LUBLINIE

PROBLEMY AGROFIZYKI

27

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PROBLEMY AGROFIZYKI

27

JAN KOSSOWSKI, EWA SIKORA

CIEPLNE WŁAŚCIWOŚCI GLEB I METODY ICH WYZNACZANIA

**WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK**

1978

Komitet redakcyjny

prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)

prof. dr IGNACY DECHNIK, doc. dr BOGUSŁAW SZOT

Ołładkę projektował ZYGMUNT ZIEMKA

Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich—Wydawnictwo. Wrocław 1978

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich—Wydawnictwo. Wrocław 1978.

Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 3,20, ark. druk. 3,63. Papier offset kl. III, 70 g, 61×86. Oddano do druku 22 VI 1978.

Druk ukończono w sierpniu 1978. Wrocławska Drukarnia Naukowa.

Zam. 2196/78 — M-10

Cena zł 18.—

WSTĘP

Do najważniejszych czynników kształtujących życie roślin należą stosunki termiczne i wodne danego środowiska przyrodniczego, a w nim gleby. Ekologiczne znaczenie stosunków termicznych w glebie polega zarówno na bezpośrednim wpływie na rośliny (wzrost i oddychanie korzeni, pobieranie wody), jak i na wpływie pośrednim (zależność życia bakterii glebowych od temperatury, procesów rozkładu i humifikacji resztek roślinnych, przemieszczania się wody w glebie, rodzaju i jakości struktury gleby). Temperatura gleby, a zwłaszcza temperatura jej powierzchni, będąc istotnym czynnikiem w kształtowaniu klimatu przygruntowej warstwy powietrza, wpływa również na rozwój naziemnych części roślin.

Badania stosunków termicznych w glebie polegają zasadniczo na określaniu rozkładu temperatury w profilu glebowym i jego zmian w czasie. Tego rodzaju rozpatrywanie stosunków termicznych w glebie stosowane jest powszechnie w meteorologii rolniczej, zarówno w odniesieniu do stosunkowo krótkich okresów (np. okresów wegetacyjnych roślin), jak i do okresów wieloletnich. Obserwacje wieloletnie prowadzone są w celu poznania klimatu gleb. Pojęcie klimatu gleby, wprowadzone w latach czterdziestych obecnego wieku przez agroklimatologów radzieckich, oznacza "wieloletni reżim temperatury i wilgotności gleby, zależny od kompleksu warunków przyrodniczych i działalności człowieka" /74/.

Znajomość temperatury gleby i jej przebiegu w czasie nie daje jednak pełnego wyobrażenia o zjawiskach fizycznych dotyczących przekazywania i akumulowania się ciepła w glebie. Dopiero poznanie tych zjawisk oraz właściwości cieplnych gleby umożliwia zrozumienie przyczyn kształtowania się takich, a nie innych stosunków termicznych w glebie.

Podstawowe właściwości cieplne gleb to ciepło właściwe i współczynnik przewodnictwa cieplnego. Pochodnymi tych właściwości jest współczynnik przewodnictwa temperaturowego oraz współczynnik przyswajalności cieplnej.

Badania cieplnych właściwości gleb prowadzone są już ponad 100 lat (w XIX wieku zajmowano się głównie ciepłem właściwym minerałów i gleb). Intensywność badań cieplnych właściwości gleb związana była z rozwojem i poszerzaniem zakresu tematyki prac takich dyscyplin naukowych, jak gleboznawstwo (fizyka gleby), geofizyka, klimatologia, meteorologia rolnicza i agrofizyka. Szczególnie istotne pod tym względem było rozpoczęcie i rozwijanie - w latach pięćdziesiątych - badań bilansu cieplnego powierzchni czynnej podłoża atmosfery (w ramach klimatologii), a zwłaszcza powierzchni (warstwy) czynnej pól uprawnych (krąg zainteresowań meteorologii rolniczej i agrofizyki). Wynika to stąd, że znajomość cieplnych właściwości gleb jest konieczna przy określaniu wartości jednego ze składników tego bilansu - wymiany ciepła między powierzchnią czynną (w warunkach naturalnych stanowi ją powierzchnia gleby i ewentualnie naziemne części roślin) a niżej leżącymi warstwami gleby.

W agrofizyce i innych dyscyplinach związanych z rolnictwem głównym celem badań cieplnych właściwości gleb jest takie ich poznanie, aby możliwe było prognozowanie oraz regulowanie gospodarki cieplnej w glebie, a zatem i przybliżenie stosunków termicznych gleby do optymalnych dla danej rośliny uprawnej w określonych warunkach klimatycznych.

Tak sformułowane zadanie okazało się bardzo trudne do rozwiązania. Wymagało prowadzenia wielokierunkowych badań, wypracowania nowych metod badawczych, zastosowania specjalnej aparatury pomiarowej, maszyn cyfrowych. Dotychczasowe osiągnięcia można uznać za wycinkowe wobec całego szeregu zagadnień, jakie wyłoniły się w trakcie realizacji tego zadania. Należało bowiem między innymi:

- 1) opracować metody określania poszczególnych cieplnych właściwości gleb w warunkach laboratoryjnych i polowych;
- 2) ustalić dla różnych typów gleb zależności cieplnych charakterystyk od innych fizycznych właściwości gleb;

- 3) zbadać procesy przekazywania i akumulowania się ciepła w glebach w zależności od całego kompleksu właściwości fizycznych gleb;
- 4) ustalić związki między temperaturą gleby i przygruntowej warstwy powietrza a dopływem i rozchodzeniem się ciepła w środowisku gleba-roślina-atmosfera w różnych warunkach klimatycznych i przy danych typach pogody;
- 5) ustalić, jakie temperatury gleby i powietrza są najbardziej korzystne dla roślin uprawnych w poszczególnych etapach ich wzrostu i rozwoju;
- 6) zbadać wpływ różnego rodzaju zabiegów agrotechnicznych i melioracyjnych na ciepłne właściwości gleb i zmianę własności powierzchni gleb oraz określić efekt termiczny przeprowadzenia poszczególnych zabiegów;
- 7) opracować odpowiednie modele matematyczne;
- 8) skonstruować aparaturę pomiarową i systemy urządzeń do rejestracji, zbierania i opracowywania danych oraz sterowania zabiegami melioracyjnymi.

Badania ciepłych właściwości gleb stanowią - jak widać - jedynie część kompleksu zagadnień związanych z realizacją ostatecznego celu, tj. świadomej działalności człowieka w zakresie regulowania gospodarki cieplnej w glebie, a szerzej - sterowania produkcją rolniczą.

Należy podkreślić, że badanie tak zróżnicowanego materiału, jakim jest gleba, nastrocza wiele trudności. Dodatkowe utrudnienia wynikają ze zmienności gleby powodowanej m.in. zabiegami agrotechnicznymi, przebiegiem wegetacji roślin, warunkami atmosferycznymi. Dlatego tak dużą wagę przywiązywano i przywiązuje się nadal do zagadnień metodycznych oraz udoskonalenia aparatury umożliwiającej mierzenie właściwości gleb w warunkach laboratoryjnych i polowych.

DEFINICJE I WZAJEMNE ZWIĄZKI CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB

Ciepło właściwe

Ciepło właściwe danej substancji (c) jest to ilość ciepła potrzebna do ogrzania jednostki masy tej substancji o 1° . Jest ono wyrażone w $\text{cal g}^{-1} \text{deg}^{-1}$ (w układzie SI w $\text{J kg}^{-1} \text{deg}^{-1}$). Ciepło właściwe danej substancji odniesione do jednostki objętości nazywane jest ciepłem właściwym objętościowym (c_v), równym iloczynowi ciepła właściwego i gęstości tej substancji:

$$c_v = c \cdot \rho. \quad (1)$$

Jednostką ciepła właściwego objętościowego jest $\text{cal cm}^{-3} \text{deg}^{-1}$ ($\text{J m}^{-3} \text{deg}^{-1}$).

Gleba - jak wiadomo - nie jest substancją jednorodną, lecz zmiennym w czasie układem trójfazowym, złożonym z wielu składników (w fazie stałej gleby - cząstek różnych minerałów i suchej materii organicznej, w fazie ciekłej - wody wolnej i związanej, w fazie gazowej - powietrza). Z tego względu można mówić tylko o chwilowej wartości ciepła właściwego danej gleby, wartości charakterystycznej jedynie dla aktualnej proporcji poszczególnych składników i faz.

Jak wykazały badania, skład mineralogiczny gleby danego typu można uważać za niezmienny, a zatem ciepło właściwe części mineralnej fazy stałej będzie również wielkością niezmienną, właściwą dla danego typu gleby. Ponieważ znane są wartości ciepła właściwego poszczególnych minerałów, można określić ciepło właściwe części mineralnej danej gleby (c_m) na podstawie wzoru:

$$c_m = \sum_i c_i x_i, \quad (2)$$

gdzie:

c_i - ciepło właściwe i -tego minerału glebowego,

x_i - zawartość i -tego minerału w jednostce masy części mineralnej rozpatrywanej gleby ($[x_i] = \text{g g}^{-1}$).

Znajomość gęstości poszczególnych minerałów (ρ_i) pozwala na określenie ciepła właściwego objętościowego części mineralnej danej gleby:

$$c_{vm} = \sum_i c_i \rho_i x_i \quad (3)$$

Ciepło właściwe mineralnych części gleb mierzyło wielu badaczy, między innymi Lang /55/, Ulrich /76/, Patten /62/, Kersten /44/. W tabeli 1 podano wartości ciepła właściwego niektórych minerałów, a w tabeli 2 - wartości ciepła właściwego części mineralnej kilku gleb.

Tabela 1. Ciepło właściwe w temperaturze 60°C i gęstość niektórych mineralnych składników gleby według Langa i Ulricha

Minerał	Ciepło właściwe [cal g ⁻¹ deg ⁻¹]	Gęstość [g cm ⁻³]
Kwarc	0,191	2,65
Kaolin	0,224	2,6
CaCO ₃	0,208	2,71
CaSO ₄	0,195	2,45
Fe ₂ O ₃	0,165	5,24
Al ₂ O ₃	0,217	3,7
Ortoklaz	0,194	2,56
Oligoklaz	0,205	2,64
Hornblenda	0,195	3,2
Mika	0,207	2,9

Na podstawie badań: Brachta, Langa, Ulricha, De Vriesa i De Wita, za najbardziej prawdopodobną wartość ciepła właściwego organicznej materii glebowej uznano 0,46 cal g⁻¹ deg⁻¹, a jej gęstości - 1,3 g cm⁻³ /80/. Na ogół przyjmuje się również, że ciepło właściwe wody glebowej wynosi 1 cal g⁻¹ deg⁻¹, chociaż nie ustalono definitywnie wartości ciepła właściwego wody związanej (2,3,20,68,76), a na wartość ciepła właściwego wody wolnej wywiera określony wpływ ilość rozpuszczonych w niej soli. Ciepło właściwe powietrza wynosi 0,24 cal g⁻¹ °C⁻¹, a gęstość 0,00129 g cm⁻³ (powietrze suche przy ciśnieniu 760 mm Hg).

Tabela 2. Ciepło właściwe i gęstość części mineralnej niektórych gleb według Kerstena

Gleba	Ciepło właściwe [cal g ⁻¹ deg ⁻¹]	Temperatura [°C]	Gęstość [g cm ⁻³]
Gleba piaszczysta (Northway)	0,171	- 6,7	2,74
	0,185	18,8	
	0,191	60,2	
Gleba piaszczysta (Ottawa)	0,157	- 9,5	2,65
	0,164	18,5	
	0,189	60,3	
Gleba ilasta alu- wialna (Northway)	0,168	-10,4	2,70
	0,176	20,4	
	0,193	60,4	
Gleba ilasta alu- wialna (Fairbanks)	0,164	- 8,4	2,70
	0,183	18,8	
	0,194	61,3	

Przy traktowaniu gleby jako układu składającego się z części mineralnych, organicznych, wody i powietrza ciepło właściwe gleby określone jest równaniem:

$$c = c_m x_m + c_o x_o + c_w x_w + c_p x_p, \quad (4)$$

gdzie

c_m, c_o, c_w, c_p - ciepło właściwe (odpowiednio) części mineralnych, substancji organicznej, wody i powietrza;

x_m, x_o, x_w, x_p - zawartości poszczególnych składników w jednostce masy gleby.

Analogicznie, ciepło właściwe objętościowe jest równe:

$$c_v = c_{vm} x_{vm} + c_{vo} x_{vo} + c_{vw} x_{vw} + c_{vp} x_{vp}, \quad (5)$$

gdzie

$c_{vm}, c_{vo}, c_{vw}, c_{vp}$ - odpowiednio ciepło właściwe objętościowe części mineralnej gleby, substancji organicznej, wody i powietrza;

$x_{vm}, x_{vo}, x_{vw}, x_{vo}$ - zawartości części mineralnych, substancji organicznej, wody i powietrza w jednostce objętości gleby ($x_{vi} = \frac{V_i}{V}$).

Należy zaznaczyć, że w większości polskich i obcojęzycznych publikacji z zakresu gleboznawstwa, agrofizyki, meteorologii rolniczej i klimatologii, dotyczących cieplnych właściwości gleb, zamiast terminów "ciepło właściwe gleby" i "ciepło właściwe objętościowe gleby" używano określeń "właściwa pojemność cieplna gleby" i "objętościowa pojemność cieplna gleby". Nie wchodząc bliżej w genezę i poprawność stosowania tych terminów w nazewnictwie polskim, warto zwrócić uwagę na samo pojęcie pojemności cieplnej, a pojemności cieplnej gleby w szczególności.

Każde ciało o masie m i objętości V oraz cieple właściwym c posiada określoną pojemność cieplną C_c , która stanowi o ilości ciepła (ΔQ) niezbędnej do wzrostu temperatury tego ciała (ΔT) o 1° :

$$C_c = \frac{\Delta Q}{\Delta T} \quad (6)$$

Pojemność cieplna ciała jest zatem równa iloczynowi ciepła właściwego i masy ciała lub ciepła właściwego objętościowego i objętości danego ciała:

$$C_c = c \cdot m, \quad (7)$$

$$C_c = c_v \cdot V. \quad (8)$$

Pojemność cieplna wyrażona jest w cal deg^{-1} (J deg^{-1}).

Pojemność cieplna gleby o masie m jest równa sumie pojemności cieplnych jej składników, przy czym pojemność cieplna każdego ze składników (C_i) mającego masę m_i , określona jest iloczynem ciepła właściwego i masy tego składnika (stanowiącej część masy gleby):

$$C_i = c_i \cdot x_i \cdot m_i, \quad (9)$$

gdzie

$x_i = \frac{m_i}{m}$ - zawartość składnika w glebie o masie m .

Jeśli potraktuje się glebę jako układ fazy stałej (w tym oddzielenie części mineralnych i substancji organicznej), ciekłej i gazowej, to jej pojemność cieplną C_c określa równanie:

$$C_c = (c_m x_m + c_o x_o + c_w x_w + c_p x_p) m, \quad (10)$$

gdzie

c_m, c_o, c_w, c_p - ciepła właściwe (odpowiednio) frakcji mineralnej, substancji organicznej, fazy ciekłej i gazowej;

x_m, x_o, x_w, x_p - zawartości poszczególnych frakcji i faz w masie m gleby.

Pojemność cieplna jednostki masy gleby nazywana jest właściwą pojemnością cieplną gleby ($[C] = \text{cal g}^{-1} \text{deg}^{-1}$).

Pojemność cieplna jednostki objętości gleby nazywana jest objętościową pojemnością cieplną gleby ($[C_v] = \text{cal cm}^{-3} \text{deg}^{-1}$).

Związek między objętościową a właściwą pojemnością cieplną gleby określa równanie:

$$C_v = C \cdot \gamma, \quad (11)$$

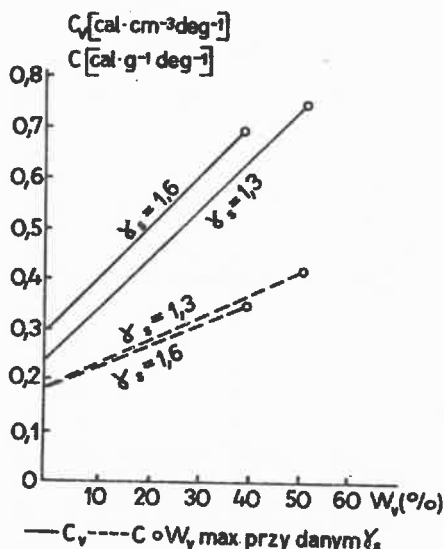
gdzie

$\gamma = \frac{m}{v}$ - stosunek masy gleby do jej objętości (tzw. chwilowy ciężar objętościowy gleby).

Z uwagi na powszechność stosowania określeń: właściwa i objętościowa pojemność cieplna gleby, będą one używane również w niniejszej pracy.

Ze względu na znaczne zróżnicowanie ciepła właściwego mineralnych cząstek gleby, materii organicznej, wody i powietrza glebowego na wartości właściwej i objętościowej pojemności cieplnej gleby szczególnie duży wpływ wywiera wilgotność gleby (x_w lub x_{vw}). W przypadku gleby absolutnie suchej wartość np. objętościowej pojemności cieplnej jest najmniejsza - praktycznie równa wartości objętościowego ciepła właściwego fazy stałej. Największa wartość objętościowej pojemności cieplnej danej gleby będzie występowała wtedy, gdy gleba ta znajdzie się w stanie pełnego nasycenia wodą (maksymalnej pojemności wodnej). Dla przykładu: jeżeli porowatość ogólna gleby wynosi 50%, zawartość substancji organicznych w fazie stałej tej gleby 4%, ciepło właściwe i gęstość części mineralnych odpowiednio $0,175 \text{ cal g}^{-1} \text{deg}^{-1}$ i $2,7 \text{ g cm}^{-3}$, a substancji organicznych $0,46 \text{ cal g}^{-1} \text{deg}^{-1}$ i $1,3 \text{ g cm}^{-3}$, to w przypadku gdy gleba jest absolutnie sucha $C_v = 0,24 \text{ cal cm}^{-3} \text{deg}^{-1}$, a gdy jest całkowicie nasycona

wodą ($x_{vw} = 50\%$) - $C_v = 0,74 \text{ cal cm}^{-3} \text{ deg}^{-1}$. Zależności objętościowej i właściwej pojemności cieplnej tej gleby od wilgotności (przy różnym zagęszczeniu) przedstawiono graficznie na ryc. 1.



Ryc. 1. Zależność objętościowej (C_v) i właściwej (C) pojemności cieplnej od wilgotności (W_v) i zagęszczenia (γ_s) dla gleby mineralnej o porowatości 50 % i zawartości substancji organicznych 4 %

Współczynnik przewodnictwa cieplnego i temperaturowego

Jedną z właściwości fizycznych ciał jest zdolność do przewodzenia ciepła. Wielkością charakteryzującą zdolność danego ciała do przewodzenia ciepła jest współczynnik przewodnictwa cieplnego. Zrozumienie sensu fizycznego tego współczynnika ułatwi rozważanie przeprowadzone na następującym przykładzie.

Rozpatrzmy przepływ ciepła w elemencie ciała jednorodnego (np. metalu) o kształcie prostopadłościanu (ryc. 2), którego jedna ścianka (AB) styka się ze źródłem ciepła, przeciwległa ścianka (CD) z odbiornikiem ciepła a pozostałe są izolowane od otoczenia. Załóżmy że, powierzchnia AB ma stałą temperaturę T_1 , powierzchnia CD - temperaturę $T_2 < T_1$, a między tymi powierzchniami istnieje liniowy gradient temperatury równy $\frac{T_1 - T_2}{l}$ (gdzie l - odległość między rozpatrywanymi ściankami).

Ilość ciepła (Q) jaka przepłynie w czasie Δt między powierzchniami AB i CD będzie równa:

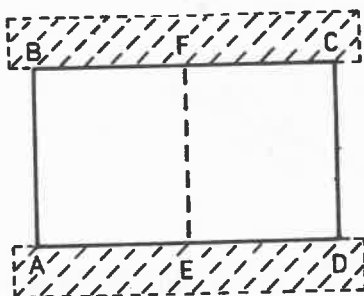
$$Q = \lambda \cdot S \frac{\Delta T}{l} \Delta t, \quad (12)$$

gdzie

λ - współczynnik przewodnictwa cieplnego;

S - pole powierzchni AB i CD (przekroju poprzecznego prostopadłościanu);

$\frac{\Delta T}{l} = \frac{T_1 - T_2}{l}$ - gradient temperatury.



Ryc. 2. Element ciała rozpatrywany przy wyjaśnianiu sensu fizycznego współczynnika przewodnictwa temperaturowego i cieplnego

Ilość ciepła przepływająca przez powierzchnię S w ciągu jednostki czasu nazywana jest strumieniem ciepła, a jego gęstość (q) można określić rozpatrując jednostkę pola powierzchni S :

$$q = -\lambda \frac{\Delta T}{l}. \quad (13)$$

Z powyższego wynika, że współczynnik przewodnictwa cieplnego danego ciała jest co do wartości równy gęstości strumienia ciepła przy jednostkowym gradientie temperatury. Mówiąc inaczej, współczynnik przewodnictwa cieplnego jest równy ilości ciepła przepływającego w jednostce czasu (1 s) między przeciwległymi powierzchniami 1 cm² ciała, jeżeli na tych powierzchniach istnieje różnica temperatury wynosząca 1°. Współczynnik przewodnictwa cieplnego wyrażany jest w cal cm⁻¹ s⁻¹ deg⁻¹ (w układzie SI - W m⁻¹ deg⁻¹).

Znajomość wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego pozwala na określenie przepływu ciepła związanego z danym rozkładem (gradientem)

tem) temperatury. Tempo zmian rozkładu temperatury w obrębie ciała, np. tempo wzrostu temperatury w danym punkcie ciała czy też tempo wyrównywania się temperatury w obrębie ciała, określone jest inną wielkością - współczynnikiem przewodnictwa temperaturowego.

W omawianym przykładzie określmy długość okresu, w jakim nastąpi wyrównanie się temperatury w obrębie ciała po odizolowaniu go do źródła i odbiornika ciepła. W momencie początkowym (τ_1) między powierzchniami AB i CD istnieje liniowy gradient temperatury ($\frac{T_1 - T_2}{l}$); w momencie końcowym (τ_2) temperatura w obrębie całego ciała jest jednakowa - równa wartości temperatury powierzchni EF w momencie τ_1 ($T_3 = \frac{T_1 + T_2}{2}$).

Rozpatrzmy połowę objętości ciała, w której temperatura w tym okresie będzie wzrastała (CDEF). Ilość ciepła zgromadzonego w okresie $\Delta\tau = \tau_2 - \tau_1$ w wyniku przepływu ciepła przez powierzchnię EF wynosi:

$$Q = \Delta q \cdot \Delta\tau = (\bar{q}_{EF} - \bar{q}_{CD}) \Delta\tau, \quad (14)$$

przy założeniu, że:

$$\bar{q}_{EF} = \frac{1}{2} \lambda S \frac{T_1 - T_2}{l}, \text{ a } \bar{q}_{CD} = 0,$$

gdzie

$\bar{q}_{EF}$ i $\bar{q}_{CD}$ - średni strumień ciepła w czasie $\Delta\tau$ odpowiednio przez powierzchnię EF i CD.

Wiadomo również, że ilość ciepła niezbędna do wzrostu temperatury rozpatrywanej połowy ciała jest równa:

$$Q = C_v \cdot V \cdot \Delta T, \quad (15)$$

gdzie

C_v - objętościowa pojemność cieplna,

V - objętość rozpatrywanej połowy ciała,

$\Delta T = \frac{1}{2} (T_3 - T_2)$ - przyrost temperatury omawianej części ciała, przy założeniu, że jej średnia temperatura w momencie τ_1 wynosiła $\frac{1}{2} (T_3 + T_2)$.

Równia (14) i (15) można porównać stronami:

$$\Delta q \cdot \Delta\tau = C_v \cdot V \cdot \Delta T, \quad (16)$$

skąd otrzymujemy, że:

$$\Delta \tau = \frac{C_v}{\lambda} \cdot \frac{l^2}{4}. \quad (17)$$

Ponieważ odległość między powierzchniami EF i CD wynosi $z = \frac{1}{2} l$, to:

$$\Delta \tau = \frac{C_v}{\lambda} \cdot z^2. \quad (18)$$

Okazuje się zatem, że długość okresu wyrównywania się temperatury w obrębie rozpatrywanego ciała (wzrost temperatury w połowie ciała o niższej temperaturze nastąpił w tym samym czasie $\Delta \tau$ co spadek temperatury w części o wyższej temperaturze początkowej) związana jest z liniowym rozmiarem ciała oraz wartościami przewodnictwa cieplnego i objętościowej pojemności cieplnej tego ciała.

Z równania (16) wynika również, że tempo (prędkość) wyrównywania się temperatury określa wzór:

$$\frac{\Delta T}{\Delta \tau} = \frac{\lambda}{C_v} \frac{T_1 - T_2}{l^2}. \quad (19)$$

Dla dowolnego rozkładu gradientu temperatury w obrębie ciała prędkość wyrównywania się temperatury określa równanie:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\lambda}{C_v} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (20)$$

nazywane równaniem przewodnictwa cieplnego.

Z powyższego wynika, że prędkość wyrównywania się temperatury zależy od wielkości gradientu temperatury i jego zmian w kierunku x w obrębie rozpatrywanego ciała oraz od stosunku współczynnika przewodnictwa cieplnego i objętościowej pojemności cieplnej tego ciała. Stosunek ten jest wielkością stałą dla danej substancji i nazwany został przez Kelvina dyfuzyjnością cieplną, a przez Maxwella - współczynnikiem przewodnictwa temperaturowego [9]. Oznacza się go zwykle symbolem k . Jednostka, w jakiej wyraża się współczynnik przewodnictwa temperaturowego, wynika z równań (18), (19) i (20) - jest to $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ w układzie cgs i $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ w układzie SI.

Przewodnictwo cieplne gleby, będącej układem wieloskładnikowym, uzależnione jest od wielu czynników. Ze względu na zróżnicowanie wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego poszczególnych składników

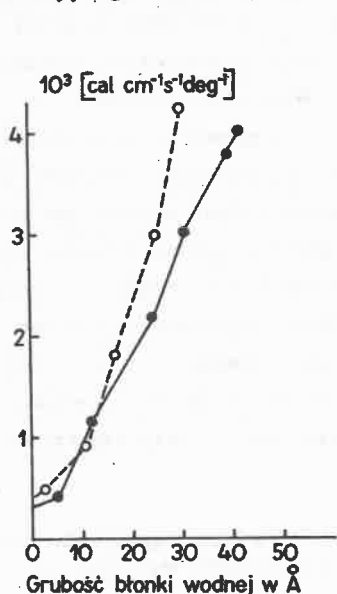
mineralnych i faz gleby (tab. 3), na wartość współczynnika przewodnictwa cieplnego danej gleby będzie wpływał jej skład mineralogiczny oraz aktualna zawartość poszczególnych składników i faz w jednostce objętości gleby. Z uwagi na to, że gleba jest materiałem dyspersyjnym, dominującą rolę przy przewodzeniu ciepła w glebie odkrywa ilość i powierzchnia styków pomiędzy stałymi cząstkami gleby, tj. wielkość kontaktu cieplnego. Zależy ona od rozmiaru i kształtu cząstek, zagęszczenia i struktury gleby [16, 44, 46, 61, 67, 69, 70]. Powierzchnia styku cząstek jest mała, toteż przewodnictwo cieplne suchej gleby jest wielokrotnie mniejsze niż samych mineralnych cząstek glebowych (przewodnictwo cieplne powietrza jest tak małe, że przestwory między cząstkami wypełnione powietrzem można traktować jako warstwy izolujące). Na polepszenie kontaktu cieplnego między cząsteczkami gleby wpływa obecność wody, której współczynnik przewodnictwa cieplnego ma wartość około 20 razy większą niż powietrza.

Tabela 3. Wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego zasadniczych składników gleby według Kohnkego i Nakshabandiego [46/

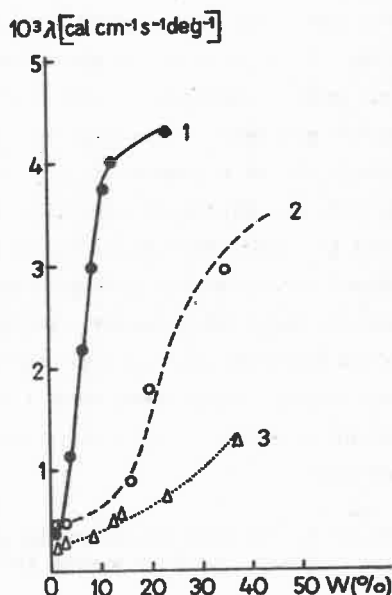
Składnik gleby	$[cal\ cm^{-1}\ deg^{-1}\ s^{-1}\ \lambda]$
Mineralne cząstki gleby	0,003-0,02
Woda	0,0003-0,0014
Materia organiczna	0,0003-0,0006
Powietrze (suche)	0,00005

Określanie i objaśnianie charakteru zależności współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby od wilgotności zajmowało się wielu badaczy [1, 30, 31, 43, 44, 46, 61, 62, 69]. Ustalono, że wraz z dodaniem do suchej gleby niewielkiej ilości wody (wzrost wilgotności do kilku lub kilkunastu procent) przewodnictwo cieplne gleby szybko wzrasta ze względu na zwiększenie kontaktu cieplnego związanego z utworzeniem się błonek wodnych wokół stałych cząstek gleby. Przy wzroście grubości i łączeniu się błonek wodnych ułatwiony jest przepływ ciepła między cząstkami gleby, a tym samym zwiększa się współczynnik

a tym samym zwiększa się współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby. Ilustracją tego zagadnienia jest ryc. 3.



Ryc. 3. Wpływ grubości błonki wodnej na przewodnictwo cieplne gleby piaszczystej (linia ciągła) i gliny pylastej (linia przerywana) według Kohnke i Nakshabandi [46]



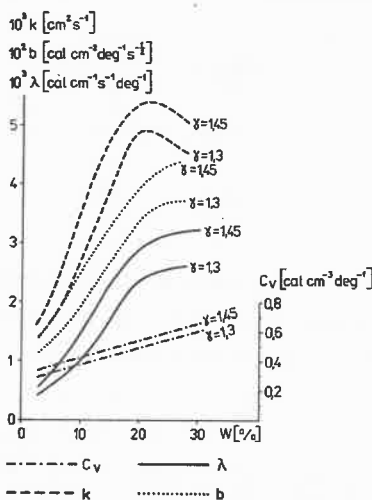
Ryc. 4. Wpływ wilgotności na przewodnictwo cieplne gleby piaszczystej (1), gliny pylastej (2) i iltu (3) według Kohnke i Nakshabandi [46]

Szybki wzrost przewodnictwa cieplnego wraz ze zwiększeniem wilgotności gleby utrzymuje się jeszcze do wilgotności odpowiadającej kapilarnej pojemności wodnej danej gleby, tj. do momentu, kiedy wszystkie przestrzenie kapilarne wypełnione są wodą i tylko przestrzenie niekapilarne zajmuje powietrze. Przy dalszym wzroście wilgotności przyrost wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego następuje wolniej. Maksymalną wartość współczynnik ten osiąga przy wilgotności odpowiadającej maksymalnej pojemności wodnej danej gleby, tj. wtedy, gdy wszystkie przestrzenie międzycząsteczkowe wypełnione są wodą.

Omówiony charakter zależności przewodnictwa cieplnego od wilgotności gleby dotyczy przede wszystkim gleb lekkich, co ilustrują dane przed-

stawione na rys. 4. W przypadku gleb ciężkich przyrosty wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego wraz ze wzrostem wilgotności są mniejsze (zwłaszcza przy małych wilgotnościach gleby), a fakt ten tłumaczony jest rozdrobnieniem, składem mineralogicznym oraz charakterem wiązania cząstek z wodą.

Zależność współczynnika przewodnictwa temperaturowego od wilgotności gleby kształtowana jest poprzez charakter zależności λ i C_v od wilgotności danej gleby ($k = \frac{\lambda}{C_v}$). Świadczy o tym przedstawiony - tytułem przykładu - przebieg zależności tych właściwości cieplnych od wilgotności dla gleby piaszczysto-gliniastej (ryc. 5). Współczynnik przewodnictwa temperaturowego osiąga maksymalne wartości w przedziale wilgotności między kapilarną a maksymalną pojemnością wodną gleby, po czym obserwuje się ich zmniejszenie. Ten spadek wartości współczynnika przewodnictwa temperaturowego zachodzi wtedy, gdy tempo wzrostu wartości objętościowej pojemności cieplnej z wilgotnością jest większe niż tempo wzrostu współczynnika przewodnictwa cieplnego.



Ryc. 5. Zależność objętościowej pojemności cieplnej (C_v), współczynnika przewodnictwa cieplnego (λ) i temperaturowego (k) oraz współczynnika przyswajalności cieplnej (b) gleby piaszczysto-gliniastej od wilgotności przy różnym zagęszczeniu według Adamienki [1/

Warto dodać, że wartości współczynnika przewodnictwa ciepłego i temperaturowego gleby przy danej wilgotności wzrastają wraz ze zwiększeniem zagęszczenia gleby (ryc. 5).

Współczynnik przyswajalności cieplnej

Do kompleksu właściwości cieplnych należy jeszcze współczynnik przyswajalności cieplnej, który jest wielkością charakteryzującą zdolność danego ciała do akumulowania (przyswajania) ciepła. Znajomość wartości tego współczynnika pozwala na obliczenie tempa akumulacji ciepła przez daną ciało, o ile znany jest również gradient temperatury oraz zmiana temperatury ciała w czasie.

Wyznamy tempo akumulacji ciepła w jednostce objętości nagrzewającej się połowy ciała rozpatrywanego wcześniej - przy określaniu długości okresu wyrównywania się temperatury w obrębie tego ciała (s. 10).

Z równania (14) wynika, że tempo akumulacji ciepła w jednostce objętości omawianej połowy ciała (o objętości $V = S \cdot \frac{1}{2}$) w rezultacie dopływu ciepła w okresie Δt wynosi:

$$\frac{Q}{V \cdot \Delta \tau} = \lambda \frac{T_1 - T_2}{l^2} \quad (21)$$

Z równania (15) wynika natomiast, że

$$\frac{Q}{V \cdot \Delta \tau} = C_v \frac{\Delta T}{\Delta \tau} \quad (22)$$

Uwzględniając jednocześnie zmianę gradientu temperatury i zmianę temperatury ciała w czasie otrzymujemy, po odpowiednim przekształceniu równań (21) i (22), że tempo akumulacji ciepła w jednostce objętości ciała określane jest wzorem:

$$\frac{Q}{V \cdot \Delta \tau} = \sqrt{\lambda \cdot C_v} \sqrt{\frac{\Delta T}{\Delta \tau} \cdot \frac{T_1 - T_2}{l^2}}, \quad (23)$$

gdzie

$\frac{\Delta T}{\Delta \tau}$ - zmiana temperatury rozpatrywanej części ciała w czasie $\Delta \tau$;

$\frac{T_1 - T_2}{l^2}$ - zmiana gradientu temperatury wraz z długością tej części ciała.

Wielkość $\sqrt{\lambda \cdot C_v}$ nazwana została współczynnikiem przyswajalności cieplnej, a oznacza się ją symbolem b .

Sens fizyczny współczynnika przyswajalności cieplnej wynika z równania (23). W przypadku gdy wielkości $\frac{\Delta T}{\Delta \tau}$ i $\frac{T_1 - T_2}{1/2}$ są równe jedności, b jest co do wartości równe ilości ciepła akumulowanego w jednostce czasu w jednostce objętości danego ciała. Współczynnik przyswajalności cieplnej wyrażany jest w $\text{cal cm}^{-2} \text{ deg}^{-1} \text{ s}^{-\frac{1}{2}}$.

W przypadku ciała niejednorodnego, jakim jest gleba, wartości współczynnika przyswajalności cieplnej determinowane są jednocześnie poprzez wartości λ i C_v , aktualne dla gleby o określonych w danym momencie właściwościach. W rezultacie, zależność współczynnika przyswajalności cieplnej od najważniejszych właściwości fizycznych gleby, tj. wilgotności i zagęszczenia, będzie miała przebieg podobny do analogicznych zależności współczynnika przewodnictwa cieplnego (zakładając, że C_v wraz z wilgotnością i zagęszczeniem zmienia się liniowo). Ilustracją tego jest przedstawiony na rys. 5 wykres zależności współczynnika przyswajalności cieplnej gleby piaszczysto-gliniastej od wilgotności (przy różnym zagęszczeniu).

METODY OKREŚLANIA CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB

Większość metod określania właściwości cieplnych gleb oparta jest na rozwiązaniach różniczkowego równania przewodnictwa cieplnego

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = k \nabla^2 T, \quad (24)$$

przy zadanych warunkach brzegowych. Rozwiązanie tego równania jest możliwe, jeżeli znany jest rozkład temperatury w badanym ciele w początkowym momencie czasu (warunek początkowy) i sposób wymiany ciepła z otaczającym je środowiskiem (warunki graniczne).

Warunek początkowy w ogólnym przypadku zadaje się w postaci:

$$T(x, y, z, 0) = f(x, y, z), \quad (25)$$

a w szczególnym:

$$T(x, y, z, 0) = T_0 = \text{const.} \quad (26)$$

Przyjęto wyróżniać cztery rodzaje warunków granicznych. Warunek graniczny pierwszego rodzaju ma miejsce wtedy, kiedy zadany jest rozkład temperatury na powierzchni ciała (T_p) w dowolnym momencie czasu (τ):

$$T_p = f(\tau), \quad (27)$$

przy czym najczęściej rozpatrywane są przypadki, gdy:

$$T_p = T_0 + b\tau,$$

$$T_p = T_0 \cos \omega \tau, \quad (28)$$

$$T_p = \text{const.}$$

Warunek graniczny drugiego rodzaju - zadany jest strumień ciepła na powierzchni ciała (q_p) jako funkcja czasu:

$$q_p = f(\tau), \quad (29)$$

przy czym najbardziej zbadany jest przypadek, kiedy

$$q_p = \text{const.} \quad (30)$$

Warunek graniczny trzeciego rodzaju ma miejsce, kiedy na powierzchni ciała występuje konwekcyjna wymiana ciepła pomiędzy ciałem i ośrodkiem zewnętrznym. Zwykle warunek ten zapisuje się w postaci:

$$\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p + \alpha [T_p(\tau) - T_s(\tau)] = 0, \quad (31)$$

gdzie

$\left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p$ - gradient temperatury na powierzchni ciała;

α - współczynnik wymiany ciepła;

$T_p(\tau)$ i $T_s(\tau)$ - odpowiednio temperatura powierzchni ciała i ośrodka zewnętrznego w momencie czasu τ .

W szczególnym przypadku, przy $\alpha \rightarrow \infty$, warunek graniczny trzeciego rodzaju przechodzi w warunek graniczny pierwszego rodzaju, a mianowicie

$$T_p(\tau) = T_s(\tau). \quad (32)$$

Warunek graniczny czwartego rodzaju występuje w sytuacji wymiany ciepła

z ośrodkiem zewnętrznym, kiedy temperatura stykających się powierzchni jest jednakowa, co można zapisać następująco:

$$T_p(r) = [T_s(r)]_p, \\ \lambda_s \left(\frac{\partial T_s}{\partial n} \right)_p = -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial n} \right)_p, \quad (33)$$

gdzie

λ_s - współczynnik przewodnictwa cieplnego ośrodka zewnętrznego;

$\left(\frac{\partial T_s}{\partial n} \right)_p$ - gradient temperatury na powierzchni ośrodka zewnętrznego przylegającej do powierzchni ciała.

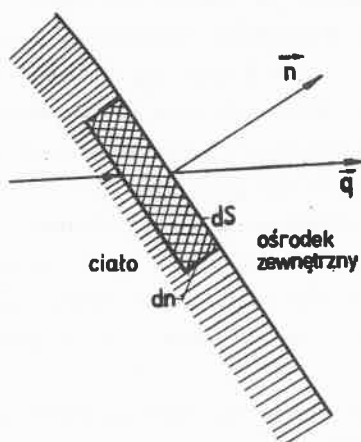
W celu określenia właściwości cieplnych ciała należy znać charakter przestrzenno-czasowych zmian temperatury i ilość ciepła pochłanianą bądź też oddawaną przez to ciało, przy czym kształtowanie się pola temperatury i związane z tym możliwości wyznaczania właściwości cieplnych określone są warunkami brzegowymi (56).

W zależności od charakteru zmian temperatury w czasie, wszystkie metody określania właściwości cieplnych dzielą się na stacjonarne i niestacjonarne. Z kolei metody niestacjonarne dzielą się na dwie grupy-metody czysto niestacjonarne (nieregularne) i stanu uporządkowanego (regularnego reżimu).

Metody stacjonarne, oparte na stacjonarnym polu temperatury, wymagają stosowania skomplikowanej aparatury pomiarowej, a same pomiary są bardzo czasochłonne /64/. Z tych powodów nie znalazły one szerszego zastosowania w praktyce. Podobnie metody czysto niestacjonarne, które są najslabiej opracowane ze względu na duże trudności w osiągnięciu warunków eksperymentu, zgadzających się z wymaganiami teorii /15/. Metody stanu uporządkowanego są obecnie stosunkowo najlepiej opracowane teoretycznie /49-52, 91/ i często wykorzystywane do określania cieplnych właściwości gleb /17, 18, 28, 29, 35/. Z tego względu poświęcono im nieco więcej uwagi. W dalszej części pracy omówione zostaną również inne metody, które - jak wynika z przeglądu zebranej literatury - stosowano do określenia właściwości cieplnych gleb.

Metody stanu uporządkowanego (regularnego reżimu)

W skrócie teoria stanu uporządkowanego przedstawia się następująco. Rozpatrzmy jednorodne, izotropowe ciało dowolnego kształtu o właściwościach cieplnych C_v , λ , k , znajdujące się w ośrodku o stałej temperaturze T_s (warunek graniczny trzeciego rodzaju). Pole temperaturowe wewnątrz ciała jest niejednorodne. Temperatura T w dowolnym punkcie ciała jest funkcją współrzędnych i czasu: $T = f(x, y, z, \tau)$ i można ją określić rozwiązując równanie różniczkowe przewodnictwa cieplnego (24).



Ryc. 6. Schemat ilustrujący przepływ ciepła przez element powierzchni ciała

Weźmy pod uwagę dowolny element tego ciała o powierzchni dS i wysokości dn (ryc. 6), przez który przepływa strumień ciepła τ .

Z prawa zachowania energii wynika, że

$$dQ = dQ_0 + dQ_1, \quad (34)$$

gdzie

dQ - ilość ciepła dochodząca do wyróżnionego elementu;

dQ_0 - ilość ciepła zużywana na jego ogrzewanie;

dQ_1 - ilość ciepła przekazywana przez powierzchnię dS do ośrodka zewnętrznego.

Na podstawie prawa Fouriera można zapisać, że

$$dQ = -\lambda \frac{dT}{dn} dS d\tau. \quad (35)$$

dQ_0 można wyrazić następująco:

$$dQ_0 = dS dn C_v dT, \quad (36)$$

gdzie

dT - przyrost temperatury elementu ciała (temperatura tego elementu w momencie początkowym wynosiła T).

Z prawa Newtona wynika, że:

$$dQ_1 = \alpha (T - T_s) dS d\tau, \quad (37)$$

gdzie

α - współczynnik wymiany ciepła pomiędzy rozpatrywanym ciałem i ośrodkiem zewnętrznym.

Wyraz dQ_0 w równaniu (34), jako bardzo mały w porównaniu z pozostałymi, można pominąć i wówczas otrzymujemy:

$$-\lambda \frac{dT}{dn} dS d\tau = \alpha (T - T_s) dS d\tau. \quad (38)$$

Dzieląc obydwie strony powyższego równania przez $dS d\tau$, otrzymujemy równanie:

$$\lambda \frac{dT}{dn} + \alpha (T - T_s) = 0. \quad (39)$$

Równanie (39), łącznie z zależnością $T_{\text{pow.}} dS = T_s = \text{const}$, stanowi wraz z warunkiem początkowym $T_0 = f(x, x, z)$ warunki brzegowe dla równania (24).

W celu uproszczenia liczenia zamiast T rozpatruje się różnicę temperatur $\theta = T - T_s$ (przy czym $\theta \rightarrow 0$, kiedy $\tau \rightarrow \infty$) i wówczas równanie

przewodnictwa cieplnego ma postać:

$$\frac{\partial \theta}{\partial \tau} = k \nabla^2 \theta, \quad (40)$$

a warunki brzegowe są następujące:

$$\left(\frac{d\theta}{dn} + h\theta \right)_{\text{pow } S} = 0, \quad (41)$$

$$\theta_{\text{pow } S} = 0,$$

$$\theta_0 = f_0(x, y, z),$$

gdzie:

$h = \frac{\alpha}{\lambda}$ - względny współczynnik wymiany ciepła.

Rozwiązanie równania (40) przy powyższych warunkach brzegowych jest nieskończonym szeregiem, którego człony są eksponencjalnymi, szybko malejącymi funkcjami czasu:

$$\theta = A_0 \theta_{0e}^{-t_0 \tau} + A_1 \theta_{1e}^{-t_1 \tau} + \dots, \quad (42)$$

gdzie

$t_0, t_1, \dots$ - ciąg dodatnich wzrastających liczb ($0 < t_0 < t_1 < \dots$),
które określone są poprzez wymiary ciała i jego właściwości cieplne;

$\theta_0, \theta_1, \dots$ - funkcje współrzędnych punktów ciała;

$A_0, A_1, \dots$ - stałe liczby, zależne od początkowego rozkładu temperatury i niezależne od czasu i współrzędnych.

Jeżeli weźmiemy pod uwagę moment czasu τ odległy od początkowego, wówczas człony równania (42), począwszy od drugiego, stają się bardzo małe w porównaniu z pierwszym. Można je zatem pominąć i wówczas:

$$\theta = A_0 \theta_{0e}^{-t_0 \tau} \quad (43)$$

Stan, w którym zmiana temperatury określana jest powyższym równaniem nazywamy stanem uporządkowanym (regularnym reżimem).

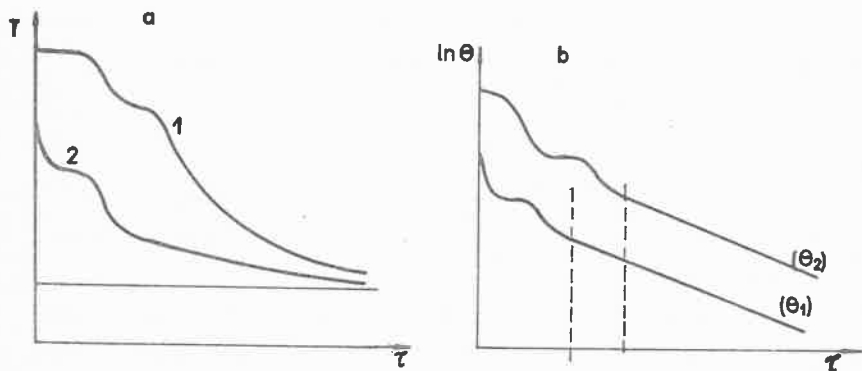
Z równania (43) wynikają ważne praktyczne następstwa. Logarytmując obydwie strony tego równania, otrzymujemy:

$$\ln \theta = -t_0 \tau + \ln A_0 \theta_0, \quad (44)$$

Z kolei różniczkując powyższe równanie względem czasu, otrzymamy:

$$-\frac{\partial(\ln \theta)}{\partial \tau} = t_0 \quad (45)$$

Na podstawie równania (45) można sformułować podstawowe prawo stanu uporządkowanego (regularnego reżimu) w następujący sposób. Po upływie dostatecznie długiego czasu od początku ochładzania (nagrzewania) następuje stan uporządkowany. Jego podstawową własnością jest to, że naturalny logarytm różnicy pomiędzy temperaturą w dowolnym punkcie ciała (T) i temperaturą ośrodka zewnętrznego (T_s) zmienia się liniowo wraz z upływem czasu, przy czym szybkość tej zmiany jest jednakowa dla wszystkich punktów ciała. Stała wielkość $t_0 = t$ jest podstawową wielkością stanu uporządkowanego i nazywana jest tempem ochładzania (ogrzewania) ciała ($[t] = \frac{1}{s}$). Charakteryzuje ona prędkość regularnego ochładzania ciała jako całości, niezależnie od prędkości zmiany temperatury poszczególnych punktów tego ciała.



Ryc. 7. Wykresy ilustrujące zmianę temperatury w dwóch punktach ochładzanego ciała: a) we współrzędnych T i τ ; b) we współrzędnych $\ln \theta$ i τ . Linia przerywaną zaznaczono początek stanu uporządkowanego (regularnego reżimu)

Proces ochładzania ciała można przedstawić graficznie. Odkładając na osi odciętych czas (τ), a na osi rzędnych T lub θ dla dwóch wybranych punktów ciała (1) i (2) otrzymamy krzywe asymptotycznie malejące do zera (ryc. 7a). W przypadku kiedy na osi rzędnych odłożymy nie

temperatury, lecz ich naturalne logarytmy, proces ochładzania ciała przedstawia się jak na rys. 7b. Odcinek wykresu będący prostą odpowiada stanowi uporządkowanemu, a tangens kąta nachylenia tego odcinka od osi czasu jest równy t . W celu określenia tempa ochładzania ciała (t) wystarczy wziąć pod uwagę z części wykresu przedstawiającej stan uporządkowany dwa punkty odpowiadające dowolnym momentom czasu τ_1 i τ_2 . Wówczas

$$t = \frac{\ln \theta_1 - \ln \theta_2}{\tau_1 - \tau_2}. \quad (46)$$

Przedstawione wyżej własności stanu uporządkowanego (regularnego reżimu) wykorzystano do wyznaczenia właściwości cieplnych różnych materiałów (w tym gleby): metodą akalorymetru - współczynnik przewodnictwa temperaturowego (k), metodą lambdakalorymetru - współczynnik przewodnictwa cieplnego (λ), metodą dwóch punktów - k i λ , metodą bikalorymetru - k , λ i C_v .

Metoda akalorymetru. Z teorii stanu uporządkowanego - przy założeniu, że pomiędzy ciałem i ośrodkiem zewnętrznym istnieje nieskończone wielka wymiana ciepła ($\alpha = \infty$) - wynika następujące równanie:

$$k = t \cdot B, \quad (47)$$

gdzie

k - współczynnik przewodnictwa temperaturowego badanego ciała;

B - współczynnik kształtu ciała (zależny tylko od kształtu i rozmiarów ciała).

Określenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego danego materiału sprowadza się zatem do wyznaczania tempa ochładzania tego materiału, o ile znany jest współczynnik kształtu jego próbki oraz zachowane są wspomniane wyżej warunki eksperymentu.

Przy określaniu współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby badaną próbkę umieszcza się w naczyniu metalowym, najlepiej miedzianym, o znanych wymiarach wewnętrznych. Naczynie takie nazywane jest akalorymetrem i zwykle ma kształt cylindra lub kuli. Po ustaleniu się temperatury cylinder z glebą umieszcza się w ośrodku, którego temperatura byłaby stała podczas doświadczenia i niższa od temperatury próbki gleby.

Warunki takie osiągalne są w dobrym termostacie z ciekłym piaszczem, a silne mieszanie cieczy zapewnia spełnienie kolejnego warunku, mianowicie $\alpha \rightarrow \infty$. Pomiary temperatury ochładzanej próbki gleby i cieczy w termostacie (lub różnicy tych temperatur) pozwalają na określenie tempa ochładzania, po czym - ze wzoru (47) - można wyznaczyć współczynnik przewodnictwa temperaturowego badanej gleby.

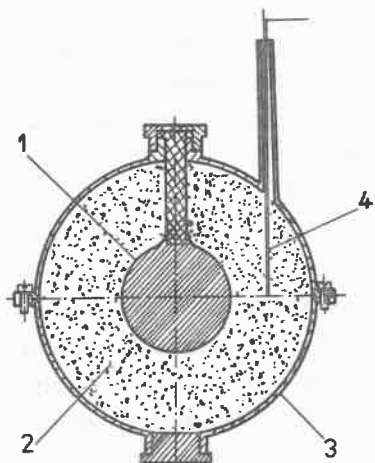
Określenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego metodą akalorymetru nie wymaga - jak widać - skomplikowanej aparatury; bardzo prosta jest również technika pomiaru. Z tego też względu stosowano ją częściej niż inne metody stanu uporządkowanego.

Metoda lambdakalorymetru. Stosuje się ją do bezpośredniego określania współczynnika przewodnictwa cieplnego. Badaną próbkę gleby umieszcza się w metalowym naczyniu (najczęściej o kształcie cylindra lub kuli) nazywanym lambdakalorymetrem. Ochładzanie lambdakalorymetru przebiega w powietrznym termostacie w warunkach: temperatura ośrodka zewnętrznego (powietrza) $T_s = \text{const}$ oraz współczynnik wymiany ciepła $\alpha = \text{const}$. Poważnym utrudnieniem jest konieczność dodatkowego wyznaczania k badanej gleby, a przede wszystkim α lambdakalorymetru /51/.

Metoda dwóch punktów. W metodzie tej wykorzystano tę własność stanu uporządkowanego, że stosunek różnic temperatury ośrodka zewnętrznego i badanego materiału w dwóch dowolnych punktach ochładzanej próbki nie zależy od czasu, a jedynie od współrzędnych punktów, kształtu, i wielkości próbki oraz sposobu wymiany ciepła (przy zachowaniu warunku $\alpha = \text{const}$). Rejestracja temperatury w dwóch punktach próbki (np. w centrum i na powierzchni) i obliczenie tempa ochładzania umożliwia wyznaczenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego /51/. Jeżeli przy tym znany jest współczynnik wymiany ciepła α , można dodatkowo (niezależnie od k) określić współczynnik przewodnictwa cieplnego /15/.

Metoda bikalorymetru. Polega ona na ochładzaniu badanej próbki w przyrządzie zwanym bikalorymetrem, składającym się z dwóch symetrycznie włożonych jedno w drugie naczyń (np. kula w kuli, cylinder w cylindrze). Naczynie wewnętrzne wypełniane jest materiałem o znanych właściwościach cieplnych (może to być metal), przestrzeń między nim a zewnętrzną ścianką bikalorymetru - badaną próbką (ryc. 8). Ochładzanie

przebiega w termostacie wodnym przy zachowaniu warunków $T_s = \text{const}$ i $\alpha \rightarrow \infty$. Za pomocą bikalorymetru możliwe jest określenie współczynnika przewodnictwa cieplnego i objętościowej pojemności cieplnej, a gdy usunie się naczynie wewnętrzne - również współczynnika przewodnictwa temperaturowego badanej gleby.



Ryc. 8. Schemat bikalorymetru kulistego według Kondratiewa /51/
1 - naczynie wewnętrzne, 2 - gleba, 3 - naczynie zewnętrzne, 4 - termopara

Metoda mikrokalorymetru. Podać przez Kondratiewa /51/ metoda mikrokalorymetru regularnego ochładzania służy do określania pojemności cieplnej gleby. Ochładzaniu poddaje się dwa niewielkie cylindry o jednakowych rozmiarach. Jeden z nich jest pełny i wykonany z metalu o znanych właściwościach cieplnych, a drugi (o ściankach z tego samego metalu) napełniony jest glebą. Pomiary wykonywane są w powietrznym termostacie przy zachowaniu tych samych warunków (najlepiej jednocześnie), a zatem współczynnik α dla obu cylindrów jest jednakowy. Pojemność cieplną gleby wylicza się ze wzoru:

$$C = (1 - \frac{R^2}{8k}) (\frac{t_0 C_0}{t} - C_z), \quad (48)$$

gdzie

C, C_0, C_z - odpowiednio pojemność cieplna gleby, cylindra pełnego i ścianki cylindra z glebą;

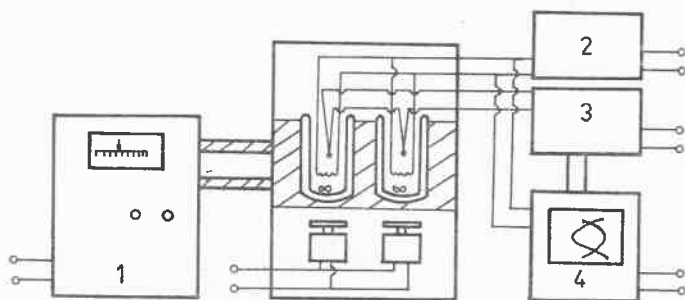
t i t_0 - tempo ochładzania cylindra z glebą i pełnego;

R - wewnętrzny promień cylindra z glebą;

k - współczynnik przewodnictwa temperaturowego gleby.

Kalorymetryczne metody określania ciepła właściwego gleby

Ciepło właściwe gleby od lat mierzone jest metodami kalorymetrycznymi. Najczęściej określano je tzw. metodą mieszania [19, 22, 44, 55, 62, 76, 83, 90], polegającą na ogrzaniu badanej gleby do określonej temperatury i szybkim zmieszaniu jej z cieczą o znanej temperaturze i cieple właściwym. Ciepło właściwe gleby wyliczano opierając się na zasadzie zachowania energii (w odniesieniu do substancji uzyskującej i tracącej energię cieplną). Metoda ta, pomimo bardzo prostej teorii, okazała się trudna w praktycznej realizacji. Wymagała bowiem dodatkowego określania ilości ciepła zużywanego na parowanie cieczy, a także pochłanianego przez kalorymetr i elementy stanowiące jego wyposażenie.



Ryc. 9. Blokowy schemat bliźniaczego izotermicznego kalorymetru stosowanego przez Kasubuchi [42]

1 - urządzenie powodujące cyrkulację wody o stałej temperaturze, 2 - zasilacz, 3 - amperomierz, 4 - rejestrator

Jedną z najnowszych metod określania ciepła właściwego gleby przy zastosowaniu mieszaniny gleba-woda przedstawił Kasubuchi [42]. Posługiwał się on bliźniaczym izotermicznym kalorymetrem, składającym się z dwóch naczyń Dewara o takich samych rozmiarach umieszczonych w ośrodku o stałej temperaturze. Każde z naczyń wyposażone było w miernik temperatury, grzałkę i mieszadło (ryc. 9). Jeżeli naczynia wypełnione zostaną tą samą ilością wody (destylowanej) oraz dostarczona będzie określona ilość ciepła, to zaobserwuje się w nich taki sam wzrost temperatury (ΔT_w). Gdy do jednego z naczyń z wodą nasypana zostanie

próbka powietrznie suchej gleby o masie m , to dostarczenie takiej samej ilości ciepła do obu naczyń spowoduje, że przyrosty temperatury w naczyniach będą różne, a ich różnica wyniesie $\Delta T = \Delta T_w - \Delta T_m$ (gdzie ΔT_m oznacza przyrost temperatury mieszaniny gleby i wody). Pojemność cieplną wysypanej próbki gleby Kasubuchi obliczał ze wzoru:

$$C_g = a \Delta T + b (\Delta T)^2, \quad (49)$$

gdzie

a i b - stałe współczynniki.

Współczynniki te określano eksperymentalnie poprzez zmierzenie różnicy w przyroście temperatury ΔT_1 i ΔT_2 w naczyniach napełnionych wodą, gdy w jednym z nich zwiększona była masa wody: w pierwszym doświadczeniu o m_1 , w drugim - o m_2 (w stosunku do masy początkowej), a następnie rozwiązywanie układu równań:

$$\begin{aligned} m_1 &= a \Delta T_1 + b (\Delta T_1)^2, \\ m_2 &= a \Delta T_2 + b (\Delta T_2)^2. \end{aligned} \quad (50)$$

Przyjmowano przy tym, że ciepło właściwe wody równe jest jedności. Po określeniu pojemności cieplnej powietrznie suchej próbki gleby (C_g) wyliczane było ciepło właściwe fazy stałej gleby (c_s) ze wzoru:

$$c_s = \frac{C_g - m_g x_w}{m_g (1 - x_w)}, \quad (51)$$

gdzie

m_g - masa powietrznie suchej próbki gleby;

x_w - zawartość wody w powietrznie suchej próbce gleby.

Do określenia ciepła właściwego gleby z powodzeniem stosowana była metoda kalorymetru radiacyjnego opisana przez Bowersa i Hanksa [6]. Przyrząd składał się z dwóch identycznie wykonanych metalowych cylindrów, z których jeden napełniano wodą destylowaną, a drugi wilgotną glebą. Tak przygotowane naczynia ogrzewano do określonej temperatury, po czym umieszczono je w pojemnikach otoczonych płaszczem wodnym o stałej temperaturze. Ze względu na to, że obydwa cylindry mają taką samą temperaturę, taką samą powierzchnię zewnętrzną (a więc i stałą α)

można przyjąć, że straty ich energii cieplnej w czasie są równe, gdy rozpatruje się ten sam przedział temperatury podczas ochładzania. Dla cylindra z wodą i cylindra z glebą wynoszą one odpowiednio:

$$\frac{\Delta \theta_1}{\Delta \tau_1} = (C_1 + c_w m_{w1}) \frac{\Delta T}{\Delta \tau_1}, \quad (52)$$

$$\frac{\Delta \theta_2}{\Delta \tau_2} = (C_2 + c_w m_{w2} + c_s m_s) \frac{\Delta T}{\Delta \tau_2}, \quad (53)$$

gdzie

C_1 i C_2 - pojemności cieplne cylindrów z wyposażeniem (miernik temperatury, korek);

c_w - ciepło właściwe wody;

m_w - masą wody;

c_s - ciepło właściwe gleby;

m_s - masa suchej gleby;

ΔT - dowolnie wybrany z krzywej oziębiania przedział temperatury;

$\Delta \tau_1$ i $\Delta \tau_2$ - czas, w jakim zaobserwowano spadek temperatury ΔT w przypadku cylindra z wodą i glebą.

Ciepło właściwe gleby wyliczane jest ze wzoru:

$$C_s = \frac{(C_1 + c_w m_{w1}) \Delta \tau_2 - (C_2 + c_w m_{w2}) \Delta \tau_1}{m_s \Delta \tau_1} \quad (54)$$

Metoda ta nie pozwala na uzyskanie bardzo dokładnych wyników, niemniej jej stosowanie jest uzasadnione, jeśli chodzi o szybkie i łatwe określenie przybliżonych wartości ciepła właściwego gleby.

Metody sondowe

W ostatnich latach szerokie zastosowanie znalazły sondowe metody określania cieplnych właściwości gleby. Stosowano je zarówno w badaniach laboratoryjnych, jak i polowych. Możliwość badania zmian właściwości cieplnych gleby w warunkach naturalnych jest jedną z najważniejszych zalet tych metod.

Zasada pomiaru metodą sondową polega na wprowadzeniu do gleby źródła ciepła (sondy) i rozpatrywaniu rozchodzenia się energii cieplnej

wokół niego. Rejestracja zmiany temperatury w glebie pozwala na obliczenie współczynnika przewodnictwa cieplnego lub temperaturowego. Pomiar sondowe mogą być przeprowadzane przy zachowaniu warunków granicznych pierwszego, drugiego lub czwartego rodzaju. Stosowane sondy mają kształt płaskiej płytki, cylindra lub kuli, przy czym najczęściej spotykane są sondy cylindryczne. Spośród wielu typów sond, poniżej przedstawione zostaną jedynie niektóre.

Jedna z sondowych metod pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego oparta jest na rozwiązaniu równania przepływu ciepła dla długiego cylindrycznego źródła ciepła o małym promieniu. Jako rozwiązanie tego równania wybrano [77]:

$$\Delta T = \frac{q}{4\pi\lambda} \left(c + \ln \frac{r_2}{r_1} \right), \quad (55)$$

gdzie

ΔT - zmiana temperatury w pobliżu źródła ciepła w czasie pomiaru
 $(r_2 - r_1)$;

q - ilość ciepła wytworzona przez źródło ciepła;

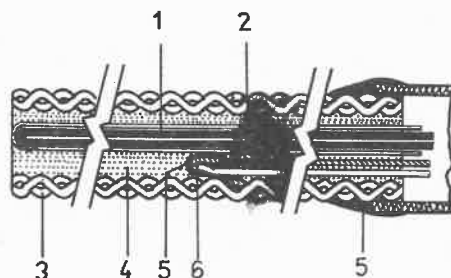
c - stała niezależna od czasu.

Nanosząc na wykres zmianę temperatury jako funkcję $\ln \frac{r_2}{r_1}$ otrzymuje się linię prostą, której tangens kąta nachylenia jest równy $\frac{q}{4\pi\lambda}$. Znając ilość ciepła wytworzonego przez źródło ciepła (q), można stąd obliczyć λ .

Stosowana w tej metodzie sonda składa się z elementu grzejącego (zwykle jest to przewód konstantanowy) i termopary bądź termistora, umieszczonych w cylindrycznej osłonie metalowej. Wymiary sondy są tak dobrane, by jej długość można było uważać za nieskończoną w stosunku do średnicy.

Jako przykład takiej sondy, na ryc. 10, przedstawiono schemat przyrządu stosowanego przez de Vriesa [77]. Element grzewczy stanowił emaliowany przewód konstantanowy o średnicy 0,1 mm i oporze 0,631 Ω /cm, zamknięty w szklanej kapilarze. Przewody termopary wykonane były z emaliowanej miedzi i konstantanu o średnicy 0,1 mm, a złącze jej pokryto kolodium. Szklaną kapilarę oraz termoparę umieszczono w osłonie wykonanej z drobnej siatki metalowej, a wolną przestrzeń wypełniono

parafiną. Wymiary sondy wynosiły: długość 100 mm, średnica 1,4 mm. Sonda była zasilana prądem o natężeniu 0,1 A przez okres 3 min., a pomiar temperatury wykonywano w odstępach 0,2 s. Największy wzrost temperatury wynosił około $1,5^{\circ}$.



Ryc. 10. Schemat cylindrycznej sondy o małym promieniu stosowanej przez de Vriesa /77/

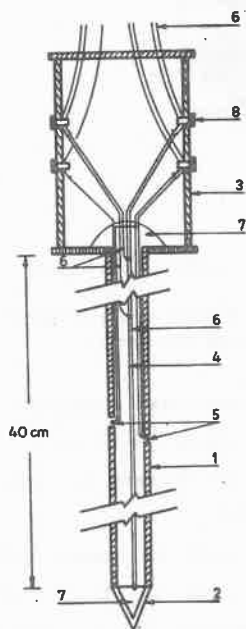
1 - przewód grzewczy, 2 - szklana kapilara, 3 - osłona z siatki metalowej, 4 - parafina, 5 - kolodium, 6 - złącze termopary

Ważną sprawą dla pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby jest to, by wzrost temperatury wywołany grzaniem był niewielki (nie przekraczał 2°), ponieważ transport wilgoci spowodowany gradientem temperatury jest wówczas nieistotny /38, 81, 82/.

Istnieje cały szereg konstrukcji cylindrycznej sondy do pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby /8, 14, 15, 27, 33, 34, 37, 38, 47/. Na ryc. 11 przedstawiono schemat sondy stosowanej przez Nakshabandiego i Kohnke /61/.

Oprócz cylindrycznej sondy o małym promieniu, do pomiaru współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby używano również cylindrycznej sondy o dużej średnicy /59/. W metodzie tej uwzględnia się rozmiary sondy oraz jej pojemność cieplną, a polega ona na rozwiązaniu równania przewodnictwa cieplnego przy następujących warunkach: jednakowa temperatura początkowa sondy i badanego ośrodka, współczynnik wymiany ciepła pomiędzy sondą i glebą równy nieskończoności oraz stała moc prądu elektrycznego dostarczanego do sondy. Rozwiązując równanie przy zastosowaniu transformacji Laplace'a otrzymuje się temperaturę gleby jako

funkcję czasu w postaci całki, która może być wyliczona numerycznie [5]. Eksperymentalnie określone zależności $T = f(\tau)$ porównuje się z zależnością otrzymaną teoretycznie i wybiera się najbardziej z nią zgodną. Na podstawie tej wybranej zależności określany jest współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby.



Ryc. 11. Sonda do pomiaru przewodnictwa cieplnego według Nakshabandi i Kohnke [61]

1 - rurka miedziana, 2 - stalowe ostrze, 3 - trzonek z pleksiglasu, 4 - konstantanowy przewód grzewczy, 5 - złącza termopary, 6 - druciki miedziane, 7 - klej epoksydowy, 8 - śruba

niej odległości, by nie zaznaczał się wzrost temperatury spowodowany grzaniem sondy.

Sonda opisana w cytowanej pracy Moench i Evansa [59] zbudowana była z nierdzewnej stalowej rurki o długości 26,4 cm i średnicy 1,9 cm, na którą nawinięto emaliowany miedziany drut jako element grzewczy. Temperatura była mierzona za pomocą czterech przyspawanych do ścianki sondy termopar chromowo-konstantanowych. Opór elektryczny oraz pojemność cieplna sondy na jednostkę jej długości wynosiły odpowiednio $0,377 \Omega \text{ cm}^{-1}$ i $0,28 \text{ cal deg}^{-1} \text{ cm}^{-1}$.

Przykładem kulistej sondy do pomiaru przewodnictwa cieplnego gleby może być przyrząd skonstruowany przez Kaganowa [39] w Instytucie Agrofizyki w Leningradzie. Sonda ta zbudowana jest z dwóch miedzianych półkul o średnicy 1 cm i grubości ścianki 0,2 mm. Do wewnętrznej ścianki sondy przymocowana jest spirala grzewcza, wykonana z izolowanego drutu manganinowego o średnicy 0,1 mm oraz "gorące" złącze miedziano-konstantanowej termopary. Drugie złącze termopary wyprowadzone jest na zewnątrz i umieszczone w glebie na tym samym poziomie co sonda w takiej od

Współczynnik przewodnictwa ciepłego gleby wyznaczany jest na podstawie rozwiązania równania przewodnictwa ciepłego przy warunkach: jednakowa temperatura początkowa sondy i gleby, stała moc prądu elektrycznego, przy czym pojemność cieplna sondy nie jest uwzględniana. Zmiana temperatury sondy - po upływie dostatecznie długiego czasu (praktycznie kilkunastu minut) - wyrażona jest równaniem:

$$T = \frac{M}{4\pi r \lambda} \left(1 - \frac{r}{\sqrt{4\kappa t}}\right), \quad (56)$$

gdzie

M - moc elementu grzewczego;

r - promień sondy.

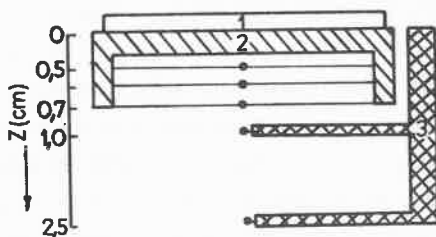
Jak wynika ze wzoru (56), T zależy liniowo od $\frac{1}{\sqrt{t}}$. Na wykresie o współrzędnych T i $\frac{1}{\sqrt{t}}$ otrzymuje się linię prostą, która po przedłużeniu przecina oś T w punkcie odpowiadającym wartości $\frac{M}{4\pi r \lambda}$. Stąd - przy znanej wartości M i r można obliczyć współczynnik przewodnictwa ciepłego gleby. Rejestracji temperatury dokonuje się co 3-5 min. począwszy od 15 min. po włączeniu grzania, a cały pomiar trwa 50 min.

Należy podkreślić, że w ciągu ostatnich 30-40 lat zaznaczył się wyraźny rozwój sondowych metod wyznaczania cieplnych właściwości gleb. Jest on widoczny zwłaszcza w zakresie rozwiązań technicznych. Wyczerpujący przegląd i klasyfikację tych metod znaleźć można w pracy Czudnowskiego /15/.

Określanie cieplnych właściwości gleby blisko jej powierzchni

Omawiane wyżej sondowe metody wyznaczania cieplnych właściwości gleby wykorzystywane mogą być w warunkach polowych jedynie dla badań głębszych warstw (praktycznie poniżej 10 cm od powierzchni gleby). Wynika to z założeń teoretycznych metod sondowych, według których gleba traktowana jest jako ośrodek jednorodny i nieograniczony. Dla badań dotyczących termiki gleby, bilansu ciepłego powierzchni czynnej i innych, szczególnie ważna jest znajomość właściwości cieplnych w przypowierzchniowej warstwie gleby. Wykazują one z reguły znaczne zróżnicowanie wraz ze wzrostem głębokości oraz dużą zmienność w czasie, co stwarza ogromne trudności metodyczne przy ich określaniu.

Metoda wyznaczania cieplnych właściwości gleby blisko jej powierzchni oparta jest na analizowaniu zmian temperatury gleby spowodowanych znanymi, krótkotrwałymi impulsami ciepła wytwarzanymi na powierzchni gleby /85/. Źródło ciepła stanowiła płytka strumieniomierza ciepła nagrzewana poprzez naświetlanie w czasie dobranym tak, by głębokość, na której wzrost temperatury w glebie pozostawał nieuchwytny, była mała w porównaniu z rozmiarami płytki. Temperaturę w przypowierzchniowej warstwie gleby mierzono za pomocą termopar zamontowanych w ramce i wciskanych do gleby do dokładnie określonych głębokości. Górna powierzchnia ramki tworzyła jeden poziom z glebą i wtedy na nią nakładano płytkę strumieniomierza, której dolna powierzchnia kontaktowała z glebą. Rozmieszczenie termopar i ułożenie płytki przedstawiono na ryc. 12.



Ryc. 12. Zestaw do pomiaru właściwości cieplnych gleby w przypowierzchniowej warstwie gleby stosowany przez van Wijka i Bruijna /85/
1 - płytka strumieniomierza ciepła, 2 i 3 - ramki z termoparami

Określenie współczynnika przewodnictwa cieplnego i temperaturowego gleby polega na rozwiązywaniu równania przewodnictwa cieplnego przy zastosowaniu transformacji Laplace'a do zmian temperatury gleby jako funkcji czasu dla różnych głębokości /86/.

Rozwiązanie to ma postać:

$$L\{T(z, \tau)\} = A \exp \left[\left(-\sqrt{\frac{p}{k}} \right) z \right], \quad (57)$$

gdzie

L - operator Laplace'a;

A - stała;

p - odpowiednio wybrana stała przy integracji numerycznej.

Sporządzając wykres zależności $\log L \{ T(z, \tau) \}$ od głębokości z , otrzymuje się linię prostą, nachyloną do osi odciętych pod kątem β i przecinającą oś rzędnych w punkcie $\log A$. Znajomość kąta nachylenia β umożliwia obliczenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego na danej głębokości z , ponieważ

$$\operatorname{tg} \beta = - \sqrt{\frac{P}{k}} \log e. \quad (58)$$

Dla określenia współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby konieczna jest znajomość pola temperatury w przypowierzchniowej warstwie gleby oraz gęstość strumienia ciepła na powierzchni. Gęstość strumienia ciepła na głębokości z w czasie $\tau - q(z, \tau)$, związana jest z gradientem temperatury $\frac{\partial T(z, \tau)}{\partial z}$ następująco:

$$q(z, \tau) = -\lambda \frac{\partial T(z, \tau)}{\partial z}. \quad (59)$$

Po zastosowaniu do tego równania transformacji Laplace'a oraz uwzględniając równanie (57), a także fakt, że rozpatrywany jest strumień ciepła na powierzchni gleby ($z = 0$), otrzymuje się wyrażenie umożliwiające obliczenie λ :

$$L\{q(0, \tau)\} = \lambda \cdot A \cdot \sqrt{\frac{P}{k}}. \quad (60)$$

Omawianą metodę jej autorzy, van Wijk i Bruijn, stosowali w warunkach laboratoryjnych, przy czym impuls ciepła wywoływany był przez naświetlanie płytki za pomocą żarówki. Metoda ta może być wykorzystywana również w warunkach polowych, gdzie zmiany temperatury gleby spowodowane są promieniowaniem słonecznym. W pracy van Wijka i Derksena /87/ znaleźć można przykłady praktycznego zastosowania tej metody przy występowaniu okresowych zmian temperatury gleby (w dniu bezchmurnym) oraz zmian nieokresowych (w dniu o zmiennym zachmurzeniu).

Metody obliczeniowe na podstawie przebiegu temperatury w glebie

Niezależnie od sondowych metod pomiaru cieplnych właściwości gleb rozwijane były metody obliczeniowe oparte jedynie na pomiarach temperatury gleby w warunkach polowych. Najważniejszą ich zaletą jest minimalne

naruszenie naturalnych stosunków cieplnych i wilgotnościowych oraz struktury gleby. Nie bez znaczenia jest również fakt, że mogą być tutaj wykorzystywane wieloletnie serie pomiarów temperatury gleby ze stacji meteorologicznych.

Jeden z najprostszych sposobów określenia współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby podał Syczew [72]. Za punkt wyjścia przyjął on równanie przewodnictwa cieplnego dla jednokierunkowego przepływu ciepła w jednorodnym ośrodku wyrażone poprzez skończone wartości:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = k \frac{\Delta}{\Delta z} \left(\frac{\Delta T}{\Delta z} \right). \quad (61)$$

Współczynnik k obliczany jest z pomiarów temperatury w profilu glebowym na trzech jednakowo i nieznacznie oddalonych od siebie poziomach, dokonywanych w trzech momentach czasu, przy czym okresy między pomiarami były identyczne i niewielkie. Oznaczenia temperatury gleby zmierzonej na danym poziomie i w określonym momencie czasu przedstawiono na ryc. 13.

	$\tau-1$	τ	$\tau+1$
$z+1$	$T_{z+1}^{\tau-1}$	T_{z+1}^{τ}	$T_{z+1}^{\tau+1}$
z	$T_z^{\tau-1}$	T_z^{τ}	$T_z^{\tau+1}$
$z-1$	$T_{z-1}^{\tau-1}$	T_{z-1}^{τ}	$T_{z-1}^{\tau+1}$

Ryc. 13. System pomiaru temperatury gleby w metodzie Syczewa [72]

Obliczany jest współczynnik przewodnictwa temperaturowego na poziomie z w momencie τ . Zakładając, że w niewielkich odstępach czasu temperatura na danym poziomie zmienia się liniowo, można przyjąć, że:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta \tau}\right)_{z, \tau} = \frac{T_z^{\tau+1} - T_z^{\tau-1}}{\tau_{z+1}^{\tau} - \tau_{z-1}^{\tau}} \quad (62)$$

oraz

$$\frac{\Delta}{\Delta z} \left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right)_{z, \tau} = \frac{\frac{T_{z-1}^{\tau} - T_z^{\tau}}{z_{z-1}^{\tau} - z_z^{\tau}} - \frac{T_z^{\tau} - T_{z+1}^{\tau}}{z_z^{\tau} - z_{z+1}^{\tau}}}{\frac{z_{z-1}^{\tau} - z_{z+1}^{\tau}}{2}}. \quad (63)$$

Wówczas z równania (61) wynika, że współczynnik przewodnictwa temperaturowego jest równy:

$$k = \frac{(\Delta z)^2}{\Delta \tau} \frac{T_z^{\tau+1} - T_z^{\tau-1}}{T_{z+1}^{\tau} + T_{z-1}^{\tau} - 2T_z^{\tau}}, \quad (64)$$

gdzie $\Delta z = z_z - z_{z+1} = z_{z-1} - z_z$; $\Delta \tau = \tau_{z+1}^{\tau} - \tau_{z-1}^{\tau}$.

Inne metody obliczania współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby opierają się na okresowości dobowego przebiegu temperatury powierzchni gleby. Wówczas wynikiem rozwiązania równania przewodnictwa jest równanie fali temperatury o okresie ϑ ($\vartheta = 24$ godz.) i fazie początkowej φ . Amplituda fali na głębokości z (A_z) określona jest równaniem (15):

$$A_z = A_0 \cdot e^{-z \sqrt{\frac{\pi k}{\vartheta}}}, \quad (65)^*$$

gdzie A_0 jest amplitudą fali na powierzchni gleby.

Przesunięcie w czasie wystąpienia eksperymentalnych wartości temperatury na głębokości z w stosunku do czasu ich występowania na powierzchni gleby wyrażone jest równaniem:

$$\Delta \tau = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{\vartheta}{\pi k}}. \quad (66)$$

Znając amplitudy dobowe temperatury gleby na dwóch głębokościach z_1 i z_2 lub $\Delta \tau$, można obliczyć współczynnik przewodnictwa temperaturowego ze wzorów:

$$k = \frac{\pi (z_1 - z_2)^2}{\vartheta \ln \left(\frac{A_{z1}}{A_{z2}} \right)^2}, \quad (67)$$

$$k = \frac{x(z_2 - z_1)^2}{\sqrt{[\varphi(z_2) - \varphi(z_1)]^2}} \quad (68)$$

Równania te znane są w literaturze jako równania amplitudy oraz fazy i były często stosowane przy obliczeniu średnich wartości współczynnika k dla doby lub dłuższych okresów (miesiąc, rok) /10, 23, 26, 32, 36, 57, 58, 63, 71, 79, 84, 88/.

Metodę określania k , uwzględniającą nie jeden, lecz dwa wyrazy szeregu harmonicznego dobowej fali temperatury, zaproponowali Kaganow, Czudnowski /40/ i Kołmogorow /48/. Zamiast eksperymentalnych wartości temperatury lub czasu ich wystąpienia wykorzystywane są tutaj pomiary temperatury na dwóch poziomach wykonywane kilkakrotnie w ciągu doby w jednakowych odstępach czasu.

Wzór Kaganowa i Czudnowskiego ma postać:

$$k = \frac{x(z_1 - z_2)^2}{\sqrt{\left[\arctg \frac{(T_1 - T_3)(T'_2 - T'_4) - (T_2 - T_4)(T'_1 - T'_3)}{(T_1 - T_3)(T'_1 - T'_3) + (T_2 - T_4)(T'_2 - T'_4)} \right]^2}} \quad (69)$$

gdzie

T_1, T_2, T_3, T_4 - temperatury notowane na poziomie z_1 w kolejnych pomiarach w ciągu doby (co sześć godzin);

T'_1, T'_2, T'_3, T'_4 - temperatury notowane na poziomie z_2 .

Natomiast wzór Kołmogorowa jest następujący:

$$k = \frac{4x(z_2 - z_1)^2}{\sqrt{\left[\ln \frac{(T_1 - T_3)^2 + (T_2 - T_1)^2}{(T'_1 - T'_3)^2 + (T'_2 - T'_1)^2} \right]^2}} \quad (70)$$

W swojej późniejszej pracy /41/, Kaganow i Czudnowski przedstawili kolejne sposoby obliczania współczynnika przewodnictwa temperaturowego na podstawie 12-krotnych pomiarów temperatury na dwóch poziomach w glebie. Przy założeniu, że temperatura na głębokości z przedstawiona jest w postaci jednego wyrazu rozwinięcia Fouriera - można sposobem rachunkowym wyznaczyć wartości amplitudy i fazy fali temperatury, korzystając ze związków:

$$A_z = \frac{\sqrt{\frac{a^2 + b^2}{12}}}{12}, \quad (71)$$

$$\varphi_z = \arctg \frac{a}{b}, \quad (72)$$

gdzie

$$a = T_2 + T_6 - T_8 - T_{12} + 2(T_4 - T_{10}) + \sqrt{3}(T_3 + T_5 - T_9 - T_{11});$$

$$b = T_3 + T_{11} - T_5 - T_9 + 2(T_1 - T_7) - \sqrt{3}(T_6 + T_8 - T_2 - T_{12}),$$

przy czym $T_1, T_2, \dots, T_{12}$ - temperatura gleby na danym poziomie w kolejnych terminach obserwacji.

Znalezione tym sposobem A i φ pozwalają na obliczenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego z równań (67) bądź (68).

Następna metoda polega na wyprowadzeniu i analizie równania na pole temperatury w warstwie gleby o określonej grubości (l), jeśli właściwości cieplne gleby w tej warstwie są stałe. Współczynnik przewodnictwa temperaturowego gleby obliczany jest ze wzoru:

$$k = \frac{\frac{\pi^2}{8\vartheta} \sum_n n A_n \cos(n \frac{2\pi\tau}{\vartheta} - \varphi_n - \frac{\pi}{2})}{T_{z=\frac{l}{2}}(\tau^x) - \bar{T}(\tau^x)}, \quad (73)$$

gdzie

$T_{z=\frac{l}{2}}$ - temperatura gleby na poziomie równym $\frac{l}{2}$;

$\bar{T}$ - średnia temperatura warstwy gleby obliczona na podstawie temperatury na górnej i dolnej granicy warstwy;

τ^x - taki moment czasu, kiedy w przebiegu dobowym temperatury wyraz drugiego stopnia rozwinięcia Fouriera jest bliski zeru.

Do obliczenia współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby stosowane są również metody polegające na rozwiązaniu równania przewodnictwa cieplnego dla przypadku, gdy fala temperatury nie jest sinusoidalna oraz z uwzględnieniem początkowego rozkładu temperatury gleby z głębokością. Zaletą tych metod jest opieranie się na rzeczywistym przebiegu temperatury gleby oraz to, że umożliwiają obliczanie k dla dowolnych odcinków czasu. Opracowaniem tych metod zajmowali się głównie Czudnowski, Łajchman i Cejtin /11,12,54/.

Wzór wyprowadzony przez Czudnowskiego i Łajchtmana /15/ przy założeniu, że początkowy rozkład temperatury z głębokością aproksymuje się do funkcji liniowej jest następujący:

$$\sqrt{k} = \frac{\pi \int_0^{\infty} [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz}{\int_0^{\tau^n} \frac{[T(0, \tau^n) - T(0, 0)]}{\sqrt{\tau - \tau^n}} d\tau^n}, \quad (74)$$

gdzie

τ^n - moment czasu w przedziale 0 - τ .

Łajchtmman zaproponował inne wyrażenia dla obliczenia współczynnika przewodnictwa temperaturowego, przy których wyprowadzeniu nie zakłada się liniowości temperatury z głębokością w początkowym momencie czasu /54/:

$$k = \frac{h \int_0^H (z-h) [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz - H \int_0^h (z-h) [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz}{\int_0^{\tau^n} [T(0, \tau^n) - T(h, \tau^n)] d\tau^n - H \int_0^{\tau^n} [T(0, \tau^n) - T(h, \tau^n)] d\tau^n}, \quad (75)$$

$$k = \frac{\int_0^H z [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz + H \int_0^{\tau^n} [T(z, \tau) - T(z, 0)] dz}{\int_0^{\tau^n} [T(0, \tau) - T(h, \tau)] d\tau}, \quad (76)$$

gdzie

h, H - dwa dowolnie wybrane poziomy, przy czym we wzorze (76)

$$h = 0.$$

Pierwszy wzór Łajchtmana (75) w porównaniu z innymi okazał się dostatecznie dokładny (zwłaszcza przy obliczaniu k z przebiegu temperatury w okresie dziennym /88/). W celu zwiększenia dokładności obliczeń również w innych okresach doby Cejtin /12/ przekształcił ten wzór do następującej postaci:

$$k = \frac{\int_0^H [T(z, \tau^n) - T(z, 0)] u(z) dz}{\int_0^{\tau^n} [T(0, \tau^n) - T(h, \tau^n)] d\tau^n + h \int_0^{\tau^n} \frac{T(H, \tau^n) - T(h, \tau^n)}{H-h} d\tau^n}, \quad (77)$$

przy czym

$$u(z) = \begin{cases} z & \text{przy } 0 \leq z \leq h, \\ \frac{h}{H-h} (H-z) & \text{przy } h \leq z \leq H. \end{cases}$$

Do obliczania współczynnika przewodnictwa temperaturowego z powołaniem stosowany był również wzór Cejtina /11/ oparty na znajomości czasu wystąpienia maksimum w dobowym przebiegu temperatury:

$$k = \frac{\int_0^H [T(z, \tau) - T(z, 0)] (z-h) dz + \int_0^H [T(z, \tau) - T(z, \tau_{\max})] (z-h) dz}{\int_0^{\tau} [T(h, \tau) - T(H(\tau), \tau)] d\tau}, \quad (78)$$

gdzie

$\tau_{\max}$ - moment czasu, w którym obserwuje się maksimum temperatury;
 $T(z, \tau_{\max})$ - maksimum temperatury na poziomie z .

W swej późniejszej pracy Cejtin /13/ zaproponował jeszcze inny wzór, w którym brane są pod uwagę średnie wartości temperatury dla danej warstwy gleby i okresu czasu. Dzięki temu zmniejszony jest wpływ przypadkowych wahań temperatury i błędów w jej pomiarze.

Wzór ten ma postać:

$$k = \frac{\int_0^H [\bar{T}(z, \tau) - T(z, 0)] \psi(z) dz}{\int_0^{\tau} \left[T(0, \tau^n) \frac{d\psi(z)}{dz} \Big|_{z=0} - T(H, \tau^n) \frac{d\psi(z)}{dz} \Big|_{z=H} + \int_0^H T(z, \tau^n) \frac{d^2\psi(z)}{dz^2} dz \right] (1 - \frac{\tau^n}{\tau}) d\tau^n}, \quad (79)$$

gdzie

$\bar{T}(z, \tau) = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} T(z, \tau^n) d\tau^n$ - średnia temperatura dla okresu 0- τ na głębokości z ;

$\psi(z)$ - dowolna funkcja, odpowiadająca warunkom $\psi(0) = \psi(H) = 0$.

W celu uzyskania większej dokładności w obliczaniu średniej wartości współczynnika przewodnictwa temperaturowego dla danej warstwy gleby, oprócz funkcji $\psi(z)$ należałoby wprowadzić również funkcję $f(\tau)$. Wynikają jednak przy tym duże trudności związane z wyborem postaci tych funkcji. Przykłady kilku rozwiązań tego zagadnienia podał Szechter /73/.

Metody obliczeniowe na podstawie zawartości poszczególnych składników gleby w jednostce objętości

Jak wiadomo, właściwości cieplne gleby jako układu wieloskładnikowego zależne są od aktualnej zawartości poszczególnych składników i faz w jednostce objętości gleby. Fakt ten wykorzystuje się do obliczania

objętościowej pojemności oraz współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby /14, 24, 25, 45, 80, 84, 89, 90/.

Objętościową pojemność cieplną gleby określić można według definiującego ją równania:

$$C_v = c_{vm} x_{vm} + c_{vo} x_{vo} + c_{vw} x_{vw} + c_{vp} x_{vp}. \quad (80)$$

Jeśli przyjmie się, że średnia wartość ciepła właściwego mineralnych cząstek gleby wynosi $0,17 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, a ich gęstość $2,7 \text{ g cm}^{-3}$ oraz analogicznie dla materii organicznej: $0,46 \text{ cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ i $1,3 \text{ g cm}^{-3}$, to objętościową pojemność cieplną gleby wyznaczyć można ze wzoru (80):

$$C_v = 0,46 x_{vm} + 0,60 x_{vo} + x_{vw}, \quad (81)$$

przy czym zaniedbuje się pojemność cieplną powietrza glebowego.

Jeżeli w badaniach nie jest wymagana bardzo dokładna wartość objętościowej pojemności cieplnej gleby, to do jej obliczania stosowane są wzory uproszczone. Dla gleb mineralnych /53, 75/:

$$C_v = 0,46 (1-p_o) + x_{vw} \quad (82)$$

oraz /16/

$$C_v = 0,2 \gamma_s + \frac{W_v}{100}, \quad (83)$$

a dla gleb organicznych (torfowych) /66/:

$$C_v = 0,4 \gamma_s + \frac{W_v}{100}, \quad (84)$$

gdzie

p_o - porowatość ogólna gleby;

γ_s - ciężar objętościowy gleby w stosunku do suchej masy;

W_v - wilgotność gleby w procentach objętości.

Zagadnienie wyrażenia przewodnictwa cieplnego jako funkcji przewodnictwa i zawartości poszczególnych składników gleby może być rozwiązane jedynie w przybliżeniu. Problemem tym zajmował się de Vries /78, 80/. Traktując glebę jako materiał składający się z ośrodka ciągłego (woda bądź powietrze) o zawartości x_{v1} i przewodnictwie cieplnym λ_1 , w którym rozproszone są cząstki stałe o zawartości $x_v = 1 - x_{v1}$ i przewodnictwie cieplnym λ oraz przy założeniu, że cząstki stałe nie oddziałują wzajemnie na siebie, współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby może być obliczony na podstawie wzoru:

$$\bar{\lambda} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i x_{vi} \lambda_i}{\sum_{i=1}^n d_i x_{vi}}, \quad (85)$$

gdzie

n - liczba typów cząstek,
natomiast d_i jest równe

$$d_i = \frac{1}{3} \sum_{a=1}^3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_1} - 1 \right) g_a \right]^{-1}. \quad (86)$$

W równaniu tym wielkość g_a charakteryzuje kształt danego typu cząstek (elipsoid).

Ze względu na małe odległości cząstek stałych w glebie, a więc niespełnienie przyjętego założenia o nieoddziaływaniu wzajemnym cząstek, do wzoru (86) wprowadzone są odpowiednie poprawki. Wielkość ich, ustalona eksperymentalnie, zależy głównie od wartości stosunku $\frac{\lambda_i}{\lambda_1}$. Wchodzące do wzorów wartości przewodnictwa cieplnego cząstek (poszczególnych grup minerałów, materii organicznej i wody) brane są z tablic. W przypadku gleb nienasyconych w metodzie tej możliwe jest uwzględnienie przenoszenia ciepła spowodowanego ruchem pary wodnej.

Na podstawie przeprowadzonych doświadczeń stwierdzono, że metodą tą można obliczyć wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego z dość dużą dokładnością. Dla gleb wilgotnych błąd w większości przypadków nie przekracza 10%. Szczegółowy opis metody oraz przykłady obliczania przewodnictwa cieplnego różnych typów gleb podano w pracy de Vriesa /80/.

ZAKOŃCZENIE

Przegląd literatury dotyczącej określania współczynnika przewodnictwa cieplnego i temperaturowego oraz objętościowej pojemności cieplnej gleby wskazuje na dużą różnorodność metod pomiarowych. Różnorodność ta w znacznej mierze wynika z konieczności opracowania metod pomiarowych dostosowanych do charakteru podejmowanych badań oraz warunków, w jakich powinny i mogą być one prowadzone. Udoskonalenie metod już istniejących poprzez zmianę założeń wyjściowych bądź to przez ulepszenie

rozwiązań technicznych aparatury prowadzi do zwiększenia ilościowego rozmaitych wariantów poszczególnych metod.

Wybór odpowiedniej metody określania danej właściwości cieplnej gleby zależy od celu badań i związanej z nim wymaganej dokładności wyniku oraz miejsca, gdzie będą prowadzone badania (laboratorium, pole uprawne). Inne metody należy stosować w badaniach stacjonarnych i dynamicznych, gdy rozpatrywana jest gleba o nienaruszonej strukturze i gdy można posługiwać się glebą odpowiednio przygotowaną do badań.

W badaniach o charakterze podstawowym z powodzeniem mogą być używane metody kalorymetryczne. Pozwalają one na uzyskanie dostatecznie dokładnych wyników dla gleby o ustalonym stanie cieplnym. Metody obliczeniowe polegające na analizie dobowej fali temperatury w glebie umożliwiają określenie średniej dobowej wartości współczynnika przewodnictwa temperaturowego na danej głębokości lub w określonej warstwie gleby. Metody te wymagają tylko elementarnych pomiarów temperatury gleby, a więc są bardzo dogodne do badań polowych. Z tego względu są szeroko stosowane, chociaż nie dają zbyt dokładnych wyników. Do badań gleb o nienaruszonej strukturze (głównie w warunkach naturalnych) z powodzeniem używane są metody sondowe. Zastosowane w konkretnych badaniach pozwalają na określenie przedziału zmian i dynamiki współczynnika przewodnictwa cieplnego w określonych warunkach glebowo-klimatycznych.

Rozwój badań cieplnych właściwości gleb (zarówno o charakterze poznawczym, jak i praktycznym), jaki daje się zaobserwować w ostatnich latach w wielu krajach, sprawia, że zagadnienia metodyczne pozostają nadal w centrum uwagi badaczy. Należy spodziewać się zatem dalszego rozwoju metod określania właściwości cieplnych gleb, zwłaszcza przydatnych do badań polowych.

PIŚMIENNICTWO

1. Adamenko W.N.: Wlijanije melioratiwnych wozdiejstwij na tiepofiziceskije swojstwa i tiepowoj reżim poczwy. Trudy GGO, 1972, 288, 83-91.
2. Andrianow P.I.: Tiepłoiemkość swiazannoj wody i tiepotoiemkość poczw Dokł. WASCHNIŁ, 1936, 2.
3. Andrianow P.I.: Tiepłoiemkość swiazannoj wody. Dokł. AN SSSR, 1949, 66, 2.
4. Baver L.D., Gardner W.H., Gardner W.R.: Soil physics (4 ed.), John Wiley and Sons Inc. New York-London-Sydney-Toronto 1972.
5. Blackwell J.H.: A transient-flow method for determination of thermal constants of insulating materials in bulk. Part 1. Theory". J.Appl. Phys., 1954, 25, 137-144.
6. Bowers S.A., Hanks R.J.: Specific heat capacity of soils and minerals as determined with a radiation calorimeter. Soil Sci., 1962, 94, 6, 392-396.
7. Boyen H., Dogniaux R., Paszyński J.: Méthodes de détermination du bilan énergétique de la surface active de la terre. Institut Royal Météorologique de Belgique, Publications, Série A, 1976, 99, 71.
8. Buettner K.: A small portable meter for soil heat conductivity and its use in the O'Neill test. Trans. Amer. Geophys. Un., 1955, 36, 827-837.
9. Carslaw H.S., Jaeger J.C.: Conduction of heat solids. Oxford Univ. Press, London, 1959.
10. Carson J.E.: Analysis of soil and air temperatures by Fourier techniques. J. Geophys. Res., 1963, 68, 2217-2232.
11. Cejtin G.H.: O nowom mietodie wyczislenija koeficienta tiempieraturoprawodnosti poczwy. Trudy GGO, 1950, 22(84), 26-33.
12. Cejtin G.H.: K woprosu ob opriedielenii niekotorych tiepłowych swojstw poczwy. Trudy GGO, 1953, 39(101), 201-213.
13. Cejtin G.H.: O wyczislenii koeficienta tiempieraturoprawodnosti i potoka tiepła w poczwu po osriedniennym tiempieraturam. Trudy GGO, 1956, 60 (122), 67-79.

14. Cochran P.H., Boersma L., Youngberg C.T.: Thermal properties of a pumice soil. *Soil Sci.Soc.Am.Proc.* 1967, 31, 4, 454-459.
15. Czudnowski A.F.: *Tiepłofiziczeskije charakteristiki dispiersnych materiałow.* Gos.izd.fiz.-matem.lit., Moskwa 1962.
16. 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.
17. Dilkowa P., Iliewa W.: *Izmenenie na koeficienta na temperaturoprowodimost i temperaturata na izlużena czernozem-smolnica i izlużena kanelena gorska poczwa pri izkustweno ostrukturjawane.* *Poczwoznanie i agrochimija*, 1974, IX, 2, 34-42.
18. Dimo W.N. *K woprosu o zawisimosti mieżdu tiempieraturoprowodnostju i włażnostju poczw.* *Poczwowiedienije*, 1948, 12, 729-733.
19. Dmitriew E.A. *K woprosu o niekotorych faktorach opriedielajuszczich udielnuju tiepłoiemkost twierdoj fazy poczw.* *Wiestnik Mosk. Uniw.*, 1958, 4, 103-111.
20. Dmitriew E.A.: *O tiepłoiemkosti sorbirowannoj wody.* *Naucz.Dokł. Wys. Szkoły Biolog. nauki.* 1958, 2, 168-171.
21. Dobrzański B., Kowalik Z.: *Aktualne problemy fizyki gleby.* *Post. Nauk Rol.*, 1972, R.XIX/XXIV/, 2, 3-11.
22. Dołgow S.I. (red.): *Agrofiziczeskije mietody issliedowanija poczw.*, Izd, Nauka, Moskwa 1966.
23. Drawid R.K.: *Studies on soil temperatures in relation to other factors controlling the disposal of solar radiation.* *Indian J. Agric. Sci.*, 1940, 10, 352-389.
24. Duin R.H.A. van: *Influence of tilth on soil-and air temperature.* *Neth. J. Agric. Sci.*, 1954, 2, 4, 229-241.
25. Feddes R.A.: *Water, heat and crop growth.* *Meded. Landbouwhogeschool Wageningen*, 1971, 71, 12.
26. Fluker B.J. *Soil temperatures.* *Soil Sci.*, 1958, 86, 35-46.
27. Fritton D.D., Busscher W.J., Alpert J.E.: *An inexpensive but durable thermal conductivity probe for field use.* *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1974, 38, 854-855.
28. Gerajzade A.P.: *K woprosu o liniejnoj zawisimosti koeficienta*

- temperaturyprzewodności ot mechanicznego sostawa poczw.
Poczwowiedienije, 1974, 10, 120-123.
29. Gerajzade A.P., Czudnowskij A.F.: Issledowanije termiczieskich charakteristik niekotorych poczwiennyh raznostiej Azierbajdzanskoj SSR. Sb. trudow po agron, fiz. 1970, 26, 71-79.
 30. Globus A.M., Arefiew A.W.: O niekotorych zawisimostiach mieźdu gidrofiziczieskimi i tiepłofiziczieskimi charakteristikami poczw. Sb. trudow po agron. fiz. 1971, 32, 127-136.
 31. Gupało A.I.: Tiepowyje swojstwa poczwy w zawisimosti ot wlaźnosti i płołnosti. Poczwowiedienije, 1959, 4, 40-45.
 32. Hadas A.: A comparison between two methods of determining the thermal diffusivity of a moist soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1968, 32, 28-30.
 33. Hooper F.C., Chang S.C.: Development of the thermal conductivity probe. Trans. Am. Soc. Heating Ventilating Engrs., 1953, 463-472.
 34. Hooper F.C., Leeper F.R.: Transient heat flow apparatus for the determination of thermal conductivities. Trans. Am. Soc. Heating Ventilating Engrs., 1950, 56, 309-324.
 35. Iliewa W., Krstewa J.: Toplinni swojstwa na izlužen czernozem-smolnica i izlužena kanelena gorska poczwa. Agrofiziczni izsledowanija, Sofia 1973, 1, 117-122.
 36. Jackson R.D., Kirkham D.: Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil. Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 1958, 22, 6, 479-482.
 37. Jackson R.D., Taylor S.A.: Heat transfer. In Black C.A. /ed./ Methods of soil analysis. Part I. Agronomy. Am. Soc. Agron. Inc., Publisher Madison, Wisconsin, 1965, 349-356.
 38. Janse A.R.P., Borel G.: "Measurement of thermal conductivity in situ in mixed materials, e.g. soils. Neth. J. agric. Sci., 1965, 13, 1, 57-62.
 39. Kaganow M.A.: Pribor dla opriedielienija tiepłowych charakteristik poczwy w jestiestwiennyh usłowijach. Sb. trudow po agron. fiz. 1952, 5.
 40. Kaganow M.A., Czudnowski A.F.: Opriedielenije koeficienta temperaturyprzewodności po dannym srocznych izmierienij temperatury.

- Izw. AN SSSR, ser. geogr. i geofiz., 1949, 5.
41. Kaganow M.A., Czudnowski A.F.: Ob opriedielienii koefficienta tiempieraturoprowodnosti poczwy. Izw. AN SSSR, ser. geofiz. 1 1953, 2, 183-190.
 42. Kasubuchi T.: Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil. Soil Sci. Plant Nutr., 1975, 21, 1, 73-77.
 43. Kasubuchi T.: The effect of soil moisture on thermal properties in same typical Japanese upland soils. Soil Sci. Plant Nutr., 1975, 21, 2, 107-112.
 44. Kersten M.S.: Thermal properties of soils. Bull. 28 University of Minnesota, Inst. Technology, Engineering Experiment Station, 1949, 52, 21.
 45. 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. Proc., 1976, 40, 1, 18-25.
 46. Kohnke H., Nakshabandi A.G. - Heat transfer in soils. 8 th Intern. Congress of Soil Science, Bucharest, 1964, 183-193.
 47. Koitzsch R.: Messungen der Varmeleitfähigkeit im Unterboden Zeitschrift für Meteorologie, 1967, 19, 11-12, 375-380.
 48. Kołmogorow M.I.: K woprosu ob opriedielienii keoficienta tiempieraturoprowodnosti poczwy. Izw. AN SSSR, ser. geogr. i geofiz., 1950, 2.
 49. Kondratiew G.M.: Ispytanije na tiełoprowodnost po mietodam reguliarnogo rieżima. Standartgiz, Moskwa 1936.
 50. Kondratiew G.M.: Pribory dla skorostnogo opriedielienija tiełowych swojstw matieriałow. Gosstrojizdat, Moskwa 1949.
 51. Kondratiew G.M.: Rieguniarnyj tiełowej režim. Gos. izd. tech.-teor. lit., Moskwa 1954.
 52. Kondratiew G.M.: Tiełowyje izmierienija. Maszgiz, Moskwa 1957.
 53. Kowalik P.: Zarys fizyki gruntów. Politechnika Gdańska, Gdańsk 1973.
 54. Lajchtman D.L.: O tocznom mietodie opriedielienija tiempieraturoprowodnosti poczwy. Trudy GGO, 1947, 2(64).

55. Lang C.: *Über Warmecapacitat der Bodenconstituenten*". Forsch. Gebiete Agr.-Phys., 1978, 1, 109-147.
56. Lykow A.W.: *Mietody opriedielienija ciepłoprowodnosti i tiempieraturoprawodnosti*. Izd. Energija, Moskwa, 1973.
57. Nartjanowa G.N.: *Niekotoryje osobienności ciepłowego reżima poczw Onon-Argunskoj stiepi*. Klimat poczw, Gidromietieoizdat, Leningrad, 1971, 103-109.
58. Mc Culloch J.S.G., Penman H.L.: *Heat flow in the soil*. VI^e Congres Intern. de la Science du Sol, Paris 1956.
59. Moench A.F., Evans D.D.: *Thermal conductivity and diffusivity of soil using a cylindrical heat source*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1970, 34, 3, 377-381.
60. Molga M.: *Meteorologia rolnicza*. PWRiL, Warszawa 1970.
61. Nakshabandi G.A., Kohnke J.: *Thermal conductivity and duffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties*. Agric. Meteor., 1965, 2, 4, 271-279.
62. Patten H.E.: *Heat transference in soils*. U.S. D.A. Bur. Soils Bull., 1909, 59, 1-54.
63. Pearce D.C., Gold L.W.: *Observations of ground temperature and heat flow at Ottawa, Canada*. J. Geophys. Res., 1959, 64, 9, 1293-1298.
64. Petuchow B.S.: *Opytnoje izuczienije prociessow ciepłopieriedaczi*. Gosenergoizdat, Moskwa-Leningrad 1952.
65. Płatunow E.S.: *Tieplofiziczijskije izmierienija w monotonnom reżimie*. Izd. Energija, Leningrad 1973.
66. Romanow W.W.: *Isparienije s bołot jewropiejskoj tierritorii SSSR*. GIMIZ. Leningrad 1962.
67. Skaggs R.W., Smith E.M.: *Apparent thermal conductivity of soils as related to soil porosity*. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., 1968, 11, 4, 504-507.
68. Skuratow S.M., Szkitow M.S.: *Tiepołemkost wody swiazannoju wysokopolimiernymi wieszcziestwami*. Dokł. AN SSSR, 1946, 53, 7.
69. Smith W.O.: *Thermal conductivities in moist soils*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1939, 4, 32-40.

70. Smith W.O.: The thermal conductivity of dry soil. *Soil Sci.*, 1942, 53, 6, 435-459.
71. Stanew S., Tanow E.: Wzrost temperatury przewodimostki na njakoi poczwini tipowe w Blgarija. *Izw. inst. po hidrol. i meteorol.*, 1965, 4, 131-146.
72. Syczew K.A.: Elementarnyj sposob rosczieta tiepłowego balansa w gruncie. *Mieteorologija i gidrologija*, 1954, 6, 25-27.
73. Szechter F.N.: O rosczietie sredniego koefficienta tiempieraturopro- wodnosti. *Trudy GGO*, 1957, 69, 87-93.
74. Szulgin A.M.: "Itogi i zadaczi issliedowanij klimata poczwy w SSSR. Klimat poczwy, Gidromietieoizdat, Leningrad 1971.
75. Turski R., Martyn W.: Heat capacity of chernozems and brown soils formed from loesses of the Lublin upland. *Polish J. Soil Sci.*, 1975, 8, 2, 131-136.
76. Ulrich R.: Untersuchungen uber die Warmecapacitat der Boden-con- stituenten. *Forsch. Gebiete Agr.-Phys.*, 1894, 17, 1-31.
77. Vries D.A. de: A nonstationary method for determining thermal conductivity of soil in situ. *Soil Sci.*, 1952, 73, 2, 83-89.
78. Vries D.A. de: Het warmtegeleidingsvermogen van grond. *Meded. Landbouwhogeschool Wageningen*, 1952, 52.
79. Vries D.A. de: On the evaluation of the thermal (or eddy) diffusi- vity from the diurnal temperature wave. *Neth J. Agric. Sci.* 1956, 4, 136-339.
80. Vries D.A. de: Thermal properties of soils. Chapter 7 in van Wijk W.R. (ed.) *Physics of plant environment*, North-Holland Publishing Co., Amsterdam 1963, 211-235.
81. Vries D.A. de, Peck A.J.: on the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils. I. Extension of theory and discussion of probe characteristics. *Austr. J. Phys.*, 1958, 11, 255-271.
82. Vries D.A. de, Peck A.J.: On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils. II. Analysis of moisture effects. *Austr. J. Physics*, 1958, 11, 409-423.
83. White W.P.: Silicate specific heat. *Am. J. Sci.*, 1919, 47, 1-43.

84. Wierenga P.J., Nielsen D.R., Hagan R.M.: Thermal properties of a soil based upon field and laboratory measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1969, 33, 3, 354-360.
85. Wijk W.R. van, Bruijn P.J.: Determination of thermal conductivity and volumetric heat capacity of soils near the surface. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, 1964, 28, 4, 461-464.
86. Wijk W.R. van, Bruijn P.J.: Laplace transforms of empirical curves in the evaluation of physical parameters in differential equations. *Physica*, 1964, 30, 1097.
87. Wijk W.R. van, Derksen W.J. - Thermal properties of a soil near the surface. *Agric. Met.*, 1966, 3, 5/6, 333-342.
88. Wołoszinowa G.A.: Sprawnienie razlicznych mietodow opriedielenija koeficienta tiempieraturoprawodnosti. *Trudy GGO*, 1950, 22(84), 34-37.
89. Woodside W., Cliffe J.B.: Heat and moisture transfer in closed systems of two granular materials. *Soil Sci.*, 1959, 87, 75-82.
90. Yadav M.R., Saxena G.S.: Effect of compaction and moisture content on specific heat and thermal capacity of soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, 1973, 21(2), 129-132.
91. Zielenkiewicz W.: Analiza przebiegu efektów cieplnych w kalorymetrach nieizotermiczno-nieadiabatycznych. PWN, Warszawa 1966.

SPIS TREŚCI

	Str.
WSTĘP	5
DEFINICJE I WZAJEMNE ZWIĄZKI CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI	
GLEB	8
Ciepło właściwe	8
Współczynnik przewodnictwa cieplnego i temperaturowego ..	13
Współczynnik przyswajalności cieplnej	20
METODY OKREŚLANIA CIEPLNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB ...	21
Metody stanu uporządkowanego (regularnego reżimu)	24
Kalorymetryczne metody określania ciepła właściwego gleby .	31
Metody sondowe	33
Określanie cieplnych właściwości gleby blisko jej powierz- chni	37
Metody obliczeniowe na podstawie przebiegu temperatury w glebie	39
Metody obliczeniowe na podstawie zawartości poszczególnych składników gleby w jednostce objętości	45
ZAKOŃCZENIE	47
PIŚMIENNICTWO	49