ACTA AGROPHYSICA

Krzysztof Lamorski

MODELOWE BADANIA POLA TEMPERATURY W PROFILU GLEBOWYM Z LOKALNYM ZABURZENIEM WŁAŚCIWOŚCI CIEPLNYCH

154

Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie

Rozprawy i Monografie
2007 (5)

Komitet Redakcyjny
Redaktor Naczelny – Józef Horabik
Zastępca Redaktora Naczelnego – Grzegorz Józefaciuk
Sekretarz Redakcji – Wanda Woźniak

Rada Redakcyjna
Tomasz Brandyk, czł. koresp. PAN – przewodniczący

Ryszard Dębicki
Bohdan Dobrzański
Danuta Drozd
Franciszek Dubert
Tadeusz Filipek
Józef Fornal
Jan Gliński, czł. rzecz. PAN
Eugeniusz Kamiński
Andrzej Kędziora
Tadeusz Kęsik
Krystyna Konstankiewicz
Janusz Laskowski
Jerzy Lipiec
Piotr P. Lewicki
Stanisław Nawrocki, czł. rzecz. PAN
Edward Niedźwiecki
Viliam Novák, Słowacja
Josef Pecen, Czechy
Tadeusz Przybysz
Jan Sielewiesiuk
Witold Stępniewski
Zbigniew Ślipek
Bogusław Szot

Opiniował do druku
Prof. dr hab. Janusz Olejnik

Adres redakcji
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Wydawnictwo
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin, tel. (0-81) 744-50-61, http: //www.ipan.lublin.pl
e-mail: w.wozniak@.ipan.lublin.pl

Czasopismo jest umieszczone w następujących bazach:
Thomson Scientific Master Journal List
Polish Scientific Journals Contents – Life Sci.
Biblioteka Główna i Centrum Informacji Naukowej Akademii Rolniczej w Poznaniu
Instytut Bibliotekoznawstwa i Informacji Naukowej Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach
Lonicera – serwis botaniczny

©Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 2007

ISSN 1234-4125

Acta Agrophysica są do nabycia w dziale Wydawnictw Instytutu Agrofizyki PAN w Lublinie. Prenumeratę instytucjonalną można zamawiać w dziale Wydawnictw Instytutu Agrofizyki PAN w Lublinie oraz w oddziałach firmy Kolporter S.A. na terenie całego kraju. Informacje pod numerem infolinii 0801-205-555 lub na stronie internetowej http://www.kolporter-spolka-akcyjna.com.pl/prenumerata.asp

Wydanie I. Nakład 150 egz. Ark. 6,7
Skład komputerowy: Irena Kulawiak
Druk: Drukarnia *ALF-GRAF*, ul. Kościuszki 4, 20-006 Lublin

Druk niniejszego opracowania naukowego jest współfinansowany ze środków Unii Europejskiej, Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego w ramach Programu Sąsiedztwa Polska-Białoruś-Ukraina INTERREG IIIA/TACIS CBC 2004-2006 przeznaczonych na realizację projektu „Interregionalne Centrum Badawczo-Edukacyjne w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie", NEB/PL/LUB/2.1/05/222.

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP 5
2. MODEL TRANSPORTU ENERGII W OŚRODKU GLEBOWYM 10
2.1. Procesy nierównowagowe 10
2.2. Opis modelu 12
2.2.1. Założenia modelu 12
2.2.2. Współczynniki transportu opisujące ośrodek glebowy 14
2.2.3. Warunki brzegowe na powierzchni gleby 17
2.2.4. Parametryzacja modelu 20
2.3. Równania modelu w walcowym układzie odniesienia 21
2.4. Zastosowania modelu transportu ciepła 23
3. IMPLEMENTACJA NUMERYCZNA I PROGRAMOWA MODELU 24
3.1. Implementacja numeryczna 24
3.1.1. Metoda objętości skończonych 24
3.1.2. Reprezentacja obszarów niejednorodnych 27
3.2. Implementacja programowa modelu 30
4. WERYFIKACJA MODELU ZJAWISK PRZEPŁYWU CIEPŁA W OŚRODKU GLEBOWYM 31
4.1. Weryfikacja modelu na podstawie rozwiązań analitycznych przykładowych problemów 31
4.2. Analiza czułości modelu 35
4.2.1. Metoda FAST 35
4.2.2. Analiza istotności parametrów modelu 36
4.3. Eksperymentalna weryfikacja modelu 43
5. ANALIZA WYBRANYCH CZYNNIKÓW WPŁYWAJĄCYCH NA DOKŁADNOŚĆ POMIARÓW STRUMIENIA CIEPŁA 51
5.1. Strumień ciepła w glebie 51
5.2. Strumieniomierz i geneza błędów przy pomiarach wykonywanych strumieniomierzem 51
5.2.1. Strumieniomierz – zasada działania i geneza błędów 51
5.2.2. Analiza błędu i teoria strumieniomierza 54
5.3. Analiza numeryczna błędów dokonywanych przy pomiarach strumieniomierzem płytkowym 59
5.3.1. Dynamika błędu w pomiarach strumieniomierzem 59
5.3.2. Lokalna analiza czułości parametrów strumieniomierza 60
5.3.3. Globalna analiza czułości parametrów strumieniomierza 67
6. WNIOSKI 71
7. PIŚMIENNICTWO 72
8. STRESZCZENIE 76
9. SUMMARY 77

1. WSTĘP

Zjawiska transportu masy i energii zachodzą w środowisku powszechnie, w szczególności w ośrodku glebowym. Do ich opisu stosowane są różne metody fizyczno-matematyczne. Modelowanie zjawisk przepływu ciepła w ośrodku glebowym jest ważnym narzędziem w badaniach i aplikacjach z kręgu nauk: agroekologii, agrotechniki, gruntoznawstwa, ochrony środowiska czy agrofizyki.

Temperatura gleby jest ważnym parametrem mającym wpływ na przebieg różnorodnych procesów glebowych. Warunkuje kiełkowanie nasion (Flerchinger i Pierson 1997), powstawanie systemu korzeniowego roślin (McMichael i in. 1986), wpływa na rozwój i plonowanie roślin (McMichael i in. 2004), ma wpływ na emisję gazów szklarniowych (Merino i in. 2004, Ouyang i Zheng 2000), jak również na intensywność przebiegających w glebie procesów mikrobiologicznych (Brzezińska i in. 1998, Wittmann i in. 2004). Temperatura gleby jest jednym z czynników (Lavee i in. 1996) mających wpływ na kształtowanie i stabilność agregatów glebowych, tj. tworzenie się struktury gleby, która wpływa na jej właściwości retencyjne (retencja, przewodnictwo), wpływa również na procesy chemiczne zachodzące w środowisku glebowym, a także warunkuje procesy przepływu zanieczyszczeń chemicznych (Paraiba i Pulino 2003).

Ośrodek glebowy jest naturalnym medium o niejednorodnych właściwościach fizycznych (Usowicz i in. 1996). Ta niehomogeniczność ośrodka glebowego, powoduje przestrzenną zmienność pola temperatury w ośrodku glebowym (Usowicz Walczak 1996). Na zróżnicowanie temperatury gleby może mieć sposób uprawy i rodzaj uprawianych roślin (Drury i in. 1996, Flerchinger i Pierson 1997, Kołodziej i Galant 1986), między innymi wykazano wpływ struktury łanu na niejednorodność temperatury gleby (Kołodziej i Sierosławski 1996). Wilgotność ośrodka glebowego może być modyfikowana przez uprawiane rośliny. Jednak nawet wtedy kiedy gleba jest bez pokrycia, lub pokrycie jest jednorodne np. trawa, występuje naturalne zróżnicowanie wilgotności gleby (Janik 2005), które wpływa na właściwości cieplne ośrodka glebowego a przez to na pole temperatury. Oprócz wpływu rodzaju upraw na temperaturę gleby znany jest (Kossowski i Usowicz 1995) również wpływ zagęszczenia ośrodka glebowego wywołanego przez opony maszyn rolniczych na pole temperatury kształtujące się w ośrodku glebowym.

Zjawiska przepływu energii w ośrodku glebowym są również interesujące pod względem inżynieryjnym. Z kręgu zagadnień inżynieryjnych nie związanych bezpośrednio z agrofizyką można wskazać na badania dotyczące teledetekcji min przeciwczołgowych na podstawie niejednorodności temperatury powierzchni gleby (Lamorski i in. 2001). Innym przykładem praktycznego zastosowania modelowania przepływu energii w ośrodku glebowym jest projektowanie ekologicznych systemów ogrzewania, gdzie ośrodek glebowy jest wykorzystywany do akumulacji ciepła (Gabrielsson i in. 2000).

Do modelowania pola temperatury w ośrodku glebowym wykorzystywane są różnorodne metody matematyczno-fizyczne. Począwszy od modeli statystyczno-regresyjnych szacujących temperaturę w profilu glebowym, poprzez modele fizyczne oparte na termodynamice procesów nierównowagowych traktujące glebę jako ośrodek ciągły, po modele opisujące zjawiska na poziomie poszczególnych porów glebowych. Modele należące do tych poszczególnych grup są użyteczne w specyficznych dla siebie zastosowaniach.

Jeżeli dla opisu badanego zjawiska wystarcza oszacowanie temperatury w poszczególnych warstwach gleby, można wtedy zastosować modele statystyczno-regresyjne. Modele te nie wykorzystują do swojego działania żadnych metod opisu fizycznego zjawiska. Polegają na określeniu zależności statystycznych pomiędzy wybranymi czynnikami, mającymi wpływ na kształtowanie się pola temperatury w glebie, a samą temperaturą w wybranych warstwach gleby. Jako przykład modelu statystycznego można rozważyć model, wyznaczający średnie dobowe temperatury w warstwie ornej gleby na podstawie temperatury powietrza i wilgotności gleby (Kossowski i Kołodziej 2003). Model ten służy do wyznaczania temperatury gleby na 5 głębokościach od 1 do 20 cm, na podstawie znajomości temperatury powietrza na wysokości 2 metrów i wilgotności gleby w warstwie 1-5 cm. Został on opracowany na podstawie danych pomiarowych ze stacji agrometeorologicznej AR na Felinie w Lublinie. Średni błąd kwadratowy pomiędzy temperaturą wyznaczoną z modelu a temperaturą zmierzoną na różnych głębokościach wynosił dla tego modelu od 1,20 do 1,93°C.

Innym przykładem modelu statystycznego jest model, którego działanie opiera się na technice liniowego dynamicznego filtrowania temperatury powietrza (Persaud i Chang 1983). W wyniku spektralnej analizy Fouriera wartości temperatury powietrza, uzyskano model który pozwala oszacować temperaturę gleby w warstwie powierzchniowej. Parametrem wejściowym tego modelu jest temperatura powietrza. Model ten pracował dla danych na podstawie których został opracowany ze średnim błędem kwadratowym wynoszącym 2,6°C.

Model regresyjny zaprezentowany w pracy (Zheng i in. 1993) pozwala wyznaczyć średnią temperaturę gleby na 10 cm w danym dniu na podstawie średniej ruchomej temperatury powietrza z ostatnich 11 dni. W opracowaniu tego modelu były wykorzystane techniki liniowej regresji, a model został sparametryzowany dla poszczególnych regionów Stanów Zjednoczonych.

Przedstawione dotychczas modele korzystają praktycznie tylko z jednego parametru mającego wpływ na kształtowanie się temperatury w ośrodku glebowym, tym parametrem jest temperatura powietrza. Niektóre z modeli statystycznych wymagają do swego działania większej ilości danych wejściowych. Przykładem może być model którego danymi wejściowymi są: średnia temperatura powietrza oraz indeks pokrycia chmurami w aktualnym dniu, średnia temperatura powietrza z dwóch poprzednich dni, numer dnia w roku oraz

proporcja pomiędzy długością dnia i nocy. Wynikiem działania modelu jest temperatura gleby na różnych głębokościach profilu glebowego od 0 do 10 cm (Maclean i Ayres 1985).

Inny model (Plauborg 2002) został opracowany na podstawie dziesięcioletnich pomiarów wykonywanych na terenie Danii. Umożliwia on na wyznaczenie średniej dziennej temperatury gleby, która jest pokryta trawą, na 10 cm w zależności od średniej temperatury powietrza dwóch poprzednich dni. Średni błąd kwadratowy dla tego modelu wynosił 0,97°C.

Alternatywną do metod statystycznych metodą modelowania temperatury gleby, nie bazującą na opisie fizycznym zjawiska przepływu ciepła, są sztuczne sieci neuronowe (Schultz i in. 2000). Przykładem modeli wykorzystujących sieci neuronowe są modele służące do wyznaczania temperatury gleby w warstwie przypowierzchniowej opisywane w artykule (Raju 2001). W pracy tej dyskutuje się dwie sieci neuronowe. Jedna jest siecią jednowarstwową, a druga wielowarstwową z pojedynczą warstwą ukrytą. Parametrami wejściowymi dla obu sieci są: wilgotność względna powietrza, prędkość wiatru i temperatura powietrza. Wynikami generowanymi przez sieci są: temperatura gleby rano, temperatura gleby po południu oraz dobowa ewaporacja. Do uczenia tej sieci wykorzystano dane pomiarowe dotyczące okresu 52 dni.

Innym modelem wyznaczającym temperaturę w glebie na trzech głębokościach: 10, 50 i 150 cm, jest model opisywany w publikacjach (Yang i in. 1997a, 1997b). Parametrami wejściowymi dla tego modelu są: dobowy opad, potencjalna ewapotranspiracja, minimalna i maksymalna temperatura powietrza oraz numer dnia roku. Średni błąd kwadratowy dla tego modelu wynosił od 0,63 do 1,39°C w zależności od głębokości, na której temperatura była wyznaczana.

Wzmiankowane dotychczas metody modelowania temperatury ośrodka glebowego nie są metodami fizycznymi. Podstawowymi prawami fizycznymi określającymi przebieg procesów transportu w ośrodku glebowym, są prawa zachowania (masy, energii), które wyrażają się równaniami ciągłości. Równania te, wraz z równaniami opisującymi zależność strumieni (np. strumień ciepła), od bodźców je wywołujących (np. gradient temperatury) opisują zmiany pola temperatury gleby w ramach formalizmu matematycznego teorii procesów nierównowagowych. W zależności od zjawisk które się uwzględni, opis w ramach tego modelu może być mniej lub bardziej detaliczny, co różnicuje również jego zastosowania.

Przykładem modelu opartego na opisie fizycznym, lecz istotnie uproszczonego, jest model przedstawiany w pracy (de Vries 1963b, Walczak 1987). Podstawą tego modelu jest jednowymiarowe równanie Fouriera i jego szczególne rozwiązania analityczne w przypadku okresowych warunków brzegowych. Autorzy prezentują rozwiązanie tego zagadnienia, w którym zmiany temperatury są opisane gasnącą falą sinusoidalną. Modelowany jest dzięki temu zanik z głębokością amplitudy dobowych zmian temperatury gleby.

Podobny ideowo model opisujący transfer energii w niehomogenicznym ośrodku glebowym jest prezentowany w pracy (Karam 200). Model ten opisuje przepływ energii w ośrodku glebowym o zróżnicowanych właściwościach termicznych w różnych warstwach.

Niekiedy stosuje się modele oparte na opisie fizycznym, lecz poszukuje się analitycznych rozwiązań dla równań modelu. Przykładowym modelem opisującym ośrodek glebowy posiadającym rozwiązania analityczne jest model opisany w pracy (Elias i in. 2004). Model ten opisuje jednowymiarowy przepływ energii w homogenicznym ośrodku glebowym, przy czym warunki brzegowe są reprezentowane przez dwie nakładające się fale sinusoidalne. Jedna reprezentuje roczne zmiany temperatury wierzchniej warstwy gleby, druga stanowi zaburzenie dla pierwszej i modeluje zmiany temperatury powierzchni gleby w cyklu dobowym. Średni błąd kwadratowy tego modelu sięgał wartości 0,3°C. Podobny model analityczny dla jednowymiarowego ośrodka glebowego o kilku warstwach charakteryzujących się różnymi właściwościami cieplnymi jest opisywany w pracy (Krarti i in. 1995).

Częściej spotykanymi w praktyce metodami rozwiązania równań opisujących przepływ ciepła w ośrodku glebowym są metody numeryczne. Zastosowanie metod numerycznych pozwala na dużą swobodę w opisie badanego zagadnienia, gdyż można dowolnie określić warunki brzegowe i początkowe. Pozwala to na modelowanie przebiegu rzeczywistych procesów transportu w ośrodku glebowym i konstruowanie modeli opisujących ośrodek jedno, dwu lub trójwymiarowy, w zależności od potrzeb. Łatwo można też uwzględnić dowolną niehomogeniczność parametrów termicznych ośrodka. Ta elastyczność modeli implementowanych numerycznie stanowi o ich popularności.

Przykładowym modelem wykorzystującym techniki numeryczne do rozwiązywania równania przewodnictwa cieplnego jest model opisywany w pracy (Chung i Horton 1987). W tym dwuwymiarowym modelu opisującym przewodnictwo cieplne, autorzy zastosowali technikę różnic skończonych do numerycznego rozwiązywania równania transportu energii w homogenicznym ośrodku glebowym. Model ponadto może uwzględniać wierzchnią warstwę gleby (mulch) o innych właściwościach cieplnych niż właściwości pozostałego ośrodka glebowego. Podobnego typu modele są opisywane w pracach (Sikora i in. 1990, Usowicz i Walczak 1995).

W przypadku modelowania numerycznego można opracowywać modele opisujące procesy zachodzące w dwóch lub trzech wymiarach, a przykładem takiego modelu jest model prezentowany w publikacjach (Horton i in. 1984a, 1984b). Jest to model dwuwymiarowy, który wykorzystywany był do modelowania temperatury gleby kształtującej się w przypadku uprawy powadzonej w rzędach.

Dotychczas opisywane modele fizyczne uwzględniały jedynie podstawowy opis, przy pomocy równania Fouriera, zjawiska przewodnictwa ciepła w glebie.

Są również znane modele, które uwzględniają wpływ pary wodnej zawartej w powietrzu glebowym na przepływ ciepła. Jednym z pierwszych modeli uwzględniającym fakt, że w glebie zachodzi transport wielofazowy był model opisywany w pracy (Philip i de Vries 1957). W tej teoretycznej pracy opisywano jednocześnie zachodzące zjawiska transportu wody oraz ciepła w ośrodku glebowym, z uwzględnieniem pary wodnej. Podobny model jest opisywany w pracy (Cristopher i Milly 1982), jednak ten model, został przez autorów zaimplementowany w postaci numerycznej opisując procesy transportu w jednowymiarowym ośrodku glebowym. W pracy (Lamorski 1999) opisywany jest model uwzględniający wielofazowy transport ciepła, wody i soli w ośrodku glebowym. Natomiast praca (Thomas i in. 1998) jest interesująca ze względu na uwzględnienie w opisie fizycznym, oprócz zjawiska przepływu ciepła, również transportu wody i powietrza w trójwymiarowym ośrodku glebowym. Podobny model jest prezentowany w pracy (Grunewald i in. 1997).

Istnieją metody fizyczne opisujące zjawiska transportu zachodzące w glebie na poziomie poszczególnych porów glebowych. Jedną z metod stosowaną w tym zakresie jest metoda równań siatkowych LBM (Lattice Boltzmann Method). Jest to stosunkowo nowa technika obliczeniowa, która powstała pierwotnie do numerycznego rozwiązywania zagadnień przepływów płynów (Succi 2001), a jej szczególną właściwością jest możliwość wykonywania symulacji dla ośrodków o skomplikowanej geometrii.

Metoda równań siatkowych nie jest obecnie szczególnie popularną, nową metodą obliczeniową stosowaną w zagadnieniach agrofizycznych. Jest stosowana głównie do opisu zjawisk transportu wody i związków chemicznych w ciałach porowatych. Przykładem może być model adwekcyjno-dyfuzyjnego transportu reagujących związków chemicznych opisywany w pracy (O'Brien i in. 2002). Jednak można tą metodę również stosować do opisu zmian pola temperatury, czego przykładem jest model LBM prezentowany w pracy (van der Sman i in. 2000), wykorzystywany do symulacji procesu chłodzenia kwiatów pakowanych w pudłach.

Metoda równań siatkowych wyrosła na bazie innej metody obliczeniowej, metody automatów komórkowych, która też była wykorzystywana do modelowania zjawisk transportu zachodzących w ośrodkach porowatych. Przykładem może być model (Rothman 1988) opisujący zjawiska przepływu wody glebowej w stanie nasycenia. Opis fizyczny stosowany w tym modelu dotyczy przepływów w poszczególnych porach glebowych.

Celem niniejszej pracy jest:

- opracowanie modelu niestacjonarnego transportu energii w trójwymiarowym ośrodku glebowym o niejednorodnych właściwościach cieplnych,
- zaimplementowanie opracowanego modelu w postaci numerycznej,
- weryfikacja eksperymentalna zaproponowanego modelu,

- zastosowanie opracowanego modelu do analizy funkcjonowania strumieniomierza w warunkach niestacjonarnego przepływu ciepła,
- analiza istotności wpływu poszczególnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz na błąd w pomiarach nim wykonywanych.

2. MODEL TRANSPORTU ENERGII W OŚRODKU GLEBOWYM

2.1. Procesy nierównowagowe

Przebieg procesów w ośrodku glebowym określany jest przez zjawiska zachodzące na poziomie poszczególnych porów glebowych. Jednak modelowanie uwzględniające istnienie poszczególnych porów glebowych i zachodzące w nich procesy, nie może być stosowane w praktyce, chociażby ze względu na złożoność obliczeniową dyskwalifikującą takie metody w praktycznych aplikacjach. Zamiast opisu zjawisk na poziomie porów glebowych należy stosować inne metody modelowania, które będą opisywały ośrodek glebowy w sposób uśredniony w stosunku do opisu mikroskopowego. Pierwszym krokiem do sformułowania takiego opisu jest założenie, że rzeczywisty ośrodek porowaty wraz z koegzystującymi w nim fazami różnych substancji można traktować jako ośrodek ciągły. Przy takim założeniu ośrodek porowaty opisywany jest poprzez zespół ciągłych funkcji reprezentujących pola fizyczne różniczkowalne w czasie i przestrzeni, charakteryzujące stan substancji zawartych w glebie. Funkcje te stanowią uśredniony opis ośrodka glebowego.

Do takiego sformułowania zagadnienia koniecznym jest przyjęcie założenia istnienia elementarnej objętości reprezentatywnej (REV – representative elementary volume) (Kutilek i Nielsen 1994) opisywanego ośrodka porowatego. Elementarna objętość reprezentatywna jest to minimalna objętość próbki glebowej, której właściwości fizyczne są charakterystyczne dla całego ośrodka. W związku z tym uśrednianie zjawisk należy przeprowadzać w objętości ośrodka glebowego nie mniejszej niż REV.

Jako kolejny krok w opisie zjawisk transportu na poziomie makroskopowym należy określić strumienie substancji przepływające w ośrodku, przy czym koniecznym jest wyróżnienie przepływów dyfuzyjnych i przepływów adwekcyjnych.

Transport w tak zdefiniowanym ośrodku można opisać przy pomocy równania ciągłości. Wszystkie procesy zachodzące w ośrodku glebowym są procesami nieodwracalnymi, przebiegają w skończonym czasie i w ściśle określonym kierunku, a ich przebieg jest determinowany przez warunki zewnętrzne i aktualny stan układu. Jedynie zmiana warunków zewnętrznych może wywołać zmianę procesów zachodzących w ośrodku. Przejście układu z jednego stanu do drugiego, zachodzące pod wpływem warunków zewnętrznych, może być opisane w ramach formalizmu termodynamiki procesów nierównowagowych.

Do podstawowych założeń termodynamiki procesów nierównowagowych należy postulat równowagi lokalnej (Ingarden i in. 1990), który zakłada, że fazę, która jako całość jest niejednorodna i przebiegają w niej procesy nieodwracalne, można podzielić na wystarczająco małe podukłady, z których każdy z osobna znajduje się w stanie równowagi termodynamicznej. W każdym podukładzie pomiędzy odpowiadającymi mu parametrami zachodzą identyczne związki jak w termostatyce. W oparciu o postulat równowagi lokalnej za wartości parametrów ośrodka w danym punkcie r w danej chwili czasu t, przyjmuje się równowagowe wartości parametrów komórki zawierającej punkt r w chwili t. Rozmiary komórki powinny być na tyle małe, że spełniony zostanie postulat równowagi lokalnej i na tyle duże, że uzasadnione będzie podejście makroskopowe do opisu ośrodka (objętość nie mniejsza niż REV).

Fizyczną podstawą postulatu równowagi lokalnej jest fakt, że czas relaksacji (czas dochodzenia do stanu równowagi termodynamicznej) układu rośnie wraz z rozmiarami układu. Wobec tego poszczególne małe fragmenty układu, w którym jako w całości zachodzą procesy nierównowagowe, osiągają stan równowagi termodynamicznej szybciej niż cały układ. Zakres stosowalności postulatu równowagi lokalnej ostatecznie może być tylko stwierdzony na drodze eksperymentalnej. Jednak w większości ośrodków fizycznych w typowych warunkach jest on spełniony.

Zgodnie z regułą faz Gibbsa (Ingarden i in. 1990) układ wielofazowy pozostaje w równowadze, dopóki parametry intensywne opisujące stan układu mają stałą wartość w całym układzie. W przypadku, gdy wartości parametrów intensywnych charakteryzujących ośrodek nie są jednakowe w całej objętości, dochodzi do przepływów w ośrodku. W szczególności w przypadku modelowania pola temperatury, z chwilą pojawienia się różnic temperatury w ośrodku, występują procesy nieodwracalne prowadzące do wyrównania w nim wartości temperatury. Gęstość strumienia energii przepływający w ośrodku wywoływany różnicami temperatury wyraża równanie Fouriera:

$$J_h = -\lambda \, grad \, T, \tag{1}$$

gdzie J_h oznacza gęstość strumienia ciepła ($W \cdot m^{-2}$), λ oznacza współczynnik przewodnictwa cieplnego ($W \cdot mK^{-1}$) a T (K) oznacza temperaturę w ośrodku. Równania te są jedynie przybliżeniem rzeczywistych praw rządzących przepływem nierównowagowym w ośrodku, gdyż nie uwzględniają one wpływu bodźców innych niż stowarzyszonych oraz zakładają liniową zależność pomiędzy gradientem parametrów intensywnych układu a wywołanym przezeń strumieniem.

Równanie powyższe przedstawia zależność gęstości strumieni ciepła od gradientu temperatury. Aby opis transportu ciepła był pełny należy uwzględnić fakt, że energia może być akumulowana w poszczególnych obszarach ośrodka. Do pełnego opisu zjawiska przepływu ciepła potrzebne jest jeszcze uwzględnienie

równania ciągłości, które jest matematycznym sformułowaniem zasady zachowania energii. Równanie ciągłości w postaci różniczkowej ma następującą postać:

$$\frac{\partial(C_p T)}{\partial t} + div\, J_h = S_T, \tag{2}$$

gdzie C_p jest pojemnością cieplną ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$), S_T jest członem źródłowym ($J \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$).

2.2. Opis modelu

2.2.1. Założenia modelu

W oparciu o wprowadzone do tej pory założenia można sformułować ogólne równania modelu transportu ciepła w ośrodku glebowym. Specyfika ośrodka glebowego jest taka, że chcąc poprawnie opisywać transport ciepła, należy w tym opisie uwzględnić wilgotność ośrodka.

Wynika to z dwóch przyczyn. Po pierwsze pojemność cieplna i przewodnictwo cieplne w ośrodku glebowym istotnie zależą od wilgotności ośrodka (Usowicz 2002, Usowicz i in. 1996, de Vries 1963a), wobec tego należy uwzględnić wilgotność ośrodka jako parametr modelu. Po drugie, w pewnych okolicznościach, w przypadku średnich i niskich wilgotności gleby oraz w przypadku występowania dużych gradientów temperatury (Cary 1965, Philip i de Vries 1957, Walczak 1987), para wodna zawarta w powietrzu glebowym może mieć istotny wpływ na transport energii w ośrodku glebowym. Transport energii zachodzi wtedy, nie tylko na drodze przewodnictwa cieplnego, lecz również poprzez konwekcję pary wodnej i jej skraplanie. Jednocześnie gradienty temperatur wpływają na transport wody i pary wodnej.

W zależności od wilgotności ośrodka glebowego uwzględnienie w opisie transportu ciepła wpływu pary wodnej może mieć istotnie znaczenie. Istnieją modele, które uwzględniają transport wielofazowy, jako jeden z pierwszych taki model został zaproponowany przez Philipa i de Vriesa (1957). Od samego początku szczególny nacisk w przypadku modelowania zjawisk transportu w ośrodku glebowym położono na poprawne określenie współczynników transportu występujących w poszczególnych członach równań transportu. Sama postać równań nie stanowiła kwestii, dyskusje natomiast dotyczyły formuł oszacowujących wartości poszczególnych współczynników charakteryzujących ośrodek glebowy. Ze względu na fakt, że gleba jest ośrodkiem, który bardzo trudno poddaje się modelowaniu procesów fizycznych, postać poszczególnych współczynników występujących w równaniu transportu nie została jednoznacznie określona w zależności od podstawowych charakterystyk opisujących ośrodek glebowy. Współczynniki te, mają charakter fenomenologiczny i są wyznaczane eksperymentalnie lub w procesie weryfikacji modelu, mogą być też wyrażane w zależności od dodatkowych parametrów charakteryzujących glebę.

Wyznaczenie współczynników transportu jest na tyle trudnym zagadnieniem, że w modelowaniu zjawisk transportu nie zawsze bierze się pod uwagę wszystkie możliwe zjawiska. Czasem lepiej ze względów praktycznych jest zastosować uproszczony opis zjawisk fizycznych, nie uwzględniający niektórych efektów. Taki uproszczony model ma tę zaletę, że współczynniki opisujące transport w ośrodku mogą zostać wyznaczone stosunkowo łatwo. Model taki nie będzie oczywiście uwzględniał wszystkich możliwych zjawisk, jednak może być użyteczny w zależności od zastosowań. Prosty model z rzetelnie wyznaczonymi współczynnikami opisującymi ośrodek, wcale nie musi być gorszy w zastosowaniach od bardziej fizycznie i matematycznie rozbudowanego modelu, w którym jednak będą musiały wystąpić współczynniki określane w sposób arbitralny w oderwaniu od aktualnie opisywanego ośrodka.

W opisie zjawisk transportu energii w ośrodku glebowym założono, że ośrodek glebowy da się scharakteryzować poprzez wielkości dwóch współczynników, tj.: współczynnik przewodnictwa cieplnego oraz pojemność cieplna ośrodka. Przy powyższych założeniach oraz zakładając, że gęstość strumienia energii przepływającej w glebie opisywany jest przez prawo Fouriera (1), a także stosując prawo ciągłości (2), otrzymujemy równanie opisujące przepływ ciepła w ośrodku glebowym:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda \nabla T) + S_T . \tag{3}$$

Równanie powyższe jest podstawowym równaniem opisującym transport energii w ośrodku glebowym. Taka postać równania oznacza nieuwzględnianie wpływu pary wodnej na przepływy ciepła w glebie. Poprawność opisu strumienia energii w ośrodkach różnego typu przy zastosowaniu prawa Fouriera, określającego liniową zależność pomiędzy gęstością strumienia ciepła i gradientem temperatury, jest rzeczą wielce interesującą i dyskutowaną (Bonetto i in. 2000) w literaturze. W konkretnym przypadku przepływu energii w ośrodku glebowym poprawność prawa Fouriera oznacza, że całokształt zjawisk związanych z transportem energii w ośrodku glebowym na poziomie mikroskopowym (w obszarze pojedynczych porów glebowych) da się opisać w szerszej skali poprzez uśrednione wartości współczynników transportu λ oraz C_p. Współczynnik przewodnictwa cieplnego ośrodka λ, musi w takim razie uwzględniać wpływ transportu energii poprzez konwekcję, przewodnictwo oraz promieniowanie, które to mechanizmy fizyczne są odpowiedzialne za transport ciepła na poziomie mikroskopowym. Podobnie wartość pojemności cieplnej ośrodka C_p jest wartością uśrednioną na pojemności cieplnych poszczególnych składników gleby, fazy stałej, ciekłej oraz powietrza glebowego.

2.2.2. Współczynniki transportu opisujące ośrodek glebowy

Właściwości cieplne ośrodka glebowego są określone przez pojemność cieplną i współczynnik przewodnictwa cieplnego. Te dwie wielkości wraz z warunkami brzegowymi i początkowymi określają przebieg procesu nagrzewania lub chłodzenia gleby.

Ośrodek glebowy składa się z fazy stałej, ciekłej i gazowej. Będąc mieszaniną komponentów o różnych właściwościach cieplnych, na poziomie mikroskopowym (poszczególnych ziaren) właściwości cieplne gleby są wysoce niejednorodne. Jednak opis, który był tutaj rozwijany odnosi się do obszarów o objętości nie mniejszej niż REV, w związku z tym jest uśredniony. Uśrednienia wymagają również wartości przewodnictwa i pojemności cieplnej gleby.

Pojemność cieplną gleby można wyznaczyć jako średnią ważoną pojemności cieplnych poszczególnych składników gleby, gdzie wagami będą ich zawartości objętościowe w całkowitej objętości próbki glebowej. Uwzględniając fakt, że faza stała gleby może się składać z wielu minerałów, substancji organicznych o różnych właściwościach cieplnych, można przedstawić następujący wzór opisujący pojemność cieplną gleby:

$$C_v = \sum_{i=1}^{n} C_{si} x_{si} + C_w x_w + C_a x_a \tag{4}$$

gdzie C_{si} oznacza pojemności cieplne ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) poszczególnych ($i$-tych) składników fazy stałej gleby, których objętościowy udział w glebie wynosi x_{si} ($m^3 \cdot m^3$). Podobnie oznaczenia z indeksami w odnoszą się do fazy ciekłej gleby, a indeksy a do fazy gazowej.

W tabeli 1 przedstawiono wartości przewodnictwa cieplnego i pojemności cieplnej wybranych minerałów, materii organicznej, wody i powietrza.

Tabela 1. Właściwości cieplne wybranych składników gleby (de Vries i Afgan 1975)
Table 1. Thermal properties of selected components of soil (de Vries and Afgan 1975)

Substancja Substance	Przewodnictwo cieplne ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$) Heat conductivity ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	Pojemność cieplna ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) Heat capacity ($J\ m^{-3} K^{-1}$)
Kwarc – Quartz	8.8	$2.0 \cdot 10^6$
Glina – Loam	2.9	$2.0 \cdot 10^6$
Materia organiczna Organic matter	0.25	$2.5 \cdot 10^6$
Woda – Water	0.57	$4.2 \cdot 10^6$
Powietrze (suche) – Air (dry)	0.025	$1.25 \cdot 10^3$

W praktyce bardzo często stosowaną formułą do wyznaczania pojemności cieplnej gleby jest wzór de Vriesa. Jest on konsekwencją zastosowania równania (4) przy założeniu, że faza stała gleby składa się tylko z frakcji mineralnej i organicznej oraz że faza gazowa wnosi znikomy wkład do całkowitej pojemności cieplnej gleby. Założenia te zostały zweryfikowane na szerokim materiale eksperymentalnym (de Vries 1963) i uznano że poniższa formuła opisuje pojemność cieplną gleby z dostateczną dokładnością:

$$C_v = (2{,}0x_s + 2{,}51x_o + 4{,}19x_w)10^6 \tag{5}$$

Umożliwia ona wyznaczenie pojemności cieplnej gleby w zależności od, x_s – zawartości części mineralnej, x_o – zawartości części organicznej gleby oraz zawartości wody x_w – w ośrodku glebowym. Jest to formuła empiryczna, generująca wyniki w jednostkach ($MJ \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$).

Wyznaczenie pojemności cieplnej gleby jest zadaniem stosunkowo łatwym. Natomiast wyznaczenie współczynnika przewodnictwa cieplnego λ jest zagadnieniem dużo trudniejszym. W rzeczywistym ośrodku glebowym, na poziomie mikroskopowym, transport energii zachodzi dzięki trzem różnym zjawiskom fizycznym. Zwykłe przewodnictwo cieplne jest pierwszym zjawiskiem odpowiedzialnym za transport energii i zachodzi wtedy gdy jest dobry kontakt termiczny pomiędzy poszczególnymi składnikami gleby. W przypadku dużych wilgotności ośrodka glebowego jest to mechanizm dominujący. Oprócz przewodnictwa cieplnego, wkład do całkowitego transportu energii wnosi również konwekcja powietrza glebowego i wody glebowej. Powoduje ona że efektywnie przewodnictwo cieplne przestworów glebowych jest większe niż wynikało by to z wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego dla pary wodnej. Kolejnym sposobem transportu energii szczególnie istotnym w wysokich temperaturach jest promieniowanie.

W związku z różnorodnością zjawisk zachodzących na poziomie mikroskopowym, bardzo trudno jest określić w sposób formalnie poprawny efektywny współczynnik przewodnictwa cieplnego w skali porównywalnej z REV. Stosowane są często metody statystyczne oparte na uśrednianiu właściwości cieplnych ośrodka. Jeden z pierwszych modeli tego typu był model de Vriesa (1963), w modelu tym brano pod uwagę różne możliwości ułożenia cząstek glebowych oraz ich różne kształty. Jednak podejście to jest podejściem empirycznym i wymagało dobierania pewnych współczynników na podstawie danych pomiarowych.

W prezentowanym modelu i w programie implementującym zastosowano jedno z dwóch prezentowanych poniżej rozwiązań.

Opracowany jest statystyczny model umożliwiający wyznaczenie współczynnika przewodnictwa cieplnego (Usowicz 1992, 2000, 2002). W modelu tym wykorzystuje się idealizację ośrodka glebowego w postaci sieci kulek reprezentujących poszczególne składniki gleby (faza stała, ciekła i gazowa). Liczebność kulek

reprezentujących poszczególne składniki gleby jest zależna od ich objętościowych zawartości w ośrodku glebowym. Na podstawie fizycznej reprezentacji procesów transportu energii w takiej matrycy, przy uwzględnieniu zawartości wody w poszczególnych kapilarach glebowych, wyznacza się współczynnik przewodnictwa cieplnego gleby.

Alternatywną metodą wyznaczania współczynnika przewodnictwa cieplnego w zależności od wilgotności gleby stosowaną w modelu jest metoda oparta na wzorze empirycznym zaczerpniętym z pracy Chunga i Hortona (1987). Postać tego wzoru jest następująca:

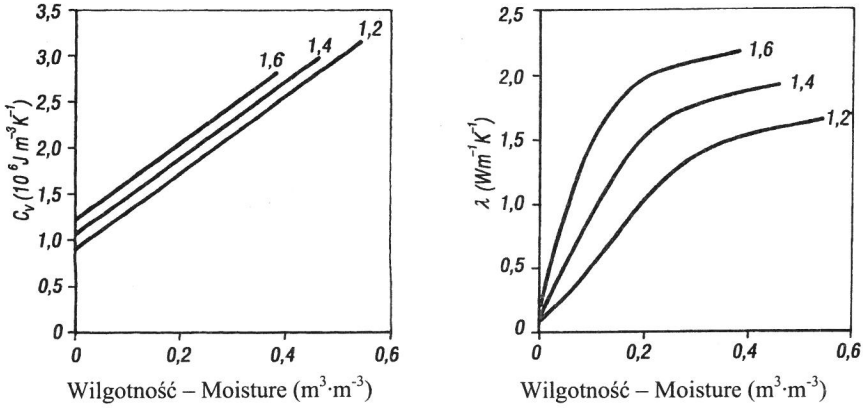
$$\lambda(\theta) = b_1 + b_2\theta + b_3\sqrt{\theta} \tag{6}$$

gdzie: b_1, b_2 i b_3 są parametrami empirycznymi, natomiast jest wilgotnością gleby ($m^3 \cdot m^{-3}$). Przykładowe wartości parametrów równania (6) dla kilku różnych utworów przedstawia tabela 2.

Wartość parametrów cieplnych gleby zależy silnie od jej wilgotności oraz zagęszczenia (rys. 1).

Tabela 2. Wartości współczynników równania (6) dla wybranych utworów (Chung i Horton 1987)
Table 2. Values of equation coefficients for selected soil formations (Chung i Horton 1987)

Utwór Soil	b_1	b_2	b_3
Piasek – Sand	0,228	-2,406	4,909
Glina – Loam	-0,197	-0,962	2,521
Ił – Clay	0,243	0,393	1,534



Rys. 1. Zależność pojemności cieplnej *Cv* oraz przewodnictwa cieplnego λ od wilgotności i gęstości gleby wytworzonej z lessu o różnym zagęszczeniu 1,2, 1,4 i 1,6 $g \cdot cm^3$ (Zawadzki 1999)
Fig. 1. Relation of heat capacity Cv and thermal conductivity λ to moisture and density of soil developed from loess with various levels of compaction – 1.2, 1.4 and 1.6 g cm^{-3} (Zawadzki 1999).

2.2.3. Warunki brzegowe na powierzchni gleby

Przedstawiony model transportu ciepła w ośrodku glebowym jest modelem opartym o równanie (3) różniczkowe cząstkowe. Aby rozwiązać to równanie, należy określić warunki początkowe, jakie występowały w momencie rozpoczynania symulacji w opisywanym ośrodku oraz warunki brzegowe występujące na brzegach obszaru symulacji, wśród których szczególnie istotną rolę odgrywają warunki określające procesy wymiany energii i wody na powierzchni gleby.

Powierzchnia gleby, warstwa przypowierzchniowa gleby oraz warstwa powietrza tuż przy powierzchni gleby, są miejscami, gdzie procesy transportu energii i wody przebiegają szczególnie intensywnie (Kędziora 1999), wpływ na przebieg tych zjawisk ma pokrycie roślinnością i warunki meteorologiczne (Eulenstein i in. 2005). Przebieg zjawisk termicznych w tym obszarze jest szczególnie istotny ze względu na to, że determinują one warunki brzegowe określające przepływ energii przez powierzchnię gleby, a zarazem przebieg procesu nagrzewania lub ochładzania profilu glebowego.

W modelu zastosowano submodel opisujący parowanie i bilans energii na powierzchni gleby stosowany w pracy Chunga i Hortona (1987). Model ten opisuje zjawiska zachodzące przy powierzchni gleby bez pokrywy roślinnej. Nie uwzględnia wobec tego transpiracji, jak również poboru wody w warstwie przypowierzchniowej gleby przez korzenie roślin.

Kluczowym w rozważaniach dotyczących opisu zjawisk powierzchniowych gleby jest równanie bilansu energii na powierzchni gleby (Chunga i Hortona 1987, Kędziora 1999):

$$R_n + S + LE + G = 0 \tag{7}$$

gdzie R_n jest gęstością salda promieniowania, S jest gęstością strumienia ciepła jawnego, LE jest gęstością strumienia ciepła utajonego, związanego z parowaniem, strumieniem wody parującym z powierzchni gleby, G jest gęstością energii wymienianej przez powierzchnię gleby powodującą jej ogrzewanie lub chłodzenie.

Saldo promieniowania, R_n, jest wielkością określającą, gęstość strumienia energii wymienianej w postaci promieniowania na powierzchni gleby. W wyznaczeniu wartości Rn należy uwzględnić: promieniowanie całkowite pochodzące z bezpośredniego promieniowania słonecznego, pomniejszone o pewną wartość wynikającą z faktu, że przy niezerowym albedo powierzchni gleby część z tego promieniowania zostanie odbita. Ponadto powierzchnia gleby, zgodnie z prawem Stefana-Boltzmanna emituje, tak jak każde ciało, promieniowanie w podczerwieni, którego intensywność jest uzależniona od temperatury powierzchni gleby. Kolejnym czynnikiem, który należy uwzględnić, jest promieniowanie zwrotne atmosfery, emitowane przez przypowierzchniową warstwę atmosfery. Biorąc pod uwagę poszczególne składniki salda promieniowania, można ją opisać poprzez następujące równanie (Chung i Horton 1987):

$$R_L = (1-\alpha)R_g + R_L - \varepsilon\sigma(T_S + 273{,}16)^4 \tag{8}$$

gdzie α oznacza wartość albedo powierzchni gleby, R_g jest promieniowaniem całkowitym ($W \cdot m^{-2}$), jest emisyjnością gleby, a jest stałą Stefana-Boltzmanna, natomiast T_s oznacza temperaturę powierzchni gleby (wyrażoną w ^{o}C). Wartość promieniowania zwrotnego atmosfery R_L ($W \cdot m^{-2}$) jest opisywana następującym równaniem, które uzależnia promieniowanie w podczerwieni atmosfery od temperatury powietrza T_a (^{o}C) i jego wilgotności absolutnej H_a ($kg \cdot m^{-3}$) (Hung i Horton 1987):

$$R_L = \sigma(T_a + 273{,}16)^4\left[0{,}605 + 0{,}048\sqrt{1370H_a}\right] \tag{9}$$

W równaniu tym zakłada się że emisyjność powietrza zależy od jego wilgotności.

Kolejnym członem w równaniu bilansu energii (7) jest gęstość strumienia ciepła jawnego *S*, określająca ilość energii wymienianej w przypowierzchniowej warstwie powietrza w wyniku jego ruchów. Powietrze poruszające się w wyniku wiatru lub konwekcji powoduje chłodzenie lub ogrzewanie powierzchniowej warstwy gleby. Jeżeli temperatura powietrza jest wyższa od temperatury powierzchni gleby, zachodzi ogrzewanie powierzchni gleby, natomiast w przypadku odwrotnym powierzchnia gleby ulega ochłodzeniu. W celu oszacowania gęstości strumienia ciepła jawnego w ramach prezentowanego modelu zastosowano następującą formułę (Hung i Horton 1987):

$$S = \rho_a c_{pa} \frac{T_s - T_a}{r_a} \tag{10}$$

gdzie ρ_a oznacza gęstość powietrza ($kg \cdot m^{-3}$), c_{pa} jest ciepłem właściwym powietrza ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$), natomiast r_a oznacza opór aerodynamiczny przypowierzchniowej warstwy powietrza ($s \cdot m^{-1}$). Wartość współczynnika r_a jest związana z właściwościami powierzchni gruntu, opisywanymi poprzez parametr szorstkości powierzchni z_o opisującym fakturę powierzchni oraz z prędkością wiatru W_s ($m \cdot s$). Wartość oporu aerodynamicznego r_a wyraża się następującym równaniem (Hung i Horton 1987):

$$r_a = \frac{\ln(2 / z_o)}{0{,}16W_s} \tag{11}$$

Człon *LE* w równaniu bilansu energii (7) na powierzchni gleby, opisuje gęstość strumienia ciepła utajonego związanego z parowaniem wody z powierzchni gleby. Ze względu na bardzo dużą wartość utajonego ciepła parowania wody *L* wynoszącego aż 2140 kJ·kg, nawet niewielkie strumienie wody parującej z powierzchni gleby *E* powodują skuteczne ochładzanie jej powierzchni. Wartość parowania *E* ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) jest niezbędna do wyznaczenia bilansu energii na powierzchni gleby i do wyznaczenia warunku brzegowego dla równania (3)

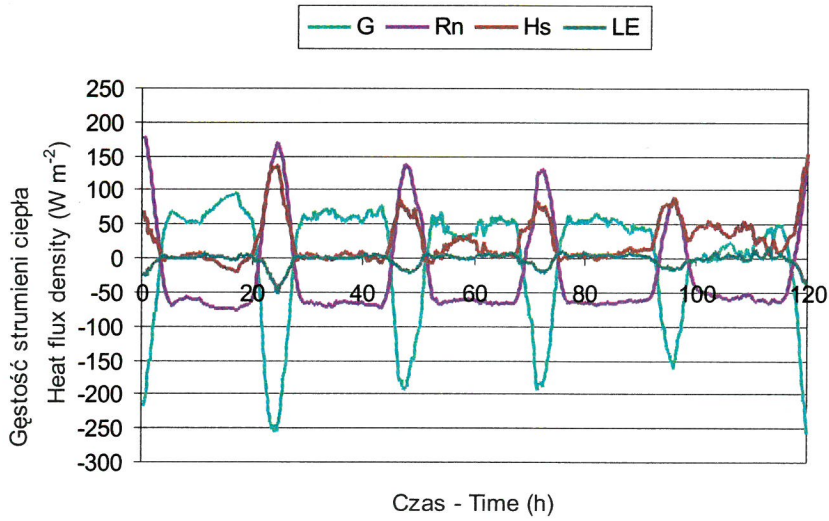
opisującego transport ciepła. Parowanie jest wyznaczane przy pomocy następującego równania (Hung i Horton 1987):

$$E = \frac{H_o - H_a}{1000 r_a} \tag{12}$$

Równanie (12) uzależnia wielkość parowania E od wilgotności powietrza H_a (kg·m^{-3}) na pewnej wysokości i od absolutnej wilgotności powietrza tuż przy powierzchni gleby H_o. Wielkość H_o można wyznaczyć na podstawie znajomości temperatury powierzchni gleby T_s, potencjału wody glebowej w warstwie przypowierzchniowej gleby h_1 oraz wilgotności nasyconej pary wodnej H^*_o w temperaturze jaka występuje na powierzchni gleby, według następującej formuły (Hung i Horton 1987):

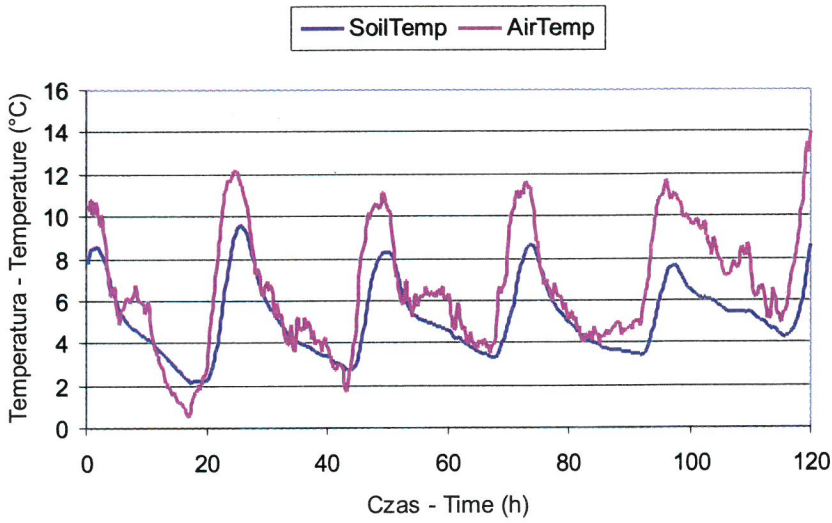
$$H_o = H^*_o e\left(\frac{h_1}{46{,}97(T_s + 273{,}16)}\right) \tag{13}$$

Dzięki przedstawionemu powyżej modelowi zjawisk wymiany energii na powierzchni gleby można wyznaczyć wartość energii wymienianej przez powierzchnię gleby, G, która stanowi warunek brzegowy typu Neumana dla równania transportu energii (3) w ośrodku glebowym.



Rys. 2. Dobowy przebieg zmian składników bilansu energii (G – gęstość energii wymienianej przez powierzchnię gleby, Rn – gęstość salda promieniowania, Hs – strumień ciepła jawnego, LE – strumień ciepła utajonego)

Fig. 2. Diurnal changes of elements of energy balance (G – heat flux exchanged by soil surface, Rn – net radiation, Hs – sensible heat flux, LE – latent heat flux)



Rys. 3. Dobowe zmiany temperatury powietrza i powierzchni gleby (SoilTemp – temperatura powierzchni gleby, AirTemp – temperatura powietrza na 2 m)
Fig. 3. Diurnal changes in air and soil surface temperature (SoilTemp – temperature of soil surface, AirTemp – air temperature at the height of 2 m)

Na rysunku 2 przedstawiono poszczególne składniki bilansu energii na powierzchni gleby wyznaczone przy pomocy przedstawionego modelu dla danych pomiarowych pochodzących z eksperymentu weryfikacyjnego. Wielkości te wyliczono z modelu dla zmierzonych wartości promieniowania całkowitego oraz temperatury powietrza i temperatury powierzchni gleby (rys. 3), a przedstawione tu dane dotyczą okresu, z którego pomiary zostały wykorzystane do weryfikacji modelu.

2.2.4. Parametryzacja modelu

Dla opisanego fizyczno-matematycznego modelu transportu energii w ośrodku glebowym zaproponowano zestaw parametrów określających działanie modelu:

- *cv* – pojemność cieplna ośrodka glebowego,
- *lambda* – przewodnictwo cieplne ośrodka glebowego,
- *zo* – parametr szorstkości powierzchni gleby,
- *theta_init* – wilgotność objętościowa ośrodka glebowego,
- *t11* – temperatura na dnie profilu glebowego.

Model parametryzowany przez powyższe wielkości został w kolejnym etapie poddany procedurze eksperymentalnej weryfikacji.

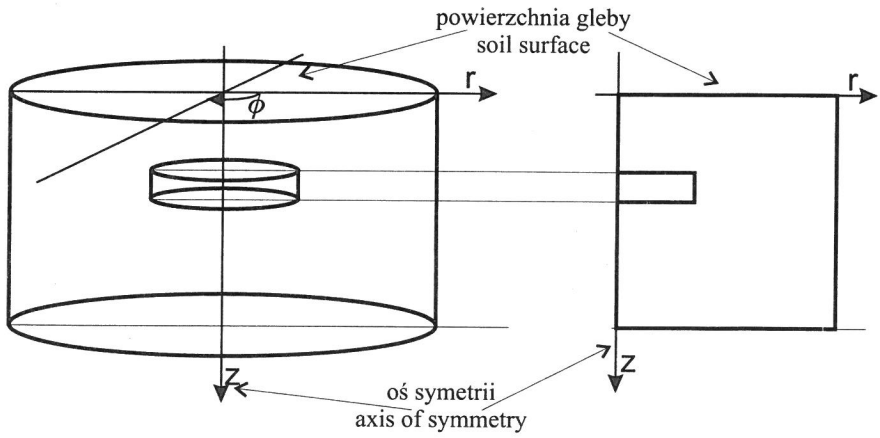
2.3. Równania modelu w walcowym układzie odniesienia

Przedstawione dotychczas równania opisujące transport wody i energii w ośrodku glebowym nie dotyczą żadnego szczególnego układu odniesienia. W konkretnych implementacjach modelu, operatory różniczkowe występujące w tych równaniach, są zastępowane ich konkretną postacią w danym układzie odniesienia. Dlatego też inna jest forma równań w układach dwuwymiarowych, a inna w układach trójwymiarowych. Najczęściej spotykanym układem odniesienia jest układ kartezjański. W literaturze nie spotyka się modeli zjawisk transportu energii w ośrodku glebowym wykorzystujących inne niż kartezjański układy odniesienia.

Opisywany model został zaimplementowany w walcowym układzie odniesienia, a więc w układzie trójwymiarowym, w którym szczególnie wygodnie można opisywać zjawiska charakteryzujące się symetrią osiową.

Istota stosowania tego modelu polega na możliwości modelowania w układzie dwuwymiarowym (charakteryzowanym przez dwie współrzędne), zjawisk, które zachodzą w rzeczywistości w trzech wymiarach przestrzennych. Takie rozwiązanie pozwala na prowadzenie obliczeń numerycznych dla układu dwuwymiarowego a nie dla trójwymiarowego. Dzięki temu obliczenia te są wykonywane istotnie szybciej. Jednak warunkiem zastosowania takiego opisu jest występowanie symetrii osiowej w modelowanym procesie fizycznym.

Schemat walcowego układu odniesienia, z zaznaczonymi osiami współrzędnych i granic obszaru na których wyznaczane były warunki brzegowe przedstawiono na rysunku 4.



Rys. 4. Walcowy układ odniesienia stosowany w modelu i oznaczenie warunków brzegowych
Fig. 4. Cylindrical datum system used in the model and determination of boundary conditions

W ramach przyjętego walcowego układu odniesienia, równanie modelu (3) otrzymało następującą postać:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\lambda \frac{\partial}{\partial r}T\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda \frac{\partial}{\partial z}T\right) + \frac{\partial}{r\partial \varphi}\left(\lambda \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial \varphi}T\right) + S_T \qquad (14)$$

Jednak z uwagi na fakt, że model będzie stosowany do opisu procesów, które charakteryzują się osiową symetrią, człon równania (14) zależny od zmiennej φ będzie tożsamościowo równy zeru. Wynika to z faktu, że temperatura ośrodka glebowego w przypadku procesów o symetrii osiowej będzie zależała jedynie od dwóch zmiennych: z – głębokości oraz r – odległości od osi symetrii. Stąd też równanie (14) przyjmuje postać:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\lambda \frac{\partial}{\partial r}T\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda \frac{\partial}{\partial z}T\right) + S_T \qquad (15)$$

Warunki brzegowe determinują przebieg procesów opisywanych przez równania różniczkowe cząstkowe, w których zmienne są zależne od położenia. W przypadku opisywanego modelu, który był tworzony z myślą o modelowaniu przewodnictwa ciepła w ośrodku glebowym, w warunkach naturalnych wymuszeń cieplnych, szczególnie istotną rolę odgrywają procesy wymiany energii zachodzące na powierzchni gleby.

Istota tych zjawisk i zastosowany sposób ich modelowania został opisany uprzednio w rozdziale 4. Gęstość strumienia energii G wymienianej przez powierzchnię gleby określa to, czy profil glebowy będzie ogrzewany czy ochładzany. Warunki brzegowe dla równania transportu energii były na powierzchni gleby określone poprzez podanie strumienia energii wymienianego przez powierzchnię gleby. Były to więc warunki brzegowe typu Neumana określające pochodną zmiennej zależnej równania różniczkowego.

Warunek brzegowy na spodzie symulowanego obszaru o głębokości Z jest określony poprzez ustalenie temperatury. Jest to warunek typu Dirichleta, określający wartości zmiennej zależnej, który wyraża się następującym równaniem:

$$T(z)\big|_{z=Z} = T_Z \qquad (16)$$

W osi symetrii układu odniesienia, ze względu właśnie na symetrię osiową, warunek brzegowy musi być w postaci typu Neumana, określony poprzez zerowe wartości przepływów w kierunku poziomym. Każdy inny warunek byłby warunkiem niefizycznym. Stanowi to istotną różnicę względem warunków brzegowych na pozostałych brzegach symulowanego obszaru. Bowiem na pozostałych brzegach, warunki można dobierać dowolnie, zarówno w postaci Neumana

jak i Dirichleta, przyjmując je tak, by konstruowany model poprawnie opisywał modelowany obiekt fizyczny. Natomiast warunek brzegowy w osi symetrii jest jednoznacznie określony, na mocy wyboru walcowego układu odniesienia i założenia, że opisywany obiekt fizyczny jest osiowo symetryczny, a procesy w nim zachodzące tej symetrii nie łamią.

Natomiast warunki brzegowe na zewnętrznym brzegu symulowanego obszaru również zostały określone poprzez zerowe strumienie przepływające przez tą krawędź. Warunek ten przyjęto na mocy założenia, że opisywane zjawiska transportu zachodzą w medium homogenicznym z wyjątkiem umieszczonego w nim cylindrycznego zaburzenia oraz, że ogrzewanie, które zachodzi wyłącznie poprzez górną krawędź, jest jednorodne, a promień symulowanego obszaru jest dostatecznie duży, aby na jego zewnętrznej krawędzi zachodził transport energii tylko w kierunku pionowym. Na mocy tych założeń otrzymano warunek brzegowy na pionowych krawędziach obszaru w postaci równania:

$$\frac{\partial T}{\partial r} = 0 \tag{17}$$

2.4. Zastosowania modelu transportu ciepła

Opracowany model transportu ciepła w ośrodku glebowym o niejednorodnych właściwościach cieplnych, opisujący procesy charakteryzujące się osiową symetrią może znaleźć różnorodne zastosowania. W ramach niniejszej pracy model ten został zastosowany do analizy istotności parametrów charakteryzujących strumieniomierz w ośrodku glebowym.

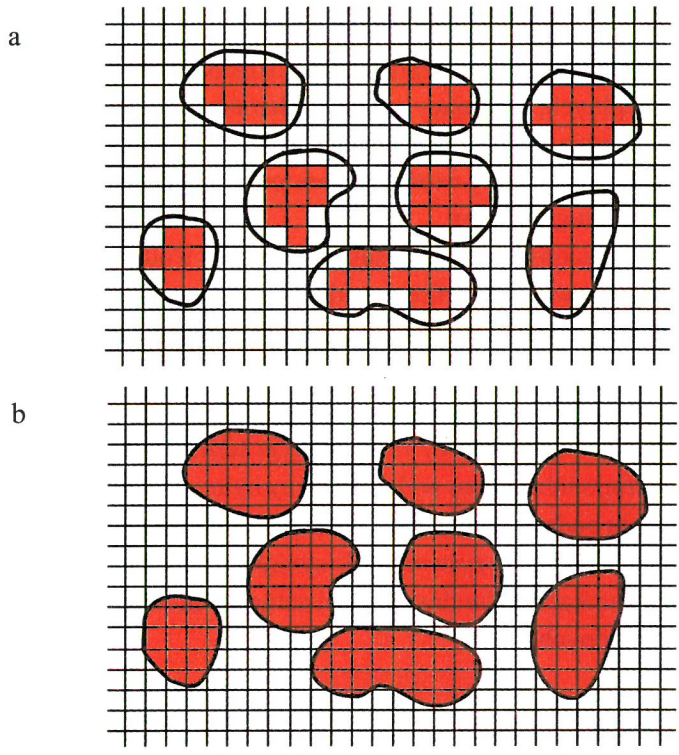
Model ten, wzbogacony o część opisującą transport wody w ośrodku glebowym, był również stosowany do opisu zagadnień związanych z teledetekcją min przeciwczołgowych (Lamorski i in. 2001, 2002, Pręgowski i in. 2000). Teledetekcja w przypadku wykrywania min polega na rejestracji temperatury powierzchni gleby w której są umieszczone miny. Opisywany model służył do określenia pór dnia w jakich należy robić zdjęcia termograficzne powierzchni gleby, tak by prawdopodobieństwo wykrycia miny było maksymalne. Przy zastosowaniu tego modelu badano wpływ gleby oraz jej wilgotności na odwzorowania termiczne min. Model był wykorzystywany do symulacji odwzorowań termicznych min zarówno w warunkach naturalnych, jak i sztucznych określanych w eksperymentach laboratoryjnych.

3. IMPLEMENTACJA NUMERYCZNA I PROGRAMOWA MODELU

3.1. Implementacja numeryczna

3.1.1. Metoda objętości skończonych

W numerycznej implementacji modelu zastosowano metodę objętości skończonych (Brzezińska i in. 1998), która uważać za modyfikację klasycznej metody różnic skończonych. W odróżnieniu do metody różnic skończonych, metoda objętości skończonych pozwala na stosunkowo łatwe uwzględnienie skomplikowanej geometrii modelowanego ośrodka. W szczególności pozwala na modelowanie ośrodków z wtrąceniami i ośrodków niehomogenicznych pod względem właściwości cieplnych. Klasyczna metoda różnic skończonych pozwala jedynie na modelowanie obiektów (wtrąceń), których kształt jest zgodny z siatką przestrzenną, na której dokonano dyskretyzacji równań różniczkowych opisujących dane zagadnienie. Różnice w sposobie reprezentacji wydzielonych obszarów w modelowanym ośrodku przedstawiono na rysunku 5. Widać, że metoda różnic skończonych opiera się na przybliżeniu kształtu w oparciu o całe komórki sieci, natomiast



Rys. 5. Różnice w reprezentacji wydzielonych obszarów w przypadku metody różnic skończonych (a) i metody objętości skończonych (b)
Fig. 5. Differences in representation of isolated areas (zones) in the case of finite difference method (a) and finite volume method (b)

stosując metodę objętości skończonych można lepiej odzwierciedlić kształt symulowanych obszarów. Dodatkowo metoda objętości skończonych pozwala na modelowanie obiektów nie przepuszczalnych dla danego rodzaju transportu (doskonałych izolatorów ciepła w przypadku równania Fouriera i nieprzepuszczalnych dla wody obiektów w przypadku równania Richard'sa) czego klasyczna metoda różnic skończonych nie umożliwia.

Metoda objętości skończonych prezentowana jest w pracy (Brzezińska i in. 1998) w kontekście równań adwekcji-dyfuzji opisujących transport substancji chemicznych w dwuwymiarowym układzie kartezjańskim. Metoda ta została zaadaptowana do opracowanego osiowosymetrycznego modelu transportu ciepła. Metoda objętości skończonych, podobnie jak metoda różnic skończonych, opiera się na dyskretyzacji przestrzeni symulowanego obiektu przy pomocy siatki prostokątnej. Ważną właściwością tej metody jest fakt, że może być stosowana wyłącznie do opisu zagadnień fizycznych, które są sformułowane w postaci praw zachowania, w szczególności metoda ta może być stosowana do modelowania przepływów ciepła. Równania różniczkowe opisujące te procesy muszą mieć postać równania ciągłości. W ogólnej postaci równania będą miały następującą postać w stosowanym w pracy walcowym układzie odniesienia:

$$C_p(r,z)\frac{\partial T}{\partial t}(r,z,t)+\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(rf(r,z,t)\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(g(r,z,t)\right)=0 \qquad (18)$$

Funkcje $f(...)$ i $g(...)$ opisują strumienie energii odpowiednio w kierunku radialnym i pionowym, natomiast wielkość C_p jest objętościową pojemnością cieplną ośrodka. W przypadku równania typu dyfuzyjnego, a takiego typu są równania przewodnictwa funkcje, f i g są określone w sposób następujący poprzez równanie Fouriera:

$$f=-\lambda(r,z)\frac{\partial T}{\partial r} \qquad g=-\lambda(r,z)\frac{\partial T}{\partial z} \qquad (19)$$

gdzie $\lambda(r,z)$ jest współczynnikiem przewodnictwa cieplnego ośrodka.

Prezentowana metoda objętości skończonych opiera się na podziale symulowanego ośrodka na komórki o skończonej objętości (powierzchni) powstałe poprzez zastosowanie podziału ośrodka przez siatkę prostokątną. Są również spotykane inne wersje metody objętości skończonych, które operują na siatkach trójkątnych nieregularnych (Dongjoo i Haecheon 2000).

Podstawowym założeniem stosowanym w obliczeniach numerycznych jest to, że wielkości fizyczne opisujące stan ośrodka są uśredniane w ramach poszczególnych komórek siatki (LeVeque 1998). Wartości średnie wielkości charakteryzujących stan ośrodka w obszarze danej komórki są uaktualniane w trakcie wykonywanych obliczeń w każdym kroku czasowym. W przypadku problemów

sformułowanych w postaci równania ciągłości zmiana wartości wielkości fizycznych jest wyznaczana na podstawie strumieni jakie przepływają pomiędzy sąsiednimi komórkami.

Rozważmy dwuwymiarową siatkę jednorodną o skoku Δr i Δz, jak pokazano na rysunku 3. Pokazany jest tam obszar wyznaczony przez współrzędne *(r,z)* indeksowany wartościami *i* (współrzędna *r*) oraz *j* (współrzędna *z*). Wartość T^n_{ij} oznaczająca średnią wartość temperatury T w obszarze komórki *(i,j)* w chwili czasu t_n jest zdefiniowana następująco (Brzezińska i in. 1998):

$$T^n_{ij} \approx \frac{\int_{S_{ij}} C_p(r,z)T(r,z,t_n)drdz}{\int_{S_{ij}} C_p(r,z)drdz} \tag{20}$$

przy następującej definicji wartości średniej pojemności C_p w danej komórce *(i,j)*:

$$C_{pij} = \frac{1}{\Delta r \Delta z}\int_{S_{ij}} C_p(r,z)drdz \tag{21}$$

otrzymamy następujące wyrażenie na wartość T^n_{ij}:

$$T^n_{ij} = \frac{1}{C_{pij}\Delta r \Delta z}\int_{S_{ij}} C_p(r,z)T(r;z,t_n)drdz \tag{22}$$

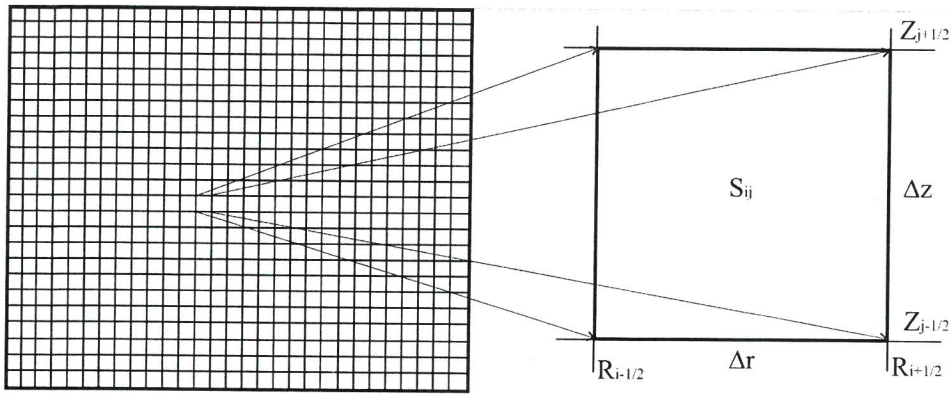
Widać, że w przypadku, gdy $C_p \equiv 1$, wartość T^n_{ij} będzie reprezentowała zwyczajnie zdefiniowaną wartość średnią temperatury w obszarze komórki *(i,j)*.

Równanie (18) należy przybliżyć przy pomocy schematu różnicowego. W pracy zastosowano schemat niejawny (LeVeque 1998), i otrzymano następujące równanie:

$$\frac{C_{pij}T^n_{ij} - C_{pij}T^{n-1}_{ij}}{\Delta t} + \frac{1}{r_i \Delta r}\left(r_{i+1/2}F^n_{i+1/2,j} - r_{i-1/2}F^n_{i-1/2,j}\right) + \frac{1}{\Delta z}\left(G^n_{i,j+1/2} - G^n_{i,j-1/2}\right) = 0 \tag{23}$$

gdzie: $F_{i-1/2,\ j}$ oraz $G_{i,j-1/2}$ oznaczają strumienie energii przypływającej przez odpowiednio lewy i dolny bok komórki *(i,j)*, natomiast symbole $F_{i+1/2,\ j}$ oraz $G_{i,j+1/2}$ oznaczają strumienie energii przepływającej przez prawy i górny bok komórki. Równanie (23) po przekształceniu będzie miało postać formuły opisującej zmiany wielkości T^n_{ij} w kolejnych krokach czasowych w zależności od temperatury w kroku czasowym poprzednim T^{n-1}_{ij}.

$$T^{n-1}_{ij} = T^n_{ij} + \frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r}\left(r_{i+1/2}F^n_{i+1/2,j} - r_{i-1/2}F^n_{i-1/2,j}\right) + \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z}\left(G^n_{i,j+1/2} - G^n_{i,j-1/2}\right) \tag{24}$$

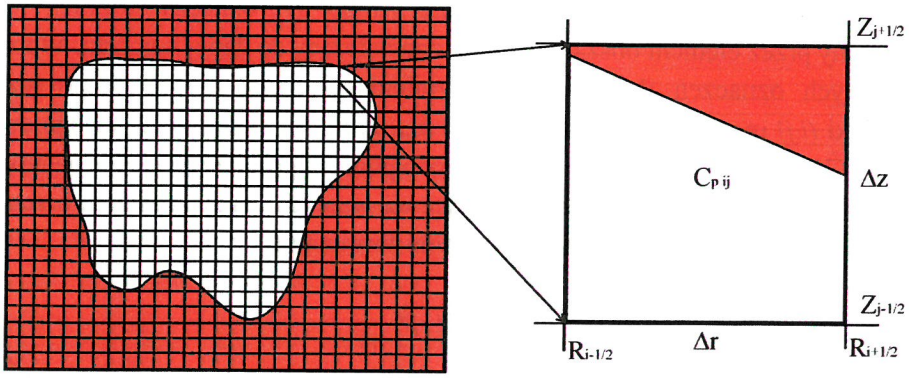


Rys. 6. Siatka przestrzenna w metodzie objętości skończonych
Fig. 6. Spatial grid in the method of finite volume

3.1.2. Reprezentacja obszarów niejednorodnych

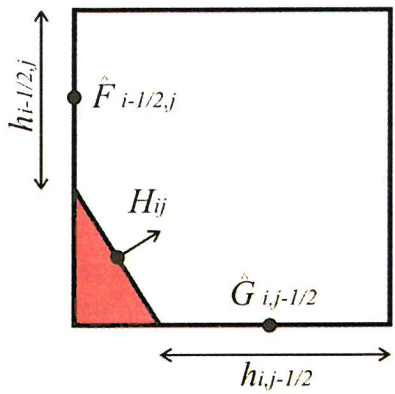
Podstawowym zastosowaniem, zgodnym z fizycznym znaczeniem funkcji pojemności cieplnej, C_p, jest opisywanie zdolności ośrodka do magazynowania energii. Jednak oprócz fizycznego znaczenia pojemności cieplnej dla opisu właściwości cieplnych ośrodka może mieć ona również zastosowanie do uwzględnienia istnienia w środku obszarów nieprzepuszczalnych.

Rysunek 7 przedstawia przykładowy podział obszaru symulowanego na obszary, w których zachodzi transport (biały kolor) i w których transport nie zachodzi (czerwony kolor) oraz powiększenie wybranej komórki granicznej, tzn. takiej przez którą przebiega granica symulowanego obszaru. Funkcja $C_p = 0$ w obszarach komórek, które w całości należą do obszarów nieprzewodzących, natomiast ma ona wartości różne od zera i odpowiadające wartości fizycznej pojemności cieplnej w komórkach należących w całości do obszaru przewodnictwa.



Rys. 7. Reprezentacja nieliniowego obszaru wtrącenia w metodzie objętości skończonych
Fig. 7. Representation of non-linear intrusion zone in the method of finite volumes

Wartość całkowitej pojemności danej komórki *(i,j)* będzie się wyrażała przy przyjętych założeniach co do funkcji C_p następująco $C_{pij}\Delta r\Delta z$. Komórki graniczne, w związku z ich mniejszą powierzchnią części przewodzącej, charakteryzują się zmniejszoną wartością C_p w stosunku do wartości określonej przez właściwości ośrodka fizycznego. Wartość C_p w tych (granicznych) komórkach jest określana proporcjonalnie do udziału obszaru, w którym zachodzi transport w całej powierzchni komórki. W szczególnym przypadku gdy $C_p \equiv 1$ wartość pojemności komórki granicznej jest po prostu powierzchnią jej części należącej do obszaru przewodnictwa.



Rys. 8. Wyznaczania strumienia przez brzegi komórki granicznej
Fig. 8. Determination of heat flux by edges of boundary cell

W przypadku komórek granicznych opis strumienia wymienianego przez brzegi tej komórki z sąsiednimi komórkami granicznymi wymaga modyfikacji. Wiąże się to z faktem, że nie całe brzegi tych komórek należą do obszaru przewodnictwa. Rysunek 8 przedstawia szczegóły przykładowej komórki granicznej. Oznaczenia $h_{i-1/2,j}$ oraz $h_{i,j-1/2}$ określają długości brzegów komórek granicznych należące do obszaru przewodnictwa (brzeg lewy i dolny odpowiednio). Symbole $\hat{F}_{i-1/2,j}$ oraz $\hat{G}_{i,j-1/2}$ oznaczają rzeczywiste strumienie przepływające przez odpowiednie brzegi tych komórek. Natomiast symbol H_{ij} oznacza strumień wymieniany przez element obszaru granicznego należący do danej komórki. Wobec przyjętych oznaczeń ilości energii wymienianej przez niepełne krawędzie komórki *(i,j)* można wyrazić następująco $h_{i-1/2,j}\hat{F}_{i-1/2,j}$ dla brzegu lewego oraz $h_{i,j-1/2}\hat{G}_{i,j-1/2}$ dla brzegu dolnego. Biorąc to pod uwagę należy określić na nowo strumienie $F_{i-1/2,j}$ oraz $G_{i,j-1/2}$ występujące we wzorze (24) dla komórek brzegowych. Będą się one wyrażały następującymi formułami:

$$F_{i-1/2,j} = \frac{h_{i-1/2,j}}{\Delta z}\hat{F}_{i-1/2,j}$$
$$G_{i-1/2,j} = \frac{h_{i-1/2,j}}{\Delta r}\hat{G}_{i-1/2,j} \qquad (25)$$

Dzięki takiej modyfikacji pojęcia strumienia dla komórek brzegowych obowiązują te same formuły (24) co dla komórek pozostałych.

W przypadku komórki brzegowej możemy mieć jeszcze jedno źródło strumienia do tej pory nie uwzględnione w opisie. Mianowicie, strumień energii może być wymieniany przez brzeg obszaru przewodnictwa. Wielkość tego strumienia jest określona poprzez wartość H_{ij}, tak, że ilość przenikającego ciepła przez element brzegowy o długości l_{ij} wynosi $l_{ij}H_{ij}$. Wobec tego, ogólna formuła opisująca transport substancji z uwzględnieniem ewentualnych strumieni przepływających przez brzeg obszaru będzie miała postać:

$$T_{ij}^{n-1} = T_{ij}^{n} + \frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r}\left(r_{i+1/2} F_{i+1/2,j}^{n} - r_{i-1/2} F_{i-1/2,j}^{n}\right) + \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z}\left(G_{i,j+1/2}^{n} - G_{i,j-1/2}^{n}\right) - \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta r \Delta z}\left(l_{ij} H_{ij}\right) \tag{26}$$

Należy podkreślić że przypadku gdy przez brzeg obszaru symulacji nie przepływają żadne strumienie, H_{ij}=0 i równanie (26) będzie tożsame z równaniem (24).

Równanie (26), opisujące zmiany temperatury w kolejnych chwilach czasowych dla wybranej komórki nie może być stosowane w przypadku, gdy będzie dotyczyło komórek leżących w obszarach gdzie C_p=0. Aby zapewnić poprawność równania (26) w tych obszarach zakłada się dodatkowo, że w przypadku tych komórek strumienie wymieniane przez nie z komórkami sąsiednimi są zerowe, natomiast jako wartość C_p można wtedy przyjąć dla tych komórek wartość dowolną, różną od zera.

Zasadniczą korzyścią wynikającą z zastosowania metody objętości skończonych jest oddzielenie geometrii zagadnienia od układu równań opisujących całość prostokątnego obszaru symulacji. Równania różnicowe niezależnie od rodzaju komórki mają tą samą postać algebraiczną. Natomiast informacja o geometrii układu wyłączonego z symulacji jest ukryta w wartości funkcji pojemności C_p.

Dodatkową korzyścią wynikającą z zastosowania metody objętości skończonych jest uniknięcie niestabilności schematu różnicowego, powodowanych niekiedy przez komórki brzegowe, które klasycznie są małymi komórkami, tak dobranymi aby możliwie dobrze odwzorować kształt brzegu symulowanego obszaru. Z reguły te małe komórki są komórkami, od których rozpoczyna się ewentualna niestabilność numeryczna.

Dotychczas w prezentowanych formułach były wykorzystywane wartości strumieni na brzegach komórek, $F_{i-1/2,j}$, $G_{i,j-1/2}$, $F_{i+1/2,j}$ oraz $G_{i,j+1/2}$ bez precyzowania ich wartości. Można je przybliżyć następującymi wzorami będącymi dyskretnym przedstawieniem równania Fouriera (1) przy wykorzystaniu wartości temperatur w komórkach sąsiednich do przedstawienia strumieni na brzegach obszarów:

$$
\begin{aligned}
F^n_{i+1/2,j} &= \lambda_{i+1/2,j}\frac{T^n_{i+1,j}-T^n_{i,j}}{\Delta r}\\
F^n_{i-1/2,j} &= \lambda_{i-1/2,j}\frac{T^n_{i,j}-T^n_{i-1,j}}{\Delta r}\\
G^n_{i,j+1/2} &= \lambda_{i,j+1/2}\frac{T^n_{i,j+1}-T^n_{i,j}}{\Delta z}\\
G^n_{i,j-1/2} &= \lambda_{i,j-1/2}\frac{T^n_{i,j}-T^n_{i,j-1}}{\Delta z}
\end{aligned}
\tag{27}
$$

Po uwzględnieniu powyższych równań w równaniu (26) otrzymujemy:

$$
\begin{aligned}
T^{n-1}_{ij} = T^n_{ij} + \frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r}\left(r_{i+1/2}\lambda_{i+1/2,j}\frac{T^n_{i+1,j}-T^n_{i,j}}{\Delta r} - r_{i-1/2}\lambda_{i-1/2,j}\frac{T^n_{i,j}-T^n_{i-1,j}}{\Delta r}\right) +\\
\frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z}\left(\lambda_{i,j+1/2}\frac{T^n_{i,j+1}-T^n_{i,j}}{\Delta z} - \lambda_{i,j-1/2}\frac{T^n_{i,j}-T^n_{i,j-1}}{\Delta z}\right) - \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta r\Delta z}\left(l_{ij}H_{ij}\right)
\end{aligned}
\tag{28}
$$

co po uporządkowaniu wyrażenia względem czynników $T^n{}_{ij}$ daje ostateczną formułę stosowanego w pracy schematu numerycznego:

$$
\begin{aligned}
T^{n-1}_{ij} = T^n_{ij}\left(1 - \frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r^2}\left(r_{i+1/2}\lambda_{i+1/2,j} + r_{i-1/2}\lambda_{i-1/2,j}\right) - \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z^2}\left(\lambda_{i,j+1/2} + \lambda_{i,j-1/2}\right)\right)\\
+ T^n_{i+1,j}\frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r}\frac{r_{i+1/2}\lambda_{i+1/2,j}}{\Delta r} + T^n_{i-1,j}\frac{\Delta t}{C_{pij} r_i \Delta r}\frac{r_{i-1/2}\lambda_{i-1/2,j}}{\Delta r}\\
+ T^n_{i,j+1}\frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z}\frac{\lambda_{i,j+1/2}}{\Delta z} + T^n_{i,j-1}\frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta z}\frac{\lambda_{i,j-1/2}}{\Delta z} - \frac{\Delta t}{C_{pij}\Delta r\Delta z}\left(l_{ij}H_{ij}\right)
\end{aligned}
\tag{29}
$$

3.2. Implementacja programowa modelu

Opracowany schemat różnicowy zaimplementowano w oprogramowaniu, które zaprojektowano tak, aby było przenośne pomiędzy różnymi systemami operacyjnymi. Program napisano w języku C++. Program mógł być kompilowany na różnych platformach systemowych dla platformy sprzętowej x86 w szczególności w trakcie wykonywania obliczeń do pracy stosowano program na systemach operacyjnych WindowsXP, FreeBSD i Linux.

W programie zastosowano gotowe ogólnodostępne biblioteki funkcji do rozwiązywania układów równań algebraicznych. Stosowano biblioteki IML++ oraz SparseLib++ (Dongarra 1994) do rozwiązywania powstałych układów równań macierzowych.

Do uzyskania niektórych wyników prezentowanych w pracy należało uruchamiać program nawet do 10000 razy. Aby wykonać te obliczenia w rozsądnym czasie napisano oprogramowanie wspomagające, którego działanie polegało na automatycznym uruchamianiu programu obliczeniowego na różnych komputerach. Do napisania oprogramowania zastosowano bibliotekę procedur PVM (Parallel Virtual Machine) (Sunderam 1990) umożliwiającą wykonywanie obliczeń w sposób równoległy w heterogenicznym środowisku systemowym. Umożliwiło to dokonywanie jednoczesnych obliczeń na 15 procesorach, na 6 komputerach pracujących pod kontrolą różnych systemów operacyjnych.

W trakcie weryfikacji modelu w procesie wyznaczania wartości parametrów modelu, zostały zastosowane algorytmy genetyczne. W napisanym programie weryfikacyjnym zastosowano bibliotekę procedur GALIB (http://lancet.mit.edu/ga).

4. WERYFIKACJA MODELU ZJAWISK PRZEPŁYWU CIEPŁA W OŚRODKU GLEBOWYM

4.1. Weryfikacja modelu na podstawie rozwiązań analitycznych przykładowych problemów

Jedna z metod weryfikacji modeli numerycznych polega na porównaniach wyników przez nie generowanych ze szczególnymi przypadkami procesów transportu dla których istnieją analityczne rozwiązania. Jest to skuteczna metoda podstawowej weryfikacji modelu numerycznego. Jej waga polega na tym, że mimo, iż rozwiązania analityczne dotyczą tylko szczególnych przypadków, to nie są one obarczone żadnymi błędami.

Model transportu ciepła został wstępnie zweryfikowany na podstawie porównań wyników generowanych przez model z wynikami rozwiązań szczególnych przypadków przepływu ciepła, dla których istnieją analityczne rozwiązania. W procedurze tej założono, że ośrodek w którym zachodzi transport jest ośrodkiem o jednorodnych właściwościach fizycznych.

Do testów wybrano dwa rozwiązania analityczne jednowymiarowego równania przewodnictwa cieplnego: jedno opisywało transport w kierunku pionowym, drugie – transport radialny. W celu umożliwienia porównań wyników generowanych przez model numeryczny z wynikami obliczeń z jednowymiarowych modeli analitycznych należało odpowiednio dobierać warunki brzegowe oraz początkowe tak, aby transport zachodził tylko w jednym z dwóch możliwych kierunków: radialnym lub pionowym.

Weryfikacja submodelu transportu energii z uwzględnieniem transportu radialnego wykonana była w oparciu o porównanie wyników numerycznych, z analitycznymi rozwiązaniami równania dyfuzji w nieskończenie długim jednorodnym cylindrze. Równanie to ma postać:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad , \quad 0 < r < a \tag{30}$$

z następującymi warunkami brzegowymi:

$$\begin{aligned} T &= 0 \qquad \text{dla} \quad r = a \\ T &= f(r) \quad \text{dla} \quad t = 0 \end{aligned} \tag{31}$$

gdzie a oznacza brzeg symulowanego obszaru.

Rozwiązanie analityczne tego zagadnienia reprezentowanego przez równania (30) i (31) ma postać (Carslaw i Jeager 1959):

$$T = \sum_{n=1}^{\infty} A_n J_0 (\alpha_n r) e^{-\kappa \alpha_n^2 t} \tag{32}$$

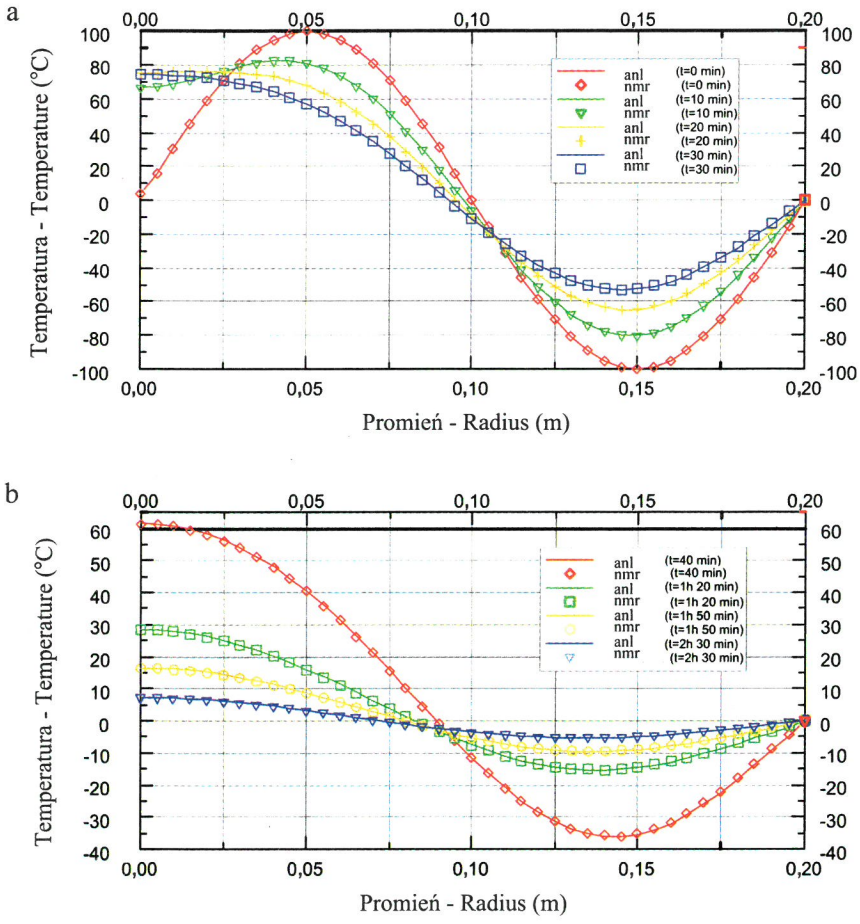
gdzie J_0 jest funkcją Bessela pierwszego rodzaju, a współczynniki są kolejnymi rzeczywistymi dodatnimi rozwiązaniami następującego równania (33) zapewniającego spełnienie założonych warunków brzegowych:

$$J_0 (a\alpha) = 0 \tag{33}$$

Współczynniki A_n wyznacza się rozwijając w szereg (32) funkcję opisującą warunki początkowe. Przy pomocy przedstawionego rozwiązania analitycznego dokonano symulacji radialnego transportu w jednorodnym ośrodku glebowym. Wyniki tych symulacji porównywano z wynikami uzyskanymi z opracowanego modelu numerycznego.

Poniżej przedstawiono wyniki porównań symulacji przeprowadzonej dla ośrodka o dyfuzyjności cieplnej $\kappa = 3.74 \cdot 10^{-7} \cdot$ m^2 s^{-1} i promienia symulowanego obszaru 0.2 m. W chwili początkowej temperatura jest opisana funkcją $T(r)=100 \cdot \sin(2\pi r/a)$, a następnie obiekt stygnie przy utrzymywaniu na jego powierzchni temperatury 0°C.

Na rysunkach 9a i 9b przedstawiono porównanie wartości temperatur pochodzących z symulacji i wyliczeń analitycznych. Linie ciągłe reprezentują wyniki analityczne, a symbole geometryczne wyniki pochodzące z obliczeń numerycznych. Na przedstawionych wykresach widać bardzo dobrą zgodność pomiędzy rozwiązaniem analitycznym i numerycznym w całym czasie przeprowadzanej symulacji, która opisywała chłodzenie przez 150 min.



Rys. 9. Porównanie wyników numerycznych i rozwiązania analitycznego dla radialnego transportu energii: a) czas od 0-30 min, b) czas od 40 do 150 min
Fig. 9. Comparison of numerical results and analytical solution for radial transport of energy: a) time from 0 to 30 min, b) time from 40 to 150 min

Poprawność obliczeń transportu energii w kierunku pionowym poddana została podstawowej weryfikacji poprzez porównanie z rozwiązaniem szczególnego przypadku dla którego istnieje rozwiązanie analityczne.

Jednowymiarowe równanie transportu energii:

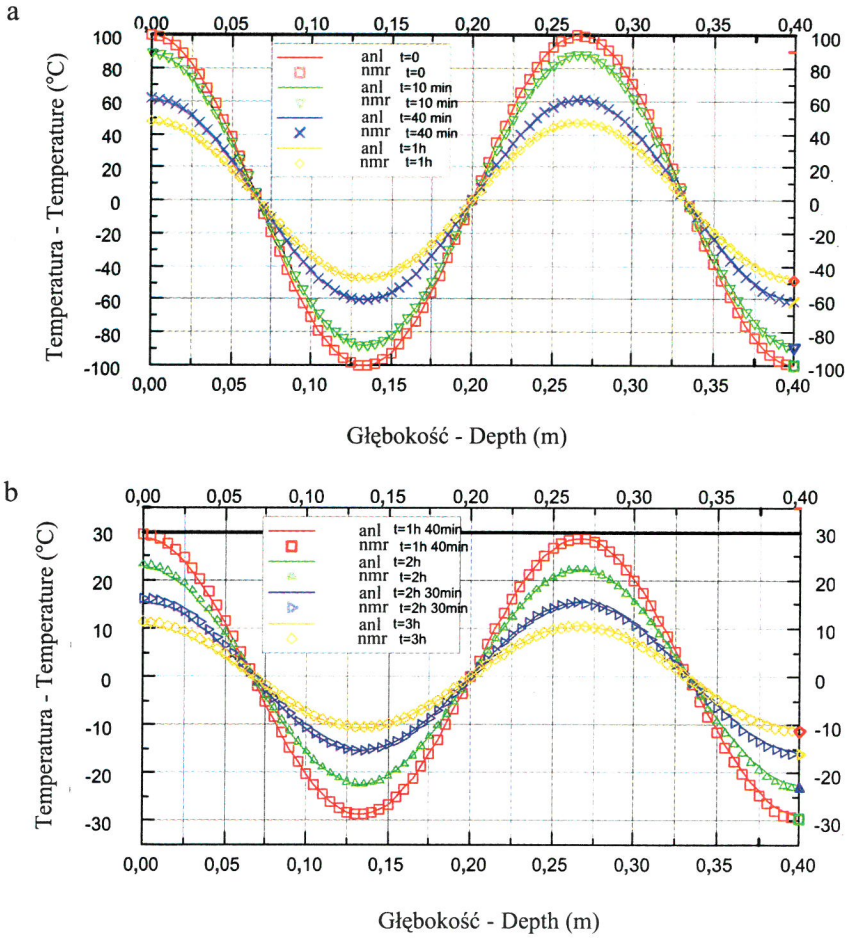
$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{34}$$

rozwiązywane było w obszarze $z \in [0,L]$ wraz z warunkami brzegowymi $\partial_x T(0) = 0$ i $\partial_x T(L) = 0$. Warunek początkowy określony był funkcją $T(z) = 100 \cdot \cos(3\pi z/L)$. Równanie to ma analityczne rozwiązanie (Carslaw i Jeager 1959), w postaci:

$$T(z,t) = 100e^{-\left(\frac{3\pi}{L}\right)^2 \kappa t} \cos\left(\frac{3\pi}{L} x\right) \tag{35}$$

Na rysunku 10 przedstawiono porównanie wartości temperatury uzyskanych w wyniku symulacji numerycznej i z rozwiązania analitycznego dla wybranej wartości współczynnika dyfuzyjności cieplnej κ =3.74·10^{-7}· m^2·s^{-1}. Widać że rozwiązania numeryczne i analityczne są dają takie same wyniki.

Analizując wykres 11 widać, że podobnie jak w poprzednim przypadku, istnieje bardzo dobra zgodność pomiędzy wartościami temperatury wyznaczonymi przy użyciu symulacji, jak też z rozwiązań analitycznych.



Rys. 10. Porównanie wyników numerycznych i rozwiązania analitycznegodla liniowego transportu energii: a) czas od 0-1 h, b) czas od 1 do 3 h

Fig. 10. Comparison of numerical results and analytical solution for linear transport of energy: a) time from 0 to 1 h, b) time from 1 to 3 h

Na podstawie przedstawionych porównań rozwiązań numerycznych i analitycznych przykładowych, jednowymiarowych problemów transportu energii i innych przeprowadzonych eksperymentów numerycznych, stwierdzono poprawność działania części obliczeniowej programu implementującego opracowany model. Stwierdzenie poprawności działania modelu pozwoliło na jego eksperymentalną weryfikację.

4.2. Analiza czułości modelu

4.2.1. Metoda FAST

Do wyznaczenia wpływu poszczególnych parametrów modelu na wyniki przezeń generowane, zastosowano techniki globalnej analizy czułości GSA (Global Sensitivity Analysis). Pozwala to na ustalenie, które parametry mają duży wpływ, a które mały na działanie modelu. Parametry o relatywnie małym znaczeniu dla działania modelu, wyznaczone przy wykorzystaniu techniki analizy globalnej można, ewentualnie usunąć z opisu modelu poprzez ustalanie ich wartości.

W celu wykonania globalnej analizy istotności parametrów modelu zastosowano metodę FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test), która opracowana została oryginalnie w latach 70-tych. Jednak w praktyce metodę tę zaczęto szerzej stosować dla zagadnień analizy czułości modeli stosunkowo niedawno. Obecnie jest ona uznanym narzędziem analizy statystycznej działania modeli (Salteli 2002, Saltelli i Bolado 1998, Saltelli i Tarantola 2002). FAST jest jedną z możliwych procedur obliczeniowych, która pozwala na wykonanie globalnej analizy czułości modelu. Inną metodą jest, np. Metoda Sobola (Sobol's method) (Sobol 2001).

Podstawą działania metody FAST jest analiza wariancji. W metodzie tej wariancja $V(Y)$, gdzie Y reprezentuje wartości generowane przez model dla zbioru parametrów modelu Z, jest przedstawiana następującą formułą (Ratto i in. 2001, Saltelli i in. 2004):

$$V(Y) = E[V(Y \mid U)] + V[E(Y \mid U)] \tag{36}$$

gdzie U jest pewnym podzbiorem zbioru parametrów modelu $Z=\{X_i;\ i=1..n\}$, $U \in Z$. Formuła (36) uwzględnia fakt, że na całkowitą wariancję składają się dwa czynniki. Pierwszy z nich $E[V(Y|U)]$ jest spodziewaną wartością (wartością średnią) wariancji Y w przypadku, gdy wszystkie parametry modelu poza tymi należącymi do zbioru U są znane, a ich wartości są ustalone. Oznaczenie $E(Y|U)$ ma następujące znaczenie: wartości parametrów modelu Z różne od tych należących do zbioru U są ustalane na ich średnich wartościach, natomiast te parametry, które należą do podzbioru U mogą przyjmować wartości dowolne. Drugi czynnik $V[E(Y|U)]$ określa wariancję w przypadku, gdy wartości parametrów U będą podlegały zmianom, natomiast pozostałe parametry będą miały

wartości ustalone. Rozważany podzbiór parametrów modelu U może być zbiorem jednoelementowym lub może obejmować większą liczbę parametrów modelu.

Wpływ poszczególnych parametrów modelu na jego działanie, jest określany przez indywidualny współczynnik istotności (first order sensitivity index), S_i, zdefiniowany następującym równaniem (Ratto i in. 2001, Saltelli i in. 2004):

$$S_i = \frac{V[E(Y \mid X_i)]}{V(Y)} \tag{37}$$

które opisuje wariancję wyników generowanych przez model w przypadku, gdy wartość wszystkich parametrów modelu, oprócz X_i, są ustalone, a zmianom podlega tylko ten jeden wybrany. Wartość wielkości S_i jest miarą wpływu pojedynczego parametru na działanie modelu.

Kolejną, istotną wielkością dostarczającą informacji o istotności poszczególnych parametrów modelu jest całkowity współczynnik istotności (total sensitivity indicator), S_{Ti}, zdefiniowany następująco (Saltelli i in. 2004):

$$S_{Ti} = 1 - \frac{V[E(Y \mid X_{-i})]}{V(Y)} \tag{38}$$

gdzie oznaczenie X_{-i} oznacza wszystkie parametry poza i-tym. Oznaczenie $E(Y|X_{-i})$ ma następujące znaczenie: wartości parametrów modelu Z nie będące parametrem X_i przyjmują wartości dowolne, natomiast parametr X_i ma wartość ustaloną. Wobec tego $V[E(Y|X_{-i})]$ jest wariancją wartości generowanych przez model w przypadku, gdy ustalimy wartość parametru X_i modelu.

Oszacowanie obu parametrów S_i oraz S_{Ti} dla poszczególnych parametrów modelu jest istotne, ponieważ pierwszy z nich uwzględnia prosty wpływ pojedynczego parametru X_i na wariancję modelu, natomiast drugi opisuje całkowity wpływ parametru na działanie modelu z uwzględnieniem jego zależności i korelacji z innymi parametrami modelu. Oba dostarczają istotnych informacji możliwych do wykorzystania w trakcie weryfikacji modelu. Estymacja parametrów S_i oraz S_{Ti} może być wykonana, np. metodą FAST.

4.2.2. Analiza istotności parametrów modelu

Przeprowadzono globalną analizę istotności parametrów modelu, wykorzystując w tym celu oprogramowanie SIMLAB 2.2 umożliwiające wyznaczenie głównych, S_i, i całkowitych, S_{Ti}, współczynników istotności dla poszczególnych parametrów modelu. W celu wykonania analizy istotności parametrów modelu zastosowano metodę FAST. Program SIMLAB działa na przygotowanych uprzednio wartościach generowanych przez model dla poszczególnych zestawów

parametrów modelu. Aby przygotować zestaw danych wejściowych dla programu SIMLAB zastosowano metodę Monte Carlo do generacji odpowiedniego zbioru zestawów parametrów wejściowych modelu, przy założeniu granicznych wartości minimalnej i maksymalnej dla każdego ze współczynników modelu. Wygenerowano 9965 zestawów parametrów, dla każdego z zestawu uruchomiono model i zarejestrowano wyniki przezeń generowane. Tak przygotowany zbiór danych wejściowych został poddany analizie FAST.

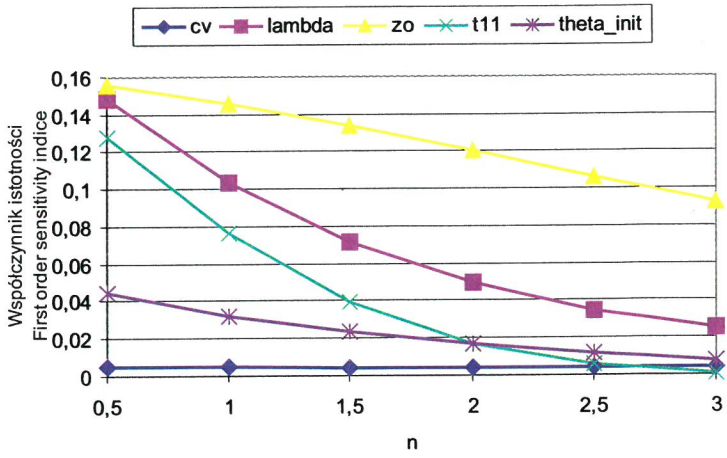
Wielkościami charakteryzującymi działanie modelu dla poszczególnych zestawów parametrów modelu była funkcja wagowa (weighting function), zdefiniowana następująco (Ratto i in. 2001):

$$w = \left(\frac{1}{\sigma_{RMSE}^2} \right)^n \tag{39}$$

gdzie σ_{RMSE} jest średnim błędem kwadratowym dla różnic pomiędzy danymi otrzymanymi z modelu i z eksperymentu weryfikacyjnego.

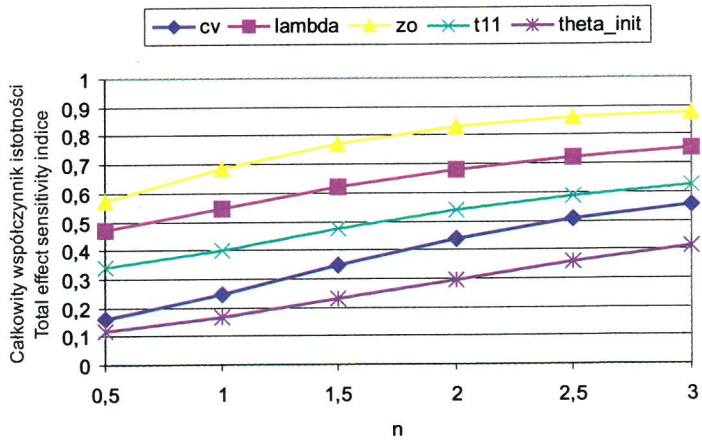
Wielkość ta, wyznaczona na podstawie średniego błędu kwadratowego, jest w literaturze wykorzystywana w przypadku, gdy badany jest globalny wpływ parametrów na działanie modelu generującego szeregi czasowe. Pozwala ona na określenie, czy model działał poprawnie czy nie, dla określonego zestawu parametrów modelu. Wartość parametru n jest w sprawą otwartą, w literaturze przedmiotu sugeruje się wartość n=1,4 jako wartość optymalną (Ratto i in. 2001). W przypadku badanego modelu przeprowadzono obliczenia dla następujących wartości parametru: $n \in \{0,5;\ 1;\ 1,5;\ 2;\ 2,5,\ 3\}$.

Wartości współczynników istotności modelu wyznaczane z wykorzystaniem funkcji wagowej (39) są zależne od wartości parametru n jednak wartość tego parametru nie jest jednoznacznie w literaturze określona. Sugeruje się niekiedy wartość n=1,4, lecz jest to dość arbitralnie określone bez podawania kryteriów takiego wyboru. Interesującym zagadnieniem jest sprawdzenie, jaki wpływ na wartości współczynników istotności dla stosowanego modelu ma wartość parametru n. Wartości współczynników istotności badanego modelu dla różnych wartości parametru n przedstawiono na rysunku 11. Widać, że niezależnie od wartości n wpływ dwóch parametrów modelu jest największy, tj.: *zo* (szorstkość powierzchni gleby) oraz *lambda* (przewodnictwo cieplne ośrodka). Przy czym wpływ *zo* na wyniki generowane przez model jest istotnie wyższy niż wpływ pozostałych parametrów modelu. Widać również, że oszacowanie wpływu poszczególnych parametrów modelu na jego działanie zmienia się istotnie w zależności od wartości n.



Rys. 11. Indywidualne współczynniki istotności parametrów modelu dla różnych wartości parametru n
Fig. 11. First order sensitivity indices of model parameters for various values of parameter n

Wartości całkowitych współczynników istotności poszczególnych parametrów modelu przedstawiono na rysunku 12. Tutaj też widać wpływ wartości parametru n na wyznaczane wartości całkowitych współczynników istotności. Inaczej jednak jak dla indywidualnych współczynników istotności, względne relacje pomiędzy wartościami całkowitych współczynników istotności nie zależą od wartości parametru n funkcji wagowej (39), a relacje pomiędzy wartościami współczynników istotności poszczególnych parametrów modelu są zachowane.



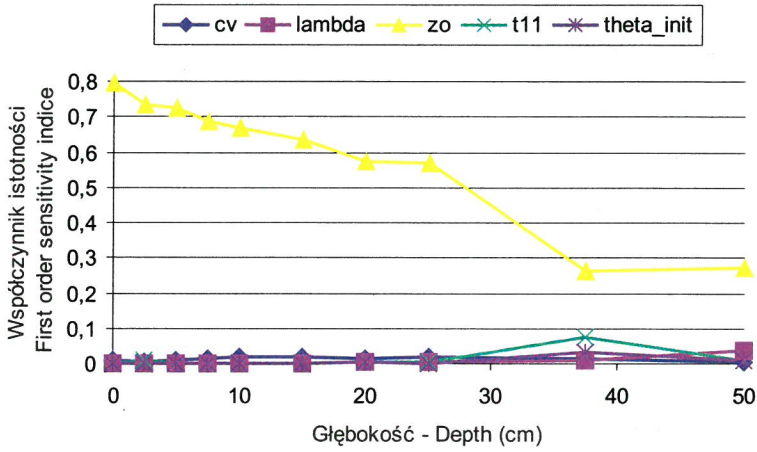
Rys. 12. Całkowite współczynniki istotności parametrów modelu dla różnych wartości parametru n
Fig. 12. Total effect sensitivity indices of model parameters for various values of parameter n

Całkowite współczynniki istotności opisują rzeczywisty wpływ poszczególnych parametrów modelu na jego działanie. Widać, że dla opracowanego modelu najistotniejsze parametry to w kolejności malejącej: *zo*, *lambda*, *t11*, *cv* oraz *theta_init*. Wartości odpowiednich współczynników istotności dla tych parametrów modelu, przy założeniu, że n=1,5, przedstawiono w tabeli 3.

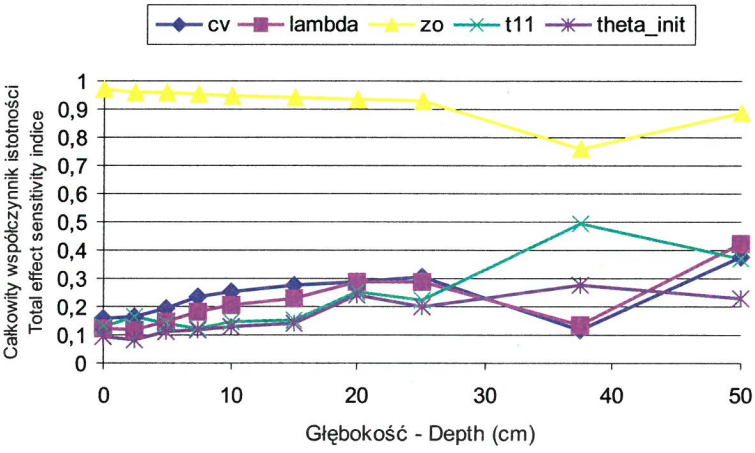
Tabela 3. Wartości współczynników istotności poszczególnych parametrów opracowanego modelu
Table 3. Values of coefficients of significance for particular parameters of developed model

Parametr modelu Model parameter	Indywidualne współczynniki istotności First order sensitivity indices	Całkowite współczynniki istotności Total effect sensitivity indices
zo	0,134	0,773
lambda	0,072	0,620
t11	0,040	0,475
cv	0,004	0,347
theta_init	0,024	0,231

Sprawdzono również jak, zmieniają się współczynniki istotności modelu wyznaczane dla poszczególnych głębokości, na których temperatury wyznaczane z modelu porównywane były z temperaturami zmierzonymi w eksperymencie. Miało to na celu ustalenie ewentualnych różnic wpływu poszczególnych parametrów modelu na odwzorowania temperatury na poszczególnych głębokościach. Na rysunku 13 i 14 przedstawiono zmiany z głębokością wartości indywidualnych współczynników istotności oraz całkowitych współczynników istotności. W tych obliczeniach przyjęto n=1,5. Na obu wykresach zaobserwowano zmniejszanie się wpływu dominującego parametru modelu, *zo*, wraz ze zwiększaniem głębokości oraz zwiększanie się wpływu pozostałych parametrów modelu (15). Ten łatwo widoczny trend jest zaburzany przez wartości współczynników istotności otrzymane dla głębokości 37,5 cm, które odbiegają od pozostałych. Wyniki te można interpretować w sposób fizyczny następująco: wraz ze zwiększaniem głębokości wpływ szorstkości powierzchni (parametr wpływający istotnie na działanie modelu poprzez występowanie w równaniach służących do oszacowania ewaporacji i gęstości strumienia ciepła jawnego, które określają warunki brzegowe na powierzchni gleby) maleje na rzecz procesów redystrybucji ciepła w profilu glebowym (gdzie istotniejszymi parametrami są przewodnictwo cieplne ośrodka czy jego pojemność cieplna).



Rys. 13. Zmiany z głębokością częściowych współczynników istotności wyznaczanych dla poszczególnych warstw profilu glebowego
Fig. 13. Depth-related changes of first order sensitivity indices determined for particular soil profile horizons

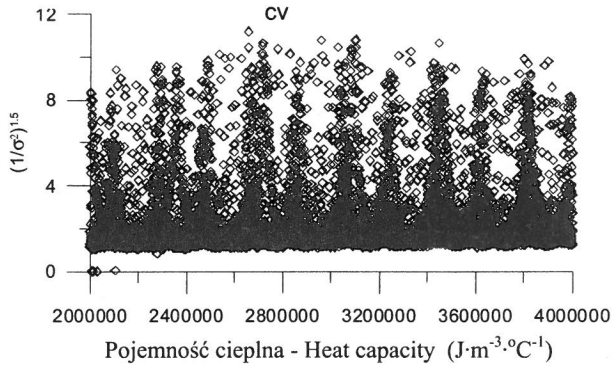


Rys. 14. Zmiany z głębokością całkowitych współczynników istotności wyznaczanych dla poszczególnych warstw profilu glebowego
Fig. 14. Depth-related changes of total effect sensitivity indices determined for particular soil profile horizons

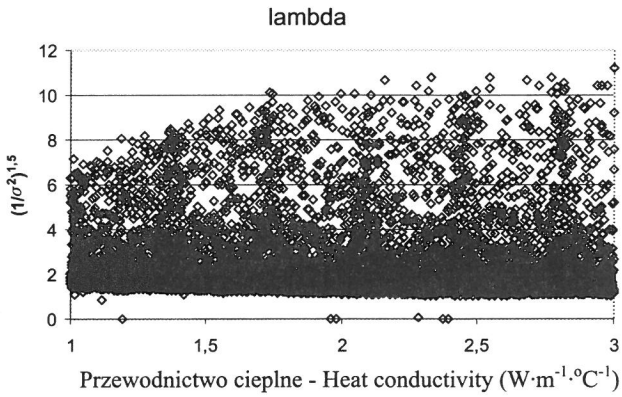
Inną techniką stosowaną w procedurze weryfikacyjnej modeli są wykresy rozrzutu. Przedstawiają one wartości funkcji wagowej (39) w zależności od jednego wybranego parametru modelu. Wykresów takich jest tyle, ile jest parametrów modelu, a każdy przedstawia te same wyniki pochodzące z wielokrotnych uruchomień modelu dla różnych zestawów parametrów modelu. Wszystkie wykresy pokazują te same wartości funkcji wagowej w zależności od różnych parametrów

modelu, a każdy z nich dostarcza informacji o wpływie innego parametru na działanie modelu. Na postawie znajomości wykresów rozrzutu można, np. ograniczyć zakresy zmienności wartości poszczególnych parametrów modelu, w ramach których poszukiwane będą wartości optymalne w procedurze weryfikacji.

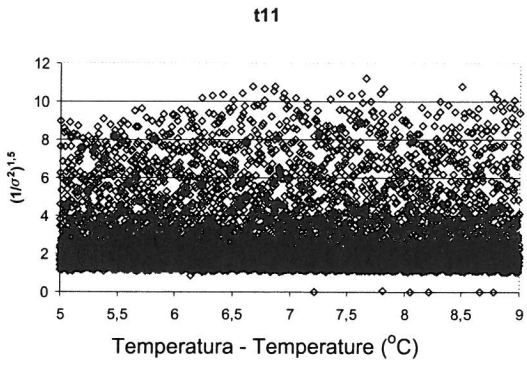
Rozważmy wykres rozrzutu dla parametru modelu *zo* (rys. 19). Duże wartości funkcji wagowej przedstawiają te kombinacje wartości parametrów modelu, dla których RMSE był mały, a więc model dobrze odwzorowywał dane zmierzone w eksperymencie. Małe wartości funkcji wagowej odpowiadają takim parametrom modelu, dla których model źle odwzorował rzeczywistą temperaturę gleby. Z tego wykresu widać, że w celu poszukiwania optymalnej wartości parametrów modelu, zakres rozważanych wartości *zo* powinien być ograniczony do przedziału (0,03; 0,1), ponieważ w tym zakresie zgrupowane są maksymalne wartości funkcji wagowej. Wartości generowane przez model z wartością parametru *zo* spoza rozważanego zakresu odbiegają istotnie od wartości mierzonych w eksperymencie.



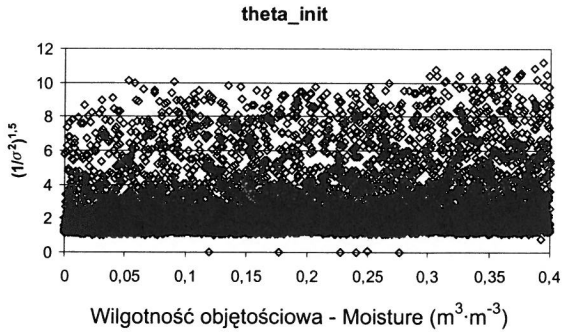
Rys. 15. Zależność $(1/\sigma^2)^{1,5}$ od pojemności cieplnej ośrodka
Fig. 15. Relation of $(1/\sigma^2)^{1.5}$ to the thermal capacity of the medium



Rys. 16. Zależność $(1/\sigma^2)^{1,5}$ od przewodnictwa cieplnego ośrodka
Fig. 16. Relation of $(1/\sigma^2)^{1.5}$ to the thermal conductivity of the medium



Rys. 17. Zależność $(1/\sigma^2)^{1,5}$ od temperatury na dnie profilu glebowego
Fig. 17. Relation of $(1/\sigma^2)^{1,5}$ to temperature at the bottom of the soil profile



Rys. 18. Zależność $(1/\sigma^2)^{1,5}$ od wilgotności profilu glebowego
Fig. 18. Relation of $(1/\sigma^2)^{1,5}$ to moisture of the soil profile

Rys. 19. Zależność $(1/\sigma^2)^{1,5}$ od parametru szorstkości powierzchni gruntu
Fig. 19. Relation of $(1/\sigma^2)^{1,5}$ to the parameter of soil surface roughness

Na rysunku 16 widać wyraźny trend rosnący, pozwala to mniemać, że najlepsze dopasowanie wartości parametrów modelu uzyska się dla wartości *lambda* większych niż ~2 $W \cdot m^{-1} \cdot °C^{-1}$. Taki przedział (2,3) wartości dla parametru *lambda* zastosowano w procedurze jego weryfikacji.

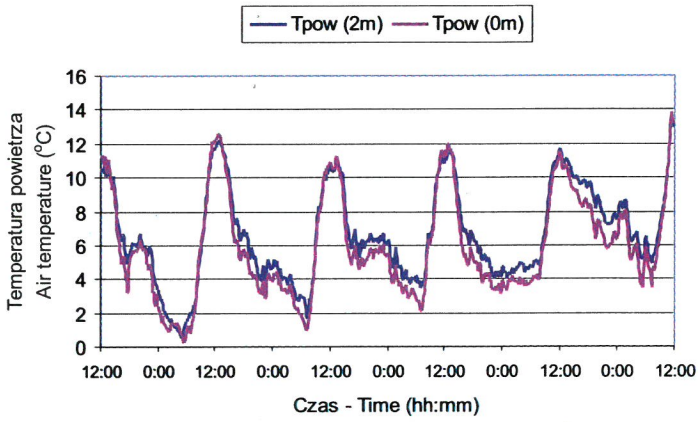
Pozostałe wykresy rozrzutu funkcji wagowej w zależności od wartości parametrów modelu nie przedstawiają informacji, które wprost można by wykorzystać w procesie weryfikacji modelu.

4.3. Eksperymentalna weryfikacja modelu

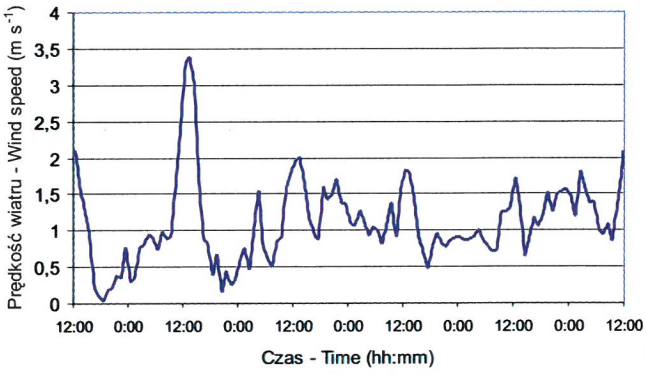
W celu przeprowadzenia weryfikacji modelu transportu energii w ośrodku glebowym zaprojektowano i wykonano eksperyment polowy. W eksperymencie, prowadzonym przez dwa i pół tygodnia (21.11–09.12.2003), mierzono prędkość wiatru, wilgotność i temperaturę powietrza przy gruncie i na wysokości 2 m, promieniowanie krótkofalowe, opad. W ośrodku glebowym mierzono temperaturę w kilkunastu punktach na głębokości do 0,5 m, jak również gęstość strumienia ciepła na głębokościach: 1,5 oraz 4,5 cm. Pomiar standardowych parametrów meteorologicznych wykonano przy pomocy stacji agrometeorologicznej firmy EIJKELKAMP. Pomiary temperatury gleby i powietrza oraz wilgotności powietrza wykonano wykorzystując urządzenia opracowanego w IA PAN (Wilczek i in. 2003), które umożliwiało umożliwiało zdalny pomiar i rejestrację danych drogą radiową. Urządzenie to wyposażono w oryginalne sondy temperaturowe do pomiaru temperatury gleby na głębokości do 50 cm, tj.: 0, 2,5, 5, 7,5, 10, 15, 20, 25, 37,5 i 50 cm. W konstrukcji termometrów wykorzystano cyfrowe elementy pomiarowe DS18B20 firmy DALLAS. Pomiar strumienia energii wykonano przy pomocy strumieniomierzy płytkowych. Temperatura i wilgotność powietrza były mierzone przy pomocy cyfrowego czujnika pomiarowego (model SHT-11 produkcji firmy SENSIRION).

Zmiany temperatury powietrza, rejestrowane na wysokości 2 m (seria *Tpow (2m)*) i przy powierzchni gleby (seria *Tpow (0m)*) przedstawia wykres 20. Prędkość wiatru rejestrowaną na wysokości 2 m przedstawia rysunek 21. Na wykresie 22 są przedstawione zarejestrowane wartości przychodzącego promieniowania krótkofalowego. Wartości wilgotności względnej powietrza rejestrowanej na dwóch wysokościach, na 2 metrach (seria *wilg_pow_wzg (2m)*) i przy powierzchni ziemi (seria *wilg_pow_wzg (0m)*) przedstawia rysunek 23.

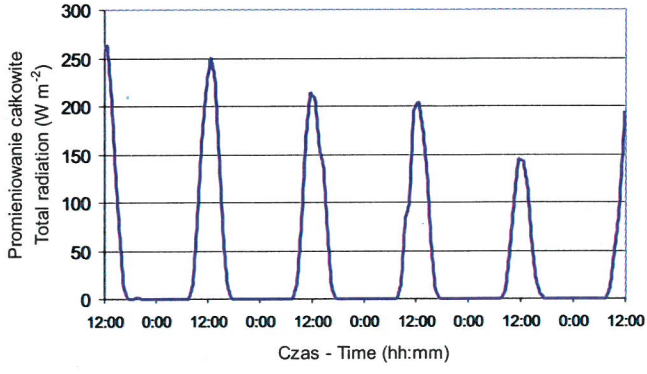
Eksperyment weryfikacyjny prowadzono na poletku eksperymentalnym umiejscowionym przy Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie. Doświadczenie prowadzone było na czarnym ugorze (rys. 24). Gleba na poletku jest glebą płową wytworzoną z utworów pyłowych wytworzonych na marglu. Profil glebowy ma strukturę następującą: od 0 do około 20 cm poziom próchniczny o barwie brunatno-szarej, poniżej warstwa o barwie rdzawej jaśniejąca po 30 cm z żółtymi plamami



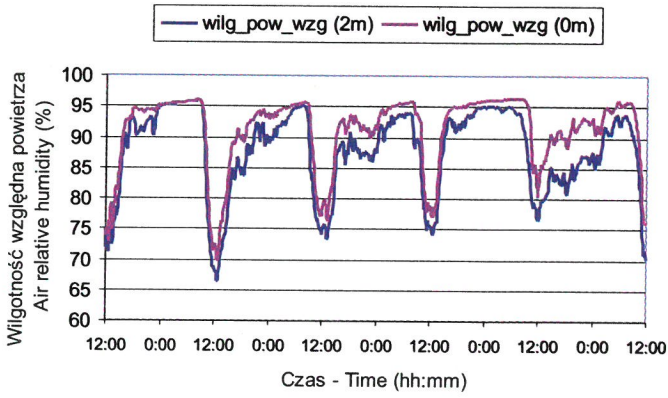
Rys. 20. Temperatura powietrza na wysokości 2 m i przy powierzchni gleby
Fig. 20. Air temperature at the height of 2 m and at the soil surface



Rys. 21. Prędkość wiatru na wysokości 2 m
Fig. 21. Wind velocity at the height of 2 m



Rys. 22. Krótkofalowe promieniowanie całkowite
Fig. 22. Total short-wave radiation



Rys. 23. Zmiany wilgotności względnej powietrza w eksperymencie weryfikacyjnym, na 2 m i przy powierzchni gleby
Fig. 23. Changes in relative humidity of air in the verification experiment, at 2 m and at soil surface

a b

Rys. 24. Stacja pomiarowa wykorzystana w eksperymencie weryfikacyjnym, a) całość stacji pomiarowej wykorzystywanej w eksperymencie, b) urządzenia radiowe wykorzystywane do pomiarów temperatury gleby i powietrza
Fig. 24. Measurement station used in the verification experiment: a) overall view of the station, b) radio equipment used for soil and air temperature measurement

o dużej zawartości piasku, poniżej 45 cm gleba zawierała okruchy zwietrzałej skały wapiennej (Kossowski 1986). Rozkład granulometryczny oraz zawartość materii organicznej (Usowicz 2002) w poszczególnych warstwach profilu glebowego przedstawiono w tabeli 4.

Tabela 4. Rozkład granulometryczny i zawartość materii organicznej w poszczególnych warstwach profilu glebowego
Table 4. Grain size distribution and organic matter content in particular horizons of soil profile

Głębokość Depth (cm)	Rozkład granulometryczny – Grain size distribution			Materia organiczna Organic matter (%)
	piasek – sand % 1-0,1 mm	pył – silt % 0,1-0,02 mm	ił – clay % <0,02 mm	
		(kg·kg^{-1})		
0-5	34	38	28	0,8
5-10	29	37	34	0,9
10-15	25	35	40	0,9
15-20	33	40	27	0,7
20-25	33	35	32	0,7
25-30	32	28	40	0,5
30-35	36	36	28	0,5
35-40	33	31	36	0,4
40-45	37	28	35	0,4

W ramach procedury weryfikacji modelu poszukiwano optymalnych wartości parametrów charakteryzujących model. Wartości tych parametrów poszukiwano przy wykorzystaniu algorytmów genetycznych jako techniki optymalizacyjnej umożliwiającej znalezienie minimum funkcji celu, zdefiniowanej jako średni błąd kwadratowy (RMSE) różnic pomiędzy wartością temperatur wyznaczonych przez model a wartościami temperatur zmierzonych w eksperymencie weryfikacyjnym. Wartość średniego błędu kwadratowego wyznaczana jest według następującej formuły:

$$\sigma_{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{N} \left(T_i^{pom} - T_i^{sym}\right)^2}{N}} \tag{40}$$

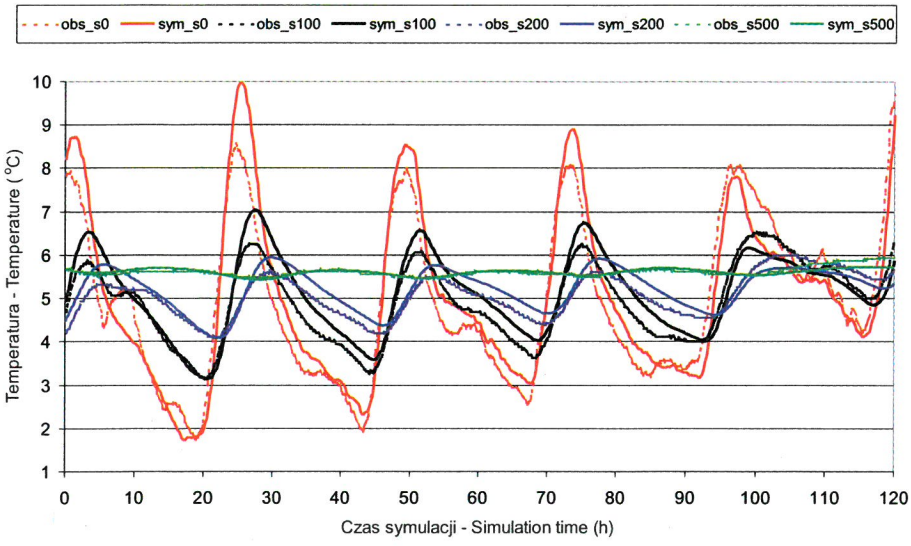
gdzie σ_{RMSE} jest średnim błędem kwadratowym, T_i^{obs} jest temperaturą obserwowaną w i-tym punkcie profilu, T_i^{sym} jest temperaturą w i-tym punkcie profilu wyznaczoną z modelu, N jest ilością danych w próbce której RMSE był wyznaczany.

Tabela 5. Wartości parametrów modelu ustalone w procedurze weryfikacji modelu
Table 5. Values of parameters of the model determined in the model verification procedure

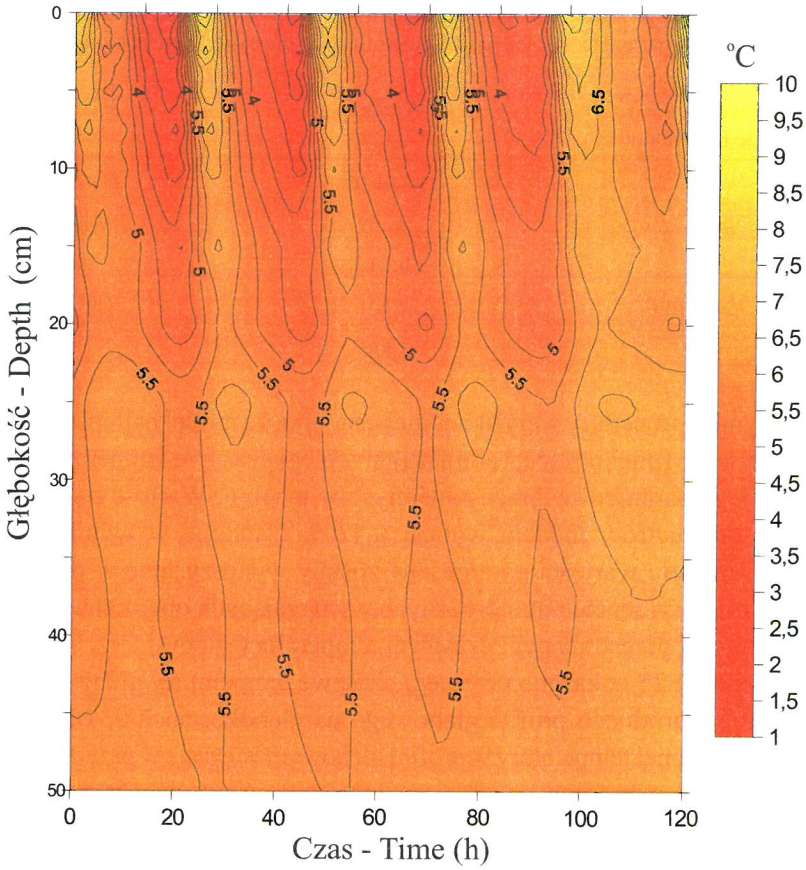
Nazwa parametru Name of parameter	Wartość Value	Jednostka Unit
cv	$2{,}756 \cdot 10^6$	$(J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1})$
lambda	2,269	$(W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1})$
zo	0,040	(m)
theta_init	0,337	$(m^{-3} \cdot m^{-3})$
t11	8,855	°C

W wyniku procedury weryfikacyjnej ustalono, że model najlepiej odzwierciedla rzeczywiste (pochodzące z pomiaru) przebiegi czasowe temperatury gleby dla wartości jego parametrów przedstawionych w tabeli 6. Wartość σ_{RMSE} dla optymalnych parametrów modelu wynosi 0,4207. Ustalone w wyniku procedury kalibracji modelu wartości parametrów zostały wykorzystane w dalszym ciągu pracy, w eksperymentach numerycznych wymagających optymalnego odtwarzania zmienności przestrzennej i czasowej temperatury gleby.

Na rysunku 25 pokazano przebiegi czasowe temperatury gleby w wybranych punktach jednorodnego profilu glebowego na głębokościach 0, 10, 20 i 50 cm. Zmiany zmierzonej temperatury w profilu glebowym w czasie w przeprowadzonego



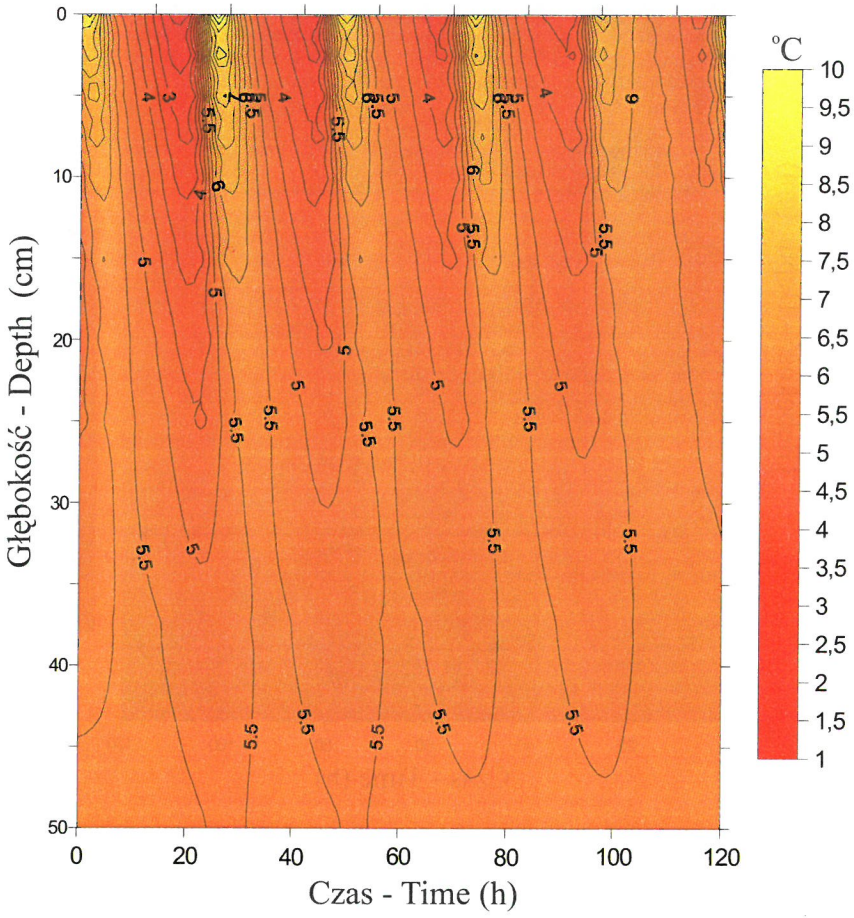
Rys. 25. Porównanie wartości zmierzonych (obs_s) i obliczonych (sym_s) na wybranych poziomach w eksperymencie weryfikacyjnym
Fig. 25. Comparison of measured values (obs_s) and calculated values (sym_s) at selected levels in the verification experiment



Rys. 26. Zmienność temperatury w profilu glebowym mierzona w eksperymencie weryfikacyjnym
Fig. 26. Temperature variability in soil profile measured in the verification experiment

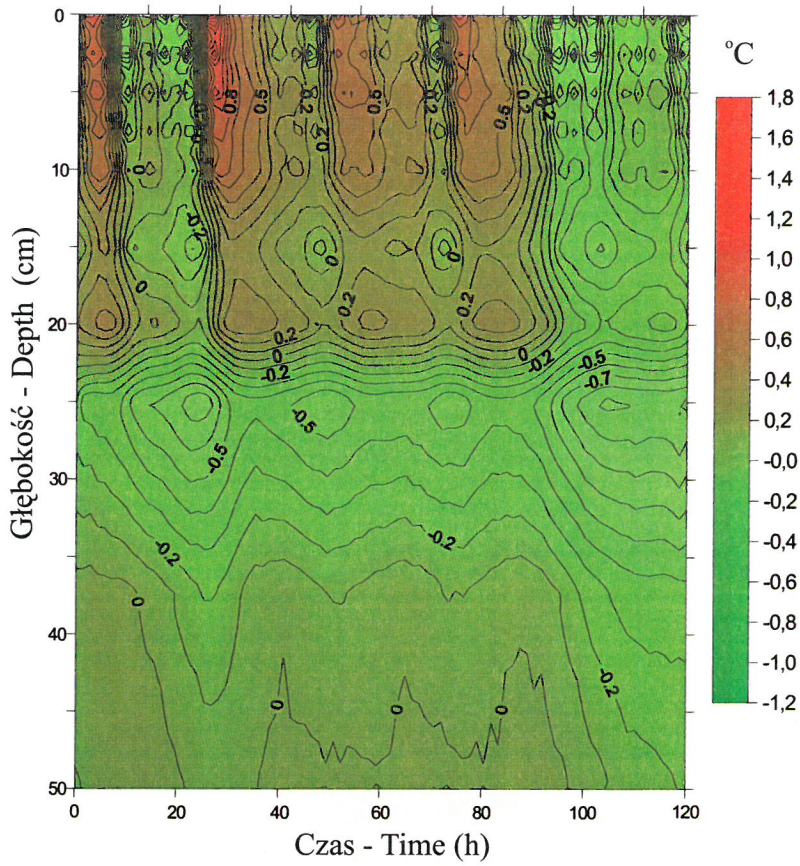
eksperymentu weryfikacyjnego przedstawia rysunek 26, a na rysunku 27 przedstawiono temperatury obliczone przez zweryfikowany model dla tego samego okresu. Błąd bezwzględny modelu, liczony jako różnica pomiędzy temperaturą wyznaczoną przez model i zmierzoną przedstawia rysunek 28.

Dla opracowanego modelu przeprowadzono również porównanie wartości strumieni energii mierzonych przy pomocy strumieniomierzy płytkowych i wyznaczonych z modelu. W celu wyznaczenia strumieni energii zastosowano równanie Fouriera (1). Wyniki porównania przedstawione są na rysunku 29, który prezentuje w seriach opisanych etykietami „sym 1,5" oraz „sym 4,5" wartości strumieni wyliczone z opracowanego modelu. Serie danych opisane etykietami „pom 1,5" oraz „pom 4,5" przedstawiają dane zmierzone przy pomocy strumieniomierzy. Dane za okres od 25.11.2003, godz. 16:50 do 28.11.2003, godz. 16:50 przedstawia rysunek 29. Średni błąd kwadratowy dla gęstości strumienia ciepła wyznaczanego na głębokości 1,5 cm wyniósł 14,38 $W \cdot m^{-2}$, a na 4,5 cm 10,81 $W \cdot m^{-2}$.

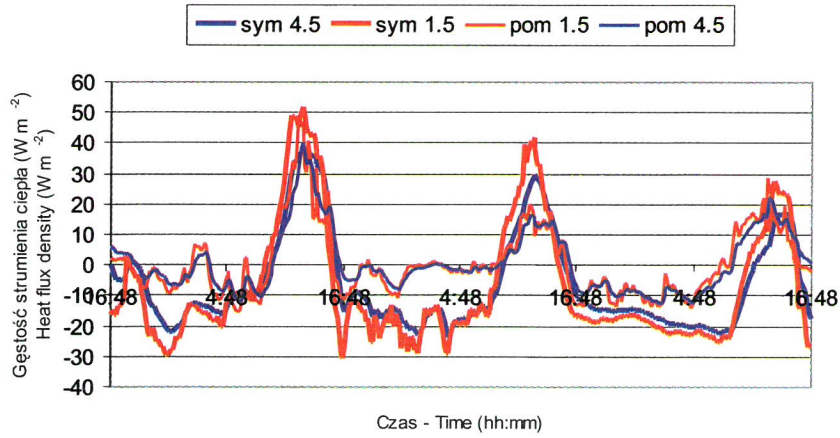


Rys. 27. Zmienność temperatury w profilu glebowym wyznaczona na podstawie modelu dla optymalnych parametrów modelu
Fig. 27. Temperature variability in soil profile determined on the basis of the model for optimum model parameters

Zaprezentowane wyniki pokazują zgodność pomiędzy danymi eksperymentalnymi a danymi wyznaczonymi z modelu. Jest to szczególnie istotne, biorąc pod uwagę fakt, że model opisywał zmienność pola temperatury w profilu glebowym w naturalnych warunkach wymuszeń cieplnych. Świadczy to również o dobrym oszacowywaniu warunków brzegowych przez zastosowany submodel bilansu energii na powierzchni gleby oraz dobór parametrów ośrodka glebowego.



Rys. 28. Różnice temperatury pomiędzy wartościami zmierzonymi i wyznaczonymi z modelu
Fig. 28. Differences in temperature between measured values and values determined from the model



Rys. 29. Porównanie gęstości strumieni ciepła wyliczonych przy pomocy zweryfikowanego modelu z gęstościami strumieni ciepła zmierzonymi, dla głębokości 1,5 i 4,5 cm.
Fig. 29. Comparison of heat flux densities calculated with the verified model with measured heat flux densities, for depths of 1.5 and 4.5 cm

5. ANALIZA WYBRANYCH CZYNNIKÓW WPŁYWAJĄCYCH NA DOKŁADNOŚĆ POMIARÓW STRUMIENIA CIEPŁA

5.1. Strumień ciepła w glebie

Strumień ciepła w glebie jest wielkością znaczącą; jest składnikiem równania bilansu energii na powierzchni gleby i wpływa bezpośrednio na temperaturę kształtującą się w profilu glebowym. Gęstość strumienia może być wyznaczona poprzez pomiar lub poprzez wyliczenie z modelu na podstawie innych mierzalnych wielkości. Pomiaru gęstości strumienia ciepła w glebie można dokonać przy pomocy strumieniomierza płytkowego, może być również wyznaczany metodą gradientową na podstawie pomiarów temperatur gleby wykonywanych na kilku głębokościach. W takich pomiarach był wykorzystywany, np. przyrząd opisywany przez Usowicza i Marczewskiego (2005), który może być również stosowany do pomiarów właściwości cieplnych gleby.

Oprócz technik pomiarowych, do wyznaczania gęstości strumienia ciepła w glebie są również stosowane modele, a wartość gęstości strumienia energii może być wyznaczana na podstawie znajomości różnych wielkości. Klasycznym jest model Kimballa i Jacksona (1975) szacujący gęstość strumienia ciepła w glebie w zależności od rozkładu temperatury w profilu glebowym. Znanym jest model Wanga i Brasa (1999), którym na podstawie znajomości temperatury gleby można wyznaczać gęstość strumienia ciepła w glebie pod warunkiem, że gleba ma jednorodne właściwości cieplne. W modelu tym wykorzystywano związek wyrażony równaniem całkowym, jaki wiąże temperaturę powierzchni gleby i gęstość strumienia ciepła na powierzchni gleby. Gęstość strumienia ciepła na powierzchni gleby jest wielkością silnie skorelowaną z wartością salda promieniowania R_n (Kossowski 2001). Efekt ten został praktycznie wykorzystany w modelu statystyczno-regresyjnym (Eulenstein i in. 2005) do oszacowywania gęstości strumienia ciepła dla różnych rodzajów pokrycia gleby. Jednak najpopularniejszą metodą wyznaczania gęstości strumienia ciepła w glebie jest pomiar przy pomocy strumieniomierza płytkowego.

5.2. Strumieniomierz i geneza błędów przy pomiarach wykonywanych strumieniomierzem

5.2.1. Strumieniomierz – zasada działania i geneza błędów

Strumieniomierz płytkowy jest urządzeniem pomiarowym wykorzystywanym do pomiaru gęstości strumienia ciepła. Jest on wykonywany w formie płytki lub dysku o grubości do 7 mm i promieniu do kilku centymetrów. Działanie strumieniomierza oparte jest na pomiarze gradientu temperatury występującego po obu jego stronach. Na podstawie znajomości różnicy temperatur pomiędzy

obiema stronami przyrządu oraz jego współczynnika przewodnictwa cieplnego można wyznaczyć gęstość przepływającego strumienia ciepła na podstawie prawa Fouriera (1). Do pomiaru różnicy temperatury po obu stronach płytki wykorzystuje się termopary lub elementy półprzewodnikowe (Robin i in. 1997). Wielkością mierzoną w przypadku klasycznego strumieniomierza jest napięcie wygenerowane przez termopary. Na podstawie znajomości napięcia, dla konkretnego modelu urządzenia pomiarowego, można wyznaczyć gęstość strumienia ciepła, który przezeń przepływa.

W celu zoptymalizowania działania strumieniomierza stosuje się niekiedy modyfikacje jego konstrukcji. Modyfikacje te mogą dotyczyć zmiany kształtu. Spotyka się strumieniomierze wykonane w postaci dysków lub pierścieni. Strumieniomierz jest obiektem rozciągłym, wobec tego napięcie jakie jest generowane przez termopary jest proporcjonalne do różnicy temperatur uśrednionych na obu jego stronach. Niekiedy powierzchnie strumieniomierzy są metalizowane po to, aby zapewnić ujednolicenie temperatury na powierzchni pomiarowej przyrządu.

W przypadku rozważanego w pracy walcowego strumieniomierza, temperatura powierzchni będzie w ogólności funkcją odległości od osi symetrii $T=T(r)$. Wobec tego, przy założeniu wyłącznie pionowego przepływu ciepła w strumieniomierzu, całkowita rejestrowana gęstość strumienia ciepła będzie wartością średnią, wyrażoną standardowym równaniem dla funkcji zależnej od zmiennej radialnej:

$$J = \frac{1}{\pi R^2} \int_{r=0}^{r=R} J(r) 2\pi r dr \tag{41}$$

Równanie (41) można przybliżyć w postaci dyskretnej uwzględniając fakt, że temperatura jest wyznaczana w określonych punktach r_i i wynosi T^t_i dla i-tego punktu jego górnej powierzchni oraz T^b_i dla powierzchni dolnej. Przybliżona postać równania (41) przy uwzględnieniu równania Fouriera (1) przybierze następującą postać:

$$J = -\frac{2\lambda}{R^2 \Delta z} \sum_{i=0}^{N} r_i (r_{i+1/2} - r_{i-1/2})(T_i^b - T_i^t) \tag{42}$$

gdzie: R jest promieniem strumieniomierza, Δz – grubością, λ jest jego przewodnictwem cieplnym, a N jest ilością punktów, w których jest wyznaczana temperatura powierzchni.

Błędy pomiarowe związane z pomiarami wykonywanymi strumieniomierzem mogą mieć różną genezę:

- zaburzanie pola temperatury w ośrodku przez umieszczenie w nim elementu pomiarowego,

- błąd związany ze złym stykiem pomiędzy glebą a powierzchniami pomiarowymi przyrządu,
- błąd związany z niepoprawnym pomiarem wielkości elektrycznej reprezentującej gęstość strumienia ciepła,
- modyfikacja wilgotności gleby w bezpośrednim sąsiedztwie strumieniomierza i uniemożliwienie przepływu pary wodnej w ośrodku glebowym.

Podstawowym źródłem błędów w pomiarach strumienia ciepła jest różnica pomiędzy właściwościami cieplnymi strumieniomierza i właściwościami cieplnymi ośrodka glebowego, w którym jest on umieszczony. Umieszczenie czujnika pomiarowego w ośrodku powoduje modyfikację pola temperatury kształtującego się w jego pobliżu. Jest to klasyczny przykład metrologii – wprowadzenie urządzenia pomiarowego do obiektu mierzonego modyfikuje ten ośrodek, przez co pomiar jest z obarczony błędem. Idealnym urządzeniem pomiarowym byłby więc strumieniomierz, którego właściwości cieplne byłyby takie same jak właściwości cieplne ośrodka glebowego. Nie jest to jednak możliwe, ponieważ wartość współczynnika przewodnictwa cieplnego (6) ośrodka glebowego, podobnie jak jego pojemność cieplna (4), zależą silnie od wilgotności gleby, która w warunkach naturalnych ulega zmianom podczas, gdy parametry cieplne strumieniomierza są stałe.

Jak wskazuje literatura (Pillip 1961, Portman 1958) dotycząca dokładności pomiarów dokonywanych strumieniomierzem płytkowym, jego przewodnictwo cieplne jest podstawowym czynnikiem mającym wpływ na błąd pomiaru gęstości strumienia ciepła. Oprócz tego parametru mogą mieć znaczenie inne tj.: jego kształt i wymiary lub inne szczegóły konstrukcyjne np. czy powierzchnie strumieniomierza są metalizowane czy nie, czy jest jednolitym blokiem, czy może są w nim otwory. Jednak wpływ tych parametrów na dokładność pomiarów jest drugorzędny, najistotniejsza jest wartość współczynnika przewodnictwa cieplnego urządzenia.

Współczynnik przewodnictwa cieplnego strumieniomierza może być większy od wartości współczynnika przewodnictwa cieplnego ośrodka, strumieniomierz stanowi wtedy „zwarcie cieplne". Temperatury po jego obu stronach będą wtedy miały wartości bliższe sobie niż w przypadku pola temperatur występującego w tych samych warunkach w ośrodku niezaburzonym.

Jeżeli współczynnik przewodnictwa cieplnego strumieniomierza jest mniejszy od wartości tego współczynnika dla ośrodka w którym strumieniomierz jest umieszczony, to stanowi on wtedy izolację cieplną występującą w ośrodku glebowym. Wówczas wpływ strumieniomierza na pole temperatury będzie takie, że różnica temperatur występujących po jego obu stronach będzie większa niż w ośrodku niezaburzonym.

Innym źródłem błędów pomiarowych jest zła jakość styku pomiędzy strumieniomierzem a ośrodkiem glebowym, a wpływ oporności termicznej styku pomiędzy strumieniomierzem i glebą może być podstawowym źródłem błędów w pomiarach polowych gęstości strumienia ciepła (Fuchs i Hadas 1973). W szczególnych przypadkach błąd względny może sięgać aż 50%.

Strumieniomierz umieszczony w ośrodku glebowym stanowi modyfikację parametrów hydrologicznych ośrodka, ponieważ jest obiektem nieprzepuszczalnym dla wody. Przez to dystrybucja wody, również w postaci pary, w ośrodku glebowym jest zaburzona (Mayocchi i Bristow 1995), wpływać to może istotnie na błąd pomiarowy (Cary 1979, Mayocchi i Bristow 1995). W szczególności strumieniomierz umieszczony płytko pod powierzchnią gleby (kilka milimetrów) utrudnia przepływ pary, który w pobliżu powierzchni gleby może być szczególnie wysoki, co będzie powodowało przesuszanie gleby bezpośrednio nad nim. Ze względu na efekt przesuszania gleby nad strumieniomierzem korzystne byłoby umieszczanie urządzenia głębiej (Mayocchi i Bristow 1995). Jednak wyniki pomiarów wykonywanych strumieniomierzem umieszczonym na większych głębokościach wymagają przeliczania (de Silans i in. 1979) w celu oszacowania gęstości strumienia ciepła na powierzchni gleby z uwagi na akumulowanie się ciepła nad nim w glebie.

Pomiar strumienia energii dokonuje się poprzez pomiar wielkości elektrycznych generowanych przez strumieniomierz. W takim razie standardowy błąd pomiarowy jaki się popełnia przy pomiarze napięcia lub natężenia prądu, zależny od urządzenia mierzącego będzie się przekładał na błąd pomiaru gęstości strumienia ciepła. Ten rodzaj błędu pomiarowego ma wartość małą w porównaniu z innymi czynnikami, jest stały w czasie dlatego w praktyce można go zaniedbać.

5.2.2. Analiza błędu i teoria strumieniomierza

Pierwsze prace dotyczące analizy dokładności pomiarów dokonywanych strumieniomierzem płytkowym pojawiły się wraz z pierwszymi pomiarami wykonywanymi tym urządzeniem w latach 50-tych. W pracach tych nie wiązano jednak dokładności pomiarów dokonywanych strumieniomierzem ze szczegółami jego konstrukcji, tj. wymiarami czy kształtem (Robin i in. 1997). Poprzestawano na wskazaniu współczynnika przewodnictwa cieplnego strumieniomierza jako podstawowego źródła błędów. Dopiero Philip (1961) dyskutował wpływ szczegółów konstrukcji strumieniomierza oraz jego kształtu na dokładność pomiarów nim dokonywanych.

Szybko pojawiły się inne prace dotyczące czynników mających wpływ na błędy pomiarowe gęstości strumienia ciepła (Fuchs i Tanner 1968, Fuchs i Hadas 1973, Mogensen 1970, Scherdfeger 1970). Autorzy prac proponowali modyfikacje konstrukcji strumieniomierza. Proponowano różne kształty (prostokątny, kolisty w postaci pierścienia), aby zminimalizować wpływ zaburzający strumieniomierza na pole temperatury w glebie. Proponowano modyfikację jego konstrukcji polegającą na wykonani w nim otworów, aby umożliwić przez nie przepływ wody glebowej i pary wodnej. Dzięki temu zaburzenie pola wilgotności wywoływane przez strumieniomierz w ośrodku glebowym byłoby minimalizowane.

Jak wiadomo strumieniomierz, którego właściwości cieplne są takie same jak właściwości cieplne ośrodka glebowego, w którym jest umieszczony, nie będzie stanowił zaburzenia termicznego i pomiar takim strumieniomierzem nie będzie obarczony błędem. Natomiast w rzeczywistych przypadkach właściwości cieplne strumieniomierza są różne od właściwości cieplnych ośrodka i przez to pomiar gęstości strumienia ciepła przy jego pomocy jest niedokładny. Klasyczne prace dotyczące strumieniomierza koncentrowały się na optymalizacji jego parametrów, by minimalizować błąd pomiarowy gęstości strumienia ciepła. W pracach tych często modelowano transport energii w otoczeniu strumieniomierza, jednak rozważano przepływy ustalone w czasie (Scherdfeger 1970).

W dostępnej literaturze przedmiotu nie są znane prace analizujące zjawiska zachodzące w otoczeniu strumieniomierza w warunkach dynamicznych, zmiennych w czasie. Bada się strumieniomierz w warunkach stacjonarnych, techniki kalibracyjne czy błędy pomiarowe (Howell i Tolk 19990, Robin i in. 1997). Nie są dyskutowane (Sauer i in. 2003) inne czynniki poza przewodnictwem cieplnym i konstrukcją strumieniomierza. Jedynym studium dyskutującym pomiary dokonywane strumieniomierzem w warunkach niestacjonarnych jest praca (van Loon i in. 1998), w której porównuje się pomiary wykonywane różnymi modelami strumieniomierzy w warunkach zmiennych, wygenerowanych w laboratorium.

W literaturze przedmiotu nie ma prac opisujących strumieniomierz w naturalnych warunkach niestacjonarnych. Podobnie, nie są dostępne prace dotyczące roli drugiego parametru cieplnego strumieniomierza – pojemności cieplnej. Jest to zagadnienie istotne ze względu na fakt, że pomiary wykonywane strumieniomierzem są bardzo często wykonywane w warunkach naturalnych czyli zmiennych.

Klasyczne prace (Scherdfeger 1970) dotyczące teorii strumieniomierza koncentrowały się na dyskusji pomiaru gęstości strumienia ciepła w warunkach stacjonarnych przepływów ciepła. Pozwalało to na uwzględnienie podstawowych czynników mających wpływ na pomiar gęstości strumienia ciepła. Jednak pewne aspekty pomiarów wykonywanych strumieniomierzami nie mogły być w takim podejściu wychwycone.

Gęstość strumienia ciepła, B_m, przenikającego przez strumieniomierz wyraża się następującym wzorem (Scherdfeger 1970):

$$B_m = k_m \Delta T_m \tag{43}$$

gdzie: k_m jest współczynnikiem przewodnictwa cieplnego, natomiast ΔT_m jest gradientem temperatury na grubości strumieniomierza. Podobną formułą wyraża się gęstość strumienia ciepła przepływającego w glebie w przypadku, gdy nie ma w niej strumieniomierza (Scherdfeger 1970):

$$B_S = k_S \Delta T_S \tag{44}$$

Względna wartość gęstości strumienia ciepła, mierzona strumieniomierzem, w odniesieniu do gęstości strumienia ciepła w niezaburzonym ośrodku glebowym, na względne wymuszenia termiczne występujące w ośrodku glebowym będzie się więc wyrażała następująco:

$$\frac{B_m}{B_S} = \left(\frac{k_m}{k_S}\right)\left(\frac{\Delta T_m}{\Delta T_S}\right) \tag{45}$$

Widać, że wartość B_m/B_S można przedstawić jako funkcję $\Delta T_m/\Delta T_S$ oraz k_m/k_S, przy czym k_m/k_S zależało będzie od konstrukcji strumieniomierza i ośrodka, w którym został umieszczony.

Idealny strumieniomierz będzie działał w ten sposób, że wartość $B_m/B_S=1$. Przy tym założeniu na podstawie wzoru (45) otrzymamy $\Delta T_m/\Delta T_S = k_S/k_m$. Oznacza to, że strumien przepływajacy przez strumieniomierz może być tym samym, który przepływał w glebie bez strumieniomierza, jednak pole temperatury będzie zaburzone. Jest to skrajna idealizacja nie spotykana w rzeczywistych strumieniomierzach.

Istnieje druga skrajna możliwość – na podstawie wzoru (45), tzn. strumieniomierz dla którego zawsze zachodzi $\Delta T_m/\Delta T_S=1$. W takim strumieniomierzu zawsze występuje gradient temperatury taki sam jak dla otaczającego ośrodka – byłby to idealny termometr. Natomiast strumien mierzony przez takie urzadzenie będzie zależny od parametrów termicznych układu strumieniomierz-gleba i wyniesie: $B_m/B_S = k_S/k_m$. Na rysunkach 30 i 31 zaznaczono czarną linią ciągłą wyżej opisywane skrajne przypadki: idealny strumieniomierz oraz idealny termometr. Ponadto zaznaczony jest przebieg dla przykładowego rzeczywistego strumieniomierza (Scherdfeger 1970) (czerwona linia ciągła).

Widać, że tylko w przypadku gdy $k_m/k_S=1$ mamy do czynienia ze strumieniomierzem, który nie wprowadza zaburzenia do rozkładu temperatury w ośrodku glebowym oraz mierzy dokładnie ten strumień, jaki rzeczywiście w ośrodku glebowym przepływa. W pozostałych przypadkach zarówno strumień mierzony nie jest strumieniem rzeczywistym jak i strumieniomierz modyfikuje pole temperatury ośrodka glebowego.

Przebieg zależności dla rzeczywistego strumieniomierza będzie się zawierał pomiędzy liniami (idealny strumieniomierz i idealny termometr) a liniami przerywanymi, które opisują asymptotyczne zachowanie strumieniomierza w przypadkach, gdy $k_m/k_S \to 0$, co oznacza, że strumieniomierz stanowi idealne zwarcie cieplne oraz $k_m/k_S \to \infty$, kiedy to strumieniomierz jest doskonałym izolatorem. Wystąpienie tych asymptot jest oczywiste i będą one występowały dla każdego strumieniomierza, natomiast konkretne wartości na jakich te asymptoty wystąpią będzie zależało od modelu strumieniomierza, jego kształtu, budowy, itp.

W literaturze pokazywano (Philip 1961) że, np. dla strumieniomierza w kształcie dysku zależności B_m/B_S oraz $\Delta T_m/\Delta T_S$ będą następujące:

$$\frac{B_m}{B_S} = \frac{\frac{k_m}{k_S}}{1+H\left(\frac{k_m}{k_S}-1\right)} \tag{46}$$

$$\frac{\Delta T_m}{\Delta T_S} = \frac{1}{1+H\left(\frac{k_m}{k_S}-1\right)} \tag{47}$$

gdzie H jest parametrem związanym z geometrią strumieniomierza. Na rysunkach 30 oraz 31 czerwone krzywe przedstawiają wykresy tych funkcji dla H=1/2. Krzywe charakteryzujące rzeczywiste strumieniomierze o tego typu przebiegu opisywano również w pracy (Sauer i in. 2003). Równanie (46) po przekształceniu może służyć do wyznaczania rzeczywistej wartości gęstości strumienia ciepła przepływającego w glebie na podstawie wartości gęstości strumienia ciepła zmierzonego strumieniomierzem. Jest ono wykorzystywane jako równanie kalibracyjne, jednak nawet przy uwzględnieniu tej poprawki (Kossowski 2004) wartości gęstości strumienia ciepła są obarczone błędem.

Przedstawiane powyżej klasyczne podejście do analizy dokładności pomiarów strumieniomierzem płytkowym uwzględnia jedynie przewodnictwo cieplne strumieniomierza i jego parametry geometryczne.

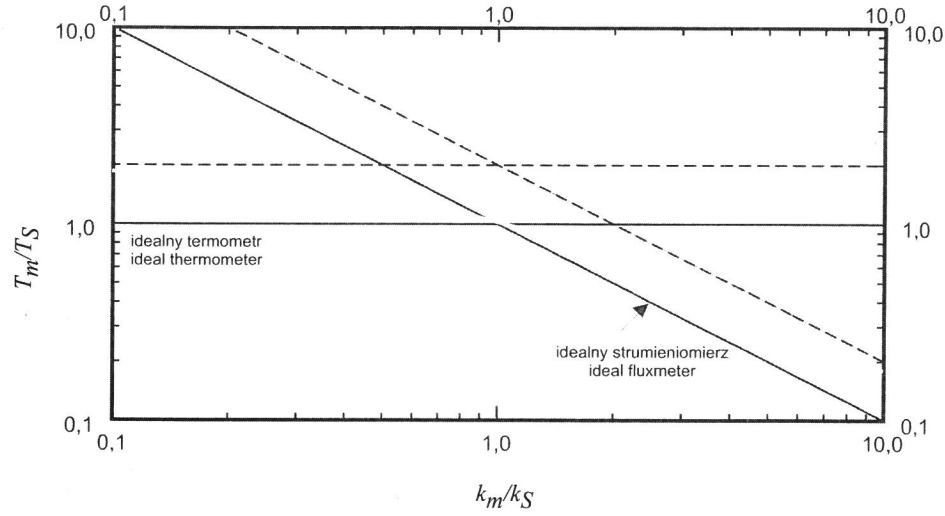
Stacjonarny, ustalony w czasie transport energii jest specyficznym procesem nie występującym w warunkach naturalnych wymuszeń cieplnych, kiedy występuje dobowa zmienność warunków meteorologicznych. Dobowa zmienność temperatury powietrza, czy promieniowania krótko i długofalowego powoduje cykliczne zmiany pola temperatury w profilu glebowym.

Strumieniomierz jest przyrządem pomiarowym często stosowanym w eksperymentach polowych prowadzonych w warunkach naturalnych, powinien w takim razie pracować i mierzyć strumień energii w przepływach nieustalonych.

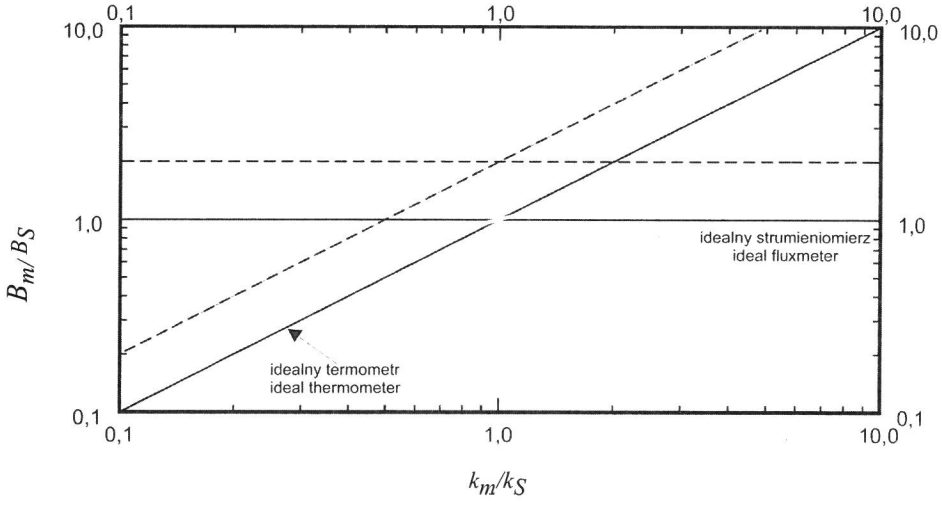
Zjawiska stacjonarnego transportu ciepła są szczególnym przypadkiem opisywanym przez następujące ogólne równanie:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda \nabla T) \tag{48}$$

Równanie to zawiera obie właściwości cieplne ośrodka: przewodnictwo i pojemność cieplną. Widać, że w przypadku niestacjonarnych procesów przepływu ciepła, oba parametry cieplne powinny mieć wpływ na pomiary wykonywane strumieniomierzem.



Rys. 30. Zależność względnego gradientu temperatury $\Delta T_m/\Delta T_S$ od względnego przewodnictwa strumieniomierza k_m/k_S
Fig. 30. Relation of the relative temperature gradient $\Delta T_m/\Delta T_S$ to the relative conductivity of the heat flux meter k_m/k_S



Rys. 31. Zależność względnego strumienia ciepła B_m/B_S od względnego przewodnictwa strumieniomierza k_m/k_S
Fig. 31. Relation of the relative heat flux B_m/B_S to the relative conductivity of the heat flux meter k_m/k_S

Na podstawie tego równania, w przypadku gdy proces jest stacjonarny, otrzymamy następujące równanie opisujące ustalone pole temperatury. W równaniu tym występuje już jeden z parametrów cieplnych ośrodka: przewodnictwo cieplne:

$$0 = \nabla(\lambda \nabla T) \tag{49}$$

Jest to różniczkowe równanie zwyczajne, do rozwiązania którego są potrzebne warunki brzegowe. To właśnie warunki brzegowe określają, jakie ustali się pole temperatury. W przypadku opisu transportu ciepła przy pomocy powyższego równania spośród parametrów charakteryzujących ośrodek glebowy i strumieniomierz ma znaczenie jedynie wartość współczynnika przewodnictwa cieplnego.

W rzeczywistych naturalnych warunkach nie występują przepływy ustalone i transport ciepła jest opisywany przez równanie (48). Jest to równanie różniczkowe cząstkowe. Rozwiązaniem tego równania jest pole temperatury w funkcji czasu. Zmiany w czasie pola temperatury są powodowane przez warunki brzegowe powyższego równania (48). W równaniu tym występuje jeszcze jeden parametr opisujący ośrodek glebowy i strumieniomierz - jest to pojemność cieplna.

W oparciu o równanie opisujące proces niestacjonarnego transportu energii można od razu stwierdzić, że to nie tylko współczynnik przewodnictwa cieplnego ma znaczenie dla opisu działania strumieniomierza ale również wartość pojemności cieplnej. Można postawić pytanie: Na ile istotny jest wpływ pojemności cieplnej strumieniomierza na dokładność pomiarów wykonywanych strumieniomierzem płytkowym?

5.3. Analiza numeryczna błędów dokonywanych przy pomiarach strumieniomierzem płytkowym

5.3.1. Dynamika błędu w pomiarach strumieniomierzem

W oparciu o opracowany model, przeprowadzono eksperyment numeryczny, polegający na modelowaniu dynamiki zmian temperatury gleby w otoczeniu strumieniomierza z uwzględnieniem niejednorodności właściwości cieplnych ośrodka wprowadzanych przez urządzenie pomiarowe.

W ramach przeprowadzanego eksperymentu numerycznego błąd pomiarowy strumieniomierza nie jest już wielkością stałą w czasie. W eksperymencie posługiwano się dwoma miarami błędu pomiarowego strumieniomierza, błędem bezwzględnym i błędem względnym. Błąd bezwzględny jest różnicą pomiędzy gęstością strumienia ciepła jaki jest rejestrowany przez strumieniomierz F_{str} a gęstością strumienia ciepła jaki przepływałby w tym samym miejscu i czasie w ośrodku glebowym pozbawionym strumieniomierza F_{soil}. Błąd bezwzględny R wyraża się następującym równaniem:

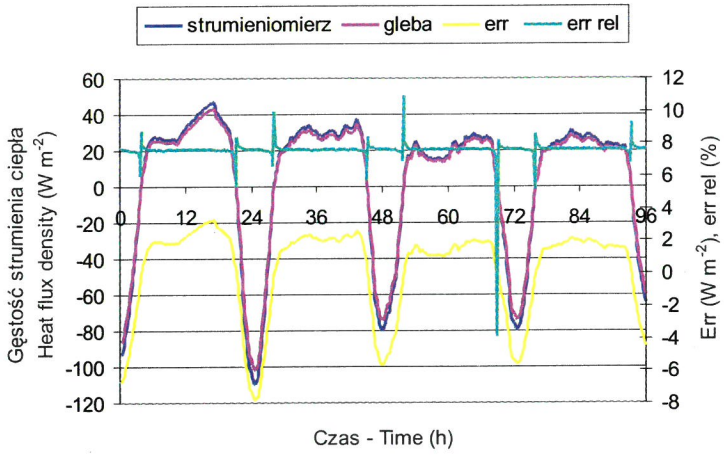
$$R = F_{str} - F_{soil} \tag{50}$$

natomiast błąd względny strumieniomierza, określono następująco:

$$R_{rel} = \frac{F_{str} - F_{soil}}{F_{soil}} \tag{51}$$

Błąd pomiarowy zależy od czynników warunkujących transport ciepła w ośrodku glebowym, tj. wartości współczynników cieplnych ośrodka i strumieniomierza. Przykładowy dobowy przebieg wartości gęstości strumienia ciepła przepływającego pomiędzy wybranymi punktami w profilu glebowym (**gleba**) oraz zmierzony przez strumieniomierz (**strumieniomierz**) umieszczony w tym samym miejscu profilu glebowego przedstawia rysunek 32. Na wykresie pokazano również bezwzględny błąd pomiaru strumienia energii (**err**) oraz błąd względny (**err rel**). Wartości te zostały wyznaczone przy pomocy symulacji komputerowej. Widać, że bezwzględny błąd pomiaru gęstości strumienia ciepła zmienia się w czasie, dwukrotnie w ciągu doby osiągając wartość zerową. Pomiędzy tymi punktami wyniki pomiarów wykonywane strumieniomierzem są zaniżane lub zawyżane.

Błąd względny, który jest ilorazem błędu bezwzględnego i wartości gęstości strumienia ciepła, osiąga wartości nieskończone dla tych chwil czasu, w których wartość mierzonego strumienia energii się zeruje. Wykres jest nieciągły w tych punktach. Ze względu na nieskończone wartości, które może osiągać błąd względny, nie będzie on stosowany w pracy.



Rys. 32. Gęstość strumienia energii zmierzona, rzeczywista oraz względny i bezwzględny błąd strumieniomierza

Fig. 32. Measured and true energy flux density and relative absolute error of the heat flux meter

Przyczyną występowania błędów w pomiarach wykonywanych strumieniomierzem jest zaburzanie pola temperatury w jego pobliżu. Efekt ten pokazano na rysunku 33. Przedstawia on temperaturę w sąsiedztwie strumieniomierza w wybranych porach o: 24:00, 6:00, 12:00, 18:00 i o północy dnia kolejnego. Wyniki te pochodzą z obliczeń wykonanych przy pomocy opracowanego modelu (przedstawionego w rozdziale 4). Jako parametry ośrodka glebowego przyjęto wartości ustalone w procesie weryfikacji modelu. Strumieniomierz na rysunkach zaznaczono czarnym prostokątem. Na wykresach można zaobserwować, że linie stałej temperatury mają zmodyfikowany przebieg w jego pobliżu. Pole temperatury jest zaburzone, inne niż byłoby bez strumieniomierza umieszczonego w glebie.

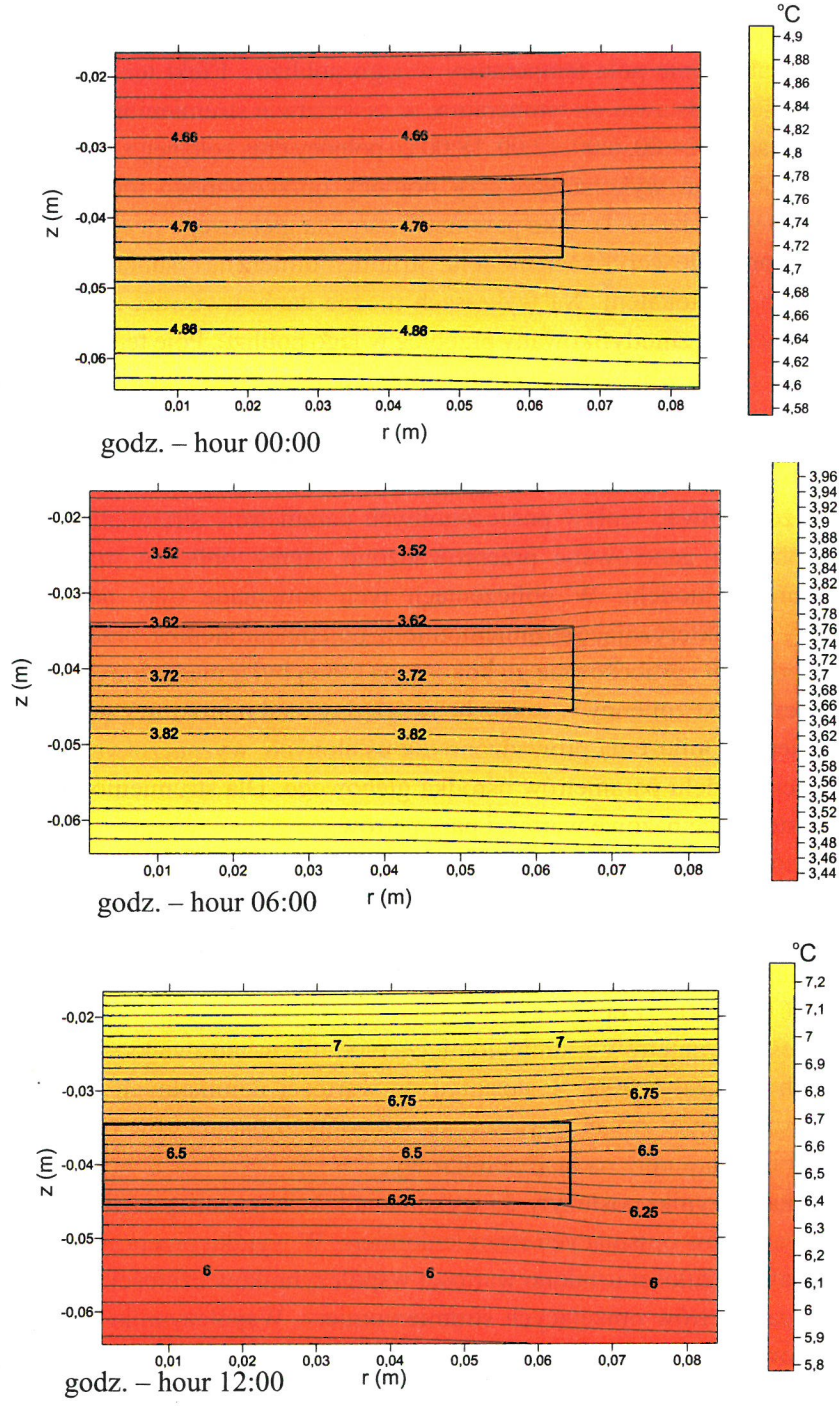
5.3.2. Lokalna analiza czułości parametrów strumieniomierza

Aby zobrazować wpływ poszczególnych parametrów strumieniomierza na wyniki przezeń generowane przeprowadzono szereg obliczeń przy pomocy opracowanego modelu. W obliczeniach tych zmieniane były poszczególne parametry charakteryzujące strumieniomierz: pojemność cieplna, przewodnictwo cieplne, promień i grubość oraz głębokość, na której był umieszczony. Wynikiem tych obliczeń jest zmienny w czasie bezwzględny błąd pomiarowy gęstości strumienia ciepła. Obliczenia prowadzono dla ustalonych, wyznaczonych w trakcie weryfikacji modelu parametrów ośrodka glebowego. Dla strumieniomierza wybrano następujące bazowe wartości parametrów:

- pojemność cieplna (*cv*) = $1.93 \cdot 10^6$ $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$,
- przewodnictwo cieplne (*lambda*) = 2.26 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$,
- głębokość umieszczenia (*depth*) = 3.5 cm,
- promień (*radius*) = 5 cm,
- grubość (*height*) = 1 cm.

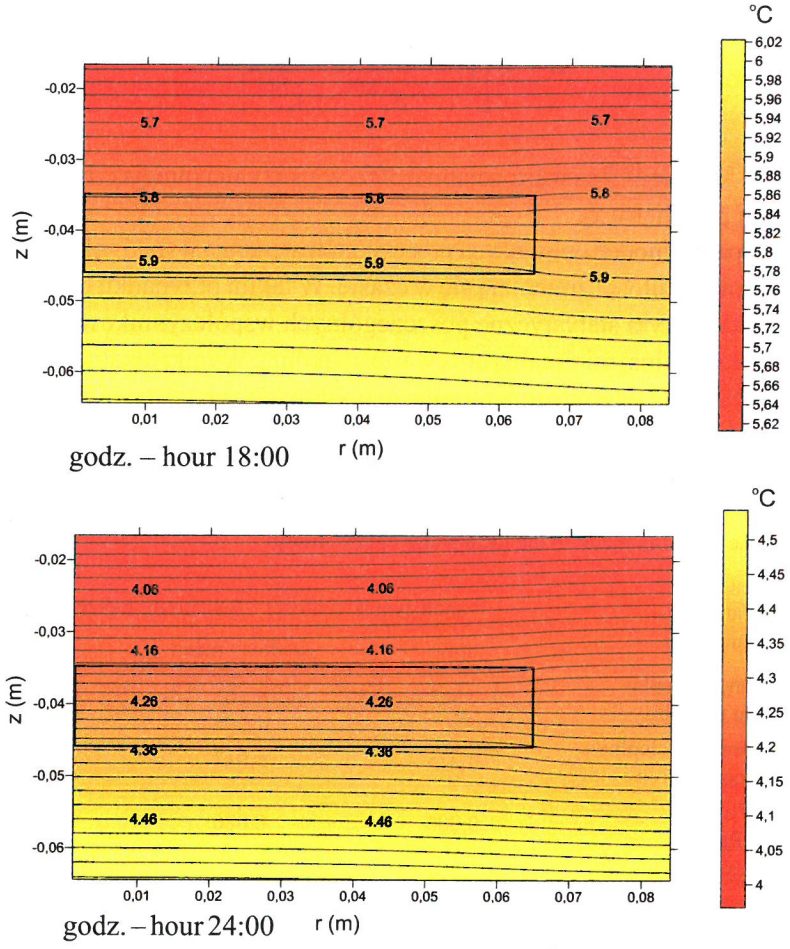
Wartości parametrów strumieniomierza modyfikowano zwiększając i zmniejszając ich wartość o 30% w stosunku do wartości nominalnych tak, aby zaobserwować wpływ zmian wartości poszczególnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz na błąd pomiarowy.

Uzyskane wyniki posłużyły do wykonania lokalnej analizy czułości (Kabala 2001) parametrów opisujących strumieniomierz. W wyniku przeprowadzonej lokalnej analizy czułości ustalono wartości współczynników czułości dla poszczególnych parametrów opisujących strumieniomierz. Współczynniki czułości dla parametrów $x_1,...,x_N$ modelu, który może być opisany zależnością funkcyjną postaci $f=f(t, x_1,...,x_N)$ mogą być wyznaczone wg wzoru (Kabala 2001):



Rys. 33. Dobowe zmiany pola temperatury w najbliższym otoczeniu strumieniomierza (strumieniomierz zaznaczony prostokątem) wyznaczone przy pomocy modelu

Fig. 33. Diurnal changes in temperature field in the closest vicinity of the heat flux meter (meter marked with a rectangle) determined with the model



Rys. 33. cd.
Fig. 33. Cont.

$$SC_i = x_i \left. \frac{\partial f(t, x_1, \ldots, x_N)}{\partial x_i} \right|_{x_i = x_i^{100\%}} \tag{52}$$

gdzie $x_i^{100\%}$ jest wartością parametru x_i, dla której wyznaczamy wartość danego współczynnika czułości. Pochodne cząstkowe funkcji mogą być przybliżone, np. poprzez najprostszy dwupunktowy schemat różnicowy, w którym uwzględniono wartości parametrów o 30% większe i mniejsze niż wartość środkowa parametru dla której wyznacza się współczynniki czułości. Wartość współczynnika czułości informuje jak bardzo wartości generowane przez model zależą od zmiany wartości poszczególnych parametrów modelu. Im większa bezwzględna wartość współczynnika czułości, tym większy jest wpływ danego parametru na wyniki generowane przez model. Po uwzględnieniu tych warunków otrzymamy:

$$SC_i = \left| x_i^{100\%} \frac{f_{x_i^{130\%}} - f_{x_i^{70\%}}}{x_i^{130\%} - x_i^{70\%}} \right| \tag{53}$$

gdzie $x_i^{130\%}$ oraz $x_i^{70\%}$ są wartościami o 30% większymi i mniejszymi od wartości nominalnej parametru x_i.

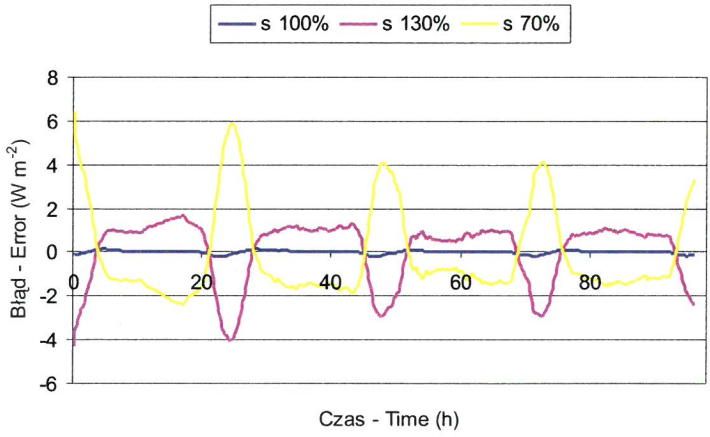
W przypadku modeli opisujących procesy, które generują wyniki zależne od czasu, współczynniki czułości zmieniają się w czasie. W takim przypadku należy wyznaczyć charakterystyki statystyczne poszczególnych współczynników czułości, np. wartość maksymalną, minimalną oraz wartość średnią. Wyniki lokalnej analizy czułości dla przykładowego strumieniomierza płytkowego przedstawiono w tabeli 6.

Tabela 6. Wartości minimalne, średnie i maksymalne współczynników czułości poszczególnych parametrów opisujących strumieniomierz w lokalnej analizie czułości
Tabela 6. Minimum, mean and maximum values of indexes of sensitivity of particular parameters describing the heat flux meter in the local phase of sensitivity

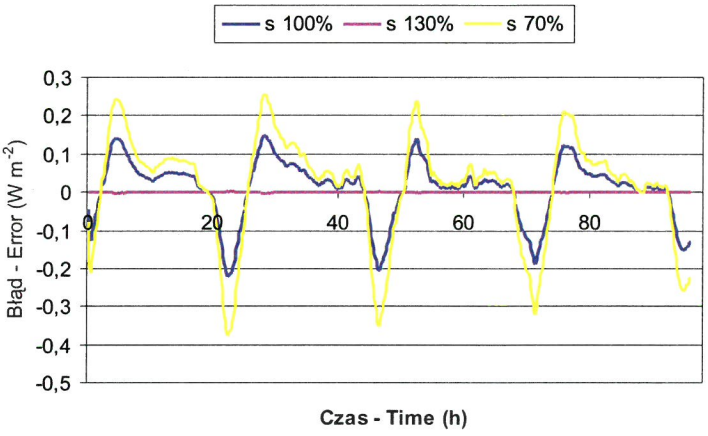
Parametr Parameter	Współczynnik czułości – Sensitivity indice ($W \cdot m^{-2}$)		
	min	średnia– mean	max
Pojemność cieplna Heat capacity	0,011	0,165	0,334
Przewodnictwo cieplne Heat conductivity	0,275	5,012	17,789
Promień Radius	0,006	0,086	0,171
Głębokość umieszczenia Buried depth	0,008	0,081	0,193
Grubość Thickness	0,001	0,056	0,115

Na podstawie przedstawionych wyników można wskazać parametry, których wpływ na powstawanie błędu pomiarowego w przypadku konkretnego strumieniomierza jest największy. Jest to współczynnik przewodnictwa cieplnego strumieniomierza. Wpływ pojemności cieplnej, głębokości umieszczenia oraz jego promienia jest podobnego rzędu. Najmniejszy wpływ na generowany błąd pomiarowy ma grubość strumieniomierza.

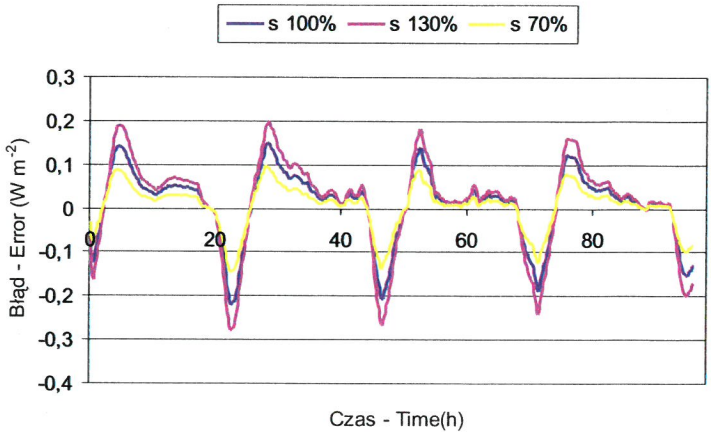
Wpływ zmian poszczególnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz na wartości bezwzględnego błędu pomiarowego pokazano na rysunkach 34-38. Każdy z poszczególnych wykresów przedstawia zmiany błędu pomiarowego przy zmianie wybranego parametru o ±30% względem wartości nominalnej. Serie s100% pokazują wartości błędu pomiarowego dla wartości nominalnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz. Serie danych s130% pokazują wartości błędu pomiarowego przy zwiększeniu wartości wybranego parametru o 30% względem wartości nominalnej. Serie danych s70% pokazują wyniki dla zmniejszonej o 30% wartości parametru.



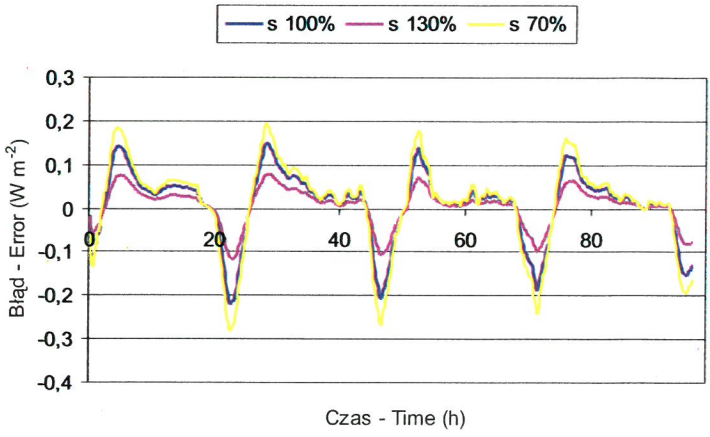
Rys. 34. Zależność błędu pomiarowego od przewodnictwa cieplnego strumieniomierza ($lambda^{70\%}$ =1,58 (W·mK^{-1}), $lambda^{100\%}$=2,26 (W·mK^{-1}), $lambda^{130\%}$ = 2,94 (W·mK^{-1}))
Fig. 34. Relation between measurement error and thermal conductivity of the heat flux meter ($lambda^{70\%}$ =1.58 (W mK), $lambda^{100\%}$=2.26 (W mK), $lambda^{130\%}$ = 2.94 (W mK))



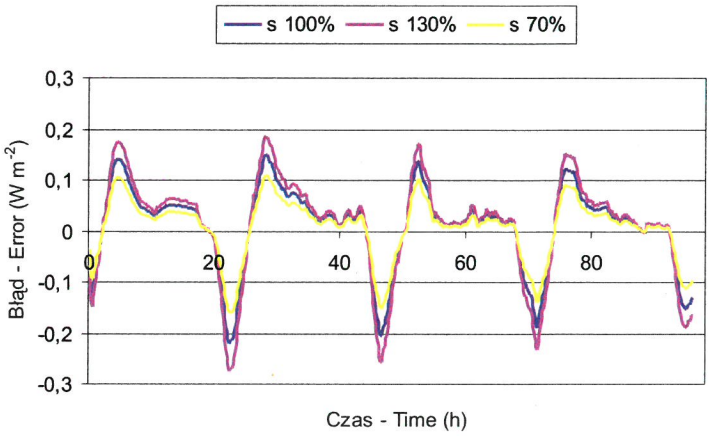
Rys. 35. Zależność błędu pomiarowego od pojemności cieplnej strumieniomierza ($cv^{70\%}$=1,35e10^6 (J·m^{-3} ·K^{-1}), $cv^{100\%}$=1,93e10^6 (J·m^{-3} ·K^{-1}), $cv^{130\%}$=2,76e10^6 (J·m^{-3} ·K^{-1}))
Fig. 35. Relation between measurement error and thermal capacity of the heat flux meter $cv^{70\%}$=1.35e10^6 (J m^{-3} K^{-1}), $cv^{100\%}$=1.93e10^6 (J m^{-3} K^{-1}), $cv^{130\%}$=2.76e10^6 (J m^{-3} K^{-1}))



Rys. 36. Zależność błędu pomiarowego od promienia strumieniomierza (*radius*$^{70\%}$=0,035 (m), *radius*$^{100\%}$=0,05 (m), *radius*$^{130\%}$=0,045 (m))
Fig. 36. Relation between measurement error and radius of the heat flux meter (*radius*$^{70\%}$=0.035 (m), *radius*$^{100\%}$=0.05 (m), *radius*$^{130\%}$=0.045 (m))



Rys. 37. Zależność błędu pomiarowego od głębokości umieszczenia strumieniomierza (*depth*$^{70\%}$=0,024 (m), *depth*$^{100\%}$=0,035 (m), *depth*$^{130\%}$=0,045 (m))
Fig. 37. Relation between measurement error and placement depth of the heat flux meter (*depth*$^{70\%}$=0.024 (m), *depth*$^{100\%}$=0.035 (m), *depth*$^{130\%}$=0.045 (m))



Rys. 38. Zależność błędu pomiarowego strumieniomierza od jego grubości ($height^{70\%}$ = 0,007 (m), $height^{100\%}$=0,01 (m), $height^{130\%}$=0,013 (m))
Fig. 38. Relation between measurement error and thickness of the heat flux meter ($height^{70\%}$ = 0.007 (m), $height^{100\%}$=0.01 (m), $height^{130\%}$=0.013 (m))

5.3.3. Globalna analiza czułości parametrów strumieniomierza

Przedstawione powyżej wyniki dotyczą szczególnego strumieniomierza o określonych parametrach. Analiza lokalna jest w tym przypadku łatwa do wykonania, ponieważ nie wymaga wykonywania dużej liczby obliczeń, jednak jej wyniki przedstawiają wartości współczynników czułości dla wybranych wartości bazowych poszczególnych współczynników strumieniomierza. Może się w tym przypadku jednak zdarzyć, że wyniki otrzymane dla wybranych wartości bazowych parametrów urządzenia nie będą reprezentatywne dla całego zakresu zmienności parametrów opisujących strumieniomierz. Aby uniknąć konieczności wyboru konkretnych wartości bazowych parametrów strumieniomierza i otrzymać wyniki ogólne dotyczące całego zakresu możliwych wartości parametrów, należy przeprowadzić globalną analizę czułości.

Analizę istotności przeprowadzono metodą FAST, podobnie jak w przypadku weryfikacji samego modelu. W celu wyznaczenia współczynników istotności dla poszczególnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz zastosowano następującą metodologię:

- Stosowano różne wartości pojemności cieplnej i przewodnictwa cieplnego ośrodka glebowego.
- Pojemność i przewodnictwo cieplne strumieniomierza opisywano w odniesieniu do pojemności cieplnej (*cvsoil*) i przewodnictwa cieplnego (*lambdasoil*) ośrodka glebowego, poprzez wartość bezwymiarowego współczynnika (*cvratio*

i *lambdaratio*). Jeżeli *cvratio*=1 oznacza, że pojemność cieplna strumieniomierza jest taka jak pojemność cieplna ośrodka. Podobnie strumieniomierz miał taką samą wartość przewodnictwa cieplnego jak gleba kiedy *lambdaratio*=1.

- Parametry określające rozmiar i umieszczenie w glebie strumieniomierza były następujące: *radius* – promień strumieniomierza, *depthratio* – głębokość umieszczenia strumieniomierza wyrażona w odniesieniu do jego promienia, *heightratio* – grubość strumieniomierza wyrażona w odniesieniu do jego promienia.

Wyznaczenie współczynników istotności poszczególnych parametrów wymagało serii 3000 obliczeń dla różnych kombinacji wartości parametrów opisujących strumieniomierz. Wynikiem tych obliczeń był bezwzględny błąd pomiarowy strumieniomierza wyznaczony dla czterodniowego okresu. Pozwoliło to na dokonanie analizy istotności poszczególnych parametrów charakteryzujących strumieniomierz i oszacowanie ich wpływu na błąd jaki pojawia się przy jego użyciu.

Zmienność czasową wartości współczynników istotności dla poszczególnych parametrów opisujących strumieniomierz wyznaczono przy pomocy programu SIMLAB na podstawie danych pochodzących z opracowanego modelu transportu ciepła.

Jako wielkość, która charakteryzowała działanie strumieniomierza wykorzystano moduł wartości bezwzględnego błędu pomiarowego.

Czasową zmienność współczynników istotności poszczególnych parametrów opisujących strumieniomierz pokazano na rysunkach 39 i 40, a w tabeli 7 przedstawiono ich charakterystyki statystyczne.

Parametr *lambdaratio* (całkowity współczynnik istotności 0,67) ma największe znaczenie dla błędu pomiarowego strumieniomierza. Jest to fakt, który można łatwo zinterpretować. Parametr ten opisuje na ile przewodnictwo cieplne strumieniomierza ma wartość różną od wartości przewodnictwa cieplnego ośrodka, w którym został umieszczony. Natomiast wartość przewodnictwa cieplnego strumieniomierza ma duże znaczenie dla przepływu ciepła niezależnie od tego czy rozważamy przepływy ustalone w czasie czy też zmienne. Wynik ten jest zgodny z wynikami uzyskanymi w klasycznych pracach (Fuchs i Tanner 1968, Fuchs i Hadas 1973, Mogensen 1970, Schwerdfeger1970) dotyczących dokładności pomiarów wykonywanych strumieniomierzem.

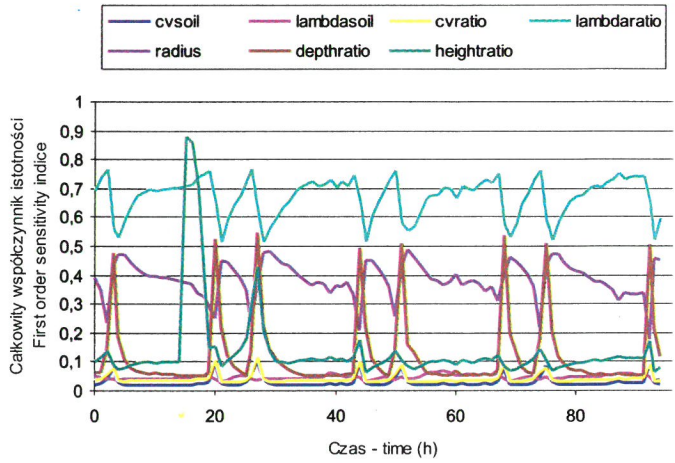
Drugim, pod względem istotności i wpływu na błąd pomiarowy parametrem jest średnica strumieniomierza (*radius*). Wartość średnia jego całkowitego współczynnika istotności wynosi 0,38 i jest o połowę mniejsza niż wartość współczynnika istotności dla *lambdaratio*.

Kolejnymi parametrami, które mają wpływ na błąd pomiarowy strumieniomierza są *depthratio* i *heightratio* (głębokość umieszczenia i grubość strumieniomierza). Całkowite współczynniki istotności dla tych parametrów wynoszą odpowiednio 0,121 i 0,137.

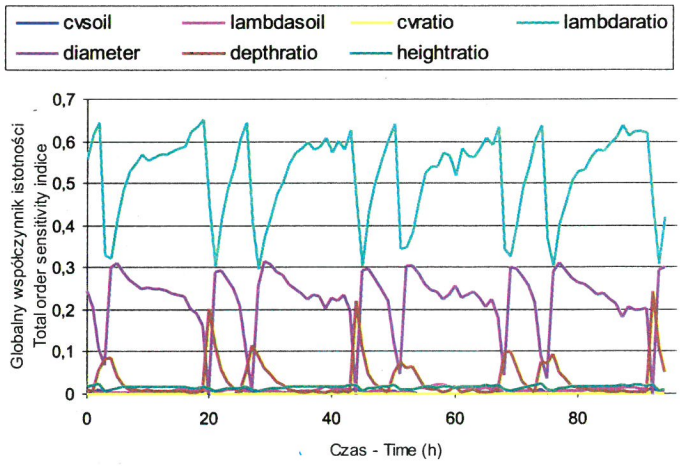
Tabela 7. Wartości średnie, maksymalne i minimalne współczynników istotności poszczególnych parametrów opisujących strumieniomierz
Table 7. Mean, maximum and minimum values of coefficients of significance of particular parameters describing the heat flux meter

Parametr Parameter	Średnia Mean	Wariancja Variance	Max	Min
Indywidualne współczynniki istotności – First order sensitivity indices				
cvsoil	$2{,}056 \cdot 10^{-3}$	$9{,}160 \cdot 10^{-6}$	$1{,}370 \cdot 10^{-2}$	$1{,}350 \cdot 10^{-4}$
lambdasoil	$8{,}300 \cdot 10^{-3}$	$2{,}285 \cdot 10^{-5}$	$2{,}050 \cdot 10^{-2}$	$2{,}070 \cdot 10^{-4}$
cvratio	$4{,}670 \cdot 10^{-4}$	$3{,}500 \cdot 10^{-7}$	$4{,}100 \cdot 10^{-3}$	$2{,}030 \cdot 10^{-4}$
lambdaratio	$5{,}206 \cdot 10^{-1}$	$1{,}013 \cdot 10^{-2}$	$6{,}518 \cdot 10^{-1}$	$2{,}961 \cdot 10^{-1}$
radius	$2{,}253 \cdot 10^{-1}$	$5{,}715 \cdot 10^{-3}$	$3{,}173 \cdot 10^{-1}$	$7{,}130 \cdot 10^{-4}$
depthratio	$3{,}465 \cdot 10^{-2}$	$2{,}194 \cdot 10^{-3}$	$2{,}446 \cdot 10^{-1}$	$3{,}00 \cdot 10^{-3}$
heightratio	$1{,}619 \cdot 10^{-2}$	$1{,}610 \cdot 10^{-5}$	$2{,}390 \cdot 10^{-2}$	$6{,}900 \cdot 10^{-3}$
Całkowite współczynniki istotności – Total effect sensitivity indices				
cvsoil	$3{,}080 \cdot 10^{-2}$	$3{,}916 \cdot 10^{-4}$	$1{,}098 \cdot 10^{-1}$	$1{,}957 \cdot 10^{-2}$
lambdasoil	$4{,}774 \cdot 10^{-2}$	$5{,}912 \cdot 10^{-5}$	$6{,}736 \cdot 10^{-2}$	$3{,}173 \cdot 10^{-2}$
cvratio	$4{,}267 \cdot 10^{-2}$	$2{,}884 \cdot 10^{-4}$	$1{,}172 \cdot 10^{-1}$	$3{,}078 \cdot 10^{-2}$
lambdaratio	$6{,}714 \cdot 10^{-1}$	$4{,}703 \cdot 10^{-3}$	$7{,}692 \cdot 10^{-1}$	$5{,}147 \cdot 10^{-1}$
radius	$3{,}852 \cdot 10^{-1}$	$3{,}932 \cdot 10^{-3}$	$4{,}888 \cdot 10^{-1}$	$1{,}768 \cdot 10^{-1}$
depthratio	$1{,}218 \cdot 10^{-1}$	$1{,}640 \cdot 10^{-2}$	$5{,}476 \cdot 10^{-1}$	$5{,}114 \cdot 10^{-2}$
heightratio	$1{,}376 \cdot 10^{-1}$	$1{,}824 \cdot 10^{-2}$	$8{,}795 \cdot 10^{-1}$	$6{,}603 \cdot 10^{-2}$

Dwa pozostałe parametry, opisujące przewodnictwo cieplne gleby (*lambdasoil*) oraz pojemność cieplną gleby (*cvsoil*), mają wartości całkowitych współczynników istotności na poziomie wartości 0.04. Wartość ta jest małą, co jednak znajduje wytłumaczenie. Pojemność (*cvratio*) i przewodnictwo (*lambdaratio*) cieplne strumieniomierza zdefiniowano w odniesieniu do wartości odpowiednich parametrów ośrodka glebowego, same bezwzględne wartości cieplne tego ośrodka powinny mieć mały wpływ na błąd pomiarowy, ponieważ to różnice pomiędzy przewodnictwami cieplnymi lub pojemnościami cieplnymi ośrodka i strumieniomierza odpowiadają za występowanie błędu pomiarowego. Strumieniomierz może przecież mierzyć bezbłędnie w ośrodku o dowolnych właściwości cieplnych, pod warunkiem równości właściwości cieplnych strumieniomierza i ośrodka glebowego.



Rys. 39. Zmienność czasowa indywidualnych współczynników istotności dla parametrów opisujących strumieniomierz
Fig. 39. Temporal variability of individual coefficients of significance for parameters describing the heat flux meter



Rys. 40. Zmienność czasowa globalnych współczynników istotności dla parametrów opisujących strumieniomierz
Fig. 40. Temporal variability of global coefficients of significance for parameters describing the heat flux meter

Małą wartość 0,042 współczynnika istotności otrzymano również dla parametru *cvratio*, który opisuje różnicę pomiędzy pojemnością cieplną strumieniomierza i ośrodka glebowego. Jest to wynik zaskakujący, ponieważ parametr ten był typowany jako parametr o potencjalnie porównywalnym wpływie jak parametr *lambdaratio*. Okazało się jednak, że w odtwarzanych przez model transportu

ciepła w glebie warunkach znaczenie tego parametru dla błędu pomiarowego jest niewielkie. Może to być spowodowane małą dynamiką warunków meteorologicznych w okresie odtwarzanym przez model, co przekłada się na niewielkie dobowe zmiany temperatur ośrodka glebowego. Wobec tego, że nie ma drastycznych zmian temperatur w ośrodku glebowym, warunki odtwarzane przez model nie są na tyle dynamiczne, by w pełni pokazać wpływ pojemności cieplnej strumieniomierza na błąd pomiarowy strumienia energii w glebie, która ma znaczenie tylko w procesach nieustalonych.

Wyniki otrzymane przy pomocy techniki globalnej analizy istotności i analizy lokalnej potwierdzają, że parametrem o dominującym znaczeniu jest współczynnik przewodnictwa cieplnego strumieniomierza. Wpływ wartości pojemności cieplnej strumieniomierza jest natomiast minimalny.

6. WNIOSKI

Przeprowadzone rozważania teoretyczne, obliczenia modelowe i eksperymentalna weryfikacja pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków:

1) Opracowany model niestacjonarnego transportu energii w trójwymiarowym ośrodku glebowym dobrze opisuje zmiany temperatury w profilu glebowym.

2) Opracowane procedury numeryczne w postaci programu poprawnie i jednoznacznie wyznaczają rozwiązania zastosowanych równań różniczkowych.

3) Wyznaczony w wyniku eksperymentalnej weryfikacji modelu średni błąd kwadratowy pomiędzy temperaturami wyliczonymi przy użyciu opracowanego modelu i temperaturami zmierzonymi w eksperymencie weryfikacyjnym wynosi 0,42°C.

4) Przeprowadzone obliczenia zmian temperatury w profilu glebowym z zaburzeniem w postaci strumieniomierza płytkowego oraz analiza istotności parametrów opisujących strumieniomierz pokazują, że w warunkach meteorologicznych, które były odtwarzane przez opracowany model:

a) Największy wpływ na wartości błędu pomiaru strumienia energii w glebie przy użyciu strumieniomierza ma jego współczynnik przewodnictwa cieplnego (średni całkowity współczynnik istotności 0,67) oraz promień (średni całkowity współczynnik istotności 0,38).

b) Wpływ pozostałych parametrów jest istotnie niższy i ich średnie całkowite współczynniki istotności kształtują się na poziomie od 0,03 dla pojemności cieplnej gleby do 0,137 dla grubości strumieniomierza.

c) Wpływ pojemności cieplnej strumieniomierza na dokładność pomiarów nim wykonywanych jest znikomy.

d) Zastosowanie modelowania niestacjonarnego przepływu energii wskazuje, że błędy pomiaru gęstości strumienia ciepła są zmienne w czasie.

7. PIŚMIENNICTWO

Bonetto F., Lebowitz J.L., Rey-Bellet L., 2000. Fourier's Law: A Challenge to Theorists. In: Mathematical Physics 2000 (Eds A. Fokas, A. Grigoryan, T. Kibble, B. Zegarlinski). World Scientific.

Brzezińska M., Stępniewska Z., Stępniewski W., 1998. Soil oxygen status and dehydrogenase activity. Soil Biol. Biochem., 30, 1783-1790.

Calhoun D., LeVeque R.J., 2000. A Cartesian grid finite-volume method for the advection-diffusion equation in irregular geometries. J. Computational Physics, 154, 143-180.

Carslaw H.S., Jeager J.C., 1959. Conduction of heat in solids, Oxford University Press, Oxford.

Cary J.W., 1965. Water flux in moist soil: thermal versus suction gradients. Soil Sci., 100, 3, 168-175.

Cary J.W., 1979. Soil heat transducers and water vapor flow. Soil. Sci. Soc. Am. J., 43, 835-839.

Chung Sang-Ok, Horton R., 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. Water Resour. Res., 23, 12, 2175-2186.

Cristopher P., Milly D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and numerical model. Wat.Resour. Res., 18, 3, 489-498.

Dang Qing-Lai, Cheng S., 2004. Effects of soil temperature on ecophysiological traits in seedlings of four boreal tree species, Forest Ecology and Management, 194, 379-387.

Dongarra J., Lumsdaine A., Pozo R., Remington K., 1994. A Sparse Matrix Library in C++ for High Performance Architectures, Proceedings of the Second Object Oriented Numerics Conference, 214-218.

Dongjoo K., Haecheon C., 2000. A second-order time-accurate finite volume method for unsteady incompressible flow on hybrid unstructured grids. J. Computational Physics, 162, 411-428.

Drury C.F., Tan C., Welacky T., Oloya T., Hammill A., Weaver S., 1999. Red clover and tillage influence on soil temperature, water content and corn emergence. Agron. J., 91, 101-108.

Elias E.A., Cichota R., Torriani H.H., de Jong van Lier Q., 2004. Analytical soil-temperature model correction for temporal variation of daily amplitude. Soil Sci. Soc. Am. J., 68, 784-788.

Eulenstein F., Urbaniak M., Chojnicki B.H., Olejnik J., 2005. Influence of plant cover on the share of the soil heat flux in the heat balance of the active surface. Int. Agrophysics, 19, 31-36.

Eulenstein F., Leoeny J., Chojnicki B.H., Kędziora A., Olejnik J., 2005. Analysis of the interrelation between the heat balance structure, type of plant cover and weather conditions. Int. Agrophysics, 19, 125-130.

Flerchinger G.N., Pierson F.B., 1997. Modeling plant canopy effects on variability of soil temperature and water: model calibration and validation. J. Arid Evironments, 35, 641-653.

Fuchs M., Tanner C.B., 1968. Calibration and field test of soil heat flux plates, Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 32, 326-328.

Fuchs M., Hadas A., 1973. Analysis of the performance of an improved soil heat flux transducer. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 37, 173-175.

Gabrielsson A., Bergdahl U., Moritz L., 2000. Thermal Energy Storage in Soils at Temperatures Reaching 90°C. J. Solar Energy Engineering, 122, 3-8.

Grunewald J., Plagge R., Häupl P., 1997. Prediction of coupled heat, air and moisture transfer in porous building materials. In: Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media (Eds M. Th. van Genuchten, F. J. Leij, L. Wu). University of California, Riverside, USA.

Horton R., Aguirre-Luna O., Wierenga P.J., 1984. Soil temperature in a row crop with incomplete surface cover. Soil. Sc. Soc. Am. J., 48, 1225-1232.

Horton R., Aguirre-Luna O., Wierenga P.J., 1984. Observed and predicted two-dimensional soil temperature distributions under a row crop. Soil. Sc. Soc. Am. J., 48, 1147-1152.

Howell T.A., Tolk J.A., 1990. Calibration of soil heat flux transducers. Theoretical and Applied Climatology, 42, 263-272.

Ingarden R.S., Jamiołkowski A., Mrugała R., 1990. Fizyka Statystyczna i Termodynamika. PWN, Warszawa.

Janik G., 2005. Spatial variability of soil moisture in grassland. Int. Agrophysics, 19, 37-45.

Kabala Z.J., 2001. Sensitivity analysis of a pumping test on a well with wellbore storage and skin. Advances in Water Resour., 24, 483-504

Karam M.A., 2000. A thermal wave approach for heat transfer in a nonuniform soil, Soil. Sc. Soc. Am. J., 64, 1219-1225.

Kędziora A., 1999. Podstawy Agrometeorologii. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Poznań.

Kimball B.A., Jackson R.D., 1975. Soil heat flux determination: a null-alignment method. Agric. Meteorol., 15, 1-9.

Kołodziej J., Galant H., 1986. Zróżnicowanie temperatury gleby na czarnym ugorze oraz pod roślinami uprawnymi w obserwatorium agrometeorologicznym w Felinie w latach 1976-1980. Folia Societatis Scientarium Lublinensis, 28, 47-53.

Kołodziej J., Sierosławski H., 1996. Wpływ łanów roślin uprawnych na kształtowanie się temperatury gleby. Ann. UMCS, E , 49, Suppl., 1994, 89-99.

Kossowski J., 1986. Próba określenia przestrzennego zróżnicowania temperatury gleby na polu uprawnym. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 315, 106-128.

Kossowski J., Usowicz B., 1995. Temperature and thermal properties of soil in tractor wheel track as the effect of local soil compaction and microrelief. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 419, 39-52.

Kossowski J., 2001. O relacji między strumieniem ciepła w glebie a bilansem promieniowania na polu bez roślin i z pokrywą roślinną. Acta Agrophysica, 45, 117-129.

Kossowski J., Kołodziej J., 2003. Szacowanie średnich dobowych wartości temperatury w warstwie ornej gleby na podstawie temperatury powietrza i wilgotności gleby. Ann. UMCS, Sec. E, 58, 69-78.

Kossowski J., 2004. Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie: zastosowanie teorii Philipa. Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 1, 78-87.

Krarti M., Claridge D.E., Kreider J.F., 1995. Analytical model to predict nonhomogeneous soil temperature variation. J. Solar Energy Engineering, Transactions of the ASME, 117, 100-107.

Kutilek M., Nielsen D.R., 1994. Soil Hydrology. Catena Verlag, Cremenlingen-Destedt, Germany.

Lamorski K., Pręgowski P., Świderski W., Usowicz B., Walczak R., 2001. The comparison of thermal signatures of a mine buried in mineral and organic soil. Proc. SPIE, AeroSense Conf., Orlando, April.

Lamorski K., 1999. Nieizotermiczny transport wody i soli w ośrodku glebowym: założenia modelu. Acta Agrophysica, 22, 131-142.

Lamorski K., Pręgowski P., Świderski W., Szabra D., Walczak R., Usowicz B., 2002. Thermal signatures of land mines buried in mineral and organic soils – modeling end experiments. Infrared Physics and Technology, 43, 303-309.

Lavee H., Sarah P., Imeson A.C., 1996. Aggregate stability dynamics as affected by soil temperature and moisture regimes. Geografiska Annaler, A, 78, 73-82.

LeVeque R.J., 1998. Finite Difference Methods for Differential Equations. University of Washington - Lecture Notes.

van Loon W.K.P., Bastings H.M.H., Moors E.J., 1998. Calibration of soil heat flux sensors. Agricultural and Forest Meteorology, 92, 1-8.

Maclean S.F., Ayres M.P., 1985. Estimation of soil temperature from climatic variables at Barrow, Alaska, USA. Arctic and Alpine Research, 17, 425-432.

Mayocchi C.L., Bristow K.L., 1995. Soil surface heat flux: some general questions and comments on measurements. Agricultural and Forest Meteorology, 75, 43-50.

McCann I.R., McFarland M.J., Witz J.A., 1991. Near-surface bare soil temperature model for biophysical models. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 34, 748-755.

McMichael B.I., Upchurch D.R., Burke J.J., 1986. Soil temperature derived prediction of root density in cotton. Environmental and Experimental Botany, 36, 303-312.

Merino A., Perez-Batallon P., Macias F., 2004. Responses of soil organic matter and greenhouse gas fluxes to soil management and land use changes in a humid temperature region of southern Europe. Soil Biology and Biochemistry, 36, 917-925.

Mogensen V.O., 1970. The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. Agr. Meteorol., 7, 401-410.

O'Brien G.S., Bean C.J., McDermott F., 2002. A comparison of published experimental data with a coupled lattice Boltzmann-analytic advection-diffusion method for reactive transport in porous media. J. Hydrology, 268, 143-157.

Ouyang Y., Zheng C., 2000. Surficial processes and CO_2 flux in soil ecosystem. J. Hydrology, 234, 54-70.

Paraiba L.C., Pulino P., 2003. Pesticide dispersion-advection equation with soil temperature effect. Environmetrics, 14, 323-337.

Persaud N., Chang A.C., 1983. Estimating soil temperature by linear filtering of measured air temperature. Soil. Sc. Soc. Am. J., 5, 841-847.

Philip J.R., de Vries D.A., 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Transactions, American Geophysical Union, 38, 2, 222-233.

Philip J.R., 1961. The theory of heat flux meters. J. Geophysical Research, 66, 2, 571-579.

Plauborg F., 2002. Simple model for 10 cm soil temperature in different soils with short grass. Europ. J. Agronomy, 17, 173-179.

Portman D.J., 1958. Conductivity and length relationships in heat-flow transducer performance. Transaction American Geophysical Union, 39, 6, 1089-1094.

Pręgowski P., Świderski W., Walczak R., Lamorski K., 2000. Buried mine and soil temperature prediction by numerical model. Proc, SPIE, AeroSense Conf. on the Detection and Remediation Technologies for Mines and Mine-like Targets, Orlando, 24-28 April, 1392-1403.

Raju G.K., 2001. Prediction of soil temperature by using artificial neural networks algorithms. Nonlinear Analysis, 47, 1737-1748.

Ratto M., Tarantola S., Saltelli A., 2001. Sensitivity analysis in model calibration: GSA-GLUE approach. Computer Physics Communications, 136, 212-224.

Robin P., Cellier P., Richard G., 1997. Theoretical and field comparison of two types of soil heat fluxmeter. Soil Technology, 10, 185-206.

Rothman D.H., 1988. Cellular-automation fluids: a model for flow in porous media, Gephysics, 53, 509-518.

Saltelli A., Bolado R., 1998. An alternative way to compute Fourier amplitude sensitivity test (FAST). Computer Statistics and Data Analysis, 26, 445-460.

Saltelli A., Tarantola S., 2002. On the relative importance of input factors in mathematical models: Safety Assessment for nuclear waste disposal. J. Am. Statistical Association, 97, 459, 702-709.

Saltelli A., 2002. Making best use of model evaluations to compute sensitivity indices. Computer Physics Communications, 145, 280-297.

Saltelli A., Tarantola S., Campolongo F., Ratto M., 2004. Sensitivity Analysis in Practice: A Guide to Assessing Scientific Models. John Wiley and Sons.

Sauer T.J., Meek D.W., Ochsner T.E., Harris A.R., Horton R., 2003. Errors in heat flux measurement by flux plates of contrasting design and thermal conductivity. Vadose Zone J., 2, 580-588.

Schwerdfeger P., 1970. The measurement of heat flow in the ground and the theory of heat flux meters. Technical Raport 4A062112A89401, Cold Regions Research and Engineering Laboratory.

de Silans A.P., Monteny B.A., Lhomme J.P., 1997. The correction of soil heat flux measurements to derive an accurate energy balance by the Bowen ratio method. J. Hydrology, 188-189, 453-465.

Sikora E., Gupta S.C., Kossowski J., 1990. Soil temperature predictions from a numerical heat-flow model using variable and constant thermal diffusivities. Soil and Tillage Research, 18, 27-36.

van der Sman R.G.M., Ernst M.H., Berkenbosch A.C., 2000. Lattice Boltzmann scheme for cooling of packed cut flowers. Int. J. Heat Mass Transfer, 43, 577-587.

Schultz A., Wieland R., Lutze G., 2000. Neural networks in agroecological modelling – stylish application or helpful tool? Computers and Electronics in Agriculture, 29, 73-97.

Sobol I.M., 2001. Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates. Mathematics and Computers in Simulation, 55, 271-280.

Succi S., 2001. The Lattice Boltzmann Equation for Fluid Dynamics and Beyond. Oxford University Press, Oxford.

Sunderam V.S., 1990. PVM: A Framework for Parallel Distributed Computing. Concurrency: Practice and Experience, 2, 4, 315-339, December.

Thomas H.R., Rees S.W., Sloper N.J., 1998. Tree-dimensional heat, moisture and air transfer in usaturated soils. Int. J. Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, 22, 75-95.

Usowicz B., Kossowski J., Baranowski P., 1996. Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. Soil and Tillage Research, 39, 85-100.

Usowicz B., Walczak R., 1992. Investigation and analyses of spatial variability of soil temperature. Int. Agrophysics, 6, 43-53.

Usowicz B., 1992. Statistical-physical model of thermal conductivity in soil. Polish J. Soil Sci., 25, 25-34.

Usowicz B., Walczak R., 1995. Soil temperature prediction by numerical model. Polish J. Soil Sci., 28, 87-94.

Usowicz B., 2000. Statystyczno-fizyczne modele przepływu masy i energii w ośrodku porowatym. Acta Agrophysica, 29, 1-112.

Usowicz B., Marczewski W., 2005. Rozkład właściwości cieplnych gleby na czarnym ugorze i pod murawą. Acta Agrophysica, 5, 745-757.

Usowicz B., 2002. Szacowanie cieplnych właściwości gleby. Acta Agrophysica, 72, 135-165.

de Vries D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: Physics of Plant Environment (Ed. W.R. van Wijk). North-Holland, Amsterdam, 210-235.

de Vries D.A., 1963. Periodic temperature variations in homogeneous soil. In: Physics of Plant Environment (Ed. W.R. van Wijk). North-Holland, Amsterdam.

de Vries D.A., Afgan N.H., 1975. Heat and mass transfer in the biosphere. John Wiley and Sons.

Walczak R., 1987. Basic problems of mass and energy transfer in the soil-plant-atmosphere system. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 346, 11-22.

Wang J., Bras R.L., 1999. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. J. Hydrology, 216, 214-226.

Wilczek A., Mazurek W., Skierucha M., 2003. Wykorzystanie komunikacji bezprzewodowej w automatycznym monitorowaniu temperatury profilu glebowego. Acta Agrophysica, 93, 123-133.

Wittmann C., Kahkonen M.A., Ilvesniemi H., 2004. Areal activities and stratification of hydrolytic enzymes involved in the biochemical cycles of carbon, nitrogen, sulphur and phosphorus in podsolized boreal forest soils. Soil Biology and Biochemistry, 36, 425-433.

Yang C.C., Prasher S.O., Mehuys G.R., Patni N.K., 1997. Application of artificial neural networks for simulation of soil temperature. Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 40, 649-656.

Yang C.C., Prasher S.O., Mehuys G.R., 1997. An artificial neural network to estimate soil temperature. Canadian J. Soil Sci., 77, 421-429.
Zawadzki S., 1999. Gleboznawstwo. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
Zheng D., Hunt E.R., Running S.W., 1993. A daily soil temperature model based on air temperature and precipitation for continental applications. Climate Research, 2, 183-191.

8. STRESZCZENIE

Monografia przedstawia wyniki badań dotyczących modelowania transportu energii w ośrodku o niehomogenicznych właściwościach cieplnych. Opisano wpływ pojedynczego osiowosymetrycznego wtrącenia, stanowiącego zaburzenie właściwości cieplnych, na kształtownice się pola temperatury w ośrodku glebowym. Opisano matematyczno-fizyczny model opisujący transport energii w ośrodku glebowym w osiowosymetrycznym układzie odniesienia. Opracowany model uwzględnia procesy wymiany energii zachodzące na powierzchni gleby i opisuje zmiany temperatury o ośrodku glebowym wywoływane dobowymi zmianami temperatury powietrza i innych czynników atmosferycznych. Przedstawiono sposób rozwiązania równań modelu przy pomocy metod numerycznych, bazujących na metodzie objętości skończonych. Przeprowadzono weryfikację opracowanego modelu w oparciu o analizę szczególnych przypadków transportu energii dla których istnieją rozwiązania analityczne. Przeprowadzano również weryfikację modelu w oparciu o dane pomiarowe, pochodzące z eksperymentu przeprowadzanego w naturalnie zmiennych warunkach atmosferycznych. W eksperymencie tym mierzono temperaturę gleby, wartość strumienia energio oraz warunki atmosferyczne. Zweryfikowany model zastosowano do opisu działania strumieniomierza płytkowego. Wyznaczono przy pomocy technik globalnej analizy czułości, wpływ poszczególnych parametrów strumieniomierza na błąd pomiarowy w pomiarach nim wykonywanych. Brano pod uwagę następujące parametry opisujące strumieniomierz: promień i grubość strumieniomierza, pojemność cieplna i przewodnictwo cieplne strumieniomierza oraz głębokość umieszczenia strumieniomierza pod powierzchnią gleby. Wyznaczono że największy wpływ na błąd pomiarowy strumieniomierza ma jego pojemność cieplna oraz promień.

Słowa kluczowe: temperatura gleby, modelowanie, strumieniomierz, błąd pomiarowy, globalna analiza czułości

9. SUMMARY

MODEL INVESTIGATION OF TEMPERATURE FIELD IN SOIL PROFILE WITH LOCAL DISTURBANCE OF HEAT PROPERTIES

In this monograph results of modeling investigations of heat transport in soil medium with non homogenous heat properties are presented. The influence of single axially symmetric disturbance of soil heat properties on temperature field is described. Model which describes soil temperature changes in axially symmetrical coordinate system is presented. The model takes into account processes of heat exchange which occur at the soil surface and diurnal changes of air temperature, and other meteorological parameters. The method of solving model equations is presented. This method is based on numerical finite volume technique. The developed model was validated using special cases in which analytical solutions exists. The model was also validated by comparison with experimental data, collected in experiment where soil temperature, soil heat flux and atmospheric conditions were measured. Validated model was used for modeling of heat flux meter operation. Influence of heat flux meter parameters on measurement error was determined by using global sensitivity analysis technique. There was following heat flux meter parameters taken into account: radius and thickness of heat flux meter, heat capacity and heat conductivity of heat flux meter and depth at the heat flux meter is buried. It was determined that the largest influence on measurement errors have value of heat conductivity and radius of heat flux meter.

Key words: soil temperature, modeling, soil heat flux meter, measurement error, global sensitivity analysis

Adres autora

Krzysztof Lamorski
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27
e-mail: lamorski@ipan.lublin.pl