

**Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie**

ACTA AGROPHYSICA

29

Bogusław Usowicz

STATYSTYCZNO-FIZYCZNE MODELE PRZEPIYU MASY I ENERGII W OŚRODKU POROWATYM

Monografia

Lublin 2000

Komitet redakcyjny

Redaktor Naczelny - prof. dr hab. Jan Gliński, czł. koresp. PAN

Z-cy Redaktora Naczelnego:

prof. dr hab. Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN - fizyka środowiska

prof. dr hab. Bogusław Szot - fizyka materiałów roślinnych

prof. dr hab. Ryszard Dębicki - gleboznawstwo

Redaktor tomu - dr Bogusław Usowicz

Opiniował do druku

prof. dr hab. Tomasz Brandyk

doc. dr hab. Janusz Olejnik

Adres redakcji

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN

ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27

tel. (0-81) 744-50-61, e-mail: fundacja@demeter.ipan.lublin.pl

Publikacja indeksowana przez

Polish Scientific Journals Contents - Agric. & Biol. Sci.

w sieci Internet pod adresem <http://saturn.ci.uw.edu.pl/psjc/>

lub <http://ciuw.warman.net.pl/alf/psjc>

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 2000

ISBN 83-87385-44-1

ISSN 1234-4125

Wydanie I. Nakład 150 egz. Ark. wyd. 8,6

Skład komputerowy: dr Bogusław Usowicz

Druk: Zakład Usług Poligraficznych TEKST s.c., ul. Wspólna 19, 20-344 Lublin

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP	5
1.1. Cel pracy	6
2. WYMIANA MASY I ENERGII W OŚRODKU POROWATYM.....	6
2.1. Pojęcie modelu	7
2.2. Podstawowe prawa opisujące przepływ masy i energii.....	10
2.2.1. Termodynamiczny opis zjawiska przepływu	10
2.2.2. Prawo Ohma	12
2.2.3. Prawa Kirchhoffa	13
2.2.4. Prawo Gaussa i niektóre jego zastosowania	14
2.2.5. Prawo Fouriera	17
2.2.6. Prawo Darcy	17
2.2.7. Prawo Ficka.....	18
2.3. Podstawowe pojęcia rachunku prawdopodobieństwa	18
3. BADANIA WŁASNE.....	23
3.1. Cele szczególne pracy	24
3.2. Założenia i hipotezy robocze	25
3.3. Spodziewane wyniki	26
3.4. Wyznaczanie prawdopodobieństwa wylosowania cząstki lub pora z ośrodka porowatego	27
3.5. Programy obliczeniowe	28
3.5.1. Algorytm programu obliczeniowego	29
3.6. Statystyczny model przewodności elektrycznej	31
3.6.1. Przepływ prądu elektrycznego w ośrodku porowatym	31
3.6.2. Elektryczna konduktywność ośrodka porowatego.....	31
3.6.3. Opis statystycznego modelu przewodności elektrycznej	32
3.6.4. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu przewodności elektrycznej	37
3.6.5. Testowanie statystycznego modelu przewodności elektrycznej	38
3.6.6. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi	39
3.7. Statystyczny model przenikalności elektrycznej.....	44
3.7.1. Elektryczna przenikalność ośrodka porowatego.....	44
3.7.2. Opis statystycznego modelu przenikalności elektrycznej	45
3.7.3. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu przenikalności elektrycznej	50

3.7.4. Testowanie i weryfikacja statystycznego modelu przenikalności elektrycznej	52
3.8. Statystyczny model przewodności hydraulicznej	63
3.8.1. Przepływ wody w ośrodku porowatym	64
3.8.2. Opis statystycznego modelu przewodności hydraulicznej	66
3.8.3. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu dyfuzyjności i przewodności hydraulicznej	68
3.8.4. Testowanie statystycznego modelu przewodności hydraulicznej	68
3.8.5. Porównanie wyników przewodności wodnej obliczonej z danymi pomiarowymi	70
3.8.6. Porównanie wyników przewodności gazowej obliczonej z danymi pomiarowymi	74
3.8.7. Testowanie statystycznego modelu przewodności gazowej dla sztucznego ośrodka porowatego	75
3.8.8. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi dla sztucznego ośrodka porowatego	78
3.9. Statystyczny model dyfuzyjności gazu, substancji	80
3.9.1. Dyfuzja gazu w ośrodku porowatym	80
3.9.2. Opis statystycznego modelu dyfuzyjności gazu lub substancji	81
3.9.3. Testowanie statystycznego modelu dyfuzyjności gazu	83
3.9.4. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi	84
3.10. Statystyczny model przewodności cieplnej	86
3.10.1. Opis statystycznego modelu przewodności cieplnej	86
3.10.2. Weryfikacja statystycznego modelu przewodności cieplnej	87
4. PODSUMOWANIE	92
5. WNIOSKI	95
6. PIŚMIENNICTWO	97
7. WYKAZ OZNACZEŃ	108
8. SUMMARY	112

1. WSTĘP

Środowisko glebowe jest bardzo złożonym układem makroskopowym składającym się z ciał stałych, cieczy i gazów oraz organizmów żywych i martwych. Toteż badanie takiego układu cząstek i organizmów stanowi treść wielu dyscyplin naukowych, w tym fizyki, chemii, biologii i pokrewnej do nich agrofizyki. Ta ostatnia jest interdyscyplinarna, bada bowiem nie tylko zjawiska w glebie, roślinie czy atmosferze, ale również te zachodzące na ich granicach. U podstaw każdej z wymienionych dyscyplin leży chęć odpowiedzi na dwa podstawowe pytania:

- czy obserwowane zachowania układów makroskopowych, podstawowe własności tych układów, a w szczególności zachodzące w nich procesy fizyczne można wyjaśnić w oparciu o podstawowe prawa fizyki?
- w jaki sposób powiązane są wielkości fizyczne obejmujące bezpośrednio mierzalne własności układów i czy można w jakiś sposób wielkości te wyprowadzić na podstawie znajomości charakterystycznych cech materii?

Mimo iż znamy częściowe odpowiedzi na te pytania, jednak ciągle nie jesteśmy w stanie odpowiedzieć na nie w zadawalający sposób.

Chcąc zrozumieć zachowanie się układów makroskopowych należy najpierw poznać zachowanie się jego elementarnych składników – atomów. Szczegółowa wiedza z fizyki kwantowej, cząstek elementarnych i oddziaływań między tymi cząstkami winna być w zasadzie wystarczająca do opisu własności jakiegokolwiek układu makroskopowego ze znajomości jego podstawowych składników. Przy czym podstawowym jej celem byłoby wyodrębnienie parametrów najbardziej użytecznych do opisu układów makroskopowych w oparciu o podstawowe prawa fizyki mikroskopowej. Innymi słowy winna ona pozwolić na rozpoznawanie charakterystycznych cech i prawidłowości właściwych dla układów, a ponadto umożliwić stosowanie możliwie prostych metod w celu ilościowego przewidywania własności tych układów. Jednak ogromna liczba składnika podstawowego w układzie makroskopowym, rzędu 10^{25} atomów, nie pozwala nam, nawet przy najlepszych maszynach liczących, rozwiązać zagadnienia w oparciu o prawa fizyki kwantowej. Okazuje się, że droga ta jest bardzo skomplikowana i prawdopodobnie przez długi czas będzie ona dalekosiężnym celem nauki.

Czasami jest rzeczą wprost zadziwiającą, jak bardzo prosty tok rozumowania, na bazie podstawowych praw fizyki i statystyki, wystarcza do osiągnięcia znac-

nego postępu w zrozumieniu i opisie układów makroskopowych [9, 44, 152, 178, 179, 180, 194, 208]. Wydawać by się mogło, że należy poszukiwać praw rządzących układami makroskopowymi nie wchodząc w jego strukturę. Takie uproszczenia są uzasadnione i dopuszczalne, jeśli wnoszą nowe spojrzenie na dane zagadnienie; dają przyczynek do poznania badanej struktury i pozwalają dokładniej opisać zjawiska fizyczne w niej zachodzące. Innymi słowy są dłuższą, ale łatwiejszą drogą do tego samego celu. Takie podejście zostanie w niniejszej pracy zastosowane do opisu wymiany masy i energii w ośrodku porowatym.

1.1. Cel pracy

Celem pracy było opracowanie modeli, które korzystając jedynie z najbardziej podstawowych pojęć i idei mechaniki, termo- i elektrodynamiki jak i rachunku prawdopodobieństwa pozwolą opisać powiązania składników ośrodka porowatego z jego bezpośrednio mierzalnymi wielkościami fizycznymi. Modele te pozwolą na przewidywanie właściwości fizycznych układów makroskopowych.

2. WYMIANA MASY I ENERGII W OŚRODKU POROWATYM

Zasadniczym celem rozwiązywania zagadnień wymiany masy i energii jest obliczenie ilości masy i energii przenoszonej z jednego układu do drugiego lub też w granicach jednego badanego układu [1, 2, 11, 30, 46, 77, 91, 144, 181, 207, 209]. Praktycznie każde z tych zagadnień wymaga na ogół rozwiązania jednego z trzech podanych niżej problemów [181]:

- określenie pola potencjałów w rozpatrywanym układzie, które wymusza przepływ masy i energii,
- określenie ilości masy i energii wymienianej w rozpatrywanym układzie,
- określenia wartości przewodnictwa (przewodności) elektrycznego, hydraulicznego i cieplnego, przenikalności elektrycznej i dyfuzyjności gazu czy substancji.

W naturze procesy wymiany masy i energii zachodzą z reguły równocześnie. Warunkowane są one polem fizycznym istniejącym w danej przestrzeni. W ogólności rozróżnia się trzy rodzaje wymiany energii: poprzez przewodzenie, konwekcję i promieniowanie. Masa wymieniana jest poprzez przewodzenie i konwekcję. Chociaż procesy wymiany zachodzą jednocześnie, to powyższe rozróżnienie spo-

wodowane jest odmiennością mechanizmów przenoszenia masy i energii [30, 57, 138, 162, 184]. Te fakty, jak i dotychczasowa wiedza na ten temat, sugerują, że równania opisujące przepływ prądu, cieczy, gazu i ciepła w ośrodku porowatym są do siebie podobne. Analiza dostępnej literatury potwierdza to stwierdzenie, wykazuje nadto, że są to zjawiska bardzo złożone i trudne do ujęcia pod względem teoretycznym [9, 14, 26, 44, 46, 52, 55, 56, 57, 74, 104, 113, 152, 178, 194, 208]. Dlatego też, chcąc rozwiązać dany problem, często trzeba stosować wiele uproszczeń. Przede wszystkim w zagadnieniach wymiany masy i energii poszukiwane wielkości zależą od wielu parametrów fizycznych opisujących dany ośrodek [57, 60, 74, 81, 95, 104, 141, 165, 173]. Znajomość wpływu poszczególnych czynników na rozpatrywane zjawisko fizyczne wymagałaby z jednej strony przeprowadzenia bardzo dużej liczby pomiarów i poznania współzależności między nimi, z drugiej zaś strony stworzenia modeli teoretycznych, które opisywałyby te zależności w sposób jednoznaczny. Oba podejścia, jak do tej pory, nie dały zadowalających rozwiązań. W związku z tym nasuwa się myśl poszukiwania możliwie prostego modelu fizycznego opartego o podstawowe prawa fizyki, który opisywałby dane zjawisko w zadowalający sposób i przedstawiałby zależności między badanymi wielkościami fizycznymi w taki sposób, że uwzględniałby wszystkie istotne dla danego zjawiska parametry. Aby wyniki otrzymane z modelu fizycznego były miarodajne w każdym przypadku, muszą być spełnione warunki zawarte w założeniach modelu podczas jego budowy, muszą być zidentyfikowane parametry modelu, a sam model musi być zweryfikowany w oparciu o empiryczne dane. Ponadto należy określić granice stosowalności otrzymanych wyników z danego modelu fizycznego i możliwości ich przenoszenia na zjawiska rzeczywiste zachodzące w ośrodku porowatym.

2.1. Pojęcie modelu

Badanie procesów fizycznych zachodzących w ośrodku porowatym za pomocą modeli, które odwzorowują rzeczywistość natury, jest ogólnie przyjęte w nauce [10, 18, 21, 26, 44, 57, 69, 70, 71, 83, 84, 91, 96, 99, 108, 144, 152, 178, 208, 217, 218, 219]. Taki stan rzeczy podyktowany jest przede wszystkim złożonością struktury naszego wszechświata, chęcią jego poznania oraz ujęcia tej rzeczywistości w odpowiednie formuły matematyczne.

Słownik fizyczny podaje następującą definicję modelu: "...pod pojęciem modelu rozumiemy zespół założeń upraszczających opis danego obiektu fizycznego, procesu lub zjawiska, ujmującego najważniejsze własności obiektu badań i przedstawiający go w ten sposób, że pewien obiekt, proces lub zjawisko, które na ogół w rzeczywistości nie istnieje, ma cechy dostatecznie zbliżone do rzeczywistego obiektu badań..." [150]. Bardziej ogólne sformułowanie pojęcia modelu podaje Gózdź [75] jako: "...odzworowanie rzeczywistości fizycznej w matematyczną strukturę formalną lub kontrolowany przez człowieka układ fizyczny pozwalający ją symulować...". A zatem możemy wyróżnić dwa rodzaje modeli: fizyczne i matematyczne, przy czym z tych ostatnich można wyróżnić podgrupę modeli statystycznych [45].

Modele fizyczne są to układy zawierające elementy materialne (np. kapilary), które umożliwiają imitowanie określonych procesów fizycznych (np. przepływu wody w glebie). Ich obserwacje i analizy pozwalają wyciągnąć wnioski o właściwościach procesów i ich przebiegu.

Modelem matematycznym nazywamy układy związków matematycznych (równań różniczkowych, funkcji) między zmiennymi przypisanymi do danych cech materii (zmiennie dynamiczne), współrzędnymi przestrzennymi, czasem i parametrami układu. W przypadku, gdy zmiennie oraz parametry badanego układu są pewnymi wielkościami mającymi charakter wielkości średnich, rolę tych zmiennych odgrywają wtedy prawdopodobieństwa analizowanych zdarzeń, a model z takimi zmiennymi nosi nazwę modelu statystycznego [45]. Związki między zmiennymi w modelu statystycznym zapisuje się w postaci równań algebraicznych, różniczkowych lub podaje się algorytm, który jest realizowany na komputerze z reguły metodą Monte Carlo. Równania różniczkowe zastosowane w modelach statystycznych są w istocie podobne do równań modeli matematycznych mimo różnicy w określeniu zmiennych.

W modelowaniu matematycznym można wyróżnić kilka etapów [45]:

- Etap zbierania i analizy dostępnych informacji o procesie; informacje pochodzą głównie z badań eksperymentalnych i ze znanych ogólnych prawidłowości;
- Wybór i podjęcie decyzji, jakie zmiennie dynamiczne oraz parametry będą rozważane w modelu;

- Sformułowanie modelu poprzez podanie związków między zmiennymi, położeniem w przestrzeni, czasem i parametrami modelu oraz podaniem typu równania różniczkowego;
- Etap analizy modelu obejmujący rozwiązanie układu równań różniczkowych i otrzymanie jawnej postaci każdej ze zmiennych w zależności od pozostałych, bądź też jakościowej analizy własności układu prowadzącej do wniosku o ogólnym charakterze wzajemnych związków między zmiennymi;
- Porównanie wniosków wynikających z analizy modelu ze znanymi faktami doświadczalnymi odnoszącymi się do badanego procesu.

Matematyczny opis dowolnego zjawiska fizycznego z reguły obejmuje równanie różniczkowe cząstkowe oraz warunki brzegowe, tzw. warunki jednoznaczności obejmujące warunki początkowe, warunki graniczne; warunki zachodzące na granicy układu, charakterystyki lub zbiór wartości opisujących właściwości fizyczne rozpatrywanego układu oraz własności geometryczne układu, w którym zachodzi badane zjawisko [181]. Tak, więc rozwiązanie układu równań, które wiąże ze sobą wiele zmiennych pozwala wyznaczyć jedną z tych wielkości jako funkcję pozostałych:

$$\psi = f(x_1, x_2, \dots, x_k). \quad (1)$$

Zmienne niezależne (x_1, x_2, \dots, x_k) zawarte są w warunkach jednoznaczności, które to ściśle określają przebieg rozpatrywanego zjawiska.

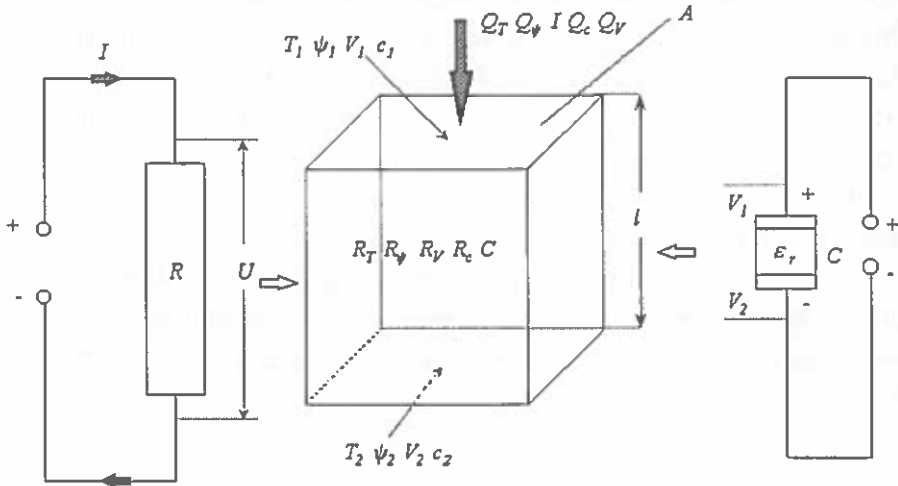
Jednak badane procesy fizyczne są bardzo skomplikowane i dlatego często trzeba stosować wiele uproszczeń tak, aby możliwe było rozwiązanie układu równań opisujących rozpatrywany przypadek.

W każdym modelowym badaniu ważne jest to, że badając model można przeanalizować przebieg analizowanego zjawiska jak i określić wpływ poszczególnych parametrów modelu na ten przebieg oraz przewidzieć możliwość wystąpienia zmian jakościowych i ilościowych w przebiegu procesu.

Mając na uwadze powyższe definicje modelu, jak i aktualny stan wiedzy w tej dziedzinie, zaprezentowano poniżej opis wymiany masy i energii w ośrodku porowatym za pomocą statystycznych modeli przepływu masy i energii (opartych o niewielką liczbę założeń) oraz przedstawiono zbiór praw doświadczalnych tak prosto, dokładnie i w sposób tak pełny, jak tylko było to możliwe na tym etapie rozwiązania.

2.2. Podstawowe prawa opisujące przepływ masy i energii

Podstawowe równania, będące wyrażeniem praw przepływu masy i energii w ośrodku porowatym, są słuszne przy założeniu, że ośrodek jest jednorodny i izotropowy [157]. Prawa te będą wykorzystane do budowy modeli statystycznych. Schematyczny układ badanego ośrodka i elementy składowe równań przepływu masy i energii przedstawiono na Rys. 1.



Rys. 1. Schemat przepływu masy i energii w ośrodku porowatym (objaśnienia symboli w tekście).

Fig. 1. Schematic representation of mass and energy flow in porous medium. (symbols explanation in text)

2.2.1. Termodynamiczny opis zjawiska przepływu

Rozważając układ znajdujący się w osłonie adiabatycznej, w którym zachodzą procesy nieodwracalne, to w oparciu o drugą zasadę termodynamiki można wykazać, że entropia S takiego układu wzrasta. Jeśli w układzie występują gradienty temperatury T , stężenia c , potencjału chemicznego μ , itp., to taki układ można podzielić na podukłady, z których każdy znajduje się w stanie lokalnej równowagi termodynamicznej. Prędkość zmian entropii takiego zamkniętego układu wynosi [8]:

$$\frac{dS}{dt} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial S}{\partial a_i} \frac{\partial a_i}{\partial t} \quad (2)$$

gdzie n liczba parametrów opisujących układ, a_i dany parametr układu.

Wielkości $\partial S/\partial a_i = X_i$ nazywamy siłami termodynamicznymi, a wielkości $\partial a_i/\partial t = J_i$ strumieniami termodynamicznymi. Wyrażenie (2) można zapisać w postaci:

$$\frac{dS}{dt} = \sum_{i=1}^n X_i J_i \quad (3)$$

W stanie równowagi termodynamicznej entropia osiąga maksimum, więc $\partial S/\partial a_i = 0$. Strumienie w stanie równowagi są także równe zero, to jest $J_i = \partial a_i/\partial t = 0$. Gdy odchylenie układu od stanu równowagi termodynamicznej jest niewielkie, strumienie J_i związane są z uogólnionymi siłami zależnościami liniowymi [8]:

$$J_i = \sum_{k=1}^n L_{ik} X_k \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4)$$

Powyższy związek (4) uważa się za równania wyjściowe w termodynamice procesów nieodwracalnych. Wielkości L_{ik} zależą ogólnie od temperatury, koncentracji, pola magnetycznego itp. i noszą nazwę współczynników kinetycznych. Współczynniki te dla niektórych układów, np. gazów o małej gęstości, można obliczyć teoretycznie. Istnieje natomiast wiele takich układów np. ciecz, dla których nie udało się ich wyznaczyć w sposób teoretyczny. Określa się je doświadczalnie, a współczynniki tak określone noszą nazwę współczynników fenomenologicznych. Gdy na układ nie działa pole magnetyczne, to L_{ik} spełniają związek wzajemności Onsagera (warunek symetrii) [66]:

$$L_{ik} = L_{ki} \quad i, k = 1, 2, \dots, n \quad (5)$$

Jeśli w układzie istnieją gradienty potencjału chemicznego i temperatury, to siły termodynamiczne są równe [66]: $X_1 = \nabla(\mu/T)$, $X_2 = \nabla(1/T)$, a strumienie molekuł J_N i energii J_U są określone wzorami [66]:

$$\begin{aligned} J_N &= -L_{11} \nabla(\mu/T) + L_{12} \nabla(1/T), \\ J_U &= -L_{21} \nabla(\mu/T) + L_{22} \nabla(1/T), \end{aligned} \quad (6)$$

W przypadku, gdy w układzie temperatura jest stała ($\nabla T = 0$), to oznaczając przez n gęstość liczby molekuł, otrzymuje się strumień dyfuzji [66]:

$$J_N = -\frac{L_{11}}{T} \nabla \mu = -D \nabla n, \quad (7)$$

gdzie współczynnik dyfuzji:

$$D = \frac{L_{11}}{T} \frac{\partial \mu}{\partial n} \quad (8)$$

Związek (7) nazywa się niekiedy prawem Ficka. Jeżeli $\nabla \mu = 0$, to strumień energii [66]:

$$J_U = -\left(L_{21} \frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\mu}{T} \right) + \frac{L_{22}}{T^2} \right) \nabla T = -\lambda \nabla T \quad (9)$$

gdzie współczynnik przewodzenia ciepła λ określony jest wzorem (10), a związek (9) nazywa się niekiedy prawem Fouriera.

$$\lambda = L_{21} \frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\mu}{T} \right) + \frac{L_{22}}{T^2}. \quad (10)$$

Termodynamiczny opis przepływu masy i energii w ośrodku porowatym pozwala otrzymać wszystkie podstawowe równania przepływu. Poniżej przedstawiono prawa fizyczne, które będą wykorzystywane podczas opracowywania statystyczno-fizycznego modelu przepływu masy i energii.

2.2.2. Prawo Ohma

Przepływ prądu elektrycznego przez przewodnik (badany układ, ośrodek) związany jest z polem elektrycznym, które jest bezpośrednim bodźcem wywołującym ten przepływ (Rys. 1). Przyłożenie pola elektrycznego o natężeniu E do badanego układu narusza jego równowagę elektronowo-jonową i zacznie płynąć przez ten układ prąd o gęstości J zgodny z kierunkiem pola. Te fakty są odbiciem podstawowej zasady, która mówi, że w jednorodnych materiałach gęstość prądu jest proporcjonalna do natężenia pola elektrycznego:

$$J = \sigma E, \quad (11)$$

gdzie σ jest stałą charakteryzującą materiał, nazywaną przewodnością właściwą lub konduktywnością. Sens fizyczny gęstości prądu J można przedstawić jako średni ładunek elektryczny przepływający przez jednostkę powierzchni płaszczyzny w ciągu jednostki czasu w układzie jednoosiowym, np. w kierunku osi z . Związek powyższy nosi nazwę prawa Ohma. Chcąc określić natężenie prądu I płynącego przez dany ośrodek musimy scałkować gęstość prądu po całym polu przekroju A badanego ośrodka:

$$I = \int_A J \cdot ds = J \cdot A. \quad (12)$$

Napięcie elektryczne U powstałe na przewodniku równe jest różnicy potencjałów elektrycznych panujących na jego końcach V_1 i V_2 lub iloczynowi natężenia pola elektrycznego E i długości przewodnika l :

$$U = V_1 - V_2 = El \quad (13)$$

Dzieląc ostatnie równanie przez gęstość prądu otrzymamy prawo Ohma w pierwotnej postaci:

$$\frac{U}{I} = \frac{El}{A\sigma E} = \frac{l}{\sigma A} = \rho_e \frac{l}{A} = R \quad (14)$$

gdzie $\frac{1}{\sigma} = \rho_e$ nosi nazwę oporu właściwego przewodnika lub rezystywności, R – rezystancji (oporu elektrycznego).

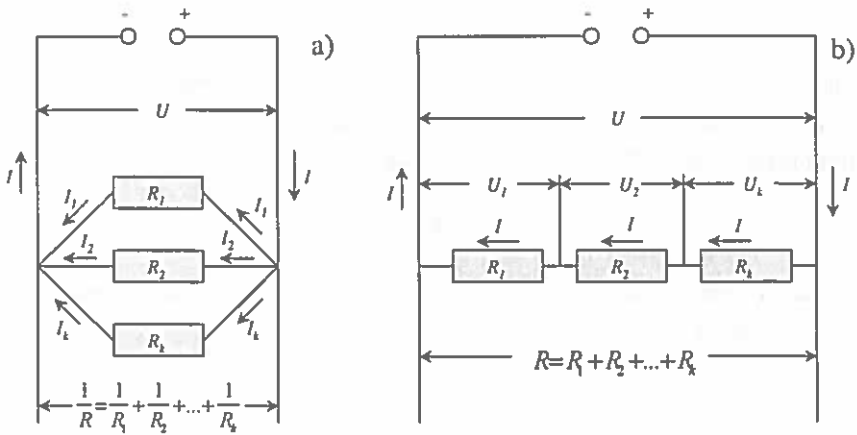
2.2.3. Prawa Kirchhoffa

W ogólności rozróżnia się dwa podstawowe sposoby łączenia oporników: równoległy i szeregowy (Rys. 2). Opór układu równoległego wyznaczamy na podstawie pierwszego prawa Kirchhoffa (suma natężeń prądów $I_1 + I_2 + \dots + I_k$ wypływających z punktu węzłowego jest równa natężeniu prądu I wpływającego do tego punktu) i prawa Ohma (po podstawieniu za $I_k = U/R_k$) ze wzoru:

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_k} = \sum_{i=1}^k \frac{1}{R_i}. \quad (15)$$

Opór układu szeregowego wyznaczamy na podstawie drugiego prawa Kirchhoffa (suma spadków potencjałów $U_1 + U_2 + \dots + U_k$ w zamkniętym obwodzie elektrycznym równa się sile elektromotorycznej U działającej w tym obwodzie) i prawa Ohma (po podstawieniu za $U_k = I R_k$) ze wzoru:

$$R = R_1 + R_2 + \dots + R_k = \sum_{i=1}^k R_i. \quad (16)$$



Rys. 2. Układ połączeń oporników: równoległy – a) i szeregowy – b).
Fig. 2. Connection system of resistors: parallel – a) and serial – b).

2.2.4. Prawo Gaussa i niektóre jego zastosowania

Zachowanie się ciała w polu elektrycznym charakteryzowane jest również poprzez przenikalność elektryczną ϵ_b (dielektryczną) (Rys. 1). Określana jest ona jako stosunek indukcji elektrycznej D_e do natężenia pola elektrycznego E (przenikalność bezwzględna):

$$D_e = \epsilon_b \cdot E, \quad (17)$$

gdzie strumień indukcji elektrycznej definiowany jest poprzez twierdzenie Gaussa, które mówi [223]: „...strumień indukcji elektrycznej przez dowolną po-

wierzchnię zamkniętą jest równy sumie algebraicznej swobodnych ładunków elektrycznych objętych przez tę powierzchnię...”.

Względna przenikalność dielektryczna ϵ , ($\epsilon = \frac{\epsilon_b}{\epsilon_o}$, ϵ_o – przenikalność próżni)

może być wyrażona stosunkiem sił wzajemnego oddziaływania ładunków elektrycznych w wyniku ich przeniesienia z próżni do jednorodnego izotropowego ośrodka, jeśli odległość między ładunkami nie uległa zmianie, czy też stosunkiem pojemności kondensatora C wypełnionego badanym dielektrykiem do pojemności kondensatora, gdy między okładkami jest próżnia, C_o :

$$C = \epsilon \cdot C_o . \quad (18)$$

Całkowity ładunek, jaki może zgromadzić badany ośrodek, traktowany jak kondensator, pomiędzy punktami *1 i *2 wyliczamy ze wzoru:

$$Q_V = C \cdot \int_{*2}^{*1} E dl = C \cdot (V_1 - V_2), \quad (19)$$

gdzie V_1 i V_2 są potencjałami elektrycznymi panującymi na końcach ośrodka. Po między gradientem potencjału – $\partial V/\partial z$, a natężeniem pola elektrycznego zachodzi związek: $E = -\partial V/\partial z$, z – współrzędna przestrzenna.

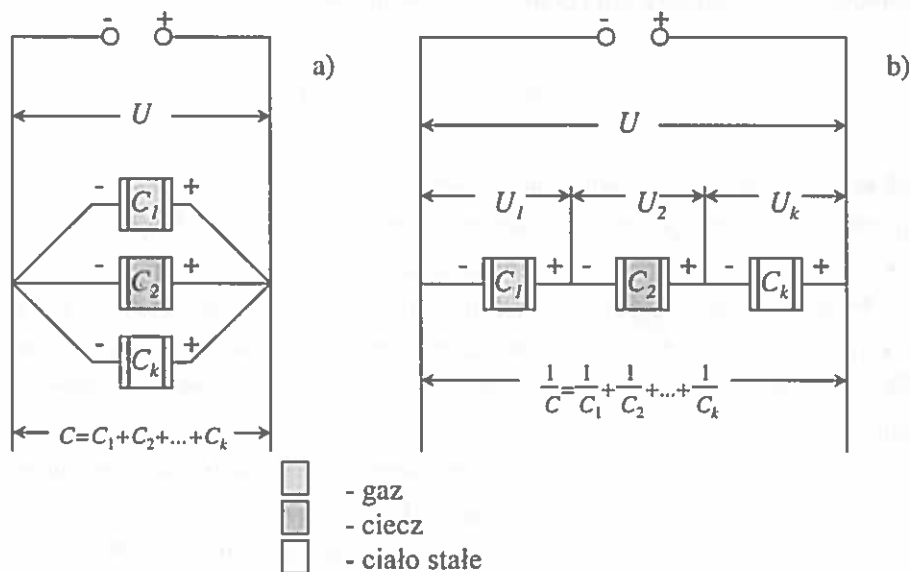
Rozróżnia się dwa podstawowe sposoby łączenia kondensatorów: równoległy i szeregowy (Rys. 3). Pojemność całego układu równoległego kondensatorów (Rys. 3a) wyznaczamy na podstawie zasady zachowania ładunku (algebraiczna suma ładunków elektrycznych w układzie izolowanym jest wartością stałą, $Q = Q_1 + Q_2 + \dots + Q_k$). W połączeniu równoległym całkowity ładunek elektryczny układu wynosi $Q = CU$ i rozkłada się na kondensatorach proporcjonalnie do ich pojemności $Q_1 = C_1U$, $Q_2 = C_2U, \dots, Q_k = C_kU$. Podstawiając te wartości do równania na sumę ładunków elektrycznych po redukcji otrzymamy wzór na całkowitą pojemność układu kondensatorów połączonych równoległe:

$$C = C_1 + C_2 + \dots + C_k = \sum_{i=1}^k C_i . \quad (20)$$

Przy połączeniu szeregowym kondensatorów (Rys. 3b) w czasie ich ładowania taka sama wartość ładunku dopływa i odpływa z okładki, a więc wszystkie kon-

densatory mają ten sam ładunek. Innymi słowy wprowadzony ładunek elektryczny, Q , na pierwszą okładkę kondensatora spowoduje to, że na skutek indukcji elektrostatycznej ładunku powstanie na drugiej okładce kondensatora ładunek $-Q$, następnie na pierwszej okładce kondensatora drugiego powstanie ładunek Q a na drugiej $-Q$ itd. Potencjał na kolejnych kondensatorach wyniesie odpowiednio $U_1 = \frac{Q}{C_1}$, $U_2 = \frac{Q}{C_2}$, ..., $U_k = \frac{Q}{C_k}$, zaś całego układu $U = \frac{Q}{C}$. Porównując potencjały po uwzględnieniu powyższych równań, $U = U_1 + U_2 + \dots + U_k$, można wyznaczyć całkowitą pojemność układu szeregowego kondensatorów ze wzoru:

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C_1} + \frac{1}{C_2} + \dots + \frac{1}{C_k} = \sum_{i=1}^k \frac{1}{C_i}. \quad (21)$$



Rys. 3. Układ połączeń kondensatorów: równoległy – a) i szeregowy – b).
Fig. 3. Connection system of capacitors: parallel – a) and serial – b).

2.2.5. Prawo Fouriera

Każdy ośrodek, wewnątrz którego istnieje zróżnicowane pole temperatury wykazuje tendencje do osiągnięcia stanu równowagi (Rys. 1). Przejawia się to poprzez przepływ ciepła z miejsc o temperaturze wyższej do miejsc o temperaturze niższej. Efektem tego przepływu jest wyrównywanie się temperatury w całym ośrodku. Przy przewodności (przewodnictwie) i promieniowaniu odbywa się to bez żadnych makroskopowych ruchów materii, przy konwekcji z ruchami materii. Ilość ciepła przepływająca przez jednostkę powierzchni płaszczyzny w jednostce czasu wzdłuż kierunku przepływu ciepła (w kierunku wybranej osi np. z) nosi nazwę gęstości strumienia ciepła q_T i określana jest wzorem:

$$q_T = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (22)$$

gdzie λ – współczynnik proporcjonalności, który charakteryzuje dany ośrodek pod względem zdolności do przewodzenia ciepła, noszący nazwę przewodności cieplnej właściwej (konduktywności cieplnej) lub współczynnika przewodnictwa cieplnego, $\partial T/\partial z$ – gradient temperatury. Znak minus w powyższym równaniu wynika stąd, że ciepło przepływa z miejsca o temperaturze wyższej do miejsca o temperaturze niższej, a więc odcinkowi ∂z wyznaczonemu wzdłuż kierunku przepływu ciepła odpowiadają ujemne wartości przyrostu temperatury $-\partial T$. Równanie powyższe zaś nosi nazwę prawa Fouriera. Całkowity strumień ciepła Q_T przepływający przez powierzchnię A , która jest prostopadła do kierunku przepływu ciepła wyznaczamy z równania:

$$Q_T = q_T \cdot A. \quad (23)$$

2.2.6. Prawo Darcy

Podobnie zachowuje się układ, wewnątrz którego występuje gradient ciśnienia – $\partial p/\partial z$, ($p = \psi \cdot \rho_w$, ψ – potencjał wody w ośrodku, ρ_w – gęstość wody) czy gradient stężenia substancji $\partial c/\partial z$ (Rys. 1). Każdy z tych układów będzie dążył do równowagi. Jeśli tylko przepływ cieczy i gazów ma charakter laminarny (bez zawirusowania masy) to opisany jest on równaniem Darcy, gdy bodźcem przepływu jest

ciśnienie, p , gdy zaś stężenie, c , – równaniem Ficka. Średnia gęstość strumienia przepływu q_ψ jest proporcjonalna do gradientu ciśnienia:

$$q_\psi = -K \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (24)$$

gdzie K – przewodność właściwa cieczy lub gazu; nosi ona również nazwę współczynnika przewodnictwa hydraulicznego. Strumień cieczy i gazu Q_ψ otrzymuje się całkując gęstość przepływu po powierzchni przekroju A :

$$Q_\psi = q_\psi \cdot A. \quad (25)$$

2.2.7. Prawo Ficka

Średnia liczba cząsteczek przepływająca przez jednostkę powierzchni ośrodka w jednostkę czasu w kierunku dodatnich wartości osi z (Rys. 1) nosi nazwę gęstości strumienia dyfuzji, q_c i wyraża się wzorem:

$$q_c = -D \frac{\partial c}{\partial z}, \quad (26)$$

gdzie D – stała proporcjonalności charakteryzująca zdolność przemieszczania się czynnika dyfundującego w danym ośrodku nosząca nazwę współczynnika dyfuzji. Ilość substancji Q_c przemieszczającej się w jednostce czasu wylicza się z całki gęstości strumienia dyfuzji po całym polu przekroju A :

$$Q_c = q_c \cdot A. \quad (27)$$

2.3. Podstawowe pojęcia rachunku prawdopodobieństwa

Układ makroskopowy, jakim jest środowisko glebowe, nie da się z pewnością określić na podstawie pojedynczej obserwacji, a to z tego powodu, że jest to układ złożony z bardzo dużej liczby cząstek i jest fizycznie wręcz niemożliwe określenie jego w pojedynczej próbie. Otrzymane zaś informacje o układzie z dużą pewnością są niewystarczające by umożliwiły jednoznaczne przewidywanie jego stanu w najbliższej przyszłości. Doświadczenie pokazuje, że choć nie jesteśmy w stanie w

wyniku pojedynczej obserwacji wiele powiedzieć o układzie, to w wyniku dużej liczby podobnych obserwacji staje się to możliwe. Obserwacje te ujawniają, bowiem ogólne cechy układu, przez co możliwa staje się interpretacja zjawisk fizycznych zachodzących w tym układzie w oparciu o podstawowe teorie odnoszące się do pojedynczych cząstek [157].

W zasadzie możemy przeprowadzić hipotetyczne doświadczenie, które pozwoli nam wyodrębnić ze środowiska glebowego nieskończenie wiele układów N , np. cienkich warstw składających się z cząstek stałych, cieczy i gazów czy też jednostkowych objętości gleby. Przyjmuje się, że każdy z układów został przygotowany w taki sam sposób oraz że przeprowadzone z nimi doświadczenie jest dokładnie takie samo.

Przypuśćmy teraz, że otrzymuje się pewien określony wynik doświadczenia N_x razy z ogólnej liczby doświadczeń N . Ułamek:

$$P_x = \frac{N_x}{N} \quad (28)$$

nazywany jest prawdopodobieństwem wystąpienia wyniku x [157]. Innymi słowy pokazuje on nam, w jaki sposób można zmierzyć prawdopodobieństwo dowolnego możliwego wyniku doświadczenia prowadzonego, na N układach. Wyrażenie to staje się jednoznaczne w granicy, gdy N jest dostatecznie duże.

Innym przypuszczeniem może być, że w jakimś układzie otrzymuje się k wykluczających się wzajemnie wyników, wtedy każdy taki wynik oznaczony wcześniej przez x może przyjąć jedną z możliwych wartości $x = 1, 2, \dots, k$. Oznacza to, że wynik określony cyfrą 1 otrzymuje się N_1 razy, cyfrą 2 otrzymuje się N_2 razy itd., przy czym [157]:

$$N_1 + N_2 + \dots + N_k = N. \quad (29)$$

Po podzieleniu obu stron przez N i podstawienie odpowiednio za P_x otrzymuje się:

$$P_1 + P_2 + \dots + P_k = 1. \quad (30)$$

Równanie (30) mówi nam jedynie tyle, że suma wszystkich możliwych prawdopodobieństw równa jest jedności.

Gdy w układzie może zajść jeden lub drugi czy trzeci typ zdarzenia, przy czym zdarzenia te wzajemnie się wykluczają, to wtedy prawdopodobieństwo $P(x$ lub y lub... $z)$ zajścia jednego z dwóch lub więcej wykluczających się zdarzeń w N układach będzie równe [157]:

$$P(x\text{ lub }y\text{ lub } \dots z) = \frac{N_x + N_y + \dots + N_z}{N} = P_x + P_y + \dots + P_z, \quad (31)$$

gdzie N_x – liczba zdarzeń typu x , N_y – liczba zdarzeń typu y itd.

Przypuśćmy, że w jakimś układzie mogą występować dwa lub trzy rodzaje zdarzeń, przy czym każde z tych zdarzeń może przyjmować różne wyniki np. $x = 1, 2, \dots, k$, $y = 1, 2, \dots, n$, itp. W takim przypadku nasuwa się pytanie: jakie jest łączne prawdopodobieństwo, P_{xy} , zajścia zarówno zdarzenia typu pierwszego, drugiego czy trzeciego? Rozważać będziemy takie układy, w którym na prawdopodobieństwo zajścia zdarzenia pierwszego typu nie ma wpływu fakt zajścia zdarzenia drugiego czy trzeciego typu i na odwrót, czyli takie zdarzenia, które są statystycznie niezależne. Oznaczając przez N_{xy} łączną liczbę wystąpienia zdarzenia typu pierwszego jak i drugiego w układzie oraz przyjmując, że zaszło N_x zdarzeń typu pierwszego, to dla części tych układów musi zachodzić zdarzenie drugiego typu (równe mianowicie P_y), a zatem łączna liczba zdarzeń wyniesie:

$$N_{xy} = N_x P_y. \quad (32)$$

Korzystając z definicji prawdopodobieństwa można określić łączne prawdopodobieństwo ze wzoru [157]:

$$P_{xy} = \frac{N_{xy}}{N} = \frac{N_x P_y}{N} = P_x \cdot P_y. \quad (33)$$

Rezultat ten stwierdza, że łączne prawdopodobieństwo zajścia dwóch niezależnych statystycznie zdarzeń równe jest iloczynowi ich prawdopodobieństw.

Założymy teraz, że będziemy rozpatrywać nasz układ makroskopowy jako określone konfiguracje cząstek fazy stałej, ciekłej i gazowej oraz że układ jest w stanie równowagi, a tym samym niezależny od czasu. Weźmy pod uwagę poszczególne cząstki i oznaczmy, przez f_s prawdopodobieństwo wylosowania cząstek fazy stałej, przez f_c prawdopodobieństwo wylosowania cząstek fazy ciekłej, a

przez f_g wylosowania cząstek fazy gazowej. Te trzy losowania wyczerpują wszystkie istniejące możliwości, a zatem zgodnie z warunkiem normalizacji otrzymuje się:

$$f_s + f_c + f_g = 1. \quad (34)$$

Rozpatrywany układ cząstek jest traktowany jako układ idealny, zatem można przyjąć, że nie ma oddziaływań cząstki na inną cząstkę, tak, że można traktować te cząstki jako statystycznie niezależne. Spośród wszystkich cząstek u tworzących dany układ oznaczmy przez x_s liczbę cząstek fazy stałej, przez x_c liczbę cząstek fazy ciekłej i przez x_g fazy gazowej. Stąd mamy:

$$x_s + x_c + x_g = u. \quad (35)$$

Oczywiście w poszczególnych układach konfiguracje cząstek mogą przyjmować wszystkie możliwe wartości: $x_s, x_c, x_g = 0, 1, 2, \dots, u$. Skoro tak, to, jakie jest prawdopodobieństwo, $P(x_s, x_c, x_g)$, tego, że w u niezależnych próbach uzyskamy dokładnie x_i wyników typu i , jeśli prawdopodobieństwo wyniku i w pojedynczej próbie wynosi f_i , $i = s, c, g$?

Prawdopodobieństwo zaistnienia jednej konkretnej konfiguracji, $P_0(x_s, x_c, x_g)$, po uwzględnieniu niezależności statystycznej cząstek wyznacza się z prawdopodobieństwa łącznego [157]:

$$P_0(x_s, x_c, x_g) = \underbrace{f_s f_s \cdots f_s}_{x_s} \underbrace{f_c f_c \cdots f_c}_{x_c} \underbrace{f_g f_g \cdots f_g}_{x_g} = f_s^{x_s} f_c^{x_c} f_g^{x_g}. \quad (36)$$

Mając na uwadze, że x_s, x_c, x_g mogą przybierać różne wartości, zatem można otrzymać wiele takich kombinacji, w których ogólna liczba cząstek będzie równa u . Nie wchodząc głębiej w analizę tych kombinacji, wiemy z kombinatoryki, że liczbę możliwych kombinacji układu cząstek $C_u(x_s, x_c, x_g)$ można określić ze wzoru Newtona [157]:

$$C_u(x_s, x_c, x_g) = \frac{u!}{x_s! x_c! x_g!}, \quad (37)$$

oraz zgodnie ze wzorem na prawdopodobieństwo zdarzeń wykluczających się poszukiwane przez nas prawdopodobieństwo $P(x_s, x_c, x_g)$ otrzymuje się sumując prawdopodobieństwa łączne po wszystkich możliwych konfiguracjach [157]. Ponieważ prawdopodobieństwa łączne są równe, więc $P(x_s, x_c, x_g)$ otrzymuje się mnożąc prawdopodobieństwa łączne przez kombinacje $C_u(x_s, x_c, x_g)$:

$$P(x_s, x_c, x_g) = \frac{u!}{x_s! x_c! x_g!} f_s^{x_s} f_c^{x_c} f_g^{x_g}. \quad (38)$$

A zatem, wzór ten podaje nam prawdopodobieństwo tego, że w u niezależnych próbach uzyskamy dokładnie x_i wyników typu i , jeśli prawdopodobieństwo wyniku i w pojedynczej próbie wynosi f_i , $i = s, c, g$. Dla danej liczby cząstek u rozkład prawdopodobieństwa $P(x_s, x_c, x_g)$ jest funkcją x_s, x_c, x_g i nosi on nazwę rozkładu wielomianowego [63]. Typowym przykładem tego rozkładu jest histogram zawierający u zdarzeń rozłożonych w i przedziałach, przy czym i -ty przedział zawiera liczbę zdarzeń równą x_i .

3. BADANIA WŁASNE

Badania własne obejmowały rozważania teoretyczne dotyczące przepływu masy i energii w ośrodku porowatym. Punktem wyjściowym do tych rozważań był statystyczno-fizyczny model przewodnictwa cieplnego przedstawiony w pracy doktorskiej autora [193, 194]. Z dotychczasowych badań odnoszących się do wymiany masy i energii, jak i z podobieństw równań opisujących przepływy w ośrodku porowatym, można wnosić, że opracowany wcześniej statystyczno-fizyczny model może być uogólniony na inne fizyczne właściwości, jakimi charakteryzuje się ośrodek porowaty. W niniejszej pracy podjęto próbę takiego uogólnienia statystyczno-fizycznego modelu, który pozwoliłby opisać i przeanalizować:

- elektryczne właściwości ośrodka porowatego pod kątem: 1) określenia jego zasolenia z pomiarów elektrycznej konduktywności ośrodka porowatego; 2) określenia jego wilgotności z pomiarów elektrycznej przenikalności ośrodka porowatego,
- hydrauliczne, pneumatyczne i dyfuzyjne właściwości ośrodka pod kątem: 1) określenia przewodności wodnej i gazowej i 2) określenia dyfuzyjności gazu z krzywej retencji wody w ośrodku porowatym.

Statystyczny model* (Rys. 4) skonstruowano tak, że jednostkową objętość gleby w skład, której wchodzi cząstki fazy stałej, ciekłej i gazowej przedstawiono jako układ zbudowany z elementarnych figur geometrycznych (przyjęto kule, rurki – kapilary z określonymi właściwościami fizycznymi i geometrycznymi), które tworzą warstwy nakładające się na siebie. Przyjęto, że połączenia kul, kapilar w warstwie będą reprezentowane przez połączenia równoległe oporników, kondensatorów, jakie przedstawiają kule czy kapilary w warstwie, a między warstwami przez połączenia szeregowe. Ze względu, że nie jesteśmy w stanie znaleźć rzeczywistego rozkładu cząstek w ośrodku porowatym przyjęto, że w modelu będą rozważane wszystkie możliwe kombinacje cząstek wchodzące w jego strukturę.

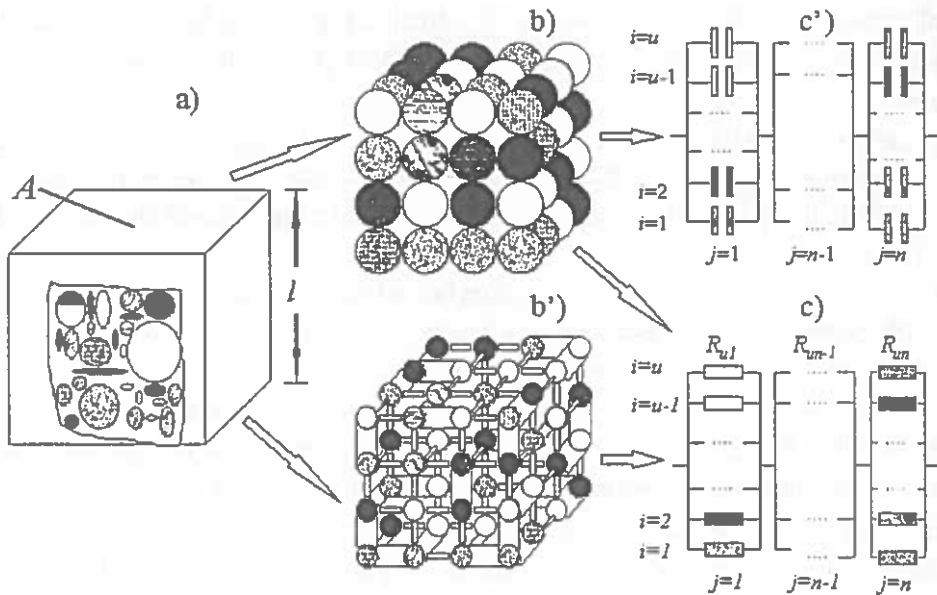
Podstawowymi danymi wejściowymi do modelu będą właściwości fizyczne poszczególnych składników tworzących dany ośrodek porowaty, tj. przewodność

* Skrót od statystyczno-fizycznego modelu, który będzie używany w dalszej części pracy.

elektryczna minerałów, soli, cieczy, gazów, ich przenikalność elektryczna, przewodność cieplna, przewodność hydrauliczna i dyfuzyjność.

3.1. Cele szczegółowe pracy

Aby osiągnąć zasadniczy cel pracy, tj. opracowanie modeli pozwalających opisać powiązania składników ośrodka porowatego z jego bezpośrednio mierzalnymi wielkościami fizycznymi oraz przewidywać właściwości fizyczne układów makroskopowych w oparciu o te modele, podjęto następujące cel szczegółowe:



Rys. 4. Schemat konstrukcji modelu statystycznego, a) jednostkowa objętość ośrodka, b) układ składający się z kul, które tworzą warstwy nakładające się na siebie, b') układ kapilar obrazujących pory powstałe między cząsteczkami, c) połączenia równoległe oporników w warstwie i szeregowe między warstwami, c') połączenia kondensatorów równoległe w warstwie i szeregowe między warstwami.

Fig. 4. Schematic diagram of the statistical model construction, a) unit volume of soil, b) the system of spheres that form overlapping layers, b') the system of capillaries that form overlapping layers, c) parallel connection of resistors in the layers and series between layers, c') parallel connection of capacities in the layers and series between layers.

- Znalezienie i wyjaśnienie związku pomiędzy konduktywnością składników gleby, gęstością i temperaturą traktowanymi jako zmienne losowe a konduktywnością gleby zmierzoną konduktometrem, czy też poprzez współczynnik tłumienia fali elektromagnetycznej w glebie (techniki reflektometrii czasowej) w celu wykorzystania ich do oceny zasolenia gleby.
- Znalezienie i wyjaśnienie związku pomiędzy podstawowymi wielkościami fizycznymi gleby tj. przenikalnością dielektryczną składników gleby, gęstością i temperaturą traktowanymi jako zmienne losowe a współczynnikiem załamania fal elektromagnetycznych w glebie (techniki reflektometrii czasowej) w celu wykorzystania jego do oceny wilgotności gleby.
- Znalezienie i wyjaśnienie związku pomiędzy rozkładem porów, ich ilością wyrażoną poprzez objętość, gęstością i temperaturą ośrodka traktowanymi jako zmienne losowe a przewodnością hydrauliczną i dyfuzyjnością ośrodka porowatego w celu wykorzystania ich do oceny przepływu cieczy i gazu w tym ośrodku w oparciu o pomiar jego wilgotności, gęstości, potencjału wody, stężenia gazu i temperatury.
- Znalezienie i wyjaśnienie związku pomiędzy składem mineralogicznym ośrodka, gęstością ośrodka i fazy stałej, zawartością poszczególnych składników, zawartością materii organicznej, wody i powietrza oraz temperaturą ośrodka traktowanymi jako zmienne losowe a przewodnością cieplną ośrodka porowatego w celu wykorzystania jego do oceny przepływu ciepła w tym ośrodku w oparciu o pomiar jego wilgotności, gęstości, potencjału wody i temperatury.

3.2. Założenia i hipotezy robocze

- Podstawowe wielkości fizyczne składników ośrodka traktowane są jako zmienne losowe*, a wyniki ich pomiarów jako wartości średnie,

* „Zdarzeniu losowemu A można przyporządkować zmienną losową X , która przyjmuje różne wartości liczbowe X_1, X_2, \dots w zależności od różnych możliwych skutków zdarzenia. Z każdym skutkiem takiego zdarzenia można związać pewne prawdopodobieństwo. Odpowiednie prawdopodobieństwa $P(X_1), P(X_2), \dots$ tworzą rozkład prawdopodobieństwa. Jeśli mówimy o jakiejś zmiennej, że jest to zmienna losowa, oznacza to jedynie, że istnieje rozkład wartości, jakie zmienna ta może przybierać, niezależnie od kształtu tego rozkładu czy ewentualnych istniejących zależności” [63].

- Rozkład cząstek (kul) w ośrodku jest statystycznie jednorodny i izotropowy, tzn. że jego właściwości statystyczne nie zależą od współrzędnych przestrzennych, w którym jest wyznaczany i wyboru kierunku w przestrzeni,
- Modelowany ośrodek porowaty traktowany jest jako jednorodna izotropowa mieszanina kul o jednakowych promieniach lub kapilar o różnych średnicach, lecz jednakowych długościach,
- Właściwości fizyczne ośrodka porowatego determinowane są głównie przez właściwości fizyczne jego składników i ilościowy ich udział w jednostce objętości,
- Gęstość ośrodka modelowanego równa jest gęstości ośrodka rzeczywistego (badanego),
- Przenikalność dielektryczna wody zaadsorbowanej na cząstkach stałych jest nie mniejsza niż przenikalność poszczególnych składników fazy stałej i wzrasta ona liniowo, w pierwszym przybliżeniu, do stałej dielektrycznej wody wolnej przy zawartości wody odpowiadającej punktowi więdnięcia roślin (pF 4.2).

3.3. Spodziewane wyniki

Oczekuje się, że modelowe badania, dotyczące wymiany masy i energii w ośrodku porowatym, pozwolą: 1) w aspekcie poznawczym, lepiej zrozumieć i wyjaśnić zjawiska fizyczne zachodzące w ośrodku oraz określić wpływ poszczególnych składników ośrodka na te zjawiska, 2) w aspekcie aplikacyjnym, wyznaczyć wiele istotnych trudno mierzalnych cech ośrodka (np. zasolenie, wilgotność, przewodność cieplną, gazową i hydrauliczną, dyfuzyjność) z innych łatwo mierzalnych właściwości i wielkości fizycznych ośrodka porowatego.

Rozwiązanie problemów przedstawionych w punkcie 3.1 daje podstawę lub przesłanki do odpowiedzi na następujące trzy istotne pytania:

- w jaki sposób należy zbudować uproszczony model zjawiska fizycznego, tak aby jego wyniki mogły być przeniesione na zjawisko rzeczywiste,
- w jaki sposób należy dobrać parametry modelu, przeprowadzać obliczenia i doświadczenia, tak żeby uwzględnić wpływ wszystkich istotnych czynników, wykonując przy tym możliwie najmniejszą liczbę obserwacji (doświadczeń),
- jakie są granice stosowalności zaproponowanych modeli.

3.4. Wyznaczanie prawdopodobieństwa wylosowania cząstki lub pora z ośrodka porowatego

W jednostkowej objętość gleby V znajduje się łącznie u cząstek fazy stałej, ciekłej i gazowej. Można przyjąć, że są one statystycznie niezależne. Przypuśćmy, że tą jednostkową objętość gleby podzielono w wyobraźni na trzy części o objętościach odpowiednio równych V_s , V_c i V_g , przy czym:

$$V_s + V_c + V_g = V. \quad (39)$$

Oczywiście można rozważyć wiele takich jednostkowych objętości gleby. Przypuśćmy, że f_s oznacza prawdopodobieństwo, że cząstki fazy stałej znajdują się w objętości V_s , f_c prawdopodobieństwo, że cząstki fazy ciekłej znajdują się w objętości V_c , a f_g prawdopodobieństwo, że cząstki fazy gazowej znajdują się w objętości V_g . Jeśli cząstki znajdują się w stanie równowagi i są dostatecznie wymieszane między sobą, to oznacza tyle, że szansa znalezienia danej cząstki w dowolnej części jednostkowej objętości gleby jest taka sama. A więc:

$$f_s = \frac{V_s}{V}, \quad f_c = \frac{V_c}{V}, \quad f_g = \frac{V_g}{V}. \quad (40)$$

Tak określone równania podają prawdopodobieństwa wylosowania określonej cząstki w pojedynczej próbie.

W zależności od rozpatrywanego aktualnie zagadnienia pod wybrane powyżej objętości można podstawiać inne objętości charakterystyczne dla danego zagadnienia. I tak, rozpatrując przewodnictwo cieplne pod objętość fazy stałej można podstawić objętości głównych składników mineralogicznych ośrodka (np. V_k – kwarc i V_m – inne minerały) i materii organicznej, V_o :

$$V_k + V_m + V_o = V_s. \quad (41)$$

Podobnie można rozpisać objętości fazy ciekłej i gazowej przy wyznaczaniu prawdopodobieństw wylosowania pora (kapilary) o określonym promieniu w pojedynczej próbie, podczas oszacowywania przewodnictwa hydraulicznego czy też dyfuzyjności. Objętości wody, gazu i odpowiadające im średnie promienie kapilar mogą być wyznaczane w oparciu o krzywe retencji wody, bądź też z analizy obrazów szlifów glebowych [105, 126]. W tym ostatnim przypadku można wyznaczyć

głównie pory (duże kapilary) odpowiedzialne za przepływ preferencyjny [71, 211, 212, 213].

Rozdzielenie składników gleby w sposób powyżej opisany pozwala uwzględnić w budowanych modelach własności fizyczne (np. przewodnictwo cieplne, elektryczne czy stałą dielektryczną) poszczególnych składników ośrodka, tj. minerałów, materii organicznej, cieczy, w tym wody i roztworów soli czy zasad, gazów. Własności fizyczne większości składników gleby są znane i udostępnione w tablicach fizyczno-chemicznych.

3.5. Programy obliczeniowe

Opisane poniżej modele statystyczne wymagały specjalistycznego oprogramowania. Oprogramowanie to oparto o algorytmy, które zostały opracowane zgodnie ze wzorami matematycznymi odnoszącymi się do danego problemu. W oparciu o te algorytmy napisano i uruchomiono program pt. „WŁAŚCIWOŚCI ELEKTRYCZNE, HYDRAULICZNE, PNEUMATYCZNE, DYFUZYJNE I CIEPLNE OŚRODKA POROWATEGO – 1.0”. Językiem programowania był QBasic pracujący pod systemem operacyjnym MS-DOS. Program składał się z szeregu podprogramów, które pozwalały obliczyć: elektryczne właściwości ośrodka porowatego „ELEKTRYCZNA KONDUKTYWNOŚĆ OŚRODKA POROWATEGO” i „ELEKTRYCZNA PRZENIKALNOŚĆ OŚRODKA POROWATEGO”; hydrauliczne i pneumatyczne właściwości ośrodka „PRZEWODNOŚĆ HYDRAULICZNA, GAZOWA OŚRODKA POROWATEGO”; właściwości dyfuzyjne „DYFUZYJNOŚĆ GAZU W OŚRODKU POROWATYM” i właściwości cieplne „PRZEWODNOŚĆ CIEPLNA OŚRODKA POROWATEGO”. Algorytm programu przedstawiono poniżej, natomiast przykładowy kod programu źródłowego dostępny jest na stronie internetowej autora <http://www.ipan.lublin.pl/~usowicz>. Wyniki obliczeń otrzymane w oparciu o powyższe programy zapisywano na nośniku komputerowym w formacie programu GeoEAS w kodzie ASCII [67].

Ilościowe miary dokładności przybliżenia (zgodności) właściwości wyliczanej z wyprowadzonych wzorów z danymi pomiarowymi określano ze znanych z rachunków błędów wielkości. Są to: średni błąd kwadratowy:

$$\sigma_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (f_{mi} - f_{ci})^2}{k}}, \quad (42)$$

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

$$\eta_b = \max_{i=1,2,\dots,n} \left\{ \left| \frac{f_{mi} - f_{ci}}{f_{mi}} \right| \cdot 100\% \right\}. \quad (43)$$

Równocześnie prowadzono analizę regresji wyliczając parametry równania regresji oraz współczynnik determinacji R^2 .

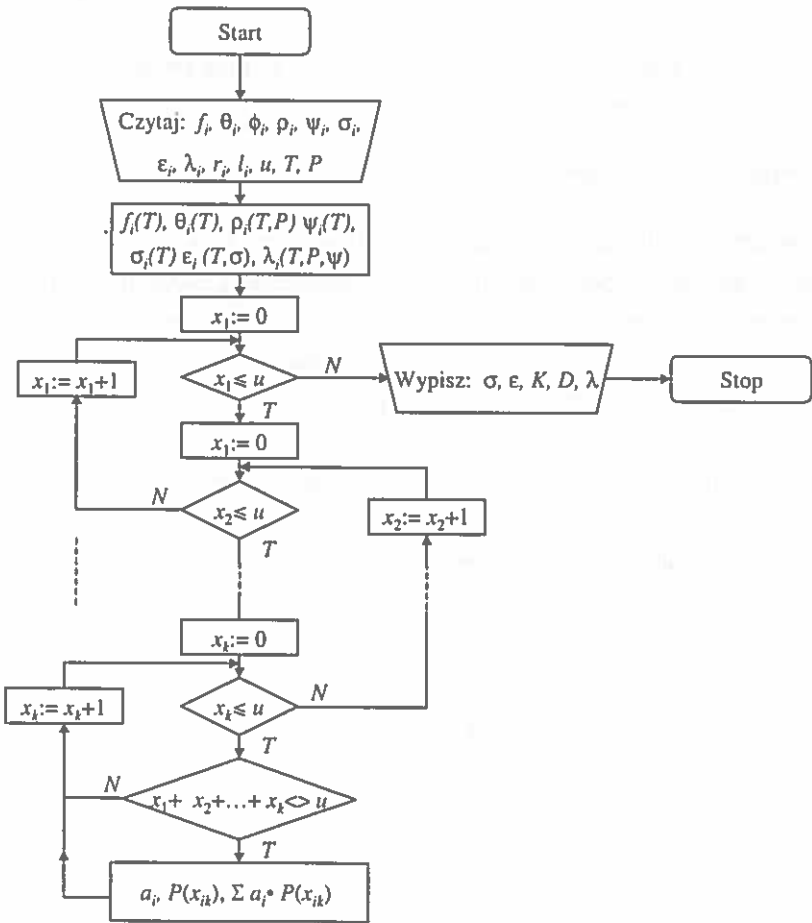
3.5.1. Algorytm programu obliczeniowego

Każdy program obliczeniowy napisany jest zgodnie z określoną regułą lub procedurą rozwiązania danego problemu, czyli algorytmem programu. Graficzną postać programu do estymacji właściwości fizycznych ośrodka porowatego przedstawiono na Rys. 5. Ukazuje on sieć działań programu. Program ten otwiera plik danych z dysku, czyta je, podstawia do odpowiednich wzorów i macierzy danych, które będą wykorzystywane przy dalszych obliczeniach lub w sprawdzeniu warunków oraz wykonuje obliczenia zgodnie z formułami matematycznymi opisującymi przewodnictwo, przenikalność i dyfuzyjność podanymi w opracowaniu teoretycznym. Po wykonaniu obliczeń dane wyświetlane są na ekranie i zapisywane na dysku.

Dane wejściowe do modelu statystycznego, które są wczytywane przez program to: skład mineralogiczny i zawartość materii organicznej f_i , wilgotność θ_i , porowatość ϕ_i , gęstość ρ_i , potencjał wody ψ_i , konduktywność σ_i , przenikalność ϵ_i , przewodnictwo λ_i poszczególnych składników, parametry modelu r_i , l_i , u , temperatura T i ciśnienie atmosferyczne P .

W oparciu o znane równania matematyczne, opisujące cechy ośrodka w zależności od temperatury, konduktywności, potencjału wody czy ciśnienia atmosferycznego i wczytane dane, program wylicza odpowiadające danemu stanowi wartości właściwości fizycznych. Następnie program wyszukuje wszystkie takie konfiguracje cząstek, których suma cząstek jest równa u . Osiąga się to poprzez k

krotne zagnieżdżone pętle cyklu - for. W każdej pętli cykl jest powtarzany do momentu, w którym wartość wyrażenia w pętli zostanie spełniona, $x_1, \dots, x_k \leq u$. Przy spełnionym warunku $x_1 + x_2 + \dots + x_k < u$ obliczane jest prawdopodobieństwo znalezienia danej konfiguracji cząstek $P(x_{ij})$, obliczana jest wartość składnika a_i (równanie 55), iloczyn $P(x_{ij})$ i a_i oraz suma tych iloczynów. Po wyszukaniu wszystkich możliwych konfiguracji i powyższych obliczeniach program wypisuje wartość średnią danej właściwości, zapisuje je na nośnik magnetyczny i kończy obliczenia.



Rys. 5. Sieć działań programu do wyznaczania fizycznych właściwości ośrodka porowatego.
Fig. 5. Scheme of algorithm for estimation of physical properties of porous media.

3.6. Statystyczny model przewodności elektrycznej

3.6.1. Przepływ prądu elektrycznego w ośrodku porowatym

Środowisko glebowe jest układem złożonym z ciał stałych, cieczy i gazu zawierającym ładunki elektryczne (elektrony, jony), które mogą się w nim swobodnie poruszać. Tak, więc przepływ prądu elektrycznego przez taki układ może zachodzić poprzez ruch elektronów, jonów lub elektronów i jonów. Jednak w glebie największy udział w przepływie prądu ma przewodnictwo elektrolityczne, pozostałe dwa są drugorzędne i często są pomijane w rozważaniach [113, 132, 133]. Przewodnictwo elektronowe związane jest z ruchem elektronów w przewodniku. Taką cechą wykazują metale i ich stopy w stanie stałym i ciekłym oraz niektóre siarczki, tlenki i węgliki metali [103]. Przewodnictwo elektrolityczne w odróżnieniu od elektronowego związane jest z ruchem atomów lub grupy atomów, występują wtedy przepływy makroskopowe. Skutki przepływu prądu przez elektrolity z reguły ujawniają się w zmianach ich stężeń i w zmianach chemicznych czynników biorących udział w przewodzeniu. Do tej grupy przewodników można zaliczyć sole w stanie stałym lub stopionym oraz roztwory soli, kwasów i zasad. Należy podkreślić, że grupa przewodników elektrolitycznych wykazuje znacznie gorsze przewodnictwo niż metale. Inną istotną różniącą je cechą jest zależność oporu właściwego od temperatury. Wraz ze wzrostem temperatury opór właściwy elektrolitów maleje, natomiast opór właściwy metali rośnie. Mieszane przewodnictwo jonowe w połączeniu z elektronowym obserwuje się w rozrzedzonych gazach [103].

3.6.2. Elektryczna konduktywność ośrodka porowatego

Zasolenie ośrodka porowatego definiowane jest poprzez sumaryczną koncentrację soli w wodzie znajdującej się w tym ośrodku. Wyrażane jest ono w gramach soli na litr wody lub w gramach soli na gram ośrodka, np. gleby. Wyznaczanie tak zdefiniowanego zasolenia jest dość trudne i kłopotliwe. Jako standard zaproponowany przez US Salinity Laboratory [204], w określeniu zasolenia przyjęto wielkość pośrednią – elektryczną konduktywność ekstraktu, zwanego też elektrolitem glebowym. Elektrolit ten pobiera się z próbki gleby po nasyceniu jej wodą destylowaną [120]. Jednak i tak zdefiniowane zasolenie jest uciążliwe do zmie-

rzenia *in situ*, a więc do zastosowania w automatycznych systemach pomiarowych [47, 48, 49, 89, 132, 133, 220]. Oceny zasolenia gleby poprzez bezpośredni pomiar jej oporności (konduktywności) elektrycznej do tej pory nie udało się dokonać w zadawalający sposób. Przyczynę tego niepowodzenia można upatrywać w zależności oporności elektrycznej gleby nie tylko od koncentracji soli w roztworze, ale również od jej wilgotności i składu granulometrycznego [113, 117]. W warunkach pomiaru *in situ*, przyjęto pomiar elektrycznej konduktywności gleby - σ , z której następnie w oparciu o specjalne krzywe kalibracyjne wyznaczano elektryczną konduktywność elektrolitu glebowego, σ_e [65, 76, 88, 132, 133, 159, 160, 161, 164, 220]. Malicki [113] w ocenie zasolenia proponuje bardzo racjonalne rozwiązanie, które zawarte jest w stwierdzeniu:..."Należy, zatem znaleźć taką interpretację odczytów konduktywności elektrycznej gleby, aby jej zmiany można było przypisać zmianom elektrycznej konduktywności elektrolitu (wody glebowej), niezależnie od wilgotności gleby i od geometrii jej fazy stałej".... Zaproponowana przez niego metoda, oparta o tzw. wskaźnik zasolenia i zawartość frakcji piasku w glebie, potwierdza trafność wybranej metody w rozwiązaniu problemu wyznaczania zasolenia ośrodka, co więcej daje ona również zadawalające rezultaty [113]. W niniejszym opracowaniu przyjęto za Malickim i Walczakiem [117], że zasolenie gleby jest tożsame z elektryczną konduktywnością elektrolitu (wody glebowej) w ośrodku porowatym i jest ono wyrażane w jednostkach $S\ m^{-1}$, a określanie elektrycznej konduktywności elektrolitu może odbywać się w oparciu o pomiar elektrycznej konduktywności ośrodka porowatego i statystyczny model przewodności elektrycznej.

3.6.3. Opis statystycznego modelu przewodności elektrycznej

Statystyczny model przewodności elektrycznej właściwej ośrodka – konduktywności ośrodka, opracowano wykorzystując pojęcie oporu elektrycznego, dwa prawa Kirchhoffa i rozkładu wielomianowy prawdopodobieństwa.

Opór elektryczny R ośrodka zależy nie tylko od przewodności właściwej materiału, ale też od jego kształtu. W dalszych rozważaniach przyjęto, że rozpatrywane będą oporniki o kształcie prostopadłościanu i kuli (Rys. 6). Opór opornika o kształcie prostopadłościanu wyrażony jest wzorem:

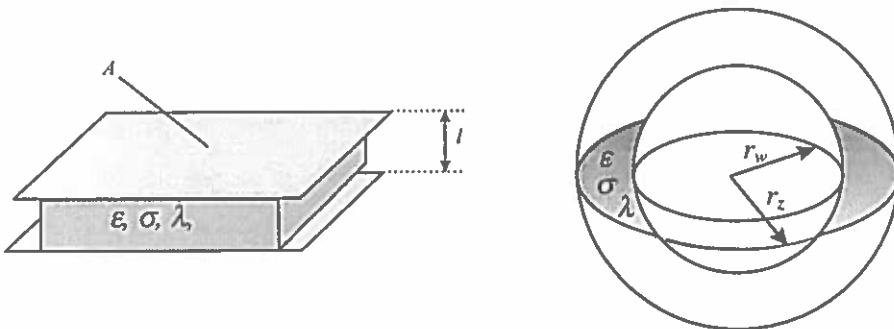
$$R = \frac{l}{\sigma A} \quad (44)$$

opór opornika o kształcie kuli (Rys. 6):

$$R = \frac{1}{4\pi\sigma} \left(\frac{1}{r_w} - \frac{1}{r_z} \right), \quad (45)$$

gdzie: σ elektryczna przewodność właściwa ośrodka (konduktywność), r_w promień wewnętrzny kuli, r_z promień zewnętrzny kuli. Jeśli promień zewnętrzny kuli r_z jest dużo większy od promienia wewnętrznego r_w kuli, to wyrażenie $1/r_z$ jest bardzo małe i może być pominięte, zaś opór takiej kuli obliczany jest ze wzoru:

$$R = \frac{1}{4\pi\sigma r_w}. \quad (46)$$



Rys. 6. Oporniki płaski i kulisty (kondensatory elektryczne i cieplne płaskie i kuliste).
Fig. 6. Plate and spherical resistor (plate and spherical electric and thermal capacitors)

Każdy element składowy gleby, przez który przepływa prąd elektryczny cechuje się określoną konduktywnością. Rezystancja takiego elementu, zgodnie z powyższymi wzorami, zależy od konduktywności i geometrii elementu przewodzącego. Każdy element gleby może być, zatem reprezentowany przez tzw. opornik, który jest ekwiwalentem elementu gleby. Można przyjąć, że cząstki gleby stykają się z sobą tworząc zarówno połączenia szeregowe jak i równoległe. W glebie wyróżnić można nieskończenie wiele takich połączeń ujawniających się w postaci różnych kształtów, tzw. oczek.

Przyjmując, że w warstwie jest u połączeń równoległych i że układ ma n takich warstw, które są połączone szeregowo, można obliczyć wypadkowy opór elektryczny R całego układu (Rys. 4c). Opór warstwy wynosi:

$$\frac{1}{R_j} = \sum_{i=1}^u \frac{1}{R_{ij}}. \quad (47)$$

Sumując opory poszczególnych warstw zgodnie z drugim prawem Kirchhoffa otrzymuje się opór zastępczy dla całego układu:

$$R = \sum_{j=1}^n R_j = \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{R_{ij}}}. \quad (48)$$

Opierając się na równaniu oporności elektrycznej dla kuli można opór kul zapisać w ogólnej formie:

$$R_{ij} = \frac{1}{4\pi\sigma_{ij}r_{ij}}. \quad (49)$$

Podstawiając ten wzór do wzoru na oporność całego układu otrzymuje się:

$$R = \frac{1}{4\pi} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \sigma_{ij}r_{ij}}. \quad (50)$$

Opór elektryczny prostopadłościanu (Rys. 4a), przy założeniu, że wypadkowa przewodność elektryczna właściwa równa jest wartości średniej σ wszystkich składników tworzących ten układ oraz że grubości badanej warstwy l odpowiada n jednostkowych połączeń szeregowych, natomiast polu o powierzchni A odpowiada u jednostkowych połączeń równoległych (Rys. 4c), wynosi:

$$R = \frac{n}{\sigma u}. \quad (51)$$

Porównując wzory (50) i (51), po przekształceniu, otrzymuje się ogólny wzór na obliczanie wartości średniej przewodności elektrycznej badanego układu:

$$\sigma = \frac{4\pi}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \sigma_{ij} r_{ij}}} . \quad (52)$$

Oznaczając przez a_j wyrażenie podane poniżej:

$$a_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^u \sigma_{ij} r_{ij}} . \quad (53)$$

Sumując, a_j , po j , otrzymuje się wartość średnią:

$$\bar{a} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n a_j , \quad (54)$$

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

W skład gleby wchodzi różne minerały, substancje, materia organiczna, ciecze i gazy, przy czym w określonej jednostce objętości gleby można znaleźć wiele cząstek tego samego typu. Przyjmując, że w jednostce objętości gleby znajduje się x_1 cząstek pierwszego składnika o konduktywności elektrycznej σ_1 i promieniu cząstki r_1 , x_2 cząstek drugiego składnika z σ_2 i r_2 , itd., przy czym całkowita ich liczba wynosi $x_1 + x_2 + \dots + x_k = u$. Konduktywność elektryczna poszczególnych składników może się zmieniać wraz ze zmianą temperatury gleby – $\sigma(T)$, zatem w obliczeniach należy te zmiany uwzględniać. Podstawiając za σ_{ij} wartości $\sigma_{ij}(T)$, wyrażenie na a_j można zapisać następująco:

$$a_j = \frac{1}{x_{1j} \sigma_{1j}(T) r_{1j} + x_{2j} \sigma_{2j}(T) r_{2j} + \dots + x_{kj} \sigma_{kj}(T) r_{kj}} . \quad (55)$$

Dla gleby, przy nie zmieniającym się składzie mineralogicznym, wartość \bar{a} będzie zależała od zawartości wody w jednostce objętości gleby – θ_v , porowatości ogólnej gleby – ϕ , przewodności elektrycznej poszczególnych składników gleby – σ_i , temperatury gleby – T , ekwiwalentnych promieni cząstek gleby traktowanych jako kule – r_i , liczby poszczególnych cząstek wchodzących do danej konfiguracji – x_i oraz liczby połączeń równoległych pomiędzy cząstkami gleby traktowanymi

jako oporniki elektryczne – u , a zatem średnią konduktywność elektryczną można wyrazić wzorem:

$$\sigma = \frac{4\pi}{\bar{a}(\theta_V, \phi, \sigma_i, T, r_i, x_i) u}. \quad (56)$$

Ponieważ eksperymentalne określenie rozkładu cząsteczek w badanej glebie, a przez to i wartości średniej $\bar{a}(\theta_V, \phi, \sigma_i, T, r_i, x_i)$ nie jest możliwe, dlatego też wartość tę można zastąpić wartością oczekiwaną $\bar{m}(\theta_V, \phi, \sigma_i, T, r_i, x_i)$, teoretyczną, która to uwzględnia wszystkie możliwe konfiguracje cząstek i prawdopodobieństwa ich wystąpienia:

$$\sigma = \frac{4\pi}{\bar{m}(\theta_V, \phi, \sigma_i, T, r_i, x_i) u}. \quad (57)$$

Wartość oczekiwaną \bar{m} oblicza się z ogólnego wzoru:

$$\bar{m} = \sum_{j=1}^L a_j P(X = x_j). \quad (58)$$

gdzie: L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia cząstek, a_j zawiera x_1, x_2, \dots, x_k – liczbę cząstek poszczególnych składników gleby o przewodności elektrycznej składników ośrodka $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_k$ i promieniach cząsteczek r_1, r_2, \dots, r_k , przy czym: $\sum_{i=1}^k x_{ij} = u, j=1, 2, \dots, L, P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo wystąpienia danej konfiguracji cząstek gleby. Spełniony musi być też warunek:

$$\sum_{j=1}^L P(X = x_j) = 1.$$

Podstawiając do równania wartość oczekiwaną otrzymuje się ogólną postać równania na konduktywność elektryczna ośrodka:

$$\sigma = \frac{4\pi}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \sigma_1(T) r_1 + \dots + x_{kj} \sigma_k(T) r_k}}, \quad (59)$$

Prawdopodobieństwo wylosowania w pojedynczej próbie $P(x_{1j}, \dots, x_{kj})$ danego składnika (cząstki) gleby f_i , $i = s, c, g$, określano w oparciu o podstawowe właściwości fizyczne gleby. W tym przypadku $f_s = 1 - \phi$, $f_c = \theta_v$, i $f_g = \phi - \theta_v$, są to zawartości poszczególnych minerałów i materii organicznej, cieczy oraz powietrza w jednostce objętości i są one traktowane jako prawdopodobieństwa uzyskania wyniku typu i w pojedynczej próbie. $P(x_{1j}, \dots, x_{kj})$ wyraża się wzorem:

$$P(x_s, x_c, x_g) = \frac{u!}{x_s! x_c! x_g!} f_s^{x_s} f_c^{x_c} f_g^{x_g}. \quad (60)$$

3.6.4. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu przewodności elektrycznej

Dane pomiarowe elektrycznej przewodności właściwej gleby (konduktywności), składu granulometrycznego, gęstości ośrodka, gęstości fazy stałej, zawartości materii organicznej, zawartości wody, temperatury ośrodka, oraz konduktywności wybranych roztworów pochodziły z literatury [106, 113, 114, 117]. Baza danych obejmowała próbki trzech gleb mineralnych, łącznie około 170 danych pomiarowych konduktywności gleby. Konduktywność gleby i jej wilgotność w cytowanych pracach mierzono metodą reflektometryczną (TDR), natomiast gęstość i ponownie wilgotność objętościową metodą grawimetryczną. Elektryczną konduktywność gleby mierzono przy różnych jej wilgotnościach i różnych koncentracjach roztworu. W doświadczeniu Malickiego i Walczaka [113, 114, 117] używano KCl o następujących koncentracjach: 0.0, 0.01, 0.03, 0.07 i 0.1 mol l⁻¹ (ich elektryczne konduktywności wynosiły (w 20 °C) odpowiednio 0.0, 1.27, 4.88, 8.25 i 11.7 dS m⁻¹), a dla CaCl₂ w przypadku Van Loona i in. [106] zawierały się w przedziale od 0 do 4.4 g l⁻¹. Malicki i Walczak badane próbki umieszczali w cylindrze akrylowym o średnicy 6 cm i wysokości 18 cm, Van Loon i in. w 14 kolumnach, w tym 8 kolumn z piaskiem gliniastym i 6 z gliną. W doświadczeniu Malickiego i Walczaka [110, 111, 117] sondy TDR, składające się z dwu równoległych niez izolowanych metalowych prętów o średnicy 0.08 cm, długości 5.3 cm rozstawionych na odległości 0.5 cm wciskano poziomo do próbki gleby i podłączano do miernika TDR.

Van Loon i in. [106] używali sond składających się z dwóch prętów o średnicy 0.24 cm, długości 18 cm i oddalonych między sobą o 2 cm, które były instalowane pionowo w kolumnach. Sondy połączone były kablem koncentrycznym z testerem kabli. Podstawowe wielkości fizyczne badanych gleb zestawiono w Tabeli 1. Szczegółowy opis eksperymentu można znaleźć w pracach [106, 113, 114].

Tabela 1. Podstawowe właściwości fizyczne badanych gleb
Table 1. Physical properties of investigated soils

Opis	Gлина pylasta Abist. ^a	Piasek gliniasty Caledon ^b	Gлина Guelph ^b
Lokalizacja	Abist, Szwajcaria	Caledon	Guelph
Typ gleby (FAO)	Gleyic Combisol	Brunisolic Gray Brown Luvisol	Gleyed orthic Melanic Brunisol
Poziom	Ah+(E)B+Bv (10-30 cm)	C	-
Gęstość gleby	1.28	1.5*	1.5*
Gęstość fazy stałej	2.62	2.65*	2.65*
skład: il, %	20	-	-
pył, %	31	-	-
piasek, %	49	>92.4	-
Zawartość C _{org} , %	1.27	-	-

^{a, b} dane z prac [114, 106], * oszacowane wartości, które przyjęto do obliczeń.

3.6.5. Testowanie statystycznego modelu przewodności elektrycznej

Testowanie i weryfikację zaproponowanego modelu przewodności elektrycznej dokonano na drodze analizy składowych elementów modelu oraz porównania wartości obliczonych z modelu ze zmierzonymi. Przyjęto w oparciu o literaturę [106], że konduktywność użytego w badaniach roztworu σ , równa jest iloczynowi elektrycznej konduktywności nasyconego elektrolitu E_σ i jego koncentracji w glebie S :

$$\sigma_r = E_\sigma \cdot S. \quad (61)$$

Konduktywność fazy stałej σ_s , z której wyodrębniono sole o konduktywności σ_a , oraz fazy gazowej σ_g oszacowywano w oparciu o dane literaturowe lub poprzez taki ich dobór, aby uzyskać równość wartości konduktywności gleby obliczonej z modelu i otrzymanej z pomiarów. Jeśli stwierdzono, że dana gleba zawierała własne sole, to oszacowaną wartość tych soli, czy też przeliczoną na elektryczną kon-

duktywność roztworu wartość, dodawano do zawartości soli lub konduktywności roztworów używanych w badaniach:

$$\sigma_w = \sigma_r + \sigma_o . \quad (62)$$

Przyjęto uproszczenie odnośnie promienia kul, a mianowicie, że będzie to jeden wspólny ekwiwalentny promień, przypisany do każdego składnika gleby. Wyznaczenie promienia kul jak i liczby połączeń równoległych oporników u (stopni swobody) polegało na wielokrotnych obliczeniach wartości konduktywności gleby dla określonych wartości wilgotności i koncentracji soli przy różnych wartościach u i r_k , porównaniu ich z wartościami otrzymanymi z pomiarów i uzyskaniu najlepszej zgodności między nimi.

3.6.6. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi

Wyniki obliczeń elektrycznej konduktywności gleby ze statystycznego modelu przewodności elektrycznej w funkcji jej wilgotności oraz dane pomiarowe przedstawiono na Rys. 7 + 10. W podpisach i na rysunkach podano parametry modelu, oszacowane wartości elektrycznej konduktywności poszczególnych składników gleby oraz parametry analizy regresji z porównania wartości otrzymanych z modelu statystycznego i z pomiarów.

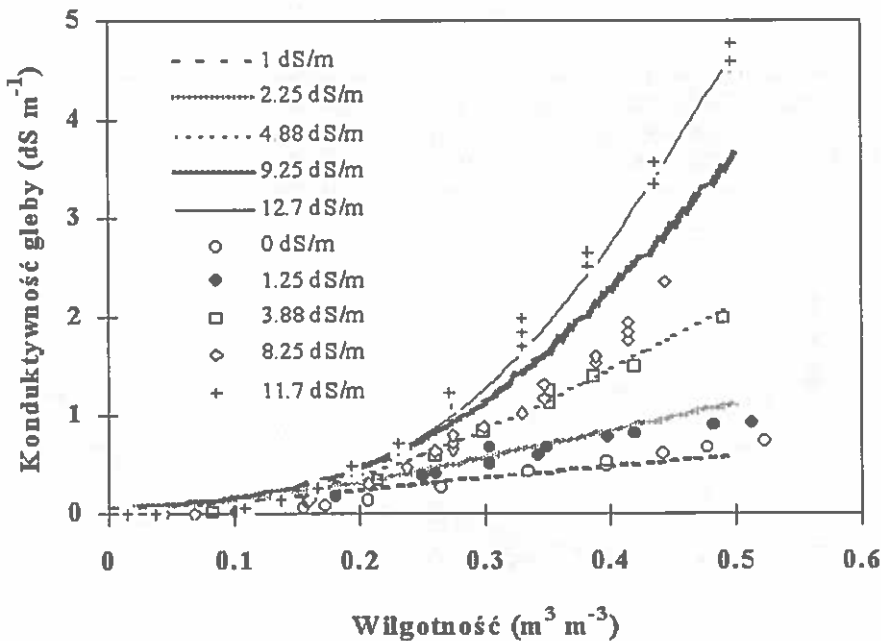
Wraz ze wzrostem koncentracji soli w glebie obserwuje się wzrost nieliniowości jej konduktywności. Przybliżenia liniowe, które są często spotykane w literaturze [159, 160, 161] mają ograniczony zasięg zastosowania, głównie do niedużych zasoleń gleby. Statystyczny model nie ma takich ograniczeń, pracuje w szerokim zakresie koncentracji soli. Model ten wymaga określenia dwóch parametrów, tj. stopnia swobody i wartości promienia kuli oraz wyznaczenia konduktywności elektrycznej dla fazy stałej i gazowej. Dobór ten odbywa się poprzez porównanie wartości obliczonych z pomiarowymi oraz uzyskaniu najlepszej zgodności między nimi. Ustalono, że elektryczna konduktywność powietrza dla badanych gleb wynosiła 0.1 mS m^{-1} , natomiast fazy stałej zawierała się w przedziale $16 \div 30 \text{ mS m}^{-1}$. Promień kul i stopnie swobody u nie zmieniały się w obrębie danej gleby, jednak ich wartości były różne dla poszczególnych gleb. Gлина pylasta Abist., $r_k = 0.0799 \text{ m}$, $u = 7$, piasek gliniasty Caledon $r_k = 0.11 \text{ m}$ i $u = 13$, glina Guelph $r_k = 0.11 \text{ m}$ i $u = 9$. Podane tutaj wartości „promieni kul” są to wartości, które otrzy-

mano w wyniku działań matematycznych trzech składników. Wartości te powstały z mnożenia wartości promienia kuli r_k i jednostkowej długości 1 (m) odnoszącej się do długości boku prostopadłościanu $l = n \cdot 1$, (n warstw) oraz podzielenia ich przez jednostkową powierzchnię D (m^2) tegoż prostopadłościanu (powierzchnia $A = \text{D} \cdot u$, u powierzchni jednostkowych). Jest to, zatem wartość względna, a więc niezależna od przyjętej jednostki długości. Dla jasności zapisu należy podawać wymiar przy promieniu, ale samej wartości nie należy przeliczać przy zmianie jednostki. We wszystkich prezentowanych tutaj modelach wartości promieni kul czy też długości kapilary obliczano zgodnie z tą procedurą.

Konduktywność elektrolitu branego pod uwagę w obliczeniach konduktywności gleby pochodziła: 1) z bezpośredniego pomiaru elektrolitu (czy zawartości soli) dodawanego do gleby po wcześniejszym stwierdzeniu, że gleba nie jest zasolona; 2) z oszacowania zasolenia poprzez nasycenie jej wodą destylowaną i pomiarze elektrycznej konduktywności gleby oraz takim doborze konduktywności elektrolitu gleby, który pozwoli uzyskać najlepszą zgodność wartości obliczonych z pomiarowymi; 3) z kombinacji 1 i 2, tj. z ich dodania; 4) z oszacowania zasolenia gleby po wprowadzeniu do niej elektrolitu, pomiarze jej elektrycznej konduktywności oraz takim doborze wartości konduktywności elektrolitu gleby (sumaryczny, pochodzący od gleby i użytego roztworu), który da najlepszą zgodność wartości obliczonych z pomiarowymi. Ten ostatni sposób może być wykorzystywany do ciągłych pomiarów zasolenia danej gleby; uwzględnia on zarówno sole będące już w glebie jak i dostarczane do niej z zewnątrz.

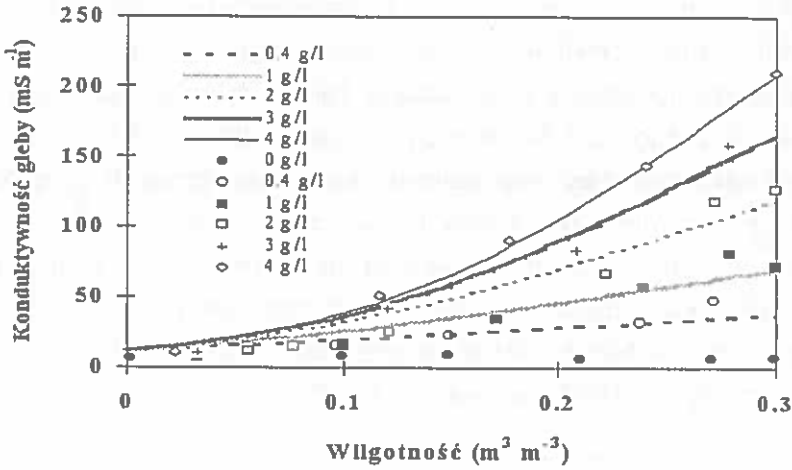
Piasek gliniasty Caledon po nasyceniu wodą destylowaną nie wykazywał początkowego zasolenia. Dlatego też w tym przypadku do obliczeń w modelu statystycznym przyjęto te wartości zasolenia (elektrycznej konduktywności elektrolitu CaCl_2 : $E_\sigma = 161 \text{ mS m}^2 \text{ kg}^{-1}$ w temperaturze 21°C i koncentracji soli S w kg m^{-3} [106]), które odnosiły się do użytego roztworu (Rys. 8, 10a). W pozostałych dwóch przypadkach najpierw określono wartości początkowe zasolenia samych gleb, a później wartości te dodano do wartości roztworów użytych w badaniach (Rys 7, 9, 10b, c). W glinie pylastej Abist. stwierdzono wstępne zasolenie, które wynosiło 1 dS m^{-1} , natomiast glina Guelph zawierała 0.2 g l^{-1} soli przy odniesieniu do konduktywności elektrolitu CaCl_2 . Przedstawione wyniki obliczeń zasolenia,

parametry równania regresji i wartości błędów potwierdzają poprawność przyjętej metodyki. Analiza regresji nie tylko potwierdza poprawność przyjętych założeń i zastosowanych uproszczeń, nadto ukazuje bardzo dobrą zgodność otrzymanych wyników. Współczynniki determinacji R^2 były większe niż 0.97 dla wszystkich badanych gleb, natomiast współczynniki kierunkowe prostych określonych dla danych konduktywności były bliskie 1, a przesunięcie niewielkie (Rys. 10). Średnie błędy kwadratowe (Tabela 2) zawierały się w przedziale od około 7 do 17 mS m^{-1} , natomiast maksymalne błędy względne w przedziale od 69 do 125 % i odnosiły się one do konduktywności gleby obliczonych przy niskich wartościach wilgotności (mniejsze od 0.05 dla piasku i $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ dla gliny).



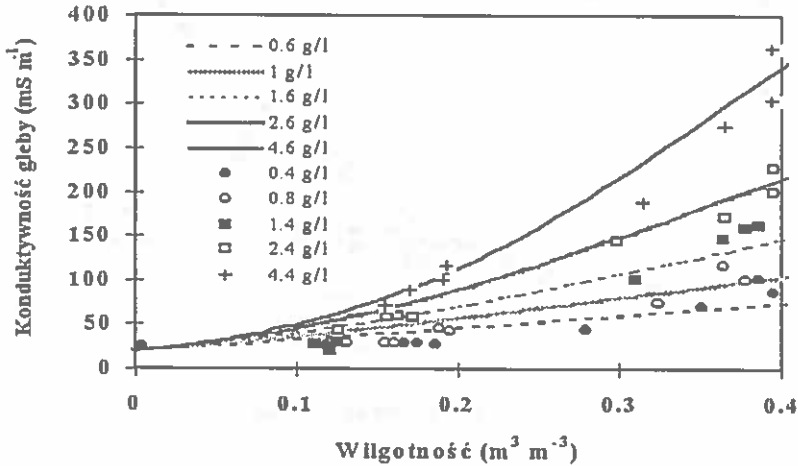
Rys. 7. Elektryczna konduktywność gliny pylastej Abist w funkcji jej wilgotności dla różnych koncentracji roztworu KCl. Oznaczono: punkty – dane pomiarowe, linie – dane uzyskane z modelu statystycznego. Parametry modelu: $\sigma_s = 25 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_o = 1 \text{ dS m}^{-1}$, $r_k = 0.079$, $u = 7$. Dane pomiarowe (o, •, □, ◊, +) pochodziły z pracy [114].

Fig. 7. Electrical conductivity of Abist silty loam as a function of water content for different solute concentration. Points – measured data, lines – calculated. Model parameter: $\sigma_s = 25 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_o = 1 \text{ dS m}^{-1}$, $r_k = 0.079$, $u = 7$.



Rys. 8. Elektryczna konduktywność piasku Caledon w funkcji jego wilgotności dla różnych koncentracji soli CaCl_2 . Parametry modelu: $\sigma_r = 16 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $r_k = 0.11$, $u = 13$. Dane pomiarowe (\bullet , \circ , \blacksquare , \square , \blacktriangle , \triangle) pochodziły z pracy [106].

Fig. 8. Electrical conductivity of Caledon sand as a function of water content for different solute concentration. Model parameter: $\sigma_r = 16 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $r_k = 0.11$, $u = 13$.



Rys. 9. Elektryczna konduktywność gliny Guelph w funkcji jej wilgotności dla różnych koncentracji soli CaCl_2 . Oznaczono: punkty – dane pomiarowe, linie – dane uzyskane z modelu statystycznego. Parametry modelu: $\sigma_r = 30 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_o = 0.2 \text{ g l}^{-1}$, $r_k = 0.11$, $u = 9$. Dane pomiarowe (\bullet , \circ , \blacksquare , \square , \blacktriangle , \triangle) pochodziły z pracy [106].

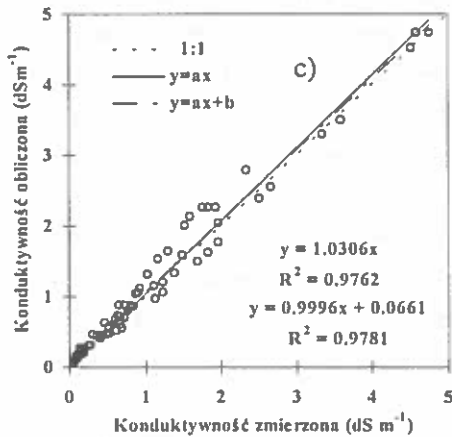
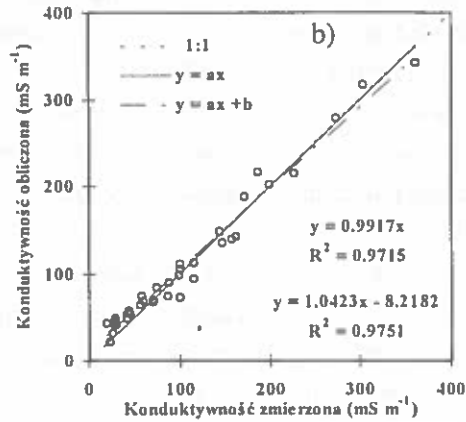
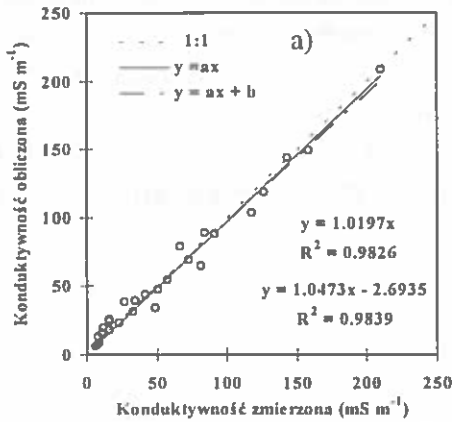
Fig. 9. Electrical conductivity of Guelph loam as a function of water content for different solute concentration. Points – measured data, lines – calculated. Model parameter: $\sigma_r = 30 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_a = 0.1 \text{ mS m}^{-1}$, $\sigma_o = 0.2 \text{ g l}^{-1}$, $r_k = 0.11$, $u = 9$.

Tabela 2. Statystyka porównań wartości konduktywności elektrycznej gleby obliczonej z modelu ze zmierzona^a

Table 2. Statistical summary of measured and calculated of soil electrical conductivity

Statystyka ^a	Gлина пыласта Abist.	Piasek gliniasty Caledon	Gлина Guelph
σ_b (mS m ⁻¹)	17.3	6.92	13.9
η_b (%)	87.3	68.8	124.9

^a dane pomiarowe pochodziły z prac [106, 113, 114, 117]; ^a σ_b (mS m⁻¹) – średni błąd kwadratowy, η_b (%) – maksymalny błąd względny.



Rys. 10. Porównanie elektrycznej konduktywności gleby obliczone z modelu statystycznego ze zmierzonymi oraz równania regresji i odpowiadające im współczynniki determinacji R^2 . a) piasek Caledon, b) glina Guelph, c) glina pyłasta Abist. Dane pomiarowe pochodziły z prac [106, 114]

Fig. 10. Relationship between electrical conductivity of soil calculated from statistical model and measured. Linear regression and determination coefficients R^2 . a) Caledon sand, b) Guelph loam, c) silty loam Abist.

3.7. Statystyczny model przenikalności elektrycznej

3.7.1. Elektryczna przenikalność ośrodka porowatego

Opis stanu fizycznego ośrodka porowatego w zdecydowanej większości musi uwzględniać fizyczne i chemiczne właściwości wody, które to modyfikują zjawiska zachodzące w tym ośrodku [33, 179]. Możliwość określania ilości wody, jej potencjału, rozpuszczonych w niej soli, natlenienia jak i jej temperatury jest warunkiem koniecznym do kontrolowania procesów fizycznych zachodzących w ośrodku porowatym i do ich matematycznego modelowania. Pomiar wilgotności ośrodka porowatego jest, zatem w centrum zainteresowania wielu dziedzin nauki, w tym i agrofizyki [11, 24, 50, 51, 109]. Największe nadzieje w nieniszczących i dających się zautomatyzować pomiarach wilgotności ośrodka porowatego upatruje się w metodzie opartej na pomiarze jego elektrycznej przenikalności, w tym poprzez techniki reflektometrii czasowej, TDR [47, 48, 49, 68, 110, 111, 113, 206].

Już pierwsze pomiary wilgotności gleb mineralnych o zbliżonych gęstościach ($1.04 \div 1.44 \text{ Mg m}^{-3}$) za pomocą reflektometrii czasowej TDR pokazały, że są one selektywne i wystarczająco dokładne [190]. Stwierdzono, że przenikalność dielektryczna gleby jest praktycznie niezależna od jej gęstości, uziarnienia oraz temperatury, a dobrany wielomian 3-go stopnia $\theta(\epsilon)$ pozwala na wyznaczenie wilgotności objętościowej gleby θ_{TDR} w zakresie od powietrznej suchości do pełnego nasycenia, z błędem bezwzględnym nie większym niż 0.013. Podobne badania przeprowadzone przez Malickiego i Skieruchę [110] dla próbek gleb mineralnych o zróżnicowanym uziarnieniu (piasek, utwór pyłowy, glina ciężka) i gęstości ($\rho = 1.0 \div 1.7 \text{ Mg m}^{-3}$), wskazywały, że ich wyniki nie różniły się znacząco od wyników Toppa. Stwierdzili oni, że dla gleb mineralnych tego samego rodzaju, dielektryczny pomiar wilgotności gleb jest selektywny, co znaczy, że indywidualna kalibracja pomiarów nie jest potrzebna. Inni autorzy [102] wykazali, że zmiana gęstości gleby o 0.1 Mg m^{-3} powoduje zmniejszenie wartości θ_{TDR} o 0.0034 zaznaczając, że w praktyce jest to wartość nieistotna. Roth, Malicki i Plagge [115, 116, 168] podają, że zależności $\theta(\epsilon)$ dla gleb organicznych i mineralnych różniły się między sobą znacząco, stwierdzając, że dla tych gleb należy wyznaczyć odrębne funkcje kalibracyjne $\theta(\epsilon)$, przy czym funkcje te w obrębie danej gleby są selek-

tywne. Wykazali oni również, że wpływ obecnych w glebie magnetycznych związków żelaza na dielektryczny pomiar wilgotności gleby był nieistotny.

Wyniki uzyskane przez Dirksena i Dasberga [58] wykazały, że formuła Topppa [190] nie jest do końca selektywna i nie może być stosowana dla wszystkich gleb, a szczególnie dla gleb o małej gęstości. Zauważyli oni, że wzrost zawartości cząstek ilastych w glebie powoduje spadek wartości stałej dielektrycznej. Fakt ten tłumaczą wiązaniem znaczącej ilości wody na powierzchni cząstek ilastych, skutkiem, czego maleje jej przenikalność dielektryczna. Późniejsze badania wielu autorów wykazały, że zarówno gęstość gleby, zawartość cząstek ilastych, temperatura, zasolenie mogą istotnie wpływać na przenikalność dielektryczną $\theta(\epsilon)$ [58, 79, 80, 102, 116, 149, 168, 169, 171, 224].

Gleba jest mieszaniną składników o różnych przenikalnościach dielektrycznych i różnych ich zawartościach. Podejmowane próby określenia wypadkowej przenikalności takiej mieszaniny dielektryków nie przyniosły zadowalających rezultatów ilościowych [9, 24, 58, 59, 189, 214]. Pokazują one jednak wyraźnie, że przenikalność dielektryczną ośrodka porowatego można wyrazić jako funkcję przenikalności dielektrycznych oraz zawartości poszczególnych faz [9, 17, 69, 106, 183, 216].

W oparciu o powyższy przegląd prac można wnosić, że TDR jest względnie nową metodą, a ocena jej selektywności, tzn. odporności na interakcje ze strony czynników innych niż wilgotność, jak i opis zależności obejmujący te zagadnienia jest ciągle otwartym problemem. Przedstawiony w tej pracy statystyczny model przenikalności elektrycznej rozwiązuje częściowo dyskutowany problem.

3.7.2. Opis statystycznego modelu przenikalności elektrycznej

Statystyczny model przenikalności elektrycznej gleby zbudowano na bazie pojęć przenikalności elektrycznej, pojemności elektrycznej, zasady zachowania ładunku, potencjału elektrycznego i rozkładu wielomianowego

Pojemność kondensatora zależy od kształtu i odległości okładek oraz od rodzaju ośrodka wypełniającego przestrzeń między okładkami. Ośrodkiem tym z

reguły jest dielektryk, który charakteryzowany jest przez względną stałą dielektryczną (przenikalność elektryczna względną *) określoną wzorem:

$$\varepsilon = \frac{C}{C_0} \quad (63)$$

gdzie C – pojemność kondensatora z dielektrykiem między okładkami, C_0 – pojemność kondensatora gdy między okładkami jest próżnia.

W rozważaniach posłużono się kondensatorem płaskim i kulistym (Rys.6). Pojemności tych kondensatorów wyraża się wzorami, kondensator płaski:

$$C = \frac{\varepsilon \varepsilon_0 A}{l}, \quad (64)$$

kondensator kulisty:

$$C = \frac{4\pi\varepsilon\varepsilon_0}{\left(\frac{1}{r_w} - \frac{1}{r_z}\right)}, \quad (65)$$

gdzie ε , ε_0 – przenikalność elektryczna względna dielektryka i bezwzględna próżni, A – powierzchnia okładek kondensatora, l – odległość między okładkami, r_w i r_z – wewnętrzny i zewnętrzny promień kul tworzących kondensator kulisty. W przypadku, gdy promień kuli zewnętrznej jest wielokrotnie większy od promienia kuli wewnętrznej, wartość $1/r_z$ jest niewielka i można ją pominąć. Pojemność kondensatora kulistego wyrazi się wtedy wzorem:

$$C = 4\pi\varepsilon\varepsilon_0 r_w. \quad (66)$$

Przyjmując, że w warstwie jest u połączeń równoległych kondensatorów i że układ ma n takich warstw, które są połączone szeregowo, możemy obliczyć wypadkową pojemność elektryczną C całego układu (Rys. 4c'). Pojemność warstwy wynosi:

* Przenikalność elektryczna ośrodka w zakresie częstości pola elektrycznego, w którym ona nie zmienia się nosi nazwę stałej dielektrycznej.

$$C_j = \sum_{i=1}^u C_{ij} . \quad (67)$$

Pojemność kondensatorów połączonych szeregowo wyznacza się z równania:

$$\frac{1}{C} = \sum_{j=1}^n \frac{1}{C_j} = \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u C_{ij}} . \quad (68)$$

Po przekształceniu powyższego wzoru otrzymuje się wzór na pojemność zastępczą C całego układu:

$$C = \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u C_{ij}}} . \quad (69)$$

Podstawiając $C_{ij} = 4\pi\epsilon_{ij}\epsilon_o r_{ij}$ do powyższego wzoru otrzymuje się:

$$C = \frac{4\pi\epsilon_o}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \epsilon_{ij} r_{ij}}} . \quad (70)$$

Całkowita pojemność elektryczna prostopadłościanu pokazanego na Rys. 4a przy założeniu, że wypadkowa przenikalność elektryczna równa jest wartości średniej ϵ wszystkich składników tworzących ten układ oraz że grubości badanej warstwy l odpowiada n połączeń szeregowych, natomiast polu powierzchni A odpowiada u połączeń równoległych (Rys. 4c'), wynosi:

$$C = \frac{\epsilon\epsilon_o u}{n} . \quad (71)$$

Porównując powyższe dwa wzory, po przekształceniu otrzymuje się ogólny wzór na obliczanie wartości średniej przenikalności elektrycznej badanego układu:

$$\varepsilon = \frac{4\pi}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \varepsilon_{ij} r_{ij}}} . \quad (72)$$

Oznaczając za:

$$a_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^u \varepsilon_{ij} r_{ij}} , \quad (73)$$

oraz z definicji wartości średniej za:

$$\bar{a}(\varepsilon_i, r_i) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n a_j , \quad (74)$$

otrzymuje się ogólny wzór na wartość średnią przenikalności elektrycznej kondensatora płaskiego wypełnionego ośrodkiem porowatym:

$$\varepsilon = \frac{4\pi}{u \cdot \bar{a}(\varepsilon_i, r_i)} . \quad (75)$$

Rozpatrując teraz ośrodek jako skończoną liczbę cząstek poszczególnych jego składników oraz przyjmując, że przenikalność dielektryczna składników może zależeć od temperatury $\varepsilon_i(T)$ czy też od przewodności roztworu σ można w jednostce objętości ośrodka znaleźć x_1 cząstek pierwszego składnika o przenikalności elektrycznej ε_1 i promieniu cząstki r_1 , x_2 cząstek drugiego składnika z ε_2 i r_2 , itd., przy czym całkowita ich liczba cząstek wynosi $x_1 + x_2 + \dots + x_k = u$. Podstawiając za ε_{ij} wartości $\varepsilon_{ij}(T)$ lub $\varepsilon_{ij}(T, \sigma)$, wyrażenie na a_j można zapisać następująco:

$$a_j = \frac{1}{x_{1j} \varepsilon_{1j}(T) r_{1j} + x_{2j} \varepsilon_{2j}(T) r_{2j} + \dots + x_{kj} \varepsilon_{kj}(T, \sigma) r_{kj}} . \quad (76)$$

Dla ośrodka przy nie zmieniającym się składzie mineralogicznym wartość \bar{a} będzie zależała od zawartości wody w jednostce objętości gleby – θ_v , porowatości ogólnej – ϕ , przenikalności elektrycznej poszczególnych składników ośrodka – ε_i , temperatury – T , ekwiwalentnych promieni cząstek gleby traktowanych jako kule

– r_i , liczby poszczególnych cząstek wchodzących do danej konfiguracji – x_i oraz liczby połączeń równoległych pomiędzy cząstkami gleby traktowanymi jako pojemności elektryczne – u . Zatem średnią przenikalność elektryczną można wyrazić wzorem:

$$\varepsilon = \frac{4\pi}{\bar{a}(\theta_V, \phi, \varepsilon_i, \sigma_i, T, r_i, x_i)u}. \quad (77)$$

Postępujemy teraz tak jak przy wyznaczaniu wartości oczekiwanej przewodności elektrycznej. Zastępujemy wartość średnią przenikalności elektrycznej wartością oczekiwaną:

$$\varepsilon = \frac{4\pi}{\bar{m}(\theta_V, \phi, \varepsilon_i, \sigma_i, T, r_i, x_i)u}, \quad (78)$$

zaś wartość oczekiwaną wylicza się, zgodnie z definicją, ze wzoru:

$$\bar{m} = \sum_{j=1}^L a_j \cdot P(X = x_j), \quad (79)$$

gdzie $P(X = x_j)$ jest prawdopodobieństwem (realizacji zmiennej losowej X przyjmującej wartości liczbowe równe x_1, \dots, x_L) wyliczanym z rozkładu wielomianowego – równanie (60).

Uwzględniając warunki uzyskania określonej konfiguracji połączeń kondensatorów można napisać ogólny wzór na wyznaczanie stałej dielektrycznej ośrodka:

$$\varepsilon = \frac{4\pi}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j}\varepsilon_1(T)r_1 + \dots + x_{kj}\varepsilon_k(T)r_k}}. \quad (80)$$

Temperaturową zależność stałej dielektrycznej wody $\varepsilon_w(T)$ wyliczano ze wzoru [38]:

$$\varepsilon_w(T) = 78.54[1 - 4.579 \cdot 10^{-3}(T - 25) + 1.19 \cdot 10^{-5}(T - 25)^2 - 2.8 \cdot 10^{-8}(T - 25)^3] \quad (81)$$

gdzie $T(^{\circ}\text{C})$ temperatura wody.

3.7.3. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu przenikalności elektrycznej

Dane pomiarowe względnej przenikalności dielektrycznej gleby (stałej dielektrycznej), składu granulometrycznego, gęstości ośrodka, gęstości fazy stałej, zawartości materii organicznej, zawartości wody przy różnym jej potencjale, temperatury ośrodka, oraz stałe dielektryczne wybranych minerałów pochodziły z literatury, głównie z prac Malickiego oraz Dirksena i Dasberga [38, 58, 113]. Stworzona w oparciu o literaturę baza danych (Tabeli 3) obejmowała próbki gleb mineralnych – 22 gleby, organicznych – 7 oraz innych substancji kapilarnoporowatych – 4, łącznie około 450 danych pomiarowych stałej dielektrycznej.

Tabela 3. Zmierzone i oszacowane wartości wybranych właściwości fizycznych gleby oraz parametry modelu statystycznego

Table 3. Measured and estimated values of some physical properties of soil, and parameters of statistical model

Gleby, minerały, substancje	μ	Gęstość fazy stałej*	Gęstość gleby ¹	Stała dielektryczna fazy stałej*	Powierzchnia właściwa ¹	Wilgotność w punkcie wędnięcia ¹
		Mg m ⁻³	Mg m ⁻³		m ² g ⁻¹	m ³ m ⁻³
Groesbeek	7	2.65	1.49	4.3	25	0.077
Wichmond	7	2.45	1.36	4.3	41	0.120
Ferralsol-A	7	2.88	1.14	6.0	61	0.260 (0.4)
Ferralsol-B	7	2.88	1.13	6.0	61	0.245 (0.4)
Munnikenland	7	2.60	1.13	4.3	79	0.177
Mediterranean	7	2.60	1.38	4.3	93	0.185
Y-Polder	7	2.60	1.08	4.3	107	0.200
Illite	7	2.65	1.30	5.0	147	0.290
Attapulgate	5	2.65	0.55	6.0	270	0.320
Vertisol	7	2.60	0.92	5.0	428	0.375
Bentonite	7	2.65	0.94	5.0	665	0.300
		# ²	# ²			
Mineralne	7	2.56	1.40	4.3	-	-
Organiczne	6	1.21	0.26	5.0	-	-
Ferrasole	7	2.88	1.13	7.0	-	(0.350)*
Inne substancje	7	2.69	1.25	6.0	-	(0.250)*

Dane z pracy ¹ [58]; #² [168]; * oszacowane w oparciu o składowe gleby i inne prace [38]; μ – liczba równoległych połączeń kondensatorów w modelu statystycznym (stopnie swobody modelu), wartości podane w nawiasach przyjęto w modelu statystycznym jako punkt przy którym stała dielektryczna osiąga wartość wody swobodnej.

Tabela 4. Matematyczne równania modeli użytych do porównania z modelem statystycznym
Table 4. Mathematical equation used for comparison with statistical model

Model ¹	Równanie ²
Malickiego	$\sqrt{\varepsilon(\theta, \rho)} = 0.819 + 0.168\rho + 0.159\rho^2 + (7.17 + 1.18\rho)\theta$ (82)
Toppa	$\varepsilon = 3.03 + 9.3\theta + 146\theta^2 - 76.7\theta^3$ (83)
Maxwella- De Loora	$\varepsilon = \frac{3\varepsilon_s + 2(\theta - \theta_{bw})(\varepsilon_{fw} - \varepsilon_s) + 2\theta_{bw}(\varepsilon_{bw} - \varepsilon_s) + 2(\phi - \theta)(\varepsilon_a - \varepsilon_s)}{3 + (\theta - \theta_{bw})(\varepsilon_s / \varepsilon_{fw} - 1) + \theta_{bw}(\varepsilon_s / \varepsilon_{bw} - 1) + (\phi - \theta)(\varepsilon_s / \varepsilon_a - 1)}$ (84)
α - Birchaka	$\varepsilon^\alpha = (1 - \phi)\varepsilon_s^\alpha + (\phi - \theta)\varepsilon_a^\alpha + (\theta - \theta_{bw})\varepsilon_{fw}^\alpha + \theta_{bw}\varepsilon_{bw}^\alpha$ (85)
Friedmana	$\begin{cases} \varepsilon(\phi, \theta) = a_0(\phi) + a_1(\phi)\theta + a_2(\phi)\theta^2 + a_3(\phi)\theta^3 \\ a_0(\phi) = 2.35\phi^{-0.398} \\ a_1(\phi) = -49.54 + 509.7\phi - 1241.5\phi^2 + 839.7\phi^3 \\ a_2(\phi) = 513 - 3708.9\phi + 9129.8\phi^2 - 6562\phi^3 \\ a_3(\phi) = -487.5 + 5605\phi - 14717\phi^2 + 11115\phi^3 \end{cases}$ (86)

¹ [17, 58, 69, 113, 190]; ² oznaczono: θ – wilgotność, θ_{bw} – zawartość wody związanej, ρ – gęstość ośrodka, ε , ε_s , ε_{fw} , ε_{bw} , ε_a względna stała dielektryczna: ośrodka, fazy stałej, wody swobodnej, wody związanej i powietrza, ϕ – porowatość.

W obu pracach stałą dielektryczną wyznaczano metodą reflektometryczną TDR, natomiast gęstość i wilgotność objętościową metodą grawimetryczną. Badane próbki były umieszczane w naczyniach cylindrycznych; u Malickiego [113, 114] w zlewce o średnicy 6 cm i wysokości 8 cm; u Dirksena i Dasberga [58] w akrylowym cylindrze o średnicy 5 cm i wysokości 12 cm. W doświadczeniu Malickiego [113, 114] sondy TDR, składające się z dwu równoległych nieizolowanych metalowych prętów o średnicy 0.05 cm, długości 5.5 cm, rozstawionych na odległości 0.5 cm, wciskano do próbki gleby i podłączano do miernika TDR. Dirksen i Dasberg [58] używali sond składających

się z trzech prętów o średnicy 0.2 cm, długości 10 cm i oddalonych między sobą o 1 cm, które były połączone kablem koncentrycznym z testerem kabli (Model 1502B, Tektronix). Podstawowe dane pomiarowe właściwości fizycznych badanych ośrodków zestawiono w Tabeli 3.

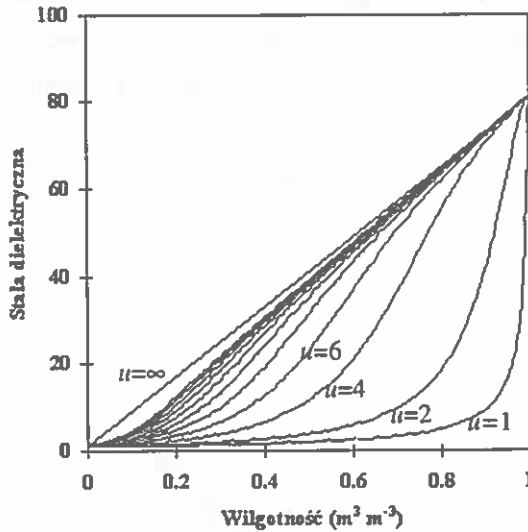
Porównywano wartości stałej dielektrycznej wyznaczonej z modelu statystycznego przenikalności elektrycznej z wartościami otrzymanymi z równań, które podane są w Tabeli 4.

3.7.4. Testowanie i weryfikacja statystycznego modelu przenikalności elektrycznej

W modelu statystycznym przyjęto uproszczenie, że składowe gleby reprezentowane przez kule mają tę samą średnicę. Stałe dielektryczne poszczególnych składowych gleby i ich zależności od temperatury zadawane są poprzez funkcje lub też są oszacowywane, jak to ma miejsce w przypadku fazy stałej, ze składu mineralogicznego ośrodka i materii organicznej (głównych składników fazy stałej) i odpowiadających im stałych dielektrycznych.

W pierwszym etapie testowania modelu przyjęto, że rozpatrywane będą dwie fazy: ciekła i gazowa; wzrastać będzie zawartość wody w fazie gazowej od zera do całkowitego zastąpienia gazu wodą. Z takiego założenia wynika, że stała dielektryczna takiej mieszaniny powinna się zmieniać od stałej dielektrycznej powietrza do stałej dielektrycznej wody wolnej. Niezależnie od stopni swobody (liczby połączeń równoległych kondensatorów) należy tak dobrać promień kul, aby zawsze uzyskiwać z modelu wartość stałej dielektrycznej odpowiadającej wodzie wolnej, gdy występuje sama ciecz. Wartość promienia kul, spełniająca ten warunek, wynosiła $r_k = 0.0796179$ m. Wyniki obliczeń stałej dielektrycznej mieszaniny z wybranymi stopniami swobody i określonym promieniem kul przedstawiono na Rys. 11. Przebiegi hipotetyczne stałej dielektrycznej mieszaniny gazu i wody w funkcji wilgotności ośrodka dla różnych stopni swobody u obejmują całą przestrzeń zmienności, w jakiej się może ona znaleźć. W przypadku, gdy $u = 1$ mamy do czynienia tylko z szeregowym połączeniem warstw wody i gazu o stałych dielektrycznych ϵ_w i ϵ_a i objętościach f_c i f_a , gdy $u = \infty$ warstwy wody i gazu połączone są równolegle. Birchak i in. [17, 183] wykazali, że gdy występują szeregowo połączenia warstw wody i gazu, odpowiada to wartości parametru $\alpha = -1$, dla równoległych, $\alpha = 1$, natomiast pole elektryczne w pierwszym przypadku jest

prostopadłe do warstw, w drugim jest zaś równoległe do tych warstw. Jeśli stała dielektryczna ośrodka porowatego opisywana jest parametrem $\alpha = 0.5$, to taki ośrodek jest izotropowym, dwufazowym medium dla fali elektromagnetycznej [169]. W modelu statystycznym taką sytuację mamy dla wartości $u = 9$. Parametrowi α w modelu Birchaka i in., który jest wielkością opisującą geometrię ośrodka w zależności od pola elektrycznego użytego do jego badania, odpowiada parametr u w modelu statystycznym.



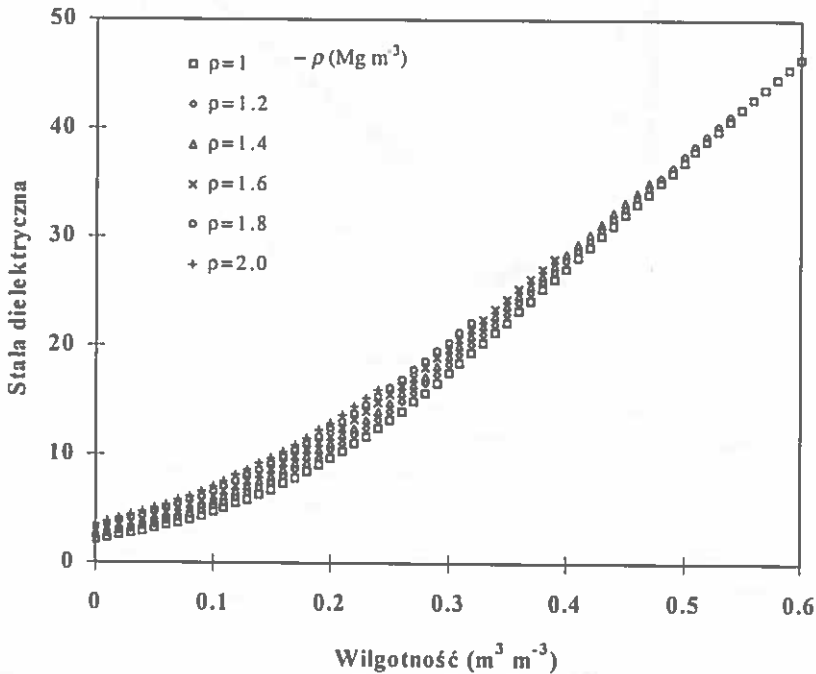
Rys. 11. Stała dielektryczna ośrodka dwu fazowego (gaz, ciecz) w funkcji jego wilgotności dla kilku wartości stopni swobody u z przedziału $\langle 1, \dots, \infty \rangle$.

Fig. 11. The dielectric constant of two phase medium (gas, liquid) as a function of volumetric water content for some values of degree of freedom u from range $\langle 1, \dots, \infty \rangle$.

Z dostępnych danych literaturowych można wnioskować, że faza stała ośrodka porowatego może charakteryzować się różnymi wartościami stałej dielektrycznej. W tablicach chemicznych podane są wartości stałej dielektrycznej ciał stałych, cieczy i gazów [38]. Wartości te będą wykorzystane w dalszej analizie. Można przypuścić, że stała dielektryczna ośrodka porowatego, w skład którego wchodzi głównie kwarc, będzie zależna od jego ilości w tym ośrodku. W przypadku, gdy zawartość kwarcu będzie dążyła do zera, to miejsce kwarcu będzie wypełniało powietrze, tak, więc stała dielektryczna powinna dążyć do stałej dielektrycznej powietrza. I na odwrót, gdy w ośrodku porowatym zawartość kwarcu będzie dążyć do jedności, a powietrza do zera, to stała dielektryczna takiego

ośrodka powinna dążyć do stałej dielektrycznej kwarcu. Gdy w skład układu wchodzi trzy fazy: stała, ciekła i gazowa, to należy oczekiwać, że wraz ze wzrostem gęstości układu stała dielektryczna, w zależności od jego wilgotności, powinna przesuwać się w stronę wyższych jej wartości.

Na Rys. 12 przedstawiono zależność stałej dielektrycznej ośrodka porowatego od jego wilgotności i dla różnych jego gęstości z parametrami modelu: $u = 7$ i promień kul równy 0.0796179 m. Przy dużym uwilgotnieniu ośrodka wpływ gęstości na jego stałą dielektryczną był zdecydowanie mniejszy niż przy małym. Nieliniowy charakter zależności stałej dielektrycznej i niewielkie jej przyrosty dla małych wilgotności, wskazują na konieczność uwzględniania gęstości ośrodka podczas pomiarów wilgotności przy użyciu metody TDR w tym zakresie.

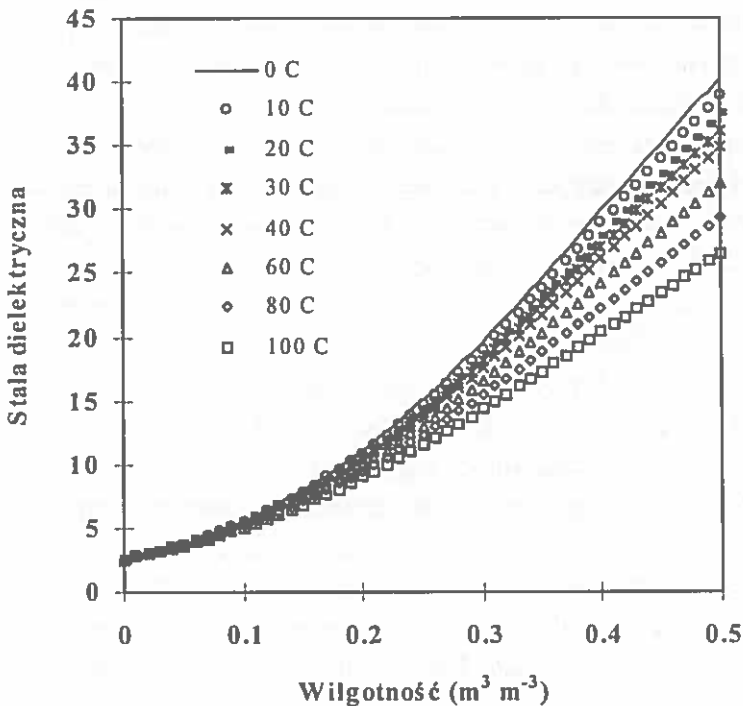


Rys. 12. Stała dielektryczna ośrodka porowatego w funkcji jego wilgotności w różnym stanie zagęszczenia. Gęstości fazy stałej 2.65 Mg m^{-3} , stała dielektryczna fazy stałej $\epsilon_r = 4.3$.

Fig. 12. The dielectric constant of porous medium as a function of volumetric water content for different compactions. Particle density 2.65 Mg m^{-3} , dielectric constant of solid $\epsilon_r = 4.3$.

Stała dielektryczna wody zależy od jej temperatury i jest ona opisana równaniem (81). Wpływ tego czynnika może być, zatem uwzględniony w obliczeniach

stałej dielektrycznej ośrodka porowatego. Zależność od temperatury pozostałych dwóch faz: stałej i gazowej jest zdecydowanie mniejsza niż fazy ciekłej i jest z reguły pomijana w obliczeniach, głównie, dlatego, że brak jest takich danych. Wpływ temperatury cieczy na stałą dielektryczną ośrodka porowatego przedstawiono na Rys. 13. Przy niskim uwilgotnieniu ośrodka porowatego wpływ ten jest znikomy, uwidacznia się coraz wyraźniej wraz ze wzrostem wilgotności ośrodka. Charakter zmian i obliczone wartości stałej dielektrycznej są zgodne z danymi uzyskanymi w badaniach eksperymentalnych przeprowadzonych przez Skieruchę [174].



Rys. 13. Stała dielektryczna gleby w funkcji jej wilgotności dla różnych wartości temperatury. Gęstości: gleby 1.3 Mg m^{-3} , fazy stałej 2.65 Mg m^{-3} , stała dielektryczna fazy stałej $\epsilon_s = 4.3$.

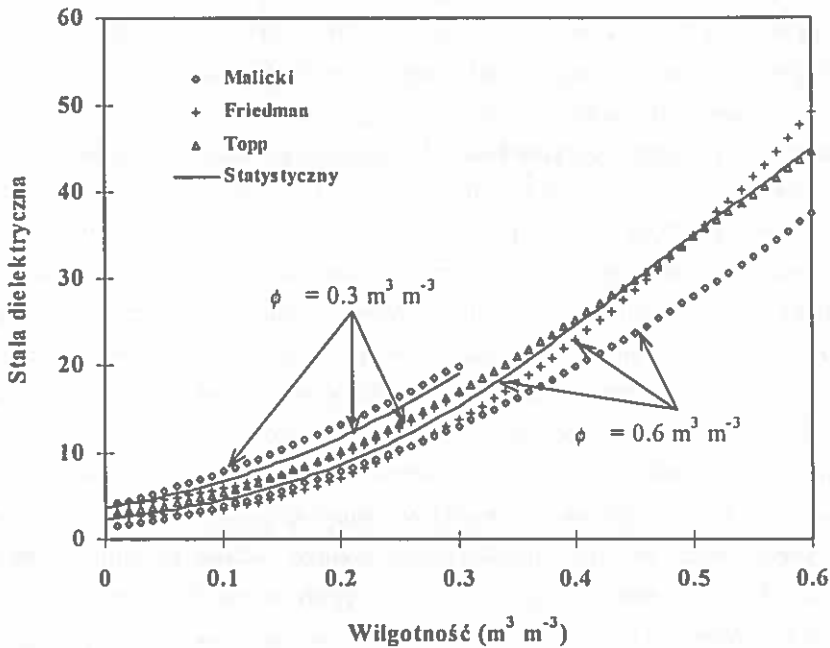
Fig. 13. The dielectric constant of porous medium as a function of volumetric water content for different temperatures. Bulk density 1.3 Mg m^{-3} , particle density 2.65 Mg m^{-3} , dielectric constant of solid $\epsilon_s = 4.3$.

Przeprowadzono również porównanie wartości stałej dielektrycznej gleby w funkcji jej wilgotności dla różnych stanów zagęszczenia na bazie czterech modeli

matematycznych. Model Malickiego i Toppa [113, 190] otrzymano w oparciu o dane eksperymentalne, natomiast model Friedmana [69] otrzymano na drodze analizy dwuwymiarowego układu kondensatorów połączonego w sieć kwadratów, przy czym ilość poszczególnych kondensatorów reprezentujących fazę stałą, ciekłą i gazową zależała od zawartości tych faz w jednostce objętości gleby. Czwartym modelem był statystyczny model autora z liczbą stopni swobody równą 7 i takim samym promieniu kul jak dla ośrodka dwufazowego. Stałe dielektryczne gleby obliczono dla dwóch porowatości 0.3 i 0.6 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ w zakresie wilgotności od stanu zerowego do pełnego nasycenia. Wyniki obliczeń przedstawiono na Rys. 14.

Wartości stałej dielektrycznej otrzymane z modelu Malickiego [113] obejmowały największy zakres zmian. Wyniki uzyskane zaś z modelu Toppa [190], najczęściej używanej krzywej kalibracyjnej stałej dielektrycznej gleby, umiejscowiły się w środku zakresu danych Malickiego. Z przeglądu gleb użytych w badaniach przez Toppa i Malickiego jak i ich gęstości oraz stałych dielektrycznych fazy stałej można wnosić, że uzyskane przebiegi stałej dielektrycznej są zgodne z oczekiwaniami przedyskutowanymi wcześniej podczas analizy wpływu zawartości fazy stałej na stałą dielektryczną ośrodka porowatego w oparciu o model statystyczny.

Model Friedmana [69] i model statystyczny zawierają się w obrębie modelu Malickiego [113]. Choć zakresy zmian wartości z tych dwóch ostatnich modeli są prawie równe, to ich przebiegi są nieco odmienne. Przebieg otrzymany z modelu statystycznego, przy większych zagęszczeniach gleby, był podobny do przebiegu otrzymanego z modelu Malickiego, ale był on przesunięty w stronę niższych wartości. Przy niskim zagęszczeniu oba te przebiegi były podobne do siebie, do wilgotności około 0.25 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, w dalszej części nieco się różniły, ale ich wartości kształtowały się odwrotnie do wcześniej przedstawionych. Te podobieństwa i rozbieżności między modelami mogą mieć swoje źródła w przyjętych założeniach i zastosowanych uproszczeniach. Fakt, że model Malickiego obejmował szeroką gamę gleb i prawie cały zakres spotykanych gęstości, daje z dużą pewnością prawidłowy obraz badanych zależności jak i charakter ich zmian. W konkretnym przypadku mogą wystąpić jednak różnice wartości wilgotności obliczonych z modelu ze zmierzonymi [200]. W takim przypadku należy wyznaczyć nowe parametry modelu, które będą odnosiły się do tej konkretnej gleby, struktura modelu zostaje jednak nienaruszona.



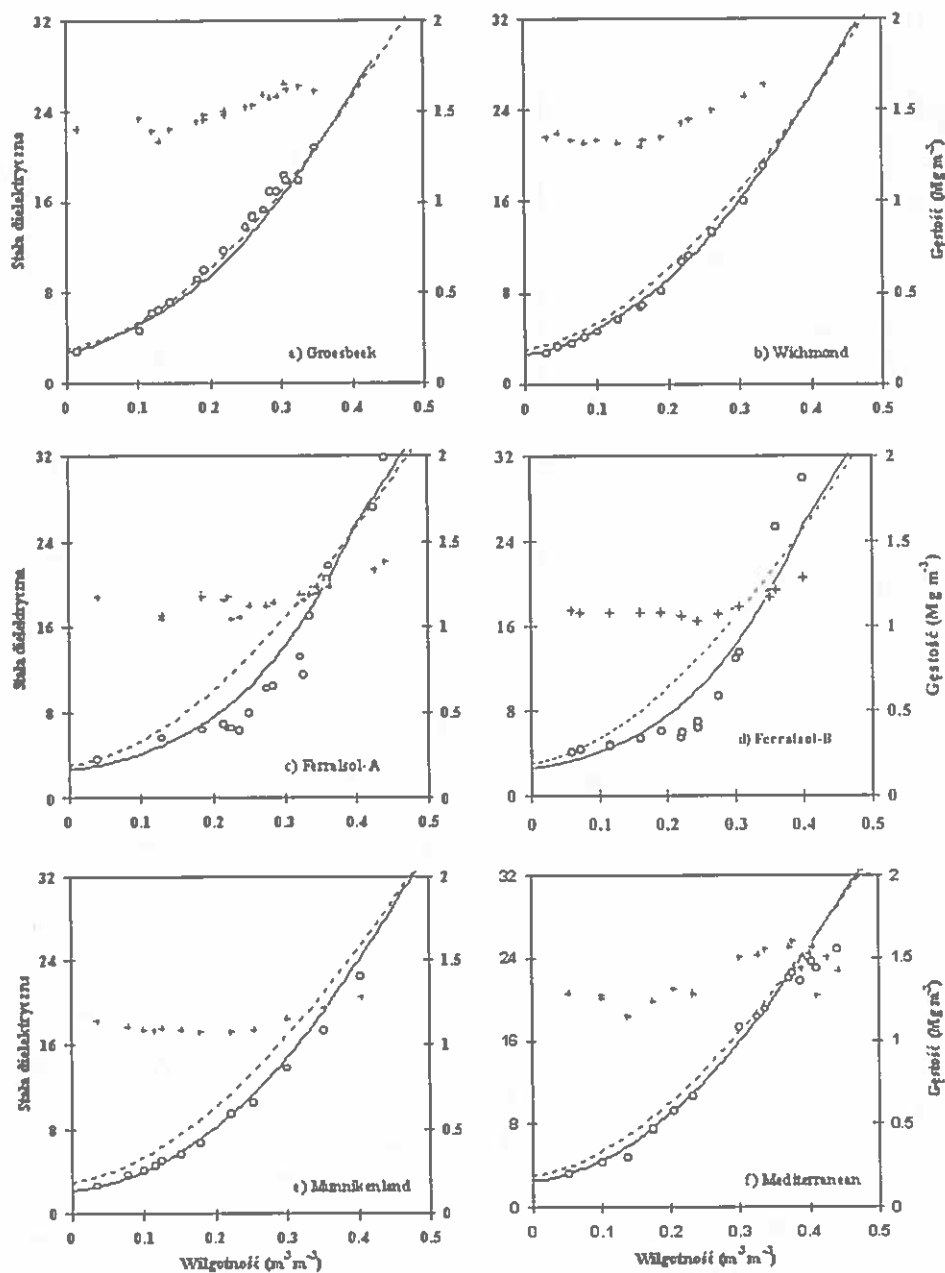
Rys. 14. Stała dielektryczna gleby w funkcji jej wilgotności otrzymana z różnych modeli (Malickiego, Friedmana, Toppa i statystycznego) dla dwóch wartości porowatości: $\phi = 0.3$ i $0.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Fig. 14. The dielectric constant of soil as a function of volumetric water content obtained from different models (Malicki, Friedman, Topp and statistical) for two values of porosity: $\phi = 0.3$ i $0.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

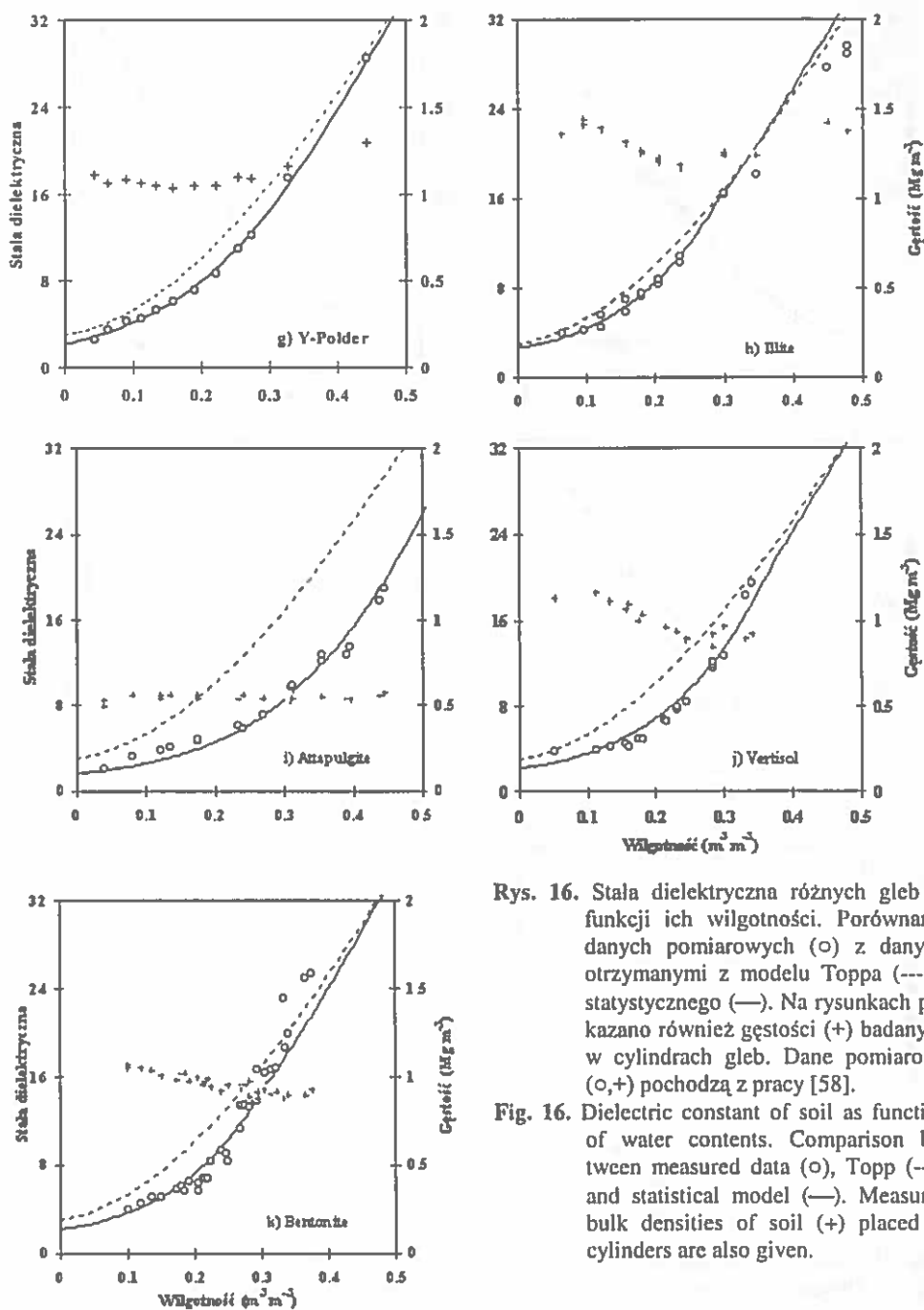
W oparciu o model statystyczny przeprowadzono obliczenia stałej dielektrycznej dla kilkunastu gleb i ośrodków porowatych w różnych ich stanach uwilgotnienia i zagęszczenia. Wyniki tych obliczeń przedstawiono na Rys. 15÷17. Na części rysunków naniesione są gęstości gleby w funkcji jej wilgotności (gęstości gleby, które były uwzględniane podczas obliczeń stałej dielektrycznej z modelu statystycznego) oraz wartości stałej dielektrycznej otrzymane z empirycznych modeli Malickiego i Toppa [168, 190]. Podczas obliczeń uwzględniano hipotezę, że przenikalność dielektryczna wody zaadsorbowanej na cząstkach stałych jest nie mniejsza niż przenikalność poszczególnych składników fazy stałej i wzrasta ona liniowo, w pierwszym przybliżeniu, do stałej dielektrycznej wody wolnej przy zawartości wody odpowiadającej punktowi wędnięcia roślin (pF 4.2). Wartości wilgotności odpowiadające punktowi wędnięcia roślin, oszacowane ze składu

gramulometrycznego i mineralogicznego gleb, wartości stałej dielektrycznej fazy stałej, gęstości gleby i fazy stałej, które zostały wykorzystane do obliczeń oraz wyznaczone stopnie swobody modelu zestawiono w Tabeli 3.

W zdecydowanej większości gleb i ciał porowatych wartości stopni swobody były równe 7. W dwóch przypadkach, dla gleby organicznej i łu, które charakteryzowały się małymi gęstościami, wartości te były niższe i wynosiły odpowiednio 6 i 5. Część gleb (Rys. 15c, d, Rys. 16j, k, Rys. 17c) wykazuje powolny prawie liniowy wzrost stałej dielektrycznej wraz ze wzrostem wilgotności. W większości były to gleby o dużych powierzchniach właściwych, które charakteryzowały się też dużymi wartościami wody zaadsorbowanej. Gdyby rozpatrywać takie układy cząstek jako kondensator płaski, czy też kulisty, w których dielektryk znajdujący się między okładkami kondensatorów składa się szeregowo połączonych dwóch składników: fazy stałej $\epsilon_s = 4.3$ i zaadsorbowanej wody $\epsilon_{bw} = 3.2$ [58], przy czym zawartość wody zaadsorbowanej mogłaby rosnać aż do wody wolnej, to należałoby się spodziewać, że stała dielektryczna takiego układu powinna początkowo maleć do pewnej wartości wilgotności, a następnie wzrastać wraz z wilgotnością. W prezentowanych danych pomiarowych nie zaobserwowano ani jednego przypadku, w którym obserwowano by spadek wartości stałej dielektrycznej gleby wraz ze wzrostem wilgotności. Można, zatem w oparciu o te dane pomiarowe i analizę elementarnego kondensatora złożonego z dwóch dielektryków połączonych szeregowo, przyjąć, że stała dielektryczna wody zaadsorbowanej nie jest mniejsza niż składnika fazy stałej i że wzrasta ona wraz ze wzrostem ilości warstw wody do wartości dla wody wolnej. Wzrost stałej dielektrycznej gleby w obrębie zakresu wilgotności odpowiadającej wodzie trudnodostępnej dla roślin jest tym obszarem, w którym stała dielektryczna wody osiąga wartość odpowiadającą wodzie wolnej. Przeprowadzone obliczenia na bazie modelu statystycznego z tak zadanymi uproszczeniami, porównanie danych obliczonych z modelu, z danymi pomiarowymi oraz otrzymane z tych porównań parametry regresji i błędów (Tabela 5), pozwalają przyjąć taką hipotezę. Pierwsze liniowe przybliżenie zmian stałej dielektrycznej wody w przedziale od wody związanej do wody wolnej nie jest do końca zadawalające, ale wskazuje nam kierunek dalszych poszukiwań i badań, które pozwolą nam dokładniej poznać i wytłumaczyć tę zależność.

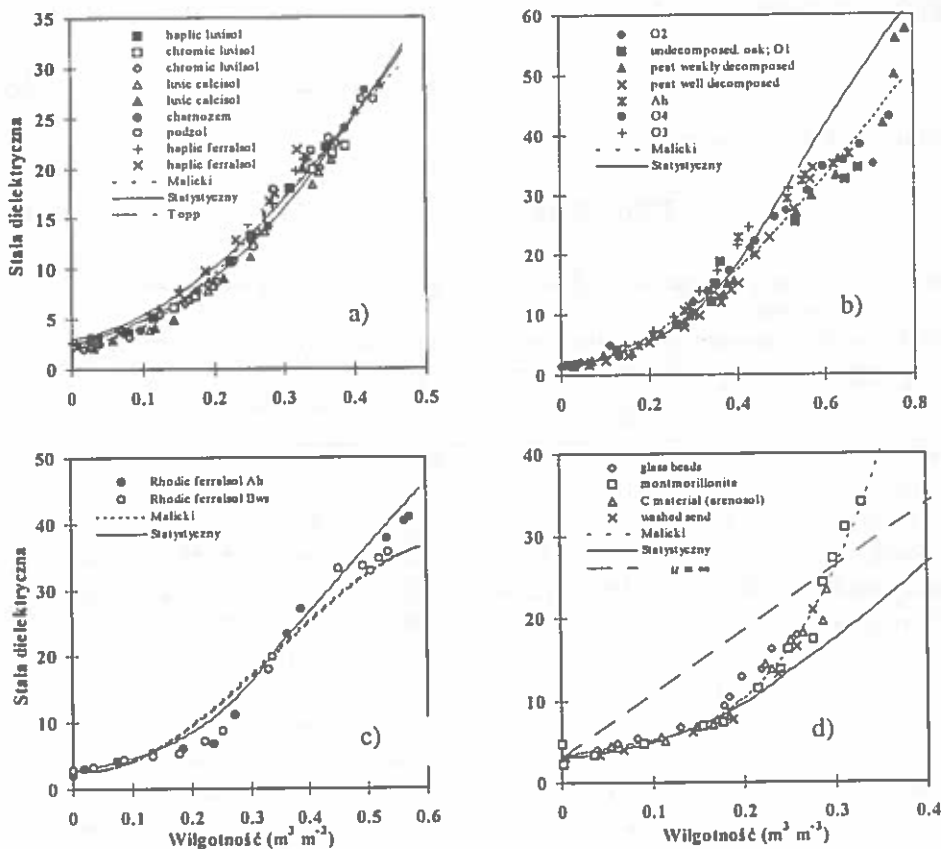


Rys. 15. Stała dielektryczna różnych gleb w funkcji ich wilgotności (objaśnienia na Rys. 16).
 Fig. 15. Dielectric constant of soils as function of water contents (explanation on Fig. 16).



Rys. 16. Stała dielektryczna różnych gleb w funkcji ich wilgotności. Porównanie danych pomiarowych (\circ) z danymi otrzymanymi z modelu Toppa (---) i statystycznego (—). Na rysunkach pokazano również gęstości (+) badanych w cylindrach gleb. Dane pomiarowe (\circ , +) pochodzą z pracy [58].

Fig. 16. Dielectric constant of soil as function of water contents. Comparison between measured data (\circ), Topp (---), and statistical model (—). Measured bulk densities of soil (+) placed in cylinders are also given.



Rys. 17. Stała dielektryczna gleby w funkcji jej wilgotności, z uwzględnieniem matematycznych modeli Malickiego i Toppa oraz modelu statystycznego: gleb mineralnych – a i c), organicznych – b) i innych substancji – d). Dane pomiarowe (○, ●, ◆, ..., ■, □, ◇) pochodzą z pracy [168].

Fig. 17. Dielectric constant of soil as function of volumetric water content, also show models of Malicki, Topp and statistical for mineral soils – a and c), organic – b) and others materials – d).

Empiryczne modele Malickiego i in.[168], które są pokazane na Rys. 17 opisane są równaniami: a) gleby mineralne:

$$\varepsilon = 2.87 - 11.1\theta + 276\theta^2 - 272\theta^3, \quad (87)$$

b) gleby organiczne:

$$\varepsilon = 0.97 - 10.9\theta + 87.4\theta^2 - 28\theta^3, \quad (88)$$

c) gleba mineralna (ferrosole):

$$\varepsilon = 3.92 - 41.6\theta + 374\theta^2 - 322\theta^3, \quad (89)$$

d) inne substancje porowate*:

$$\varepsilon = 3.06 + 31.4\theta - 228.4\theta^2 + 1260.2\theta^3. \quad (90)$$

Tabela 5. Statystyka porównań stałej dielektrycznej gleby obliczonej z modelu statystycznego ze zmierzonymi

Table 5. Statistical summary comparison of measured and calculated of soil dielectric constant

Gleby	σ_b	η_b	$\varepsilon_c = a\varepsilon_m$	R^2	$\varepsilon_c = a\varepsilon_m + b$		R^2
		%	a		a	b	
Groesbeek	0.85	12.4	0.9516	0.987	0.9481	0.0496	0.987
Wichmond	0.33	11.2	1.0094	0.996	0.9794	0.3413	0.997
Ferralsol-A	1.92	47.0	1.0366	0.937	0.9298	1.7911	0.955
Ferralsol-B	2.39	52.8	0.9410	0.889	0.7906	2.5851	0.944
Munnikenland	0.89	10.2	1.0746	0.996	1.1178	-0.5520	0.998
Mediterranean	1.57	20.2	1.0646	0.983	1.0818	-0.3237	0.984
Y-Polder	0.32	7.8	0.9837	0.999	0.9743	0.1377	0.999
Illite	1.64	14.8	1.0963	0.992	1.1596	-1.1082	0.996
Attapulgit	2.08	31.7	1.1129	0.954	1.2607	-1.9521	0.973
Vertisol	1.07	26.9	0.9838	0.928	0.8477	1.4669	0.960
Bentonite	1.72	28.3	0.9213	0.919	0.7819	2.0348	0.958
Mineralne	1.16	42.7	0.9612	0.981	0.9313	0.5153	0.983
Organiczne	2.40	35.7	1.1617	0.953	1.2205	-1.7105	0.956
Ferralsole	2.17	57.1	1.0622	0.987	1.0346	0.7914	0.988
Inne substancje	3.91	41.2	0.7563	0.859	0.6145	2.3986	0.930
Organiczne ¹	-	-	1.0725	0.960	1.1185	-0.9893	0.963
Inne substancje ²	-	-	0.8234	0.933	0.7226	1.4093	0.958

¹ w zakresie wilgotności od 0 do 0.6 m³ m⁻³; ² od 0 do 0.28 m³ m⁻³; obliczona ε_c ; zmierzona ε_m , średni błąd kwadratowy σ_b , maksymalny błąd względny η_b , parametry równań regresji a, b oraz współczynniki determinacji R^2

Wyniki liniowej regresji stałej dielektrycznej obliczonej z modeli Toppa, Maxwella-De Loora, $\alpha - \text{Brichaka}$ ze zmierzonymi TDR-em podane są w pracy [58]. Porównanie wyników z modelu statystycznego z pomiarowymi i ich analizę regresji liniowej (raz gdy prosta przechodzi przez punkt 0.0, a drugi raz z przesu-

* równanie otrzymano w wyniku dopasowania wielomianu trzeciego stopnia do empirycznych danych.

nięciem – wyrazem wolnym) przedstawiono w Tabeli 5. W Tabeli 5 podano również średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny. Analiza regresji i wartości błędów wskazują na bardzo dobrą zgodność wyników otrzymanych z modelu ze zmierzonymi. Współczynniki determinacji R^2 w zdecydowanej większości były wyższe od 0.95 i tylko w dwóch przypadkach nieco mniejsze od 0.9 i były one wyższe od wartości otrzymanych dla pozostałych modeli [58]. Przyjmując dokładność jako kryterium, pozostałe modele można uszeregować w następującej kolejności: model Maxwella-De Loora, model α – Brichaka (konieczność indywidualnej kalibracji parametru α dla każdej gleby) i model Toppa.

Empiryczne modele Malickiego były dobierane indywidualnie do grupy gleb, czy ośrodków porowatych, które charakteryzowały się podobnymi cechami. Porównanie modelu statystycznego z danymi pomiarowymi i otrzymanymi z empirycznych modeli Malickiego wskazuje na bardzo dobrą zgodność w przypadku gleb mineralnych i ferrasoli oraz dość dobrą dla gleb organicznych i innych substancji porowatych w zakresie wilgotności od 0 do 0.6 i od 0 do 0.28 m³ m⁻³. Wyliczone w tym przypadku współczynniki determinacji R^2 były podobne w rozpatrywanych modelach (Tabela 5) i [168]. W przypadku gleb organicznych i innych substancji dla powyżej podanych zakresów zgodność wyników była mniej zadowalająca, głównie dla innych substancji (Rys. 17d), R^2 było nieco mniejsze w modelu statystycznym (mniejszy o 0.05). Na Rys. 17d. naniesiono również przebieg stałej dielektrycznej substancji wyznaczoną z modelu statystycznego przy $u = \infty$ (długie kreski). Z porównania tych dwóch przebiegów wynika, że model statystyczny nie obejmuje tego zakresu zmian stałej dielektrycznej. Na tym etapie rozważań i posiadanych informacji o tej substancji, wytłumaczenie rozbieżności między danymi, bez dodatkowych badań, byłoby dość trudne.

3.8. Statystyczny model przewodności hydraulicznej

Jedną z podstawowych właściwości ośrodka porowatego determinującą ruch cieczy lub gazu jest przewodność hydrauliczna K [2, 30, 118, 120, 125]. Znajomość tej właściwości jest niezbędna do opisu ruchu cieczy i gazu w ośrodku porowatym, ma też ona istotne znaczenie praktyczne w kształtowaniu dostępu wody i składników pokarmowych roślinie, czy też w projektowaniu w melioracji [52, 104, 165]. O tym jak ważna jest to właściwość oraz jak trudna jest ona do wyznaczenia czy oszacowania świadczy ogromna ilość prac, publikowana zarówno w

kraju jak i zagranicą [2, 3, 4, 5, 6, 7, 19, 22, 25, 32, 34, 35, 37, 39, 40, 52, 60, 72, 78, 86, 87, 99, 112, 123, 139, 142, 143, 145, 148, 151, 153, 154, 156, 158, 186, 211, 215, 221, 222]. Potrzeba znalezienia optymalnego rozwiązania problemu wymiany masy i energii w ośrodku porowatym w oparciu o podstawowe, łatwo mierzalne właściwości ośrodka, jak i wyjaśnienia skomplikowanego procesu przepływu medium w ośrodku porowatym jest głównym motorem podejmowania badań w tym obszarze. W niniejszej pracy podjęto próbę uproszczonego opisanie wymiany masy w ośrodku porowatym w oparciu o statystyczny model przewodności hydraulicznej.

3.8.1. Przepływ wody w ośrodku porowatym

Przepływ cieczy lub gazu w ośrodku porowatym opisywany jest prostą zasadą zwaną prawem Darcy. Stwierdza ona, że szybkość objętościowa przepływu przypadająca na jednostkę powierzchni jest proporcjonalna do spadku potencjału:

$$Q_v = \frac{KA\Delta\psi}{l} = \frac{1}{R} \Delta\psi \quad (91)$$

gdzie Q_v jest szybkością objętościową przepływu, K – przewodnością hydrauliczną, $\Delta\psi$ – spadkiem potencjału w poprzek warstwy, A – polem warstwy, l jej miąższość, R – opornością. Wyidealizowanym modelem przepływu cieczy w ośrodku porowatym jest równanie Hagena - Poiseuille'a opisujące laminarny i stacjonarny przepływ cieczy przez prostą kapilarę o przekroju kolistym. Objętość cieczy, która w czasie t pod działaniem różnicy ciśnień przepływa przez rurkę kapilarną o promieniu r i długości l obliczana jest ze wzoru:

$$Q_v = \frac{\rho g r^2 A}{8\eta} \frac{\Delta\psi}{l} = \frac{KA}{l} \Delta\psi = \frac{1}{R} \Delta\psi \quad (92)$$

gdzie r oznacza promień kapilary, g – przyspieszenie ziemskie, η jest lepkością cieczy. Równanie to zachowuje swoją strukturę dla liczby Reynoldsa nie większej niż 4. Ostatni warunek spełniony jest przy dyspersyjnym przepływie cieczy i gazu w ośrodku porowatym.

Można przyjąć, że ośrodek porowaty odwzorowywany będzie przez układ (sieć) mniej lub bardziej cylindrycznych kanałów powiązanych między sobą.

Promień kapilary r może w jednym przypadku reprezentować elementarną kapilarę np. powstałą między cząsteczkami gleby, w drugim średni promień hydrodynamiczny [2]:

$$r = \frac{k' \phi}{S_o (1 - \phi)}, \quad (93)$$

który jest proporcjonalny do objętości pustej przestrzeni ośrodka podzielonej przez wielkość powierzchni. Podstawienie tego promienia do równania Poiseuille'a prowadzi do równania Kozeny'go [2]:

$$Q_\psi = \frac{1}{k} \left(\frac{\phi^2}{S_o^2 (1 - \phi)^2} \right) \frac{\Delta \psi}{\eta l} = \frac{K'}{\eta} \frac{A \Delta \psi}{l} \quad (94)$$

gdzie k' i k – współczynniki proporcjonalności, ostatni z nich zależy od struktury gleby (np. od krętości kanałów), ϕ jest porowatością, S_o jest powierzchnią właściwą cząsteczek ośrodka porowatego, tj. całkowita ich powierzchnia podzielona przez ich całkowitą objętość, K' – przenikalność ośrodka. Współczynnik k jak i wielkości w nawiasie, w równaniu Kozeny'go, wskazują, że przepływ cieczy jest determinowany przez naturę sieci porowatej.

Spojrzenie na ośrodek porowaty jako sieć połączonych kapilar pozwala na zastosowanie statystycznego podejścia do opisu przepływu cieczy i gazu. W skład ośrodka porowatego wchodzi faza stała i to jej konfiguracja decyduje o rozkładzie porów w tym ośrodku, a tym samym warunkuje ona przebieg krzywej retencji wodnej ośrodka [128, 129, 130, 147, 163, 166, 167]. Krzywa retencji jest podstawową charakterystyką używaną w modelu statystycznym. Z literatury wiadomo, że konfiguracja fazy stałej determinowana jest przez rozkład granulometryczny, zawartość materii organicznej oraz strukturę upakowania cząstek (zagęszczenie), a więc, będą one determinowały przepływ cieczy w ośrodku [5, 7, 12, 36, 37, 60, 61, 104, 155]. Wpływ zagęszczenia ośrodka na przebieg krzywej retencji wody jest bardzo istotny, przy czym jest on uwarunkowany rodzajem ośrodka porowatego i jego powierzchnią właściwą [53, 179, 180, 208].

Modele teoretyczne szeroko stosowane do opisu hydrofizycznych właściwości ośrodka oparte są na wybranych właściwościach fizycznych i strukturalnych tego ośrodka [44, 62, 101, 107, 122, 178, 182, 188, 205], bądź na określonych warto-

ściach potencjału z wybranymi parametrami fazy stałej [16, 23, 81, 124, 127, 134, 135, 136, 146, 170, 172, 177, 178, 187, 215]. Modele te mają swoje wady i są ciągle niedoskonałe. Przyczynę tego stanu należy upatrywać w samym obiekcie badań, np. gleba jest obiektem żywym, a tym samym bardzo zmiennym [31, 41, 85, 94, 131, 137, 198, 201, 210]. To wszystko powoduje, że wymyka się ona idealizacji i nie poddaje się uproszczeniom, które są nieodzowne do jej opisu i zrozumienia.

3.8.2. Opis statystycznego modelu przewodności hydraulicznej

Statystyczny model przewodności hydraulicznej zbudowano tak samo jak wcześniejsze modele statystyczne. W tym przypadku ciecz lub gaz, które występują między cząsteczkami i ich przepływ przez układ zobrazowany jest przez układ kapilar (Rys. 4 a, b'). Połączenia kapilar w warstwie będą odwzorowywane przez równoległe połączenia oporników hydraulicznych, natomiast między warstwowe połączenia kapilar przez szeregowe połączenia oporników (Rys. 4c).

Przewodnictwo hydrauliczne elementarnej kapilary w sieci wyznacza się z równania Hagena - Poiseuille'a:

$$K_{ij} = \frac{\rho g}{8\eta} r_{ij}^2 \quad (95)$$

Podobnie przewodnictwo hydrauliczne ośrodka porowatego wyraża się poprzez średni promień hydrodynamiczny:

$$K = \frac{\rho g}{8\eta} r^2 \quad (96)$$

Podstawiając powyższe zależności, do równania na całkowitą oporność układu połączeń równoległych i szeregowych oporników, otrzymuje się wyrażenie:

$$\frac{l}{AK} = \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{l_{ij}}{A_{ij} K_{ij}}}, \quad (97)$$

Przyjmując, że A odpowiada u średnich powierzchni πr^2 , a A_{ij} równa się πr_{ij}^2 , natomiast na długości l występuje n jednostkowych połączeń szeregowych, po podstawieniu ich otrzymuje się:

$$\frac{\rho g r^2 u \pi r^2}{8 \eta n} = \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{\pi r_{ij}^2 \rho g r_{ij}^2}{8 \eta l_{ij}}}}, \quad (98)$$

a po skróceniu

$$r^4 = \frac{1}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^4}{l_{ij}}}}. \quad (99)$$

Pierwiastkując powyższe równanie otrzymuje się równanie na średni promień hydrodynamiczny podniesiony do kwadratu:

$$r^2 = \sqrt{\frac{1}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^4}{l_{ij}}}}}. \quad (100)$$

Podstawiając ponownie r^2 do równania na K ze średnim promieniem hydrodynamicznym otrzymuje się równanie:

$$K = \frac{\rho g}{8 \eta} \sqrt{\frac{1}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^4}{l_{ij}}}}}. \quad (101)$$

Postępując podobnie jak wcześniej przy modelu przewodności elektrycznej, biorąc pod uwagę wielkości fizyczne, które determinują przepływ gazu i cieczy w ośrodku można zapisać ogólne równanie przewodności hydraulicznej:

$$K = \frac{\rho g}{8\eta} \sqrt{\frac{1}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \frac{r_1^4}{l_1} + \dots + x_{kj} \frac{r_k^4}{l_k}}} } \quad (102)$$

gdzie: L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia kapilar, a_j zawiera x_1, x_2, \dots, x_k – liczbę kapilar powstałych między cząstkami ośrodka o promieniach kapilar r_1, r_2, \dots, r_k i długościach l_1, l_2, \dots, l_k , przy czym: $\sum_{i=1}^k x_{ij} = u, j=1, 2, \dots, L, P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo wystąpienia danej konfiguracji kapilar. Spełniony musi być też warunek: $\sum_{j=1}^L P(X = x_j) = 1$.

3.8.3. Dane pomiarowe do weryfikacji statystycznego modelu dyfuzyjności i przewodności hydraulicznej

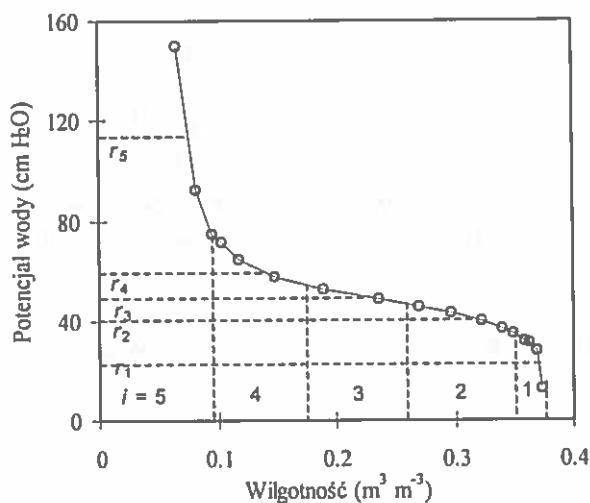
Dane pomiarowe przewodności wodnej i gazowej, dyfuzyjności gazowej, porowatości, gęstości ośrodka, gęstości fazy stałej, zawartości materii organicznej, zawartości wody przy różnym jej potencjale oraz temperatury ośrodka, pochodziły z prac Balla i in. [13, 14, 15] i Brooksa i Coreya [26]. W pracach tych zamieszczone są również szczegóły dotyczące aparatury pomiarowej użytej w badaniach. Dane obejmowały trzy ośrodki porowate: 1) dwie zwarte skały – skała Berea i Hygiene; 2) sztuczny ośrodek porowaty zbudowany z kapilar o różnych średnicach, które połączono w szereg, równoległe lub sposób mieszany; 3) glina pylista Hamble pobrana do cylindrów o średnicy 3.8 cm i wysokości 5 cm z pola po sie- wie i zaoranego, z poziomu 3+8 cm. Gazem dyfundującym był Krypton-85 i hel, do określania przewodności gazowej używano helu i suchego powietrza.

3.8.4. Testowanie statystycznego modelu przewodności hydraulicznej

Testowania i weryfikacji zaproponowanych modeli dokonano na drodze anali- zy składowych jego elementów oraz na podstawie porównania wartości obliczo- nych z modelu ze zmierzonymi. Przyjęto pewne uproszczenia odnośnie ośrodka porowatego. Opisano go przez sześć różnych kapilar o jednakowych długo- ściach. Wyznaczenia promieni kapilar dokonywano w oparciu o krzywe retencji

wody w ośrodku (Rys. 18), natomiast ich długości oraz stopnie swobody modelu u na drodze obliczeń, w taki sposób, aby uzyskać najlepszą zgodność między wartościami obliczonymi i zmierzonymi.

Prawdopodobieństwo wylosowania w pojedynczej próbie określonej kapilary w badanej próbce ośrodka czy gleby f_i , $i = 1, \dots, k$, wyznaczano również w oparciu o krzywe retencji wody w glebie. Przyjęto, że krzywe retencji wody dzieli się na k części, w naszym przypadku na pięć części, niekoniecznie równych, ale mogą być też równe. Dla każdej takiej części wyznaczano średni promień kapilary (lub potencjał wody) i odpowiadające im zawartości wody.



Rys. 18. Określenie średnich promieni kapilar r_i i odpowiadających im zawartości wody, $i = 1, 2, \dots, 5$ z krzywej retencji wody. Dane użyte w przykładzie pochodzą z pracy [26].

Fig. 18. Determination of mean capillary radius and volumetric water content, $i = 1, 2, \dots, 5$ from retention curve of water. Data used in this example are taken from paper [26].

Z podstawowych danych fizycznych ośrodka wyznaczano również porowatość ogólną. Otrzymane tak dane były podstawowymi danymi wejściowymi do statystycznego modelu przewodnictwa hydraulicznego i dyfuzyjności wody, gazu czy substancji w ośrodku porowatym. Takiego samego lub innego podziału można dokonać w oparciu o matematyczne równanie opisujące krzywe retencji wody [20, 28, 29, 72, 178] lub poprzez uśrednianie zmierzonych wartości potencjału wody i określeniu odpowiadających im zawartości wody. Przy wyznaczaniu przewodności wodnej ośrodka porowatego określano zawartość wody w poszczególnych

częściach (5 części) i zawartość powietrza (6. część). Dzieląc każdą z nich przez porowatość ogólną otrzymywano wartości odpowiadające jednostce objętości f_i , ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), $i = 1, 2, \dots, 6$. Wartości te są traktowane jako prawdopodobieństwa uzyskania wyniku typu i w pojedynczej próbie. Promień kapilary odpowiadający szóstej części może być określany z prężności pary wodnej lub też empirycznie, poprzez taki jego dobór, aby dawał on najlepszą zgodność wyników obliczonych ze zmierzonymi. W przypadku tej pracy zastosowano drugi sposób – empiryczny. Przy wyliczaniu przewodności gazu wyznaczone wcześniej promienie kapilar, z krzywej retencji wody i na drodze empirycznej, są teraz przyjmowane jako promienie, które określają przepływ gazu w ośrodku porowatym. W poszczególnych częściach ośrodka zmienia się medium (warunek: przepływy wody i gazu opisane są tą samą krzywą retencji wodnej). I tak, woda zastępowana jest powietrzem (5 części), a powietrze wodą (6. część). Postępując podobnie jak wcześniej wyznaczano f_i , ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), $i = 1, 2, \dots, 6$. Wartości te są traktowane jako prawdopodobieństwa uzyskania wyniku typu i w pojedynczej próbie. Prawdopodobieństwa wyznaczone do obliczeń przewodności wody i gazu są używane również przy obliczaniu dyfuzyjności gazu czy substancji.

3.8.5. Porównanie wyników przewodności wodnej obliczonej z danymi pomiarowymi

Za pomocą modelu statystycznego przeprowadzono obliczenia przewodności hydraulicznej wody dla dwóch skał. W pierwszej fazie obliczeń wyznaczono z krzywych retencji wodnej skał średnie promienie hydrauliczne i odpowiadające im zawartości wody, $i = 1, \dots, 5$. Dane te wprowadzono do statystycznego modelu oraz zestawiono w Tabeli 6.

Następnie korzystając z wartości przewodności hydraulicznej wody w strefie pełnego jej nasycenia dobrano długości kapilar jak i stopnie swobody u poprzez porównanie wyników obliczonych i zmierzonych oraz uzyskanie najlepszej zgodności między nimi. W strefie nienasyconej gleby wodą konieczne jest określenie promienia kapilary odnoszącej się do pary wodnej (powietrza ośrodka), $i = 6$. Podobnie jak wcześniej, wyznaczono ten promień w oparciu o porównanie i zgodność wyników obliczonych ze zmierzonymi. Tak, więc, aby określić ostatni promień kapilary należy dysponować, co najmniej jednym pomiarem przewodno-

ści hydraulicznej wody w strefie nienasyconej. Tak dobrane parametry modelu wystarczą do wyznaczenia charakterystyki wodnej danego ośrodka porowatego.

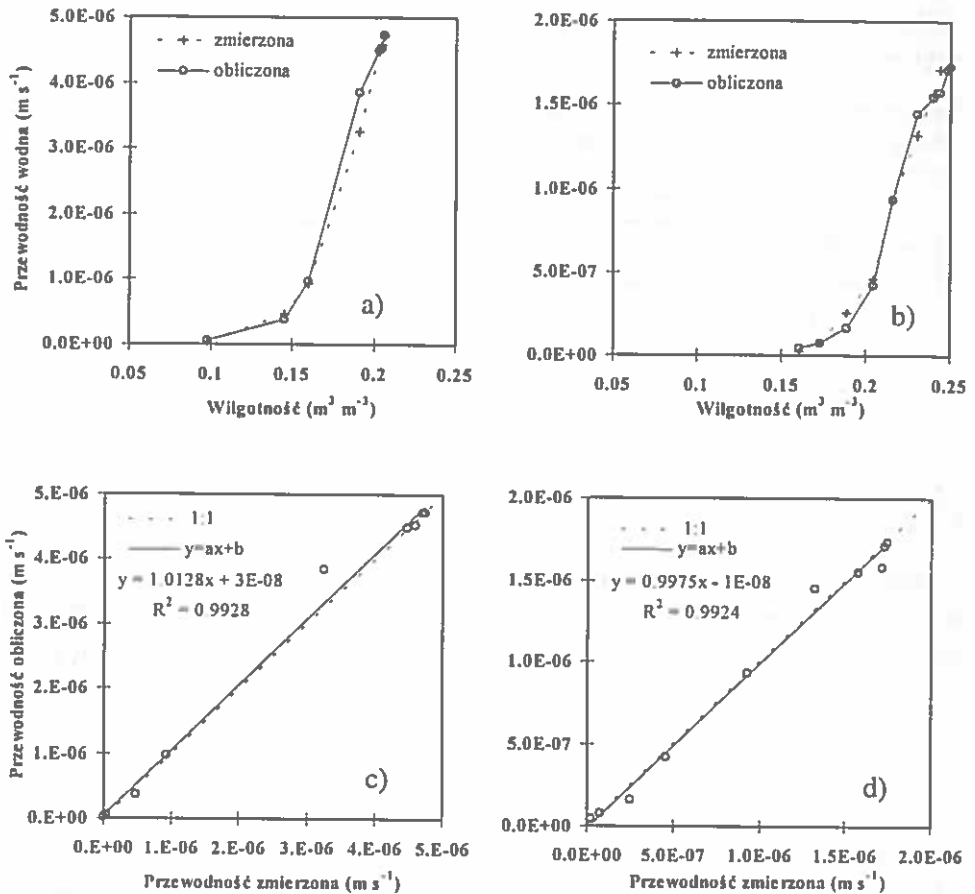
Tabela 6. Parametry modelu przewodności wody i gazu
Table 6. Water and gas conductivity model parameters

Indeks	Parametry modelu przewodności wody				Parametry modelu przewodność gazu			
	Skala Berea		Skala Hygiene		Skala Berea		Skala Hygiene	
<i>i</i>	θ_i ($m^3 m^{-3}$)	r_i (μm)	θ_i ($m^3 m^{-3}$)	r_i (μm)	θ_i ($m^3 m^{-3}$)	r_i (μm)	θ_i ($m^3 m^{-3}$)	r_i (μm)
1	0.0021	83.5	0.0063	62.3	0.0645	75.0	0.0238	75.0
2	0.0132	41.0	0.0395	26.6	0.0270	28.3	0.0230	25.5
3	0.0453	31.8	0.0318	22.1	0.0251	24.8	0.0225	22.7
4	0.0744	23.6	0.0215	17.5	0.0239	18.2	0.0298	18.4
5	0.0711	14.9	0.1510	14.9	0.0655	12.8	0.1510	14.9
6		0.9		0.6		0.9		0.6

θ_i – zawartość wody odpowiadająca danemu promieniowi kapilary r_i .

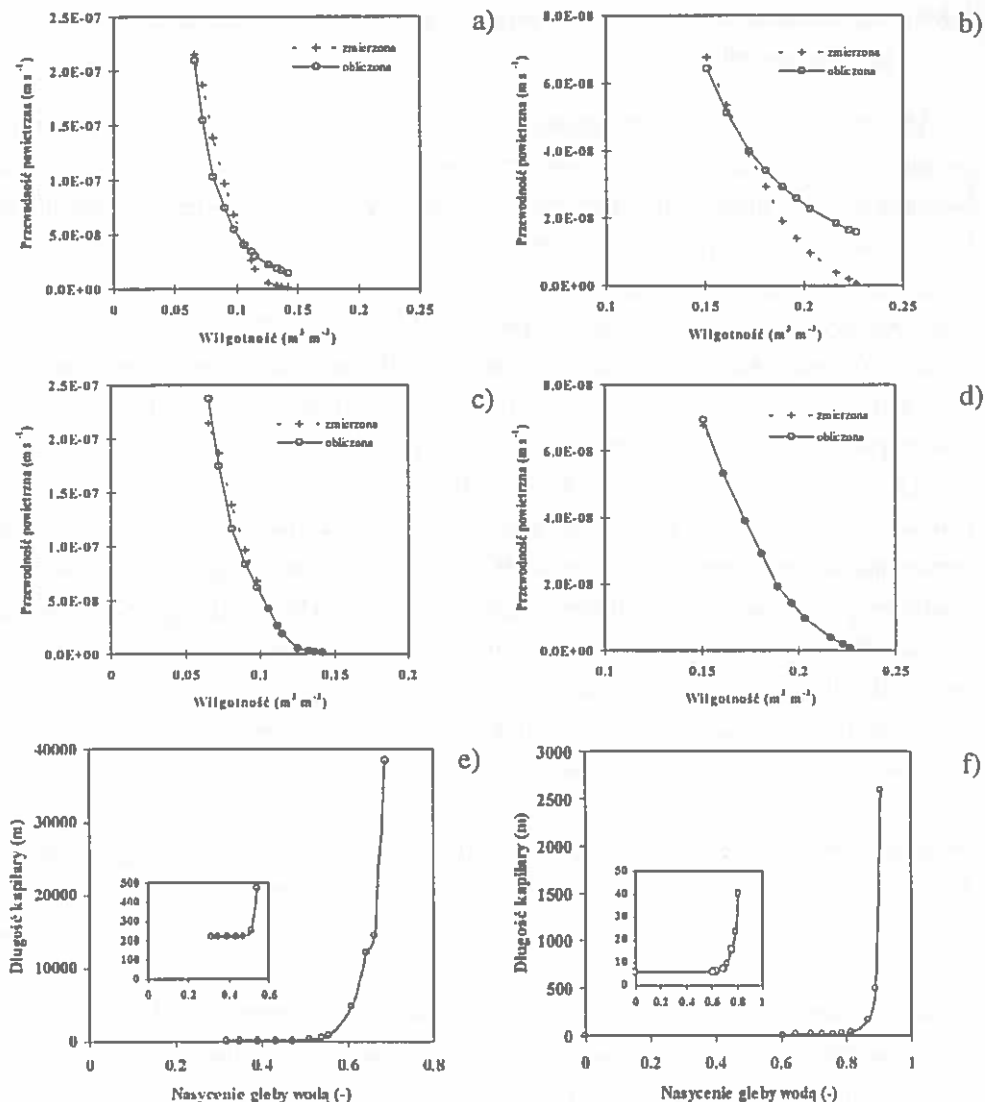
Obliczone przewodności hydrauliczne wody dla dwóch skał i zmierzone ich wartości w funkcji wilgotności oraz równania regresji przedstawiono na Rys. 19. Parametry modelu statystycznego zostały ustalone i wynosiły one odpowiednio: stopień swobody równy był $u = 7$ dla obu skał, długości kapilar były różne, ale stałe w całym zakresie badanych wilgotności i wynosiły odpowiednio: skała Berea $l = 35462$ m i skała Hygiene $l = 136783$ m.

Analiza uzyskanych wyników wskazuje na bardzo dobrą zgodność wartości obliczonych ze zmierzonymi. Współczynniki kierunkowe równań regresji są prawie równe 1, wyraz wolny jest bliski zeru. Wysokie wartości współczynników determinacji $R^2 > 0.99$ wskazują, że przyjęte uproszczenia są dopuszczalne a zmienne losowe użyte przy obliczeniach zostały wybrane poprawnie. Średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny dla skały Berea wynosił $\sigma_b = 2.29 \cdot 10^{-7}$, $\eta_b = 18.6\%$, a dla skały Hygiene $\sigma_b = 6.43 \cdot 10^{-7}$, $\eta_b = 126\%$. Ta ostatnia wartość odnosiła się do przewodności wodnej skały obliczonej przy najniższej wartości wilgotności, dla pozostałych wilgotności były one niższe od 35% ($\eta_b < 35\%$).



Rys. 19. Przewodność hydrauliczna skał obliczona i zmierzona w funkcji jej wilgotności – a) skała Berea i b) skała Hygiene oraz porównanie przewodności obliczonej z danymi pomiarowymi i odpowiadające im równania regresji oraz współczynniki determinacji, c) skała Berea, d) skała Hygiene. Dane pomiarowe (+) pochodzą z pracy [26].

Fig. 19. Calculated and measured hydraulic conductivity of rocks as a function of water content – a) Berea Sandstone and b) Hygiene Sandstone. Also shown comparison of calculated and measured hydraulic conductivity of rocks, parameters of linear regression and coefficients of determination, c) Berea Sandstone, d) Hygiene Sandstone.



Rys. 20. Przewodność powietrzna skał w funkcji wilgotności skały – a) skała Berea i b) skała Hygiene przy stałych długościach kapilary; c i d) przy wartościach długości kapilar odpowiednio jak na rysunkach e, f) oraz zależność długości kapilary od nasylenia gleby wodą – e, f). Dane pomiarowe (+) pochodzą z pracy [26].

Fig. 20. Gas conductivity of rocks as a function of water content – a) Berea Sandstone and b) Hygiene Sandstone with constant length of capillary, c and d), with length of capillary as a figure e and f) shows, also shown length of capillary as function of soil water saturation – e, f).

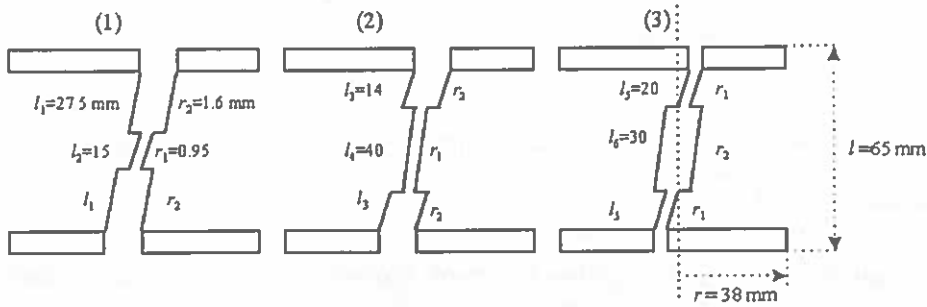
3.8.6. Porównanie wyników przewodności gazowej obliczonej z danymi pomiarowymi

Dla tych samych skał [26] przeprowadzono również obliczenia przewodności gazowej. Chociaż ośrodek porowaty stanowiły te same skały, to próbki użyte w badaniach miały nieco odmienne krzywe retencji wody. Dlatego też w oparciu o te krzywe wyznaczono ponownie średnie promienie hydrauliczne i odpowiadające im zawartości gazu, $i = 1, \dots, 5$. Dane te wprowadzono do statystycznego modelu oraz zestawiono w Tabeli 6. Dalsza procedura obliczeń była identyczna jak przy wodzie, zmieniło się tylko medium, wodę zastąpiło powietrze i na odwrót. Wyniki obliczeń i dane pomiarowe przedstawiono na Rys. 20. Na pierwszych dwóch Rys. 20a, b przedstawiono obliczenia, które dokonano przy $u = 7$ (stopnie swobody) i stałych długościach kapilar $l = 283.7$ m (Rys. 20a) i $l = 7.1$ m (Rys. 20b). Z porównań tych widać, że występuje dobra zgodność wyników tylko przy dużych zawartościach powietrza w skałach. Wraz ze wzrostem wilgotności, zgodność wyników jest coraz gorsza. Można wnosić, że woda wypełniając pory powoduje wzrost długości drogi, jaką musi pokonać gaz, aby przepłynąć z jednego końca próbki do drugiego. Idąc tym śladem w kolejnych obliczeniach wyznaczono długości kapilar przy danych nasyceniach gleby wodą, tak dobierając te długości, aby uzyskać najlepszą zgodność wyników obliczonych z danymi pomiarowymi.

Wyniki obliczeń i pomiarów oraz długości kapilar w funkcji nasycenia gleby wodą ponownie zestawiono na Rys. 20c, d, e i f. Zgodność wyników jest bardzo dobra, współczynniki determinacji R^2 wynosiły odpowiednio: 0.999, 0.981. Współczynniki kierunkowe regresji były równe prawie 1, wyrazy wolne równały się prawie zero. Średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny dla skały Berea wynosił $\sigma_b = 1.11 \cdot 10^{-8}$, $\eta_b = 16.5\%$, a dla skały Hygiene $\sigma_b = 5.7 \cdot 10^{-10}$, $\eta_b = 2.5\%$. Kształty krzywych długości kapilary w funkcji nasycenia skały wodą są do siebie podobne. Jednak wartości początkowe dla tych skał były różne, natomiast wzrost wartości długości kapilary następował przy różnych nasyceniach (około 0.9 i 0.6). Wielkości te można przypuszczalnie odnieść do struktury porów.

3.8.7. Testowanie statystycznego modelu przewodności gazowej dla sztucznego ośrodka porowatego

Sprawdzenia poprawności działania modelu i jego stosowalności do różnych układów porowatych dokonano na sztucznym ośrodku porowatym, który został zaczerpnięty z pracy Balla [13, 14] (Rys. 21). Na rysunku tym pokazane zostały układy kapilar, które występowały w konfiguracjach podanych w Tabeli 7.



Rys. 21. Układy kapilar połączonych szeregowo [14].

Fig. 21. Scheme of serial connection of capillaries

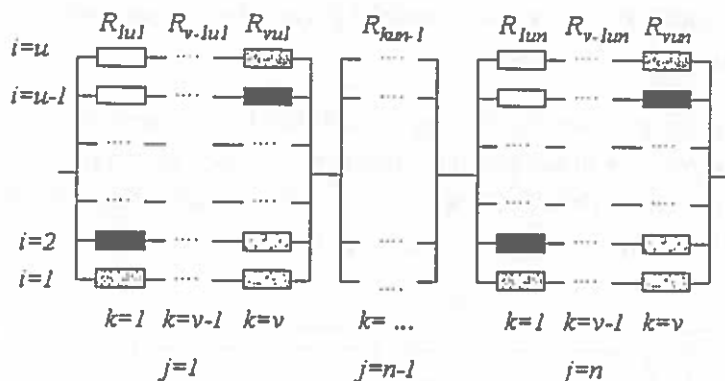
Sztuczny ośrodek porowaty można zobrazować poprzez układ połączeń oporników przedstawiony na Rys. 22. Kapilary o różnych średnicach były łączone w szereg, równolegle albo też te dwa sposoby były wykorzystywane jednocześnie.

Oporność ν oporników połączonych w szereg w pierwszym węźle, $j = 1$ wyliczono z równania:

$$R_{ij} = \sum_{k=1}^{\nu} R_k \quad (103)$$

Przyjmując, że w warstwie jest u połączeń równoległych obliczono wypadkową oporność elektryczny R węzła pierwszego z równania:

$$\frac{1}{R_j} = \sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^{\nu} R_{kij}} \quad (104)$$



Rys. 22. Układ połączeń oporników hydraulicznych obrazujący układ połączeń kapilar o różnych średnicach i długościach.

Fig. 22. Scheme of hydraulic resistor connections illustrated scheme of capillary connections for its different diameters and lengths.

Sumując opory poszczególnych warstw zgodnie z drugim prawem Kirchhoffa otrzymywano opór zastępczy dla całego układu:

$$R = \sum_{j=1}^n R_j = \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \sum_{k=1}^v R_{kij}}. \quad (105)$$

Podstawiając teraz do powyższego równania oporności zdefiniowane równaniami:

$$R = \frac{l}{KA}, \quad R_{kij} = \frac{l_{kij}}{K_{kij} A_{kij}}, \quad (106)$$

za $A_{kij} = \pi r_{kij}^2$ oraz podstawiając za K , (96) i za K_{kij} :

$$K_{kij} = \frac{\rho g}{8\eta} r_{kij}^2 \quad (107)$$

po przekształceniu otrzymano:

$$\frac{l}{KA} = \frac{8\eta}{\pi\rho g} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{kij}}{r_{kij}^4}}} \quad (108)$$

$$K = \frac{\pi\rho g}{8\eta} \frac{l}{A} \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{kij}}{r_{kij}^4}}} \quad (109)$$

gdy $n = 1$ powyższe równanie przekształcało się do postaci:

$$K = \frac{\pi\rho g}{8\eta} \frac{l}{A} \sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{ki}}{r_{ki}^4}} \quad (110)$$

Tego typu rozważanie można przeprowadzić dla układu kapilar o różnych średnicach połączonych między sobą w szereg i/lub równolegle. Podstawiając za K zależność Hagena - Poiseuille'a, a za A średnią powierzchnię kapilary $A = \pi r^2$, otrzymano zależność na średni promień kapilary:

$$r^2 = \sqrt{\frac{l}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{kij}}{r_{kij}^4}}}}} \quad (111)$$

gdy w powyższym równaniu podstawiono za $n = 1$, po przekształceniu otrzymano:

$$r^2 = \sqrt{\frac{l}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{ki}}{r_{ki}^4}}}}} \quad (112)$$

Podstawiając teraz r^2 do równania na K otrzymuje się:

$$K = \frac{\rho g}{8\eta} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^u l}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{ki}^4}{r_{ki}^4}}} \quad (113)$$

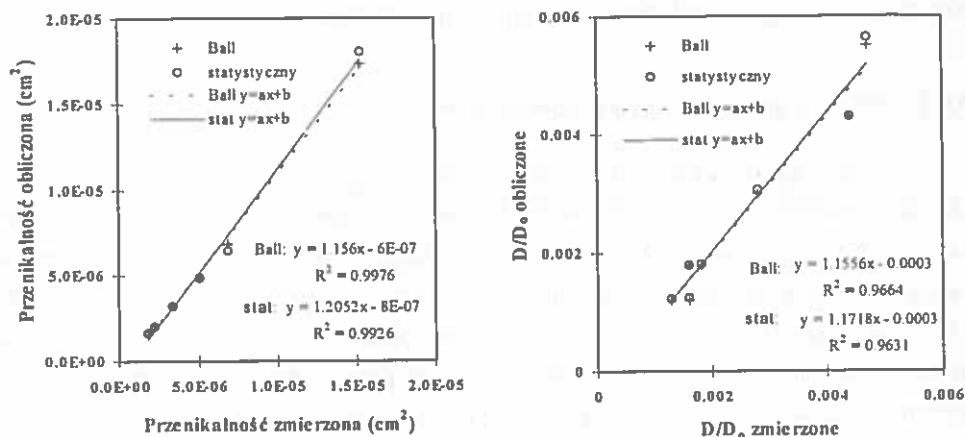
Postępując podobnie jak wcześniej, równanie $R = \frac{l}{K A} = \frac{v}{K u}$ można zanalizować w następujący sposób: długości próbki l można przypisać v jednostkowych długości, natomiast polu powierzchni próbki $A - u$ średnich powierzchni. Porównując oporności ośrodka porowatego z oporem układu kapilar oraz wykonując podobne założenia i uproszczenia jak w modelu statystycznym przewodności elektrycznej można zapisać uogólnione równanie na przewodność hydrauliczną układu kapilar zobrazowanego na Rys. 22 następująco:

$$K = \frac{\rho g}{8\eta} \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \frac{l_{ki}^4}{r_{ki}^4} + \dots + x_{kj} \frac{l_{ki}^4}{r_{ki}^4}}}} \quad (114)$$

3.8.8. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi dla sztucznego ośrodka porowatego

Korzystając z rzeczywistych układów kapilar, które tworzyły ośrodek porowaty o określonych parametrach geometrycznych (Rys. 21) obliczono dla nich przenikalność gazową helu $K' = \eta K / \rho g$ (cm^2). Porównano otrzymane wyniki z wynikami pochodzącymi z pomiarów i z modelu Balla [14]. Przeprowadzono również analizę regresji a wyniki zestawiono w Tabeli 7 i na Rys. 23.

Porównanie wyników obliczeń z tych dwóch modeli z danymi pomiarowymi wskazuje na dobrą ich zgodność, $R^2 > 0.99$. Współczynniki kierunkowe równań regresji w obydwu przypadkach były nieco większe od jedności, przy niewielkim ujemnym wyrazie wolnym, co wskazuje, że modele te nieco zawyżają wartości przenikalności helu w sztucznym ośrodku porowatym. Średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny dla modelu Balla wynosiły: $\sigma_b = 8.27 \cdot 10^{-7}$, $\eta_b = 13.1$ %, a dla modelu statystycznego: $\sigma_b = 1.14 \cdot 10^{-6}$, $\eta_b = 17.9$ %.



Rys. 23. Porównanie przenikalności i dyfuzyjności względnej obliczonej z modelu Balla (Ball) i statystycznego (stat) z danymi pomiarowymi oraz odpowiadające im równania regresji i współczynniki determinacji R^2 . Dane pomiarowe pochodzą z pracy [14].

Fig. 23. Comparison of permeability and relative diffusivity of gas obtained from calculation model of Ball (Ball) and statistical model (stat) with measured data. Parameters of linear regression and coefficients of determination R^2 are also shown.

Tabela 7. Zmierzone i obliczone wartości przenikalności i dyfuzyjności względnej helu dla danego układu kapilar

Table 7. Measured and calculated permeability and relative diffusivity in helium in joined tube paths.

Układ kapilar ¹ (Patrz Rys.21)	Liczba kapilar ¹	Przenikalność K' (cm ²)			Względna dyfuzyjność D/D_0		
		obliczona ¹	Obliczona ²	zmierzona ¹	obliczona ¹	obliczona ²	Zmierzona ¹
(1)	2	3.20E-06	3.23E-06	3.31E-06	0.0018	0.0018	0.0018
(2)	2	1.69E-06	1.62E-06	1.79E-06	0.0012	0.0013	0.0016
(1) + (2)	4	4.90E-06	4.85E-06	5.03E-06	0.0030	0.0031	0.0028
(3)	2	1.58E-06	1.61E-06	1.76E-06	0.0012	0.0012	0.0013
(1) + (2) + (3)	6	6.86E-06	6.46E-06	6.87E-06	0.0043	0.0043	0.0044
$r = 1.6$ mm, $l = 63$ mm	4	1.73E-05	1.80E-05	1.53E-05	0.0055	0.0056	0.0047
$r = 0.95$ mm, $l = 70$ mm	4	2.02E-06	2.01E-06	2.21E-06	0.0018	0.0018	0.0016

¹Dane z pracy Balla [14]; ²wyliczone z modelu statystycznego, r – promień, l – długość kapilary.

3.9. Statystyczny model dyfuzyjności gazu, substancji

3.9.1. Dyfuzja gazu w ośrodku porowatym

Wymiana gazu, substancji w ośrodku porowatym, w atmosferze czy w roślinie, jak i między nimi, zachodzi pod wpływem gradientu ciśnienia (przepływ lepki) i gradientu stężenia gazu (przepływ dyfuzyjny). Mechanizm wymiany gazów poprzez dyfuzję ma podstawowe znaczenie w praktyce rolniczej [73, 74, 175, 176, 185, 191]. Jest on głównym czynnikiem powodującym przewietrzanie gleby na drodze przemieszania się cząsteczek gazu lub pary w kierunku mniejszych ich stężeń, a zatem prowadzi zawsze do wyrównywania tych stężeń. Dyfuzja gazu przez ośrodek porowaty przebiega znacznie wolniej niż w swobodnej przestrzeni [73, 74, 184, 191]. Warunkowana ona jest nie tylko rodzajem gazu, ciśnieniem czy temperaturą, ale również szeregiem parametrów opisujących ośrodek porowaty, np. ilością porów, ich ciągłością i krętością, pośrednio rozkładem granulometrycznym i zagęszczeniem oraz wilgotnością [27, 60, 64, 74, 118, 175, 184, 191]. Właściwości dyfuzyjne ośrodków porowatych przyjęto charakteryzować stosunkiem współczynnika dyfuzji gazu w ośrodku D do współczynnika jego dyfuzji w atmosferze D_0 . Stosunek ten jest wskaźnikiem zahamowania dyfuzji w ośrodku porowatym, czyli zawsze będzie mniejszy od jedności. Ponadto zaletą takiej formuły jest niezależność od temperatury, ciśnienia i rodzaju gazu dyfundującego [184].

Modelowanie matematyczne procesów dyfuzji gazów w glebie, jak do tej pory, sprowadza się do najprostszych przypadków [42, 43, 119, 184]. Modelowanie zaś złożonych układów, zbliżonych do naturalnych, jest trudne i skomplikowane. Związane jest to ze złożonością samych równań dyfuzji oraz brakiem empirycznych danych dotyczących zależności pomiędzy poszczególnymi parametrami gleby. Jednak samo modelowanie nie powinno się sprowadzać tylko do uzyskania precyzyjnych danych, ale także do wskazania, które ze współdziałających zmienionych mają największe znaczenie w danej chwili. Umożliwi to przewidywanie kierunku zmian przepływu gazu w danej glebie przy zmiennych warunkach atmosferycznych. Istnieje, zatem potrzeba badań dotyczących bilansu składników gazowych gleby, a szczególnie czynników determinujących przepływ gazu w tym środowisku. Natlenienie gleby, jak wiadomo z literatury, jest warunkowane

strukturą i stanem uwilgotnienia gleby [70, 98, 100, 176]. Z kolei one warunkują zawartość powietrza w glebie, która to wpływa na jej dyfuzyjność. Natomiast procesy przepływu gazów w glebie wraz procesami ich pochłaniania i wydzielania przez glebę warunkują skład powietrza glebowego [73, 184].

3.9.2. Opis statystycznego modelu dyfuzyjności gazu lub substancji

Dyfuzja gazu w ośrodku porowatym, czy też substancji przez wodę zawartą w tym ośrodku będą odwzorowywane podobnie jak przepływ cieczy, gazu poprzez ich dyfuzję przez kapilary, przy czym kapilary mogą być połączone równolegle, w szereg, czy też w sposób mieszany. Dyfuzyjność gazu w próbce można być reprezentowana poprzez dyfuzyjność danego gazu w powietrzu D_o , w kapilarze o równoważnym promieniu r i długości l_r . Ilość dyfundującego gazu przez próbkę wyznaczamy z prawa Ficka mnożąc gęstość strumienia gazu q_c przez powierzchnię przepływu A :

$$Q_c = q_c \cdot A = \frac{DA}{l}(c_1 - c_2) = \frac{D_o \pi r^2}{l_r}(c_1 - c_2) = \frac{1}{R}(c_1 - c_2), \quad (115)$$

podobnie w poszczególnych porach o powierzchni A_i i długości l_i ilość gazu wyznaczano z równania:

$$Q_{ci} = q_{ci} \cdot A_i = \frac{D_i A_i}{l_i}(c_1 - c_2) = \frac{D_o \pi r_{ij}^2}{l_{ij}}(c_1 - c_2) = \frac{1}{R_{ij}}(c_1 - c_2). \quad (116)$$

gdzie r_{ij} – promień kapilary w punkcie ij , l_{ij} – jej długość, c_1 i c_2 – stężenie gazu. Drogą analogii do prawa Ohma oznaczono przez R wyrażenie:

$$R = \frac{l_r}{D_o \pi r^2}, \quad (117)$$

co odpowiada oporności całej próbki, natomiast przez R_{ij} oporności porów:

$$R_{ij} = \frac{l_{ij}}{D_o \pi r_{ij}^2}. \quad (118)$$

Podstawiając powyższe dwa równania do wzoru na całkowitą oporność układu oporników połączonych równolegle i w szereg po przekształceniach otrzymano wzór na promień równoważnej kapilary:

$$\frac{r^2}{l_r} = \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^2}{l_{ij}}}}. \quad (119)$$

Wstawiając to równanie do równania na przepływ gazu Q_c przez całą próbkę po drobnych przekształceniach otrzymano wzór na względną dyfuzyjność gazu w badanym ośrodku:

$$\frac{D}{D_o} = \frac{\pi l}{A} \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^2}{l_{ij}}}}. \quad (120)$$

Przypuśćmy, że długości l odpowiada n jednostkowych kapilar i że powierzchnia A odpowiada u średnich powierzchni kapilar, po podstawieniu otrzymuje się:

$$\frac{D}{D_o} = \frac{\pi}{\frac{u}{n} \sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{r_{ij}^2}{l_{ij}}}}. \quad (121)$$

Postępując podobnie jak wcześniej przy modelu przewodności elektrycznej i biorąc pod uwagę wielkości fizyczne, które determinują przepływ gazu i cieczy w ośrodku można zapisać ogólne równanie względnej dyfuzyjności gazu:

$$\frac{D}{D_o} = \frac{\pi}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \frac{r_1^2}{l_1} + \dots + x_{kj} \frac{r_k^2}{l_k}}}. \quad (122)$$

gdzie: L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia kapilar, ośrodek zawiera x_1, x_2, \dots, x_k – liczbę kapilar powstałych między cząstkami ośrodka o promieniach kapilar r_1, r_2, \dots, r_k i długościach l_1, l_2, \dots, l_k , przy czym: $\sum_{i=1}^k x_{ij} = u$, $j=1, 2, \dots, L$, $P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo zaistnienia danej konfiguracji kapilar. Spełniony musi być też warunek: $\sum_{j=1}^L P(X = x_j) = 1$.

W przypadku, gdy kapilary połączone są najpierw w szereg a później równolegle (patrz Rys. 22) względna dyfuzyjność gazu w takim układzie wyznaczana jest z równania:

$$\frac{D}{D_o} = \frac{\pi l}{A} \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{\sum_{i=1}^u \frac{1}{\sum_{k=1}^v \frac{l_{ki}}{r_{ki}^2}}}} \quad (123)$$

Postępując podobnie jak przy przewodności elektrycznej oraz zakładając, że w naszym przypadku $n = 1$, a powierzchni A odpowiada u połączeń równoległych i v połączeń szeregowych oporników można zapisać ogólny wzór na względną dyfuzyjność gazu w połączeniu szeregowym i równoległym kapilar:

$$\frac{D}{D_o} = v\pi \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \frac{l_{ki}}{r_{ki}^2} + \dots + x_{kj} \frac{l_{ki}}{r_{ki}^2}} \quad (124)$$

3.9.3. Testowanie statystycznego modelu dyfuzyjności gazu

Testowanie statystycznego modelu dyfuzyjności przeprowadzono w ten sam sposób jak przy modelu przewodności hydraulicznej. Wyznaczono z krzywej retencji wodnej gleby pięć średnich promieni hydraulicznych r_i i odpowiadające im zawartości gazu ϕ_i , $i = 1, \dots, 5$. Dane te wprowadzono do statystycznego modelu oraz zestawiono w Tabeli 8. Następnie korzystając z wartości dyfuzyjności w strefie pełnego nasycenia gazem dobrano długości kapilar jak i stopnie swobody u

poprzez porównanie wyników obliczonych i zmierzonych oraz uzyskanie najlepszej ich zgodności. Podobnie jak dla cieczy tak i dla gazu w strefie nienasyconej gazem gleby konieczne jest określenie promienia kapilary odnoszącego się do wody, $i = 6$. Wyznaczono ten promień w oparciu o porównania i zgodność wyników obliczonych ze zmierzonymi. Tak, więc, aby określić ostatni promień kapilary należy dysponować, co najmniej jednym pomiarem dyfuzyjności w strefie nienasyconej gazem. Tak dobrane parametry modelu wystarczą do wyznaczenia charakterystyki dyfuzyjności gazu ośrodka porowatego.

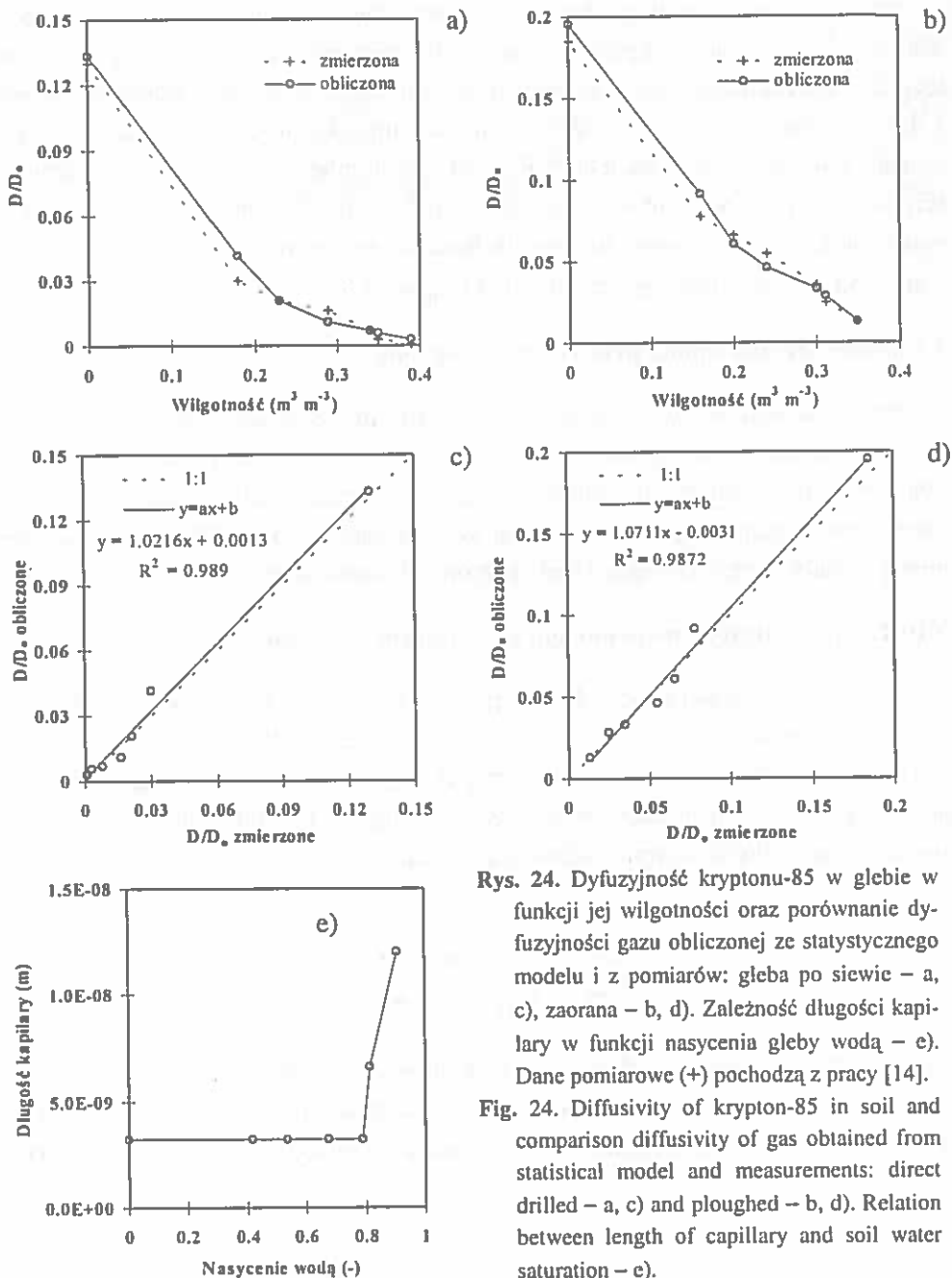
Tabela 8. Parametry modelu dyfuzyjnego
Table 8. Parameters of model diffusivity

Indeks	Parametry modelu			
	Gleba po siewie		Gleba zaorana	
i	ϕ_i ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	r_i (μm)	ϕ_i ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	r_i (μm)
1	0.19	75	0.06	75
2	0.025	15	0.025	15
3	0.035	7.5	0.03	7.5
4	0.05	5	0.055	5
5	0.22	2.5	0.26	2.5
6		1.8		1.2

3.9.4. Porównanie wyników obliczeń z danymi pomiarowymi

Dla dwóch ośrodków porowatych: gleby po siewie i zaoranej oraz układu kapilar, który opisany jest w Tabeli 7 i na Rys. 21, dokonano porównania danych obliczonych i zmierzonych względnej dyfuzyjności helu i kryptonu-85. Wyniki obliczeń, porównań i analizy regresji przedstawiono na Rys. 23, Rys. 24 i w Tabeli 7.

Na pierwszych dwóch Rys. 20a, b przedstawiono obliczenia, które dokonano przy $u = 7$ i określonych długościach kapilar l : gleba po siewie (Rys. 20a) – l zmieniało się zgodnie w wartościami pokazanymi na Rys. 24e, gleba zaorana (Rys. 24b) – $l = 1.2 \cdot 10^{-8}$ m i było ono stałe w badanym zakresie wilgotności. Kształt krzywej długości kapilary w funkcji nasycenia gleby wodą był podobny do krzywych otrzymanych przy przewodności gazu. Parametry równania regresji (Rys. 24c, d) wskazują na dobrą zgodność wyników otrzymanych z modelu z danymi pomiarowymi, R^2 w obu przypadkach wynosił prawie 0.99. Średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny dla gleby po siewie wynosiły: $\sigma_b = 0.0052$, $\eta_b = 37.9\%$, a dla gleby zaoranej: $\sigma_b = 0.0083$, $\eta_b = 17.3\%$.



Rys. 24. Dyfuzyjność kryptonu-85 w glebie w funkcji jej wilgotności oraz porównanie dyfuzyjności gazu obliczonej ze statystycznego modelu i z pomiarów: gleba po siewie – a, c), zaorana – b, d). Zależność długości kapilary w funkcji nasycenia gleby wodą – e). Dane pomiarowe (+) pochodzą z pracy [14].

Fig. 24. Diffusivity of krypton-85 in soil and comparison diffusivity of gas obtained from statistical model and measurements: direct drilled – a, c) and ploughed – b, d). Relation between length of capillary and soil water saturation – e).

Obliczono również względną dyfuzyjność helu w sztucznym ośrodku porowatym – Tabela 7 oraz wyznaczono parametry równania regresji, które podano na Rys. 23. W tym przypadku również wyniki obliczeń potwierdzają dobrą zgodność z danymi pomiarowymi, $R^2 > 0.96$. Współczynniki kierunkowe równań regresji, modelu statystycznego i modelu Balla [14] są podobne i nieco większe od jedności, co znaczy, że modele ten nieco zawyżają wyniki. Średni błąd kwadratowy i maksymalny błąd względny dla modelu Balla wynosiły: $\sigma_b = 0.00039$, $\eta_b = 25\%$, a dla modelu statystycznego: $\sigma_b = 0.00043$, $\eta_b = 21.7\%$.

3.10. Statystyczny model przewodności cieplnej

Przedstawiony w tym rozdziale statystyczny model przewodności cieplnej w ośrodku porowatym był już częściowo prezentowany w innych pracach [193, 194, 196, 197, 203]. Jednak dla pełności i ogólności opisu wymiany masy i energii, model ten zostanie zaprezentowany tu w skróconej formie. Niektóre jego elementy zostały zmodyfikowane i będą one opisane dokładnie.

3.10.1. Opis statystycznego modelu przewodności cieplnej

Statystyczny model przewodności cieplnej w ośrodku porowatym jest podobny do statystycznego modelu przewodności elektrycznej. Różnią się one opornościami – w modelu elektrycznym występuje opór elektryczny, w cieplnym zaś opór cieplny. Drogą analogii można zapisać ogólne równanie na wyznaczenie średniej przewodności cieplnej ośrodka porowatego:

$$\lambda = \frac{4\pi}{u \sum_{j=1}^L \frac{P(x_{1j}, \dots, x_{kj})}{x_{1j} \lambda_1(T) r_1 + \dots + x_{kj} \lambda_k(T) r_k}} \quad (125)$$

gdzie L jest liczbą wszystkich możliwych kombinacji ułożenia cząstek, x_1, x_2, \dots, x_k – liczba cząstek poszczególnych składników ośrodka o przewodnictwie cieplnym $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_k(T)$ – temperatura) i promieniach cząsteczek r_1, r_2, \dots, r_k , przy

czym: $\sum_{i=1}^k x_{ij} = u$, $j=1,2,\dots,L$, $P(x_{ij})$ – prawdopodobieństwo zaistnienia danej konfiguracji cząstek. Spełniony musi być też warunek:

$$\sum_{j=1}^L P(X = x_j) = 1.$$

$$P(x_{1j}, \dots, x_{kj}) = \frac{u!}{x_{1j}! \dots x_{kj}!} f_1^{x_{1j}} \dots f_k^{x_{kj}} \quad (126)$$

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

3.10.2. Weryfikacja statystycznego modelu przewodności cieplnej

Identyfikacji i weryfikacji zaproponowanego modelu przewodności cieplnej gleby dokonano na drodze analizy składowych elementów modelu oraz o porównania wartości przewodnictwa cieplnego obliczonego z modelu ze zmierzonymi. Dane eksperymentalne pochodziły z literatury [90, 97].

Z przeprowadzonych analiz dla piasku Fairbanks, iltu Healy, torfu Fairbanks oraz pyłu z Felina wyznaczono wspólną charakterystykę liczby połączeń równoległych oporników cieplnych u w funkcji nasycenia gleby wodą θ_v/ϕ (Rys. 25) oraz wykazano, że materia organiczna modyfikuje promień kul, który zmieniał się zgodnie z formułą:

$$r_k = 0.036 f_o + 0.044 \quad (127)$$

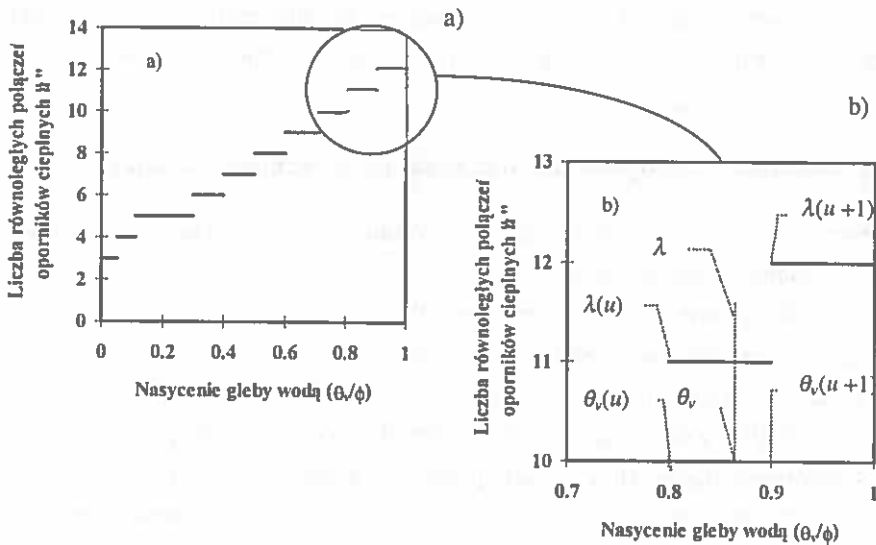
gdzie: f_o ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) – oznacza zawartość materii organicznej w jednostce objętości.

Skokowe przejście wartości u w funkcji nasycenia gleby wodą θ_v/ϕ powoduje też skokowy wzrost obliczanych wartości przewodnictwa cieplnego gleby, przez co wzrasta błąd oszacowania przewodnictwa. Chcąc uniknąć takiego przejścia i zmniejszyć ten błąd zaproponowano procedurę, która pozwala wyznaczać prze-

wodnictwo cieplne w danym zakresie dowolnego przedziału nasycenia gleby poprzez liniową interpolację przewodnictwa w tym przedziale.

Procedura polegała na tym, że wyznaczano przewodnictwo cieplne ośrodka z ogólnego wzoru na przewodnictwo cieplne dla dwóch kolejnych wartości u i $u+1$ (Rys.25) i odpowiadających im wartości wilgotności ośrodka $\theta_v(u)$, $\theta_v(u+1)$, a następnie z równania liniowego podanego poniżej wyznaczano wartość przewodnictwa cieplnego dla szukanej wartości wilgotności ośrodka θ_v :

$$\lambda = \lambda(u) + \frac{\lambda(u+1) - \lambda(u)}{\theta_v(u+1) - \theta_v(u)} (\theta_v - \theta_v(u)). \quad (128)$$



Rys. 25. Liczba równoległych połączeń oporników cieplnych w funkcji nasycenia gleby wodą – a), wyznaczanie przewodności cieplnej dla danej wartości nasycenia gleby wodą – b).

Fig. 25. Number of parallel connections as a function of soil water saturation – a), determination of thermal conductivity for specified value of soil water saturation – b).

Przykładowo dla gleby o porowatości $\phi = 0.4$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) i wilgotności $\theta_v = 0.22$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) nasycenie gleby wodą θ_v/ϕ wynosi 0.55. Jak widać z Rys. 25 wartość ta znajduje się w przedziale, w którym liczba połączeń oporników równa jest $u = 8$ i $u+1 = 9$. Minimalna wartość $\theta_v/\phi(u = 8)$ wynosi 0.5, natomiast minimalna wartość dla $\theta_v/\phi(u+1 = 9)$ wynosi 0.6. Uwzględniając porowatość gleby $\phi = 0.4$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) i

wartości nasycenia gleby możemy teraz wyznaczyć nowe wartości wilgotności odpowiadające wyznaczonym liczbom połączeń $\theta_v(u = 8) = 0.2 \text{ (m}^3 \text{ m}^{-3}\text{)}$ i $\theta_v(u+1 = 9) = 0.24 \text{ (m}^3 \text{ m}^{-3}\text{)}$. Dla tych to wartości wilgotności wyznaczamy przewodnictwa cieplne gleby $\lambda(u)$ i $\lambda(u+1)$ z ogólnego wzoru, a następnie ze wzoru liniowego dla szukanej wartości wilgotności θ_v .

W Tabeli 9 i na Rys. 26 przedstawiono porównanie wyników obliczeń przewodności cieplnej gleby z danymi pomiarowymi dla pyłu z Felina, gliny, iltu Healy, torfu Fairbanks i wszystkich razem.

Tabela 9. Statystyka porównań wartości przewodnictwa cieplnego obliczonego z modelu ze zmierzonymi [203]

Table 9. Statistical summary comparison of measured and calculated of soil thermal conductivity

Statystyka ^a	pył	glina	ił	piasek	torf	razem
$\sigma_b \text{ (W m}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{)}$	0.093	0.057	0.123	0.083	0.022	0.089
$\eta_b(\%)$	38.3	12.0	34.1	30.3	33.3	38.3
R^2	0.9527		0.9478	0.9867	0.9937	0.970
Równanie regresji: a	1.0279		0.9722	0.9773	1.1087	0.996
$(\lambda_c = a \lambda_m + b)$ b	0.0338		0.0811	0.0087	-0.0214	0.0449

^a $\sigma_b \text{ (W m}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{)}$ – średni błąd kwadratowy, $\eta_b(\%)$ – maksymalny błąd względny.

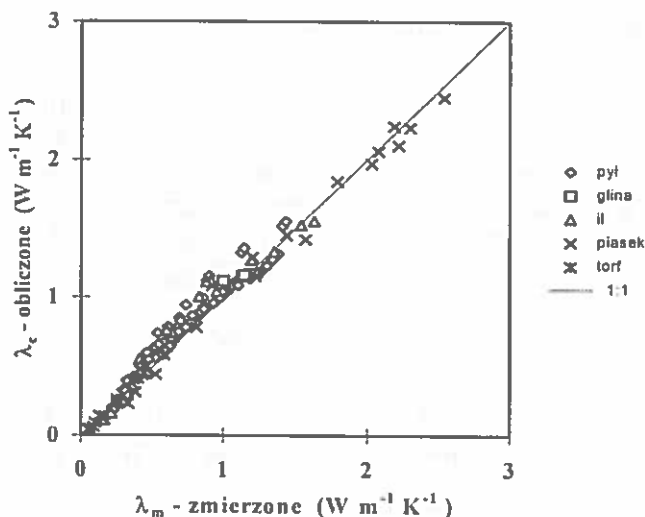
Generalnie zgodność wyników była bardzo dobra Współczynniki kierunkowe równań regresji liniowej były bliskie jedności, natomiast czynniki stałe były bliskie zeru. Współczynniki determinacji R^2 były wysokie i zawierały się w granicach od 0.948 do 0.994. Średnie błędy kwadratowe $\sigma_b \text{ (W m}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{)}$ i maksymalne błędy względne $\eta_b(\%)$, zawierały się w przedziałach od 0.057 do 0.123 $\text{(W m}^{-1} \text{ K}^{-1}\text{)}$ i od 12 do 38.3 %.

Wyznaczanie cieplnych właściwości gleby sprowadza się do zmierzenia podstawowych wielkości fizycznych gleby i wykonania obliczeń zgodnie z algorytmem odwzorowującym statystyczny model przewodności cieplnej gleby [195, 202].

W danych odnoszących się do określonej gleby wyróżniono przewodnictwo cieplne pięciu głównych składników: kwarcu (λ_q), inne minerały (λ_m), materia organiczna (λ_o), woda (λ_w) i powietrze (λ_u) (uwaga – skład mineralogiczny jest upraszczany do podziału na: kwarc i inne minerały – wszystkie pozostałe, które występują w danej glebie). Przewodnictwa te są praktycznie wykorzystywane przy obliczeniach przewodnictwa cieplnego gleby. Wartości współczynników prze-

wodnictwa cieplnego powyższych składników gleby i ich zależność od temperatury (T), ciśnienia (P) i potencjału wody (ψ), które były użyte w obliczeniach przedstawiono w Tabeli 10.

Dla gleby nienasyconej wodą i o dużym gradiencie temperatury współczynnik przewodnictwa cieplnego powietrza zastępowany jest przewodnictwem cieplnym zespolonym (λ_{app}) składającym się z przewodnictwa cieplnego powietrza λ_a i pary wodnej (λ_w) [54, 92, 93]. Dla gleb zasolonych i o dużym gradiencie stężenia współczynnik przewodnictwa cieplnego wody λ_w zastępowany jest przez współczynnik przewodnictwa cieplnego danego roztworu λ_s [140].



Rys. 26. Porównanie wyników przewodnictwa cieplnego gleby obliczonego λ_c z proponowanego modelu z wartościami zmierzonymi λ_m dla różnych gleb [203].

Fig. 26. Comparison of calculated λ_c and measured λ_m thermal conductivity for various soils.

Przykładowe charakterystyki przewodności cieplnej gleby wyznaczone w oparciu o przedstawione modele zamieszczono na Rys. 27. Podstawowe dane użyte do wyznaczenia charakterystyk cieplnych zamieszczono w Tabeli 11.

Na Rys. 27 ukazano charakterystyki przewodności cieplnej gleb w różnym stanie jej zagęszczenia i uwilgotnienia. Wpływ wilgotności i zagęszczenia gleby na przewodność cieplną uzależniony był od typu gleby, głównie od zawartości kwarcu.

Tabela 10. Wartości i wyrażenia używane przy obliczaniu przewodnictwa cieplnego gleby, (T – temperatura w $^{\circ}\text{C}$)

Table 10. Values and expressions for parameters used in calculating the thermal conductivity of soils (T in $^{\circ}\text{C}$).

Zródło ^a	Parametry ^b	Wyrażenie, wartość ^b
	$\lambda_q, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	$9.103 - 0.028 T$
2	$\lambda_m, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	2.93
2	$\lambda_w, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	0.251
1	$\lambda_n, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	$0.552 + 2.34 \cdot 10^{-3} T - 1.1 \cdot 10^{-5} T^2$
1	$\lambda_o, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	$0.0237 + 0.000064 T$
2	$\lambda_{app}, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	$\lambda_a + h\lambda_v$
2	h , bezwymiarowy	$\exp(\psi M_w / \rho_w R_g (T + 273.15))$
2	$\lambda_v, \text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	$L_u D_a v (d\rho_v/dT)$
1	$L_u, \text{J kg}^{-1}$	$2490317 - 2259.4 T$
i	$D_a, \text{m}^2 \text{s}^{-1}$	$0.0000229 \cdot ((T + 273.15)/273.15)^{1.75}$
2	$D_a, \text{m}^2 \text{s}^{-1}$	$21.7 \cdot 10^{-6} (101.325/P)((T + 273.15)/273.15)^{1.88}$
1	v , bezwymiarowy	$P/(P - (h\rho_w R_g (T + 273.15)/1000M_w))$
1	$\rho_w, \text{kg m}^{-3}$	$10^{-3} \exp(19.819 - 4975.9/(T + 273.15))$
i	$d\rho_v/dT, \text{kg m}^{-3} \text{K}^{-1}$	$4975.9 \rho_v/(T + 273.15)^2$

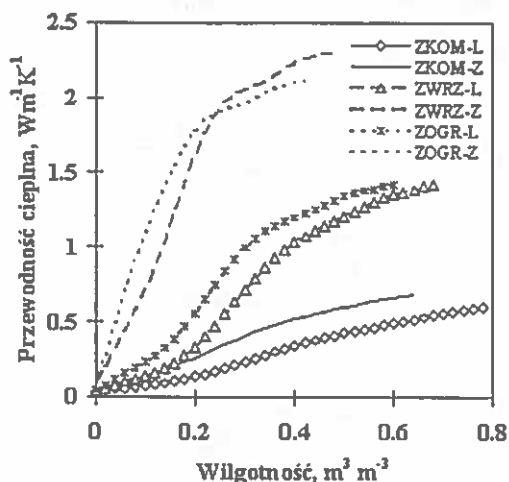
^a 1. [92]; 2. [54], ^b ψ – potencjał wody w glebie, kPa; M_w – masa molowa wody, $0.018 \text{ kg mol}^{-1}$; ρ_w – gęstość wody, 1.0 Mg m^{-3} ; R_g – stała gazowa, $8.3143 \text{ J mol}^{-1}$; h – wilgotność względna; L_u – utajone ciepło parowania; D_a – współczynnik dyfuzji dla wody i pary wodnej w powietrzu; v – wskaźnik przepływu masy; ρ_w – gęstość pary nasyconej; P – ciśnienie atmosferyczne, kPa, przewodnictwo cieplne: kwarcu, λ_q , innych minerałów, λ_m , materii organicznej, λ_w , wody lub roztworu, λ_n , powietrza, λ_o .

Tabela 11. Podstawowe dane fizyczne gleb użyte do obliczeń jej przewodności cieplnej [192]

Table 11. Soil physical data used for calculation of thermal conductivity of soils

Nazwa materiału	Stan zag.	Gęstość, Mgm^{-3}		Zawartość (% g g^{-1})		
		fazy stałej	gleby	sub. ogr.	kwarc*	inne minerały*
Ziemia kompostowa	L	2.1	0.46	28.47	0	100
	Z		0.73			
Ziemia wrzosowa	L	2.57	0.81	2.59	96	4
	Z		1.31			
Ziemia ogrodowa	L	2.63	1.01	3.68	70	30
	Z		1.5			

Stan zag. – stan zagęszczenia gleby, sub. org. – substancja organiczna, * – oszacowane z rozkładu granulometrycznego, gleba luźna – L, zagęszczona – Z.



Rys. 27. Przewodność cieplna gleby w funkcji jej wilgotności [199]. Objasnienia symboli: ziemia kompostowa – ZKOM, ziemia wrzosowa – ZWRZ, ziemia ogrodowa – ZOGR. Stan zagęszczenia oznaczono: gleba luźna – L, zagęszczona – Z.

Fig. 27. Thermal conductivity of soils as a function of water content. Explanation: compost – ZKOM, heath soil – ZWRZ, hortisol – ZOGR. Status of compaction: loose soil – L, compacted soil – Z.

4. PODSUMOWANIE

W pracy prowadzono rozważania teoretyczne dotyczące przepływu masy i energii w ośrodku porowatym. Przeprowadzone badania własne i literaturowe pozwoliły sprowadzić zagadnienie wymiany masy i energii, przenoszonej z jednego układu do drugiego lub też w granicach jednego badanego układu, do rozwiązania problemu zasadzającego się na określeniu wartości przewodności elektrycznej, hydraulicznej, gazowej i cieplnej ośrodka porowatego, jego przenikalności elektrycznej i dyfuzyjności gazu. Korzystając z teoretycznych podstaw fizycznych oraz statystycznych, danych literaturowych i z własnych badań, podjęto próbę – po raz pierwszy - uogólnienia statystyczno-fizycznego modelu przewodnictwa cieplnego opracowanego przez autora na inne fizyczne właściwości, jakimi charakteryzuje się ośrodek porowaty. Dokonane uogólnienie statystycznego modelu pozwoliło opisać i rozpatrzyć:

- elektryczne właściwości ośrodka porowatego pod kątem: 1) określenia jego zasolenia z pomiarów elektrycznej konduktywności ośrodka porowatego; 2)

określenia jego wilgotności z pomiarów elektrycznej przenikalności ośrodka porowatego,

- hydrauliczne, pneumatyczne i dyfuzyjne właściwości ośrodka pod kątem: 1) określenia przewodności wodnej i gazowej i 2) określenia dyfuzyjności gazu z krzywej retencji wody w ośrodku porowatym.

Statystyczny model właściwości fizycznych ośrodka porowatego zawierał w swojej strukturze modele odnoszące się do określonej właściwości, tj.:

- statystyczny model przewodności elektrycznej,
- statystyczny model przenikalności elektrycznej,
- statystyczny model przewodności hydraulicznej, przewodności gazowej,
- statystyczny model dyfuzyjności gazu i substancji,
- statystyczny model przewodności cieplnej.

Statystyczny model został zbudowany na bazie podstawowych praw fizycznych (pojęć oporów, pojemności, dwóch praw Kirchhoffa, zasadzie zachowania ładunku) i wielomianowym rozkładzie statystycznym obejmującym daną cechę ośrodka czy wielkość fizyczną. Skonstruowano go tak, że jednostkową objętość gleby w skład, której wchodziły cząstki fazy stałej, ciekłej i gazowej przedstawiono jako układ zbudowany z elementarnych figur geometrycznych (przyjęto kule, rurki – kapilary z określonymi właściwościami fizycznymi i geometrycznymi), które tworzą warstwy nakładające się na siebie. Przyjęto, że połączenia kul, kapilar w warstwie będą reprezentowane przez połączenia równoległe oporników, kondensatorów, jakie przedstawiają kule czy kapilary w warstwie, a między warstwami przez połączenia szeregowo. Podstawowymi danymi wejściowymi do modeli były właściwości fizyczne poszczególnych składników tworzących dany ośrodek porowaty, tj. przewodność elektryczna mineralów, soli, cieczy, gazów, ich przenikalność elektryczna, przewodność cieplna, przewodność hydrauliczna i dyfuzyjność. Dane te pochodziły głównie z tablic fizyczno-chemicznych. Dane pomiarowe do wielomianowego rozkładu statystycznego obejmowały zaś:

- objętościowe zawartości poszczególnych faz tworzących dany ośrodek, które pochodziły z pomiarów i były one traktowane jako prawdopodobieństwa wylosowania danej fazy w pojedynczej próbie, przy czym poszczególne jego fazy mogły być rozłożone na części składowe:
 - faza stała, na części mineralne obejmujące skład mineralogiczny i część organiczną,

- faza ciekła, na zawartości poszczególnych cieczy,
- faza gazowa, na zawartości poszczególnych gazów,
- objętościowe zawartości cieczy, gazów, odpowiadające określonym potencjałom cieczy (promieniom kapilar) w ośrodku porowatym, były otrzymywane w oparciu o krzywe retencji cieczy i były one traktowane jako prawdopodobieństwa wylosowania kapilary o określonym promieniu w pojedynczej próbie.

W oparciu o przeprowadzone rozważania teoretyczne i stworzone modele statystyczne został opracowany algorytm programu obliczeniowego. Ukazuje on sieć działań programu, tj. otwiera plik danych z dysku, czyta je, podstawia do odpowiednich wzorów i macierzy danych, które będą wykorzystywane przy dalszych obliczeniach lub w sprawdzeniu warunków oraz wykonuje obliczenia zgodnie z formułami matematycznymi na przewodnictwa, przenikalność i dyfuzyjność, wyniki obliczeń pokazuje na ekranie i zapisuje je na dysku. Na bazie algorytmu napisano i uruchomiono program komputerowy pt. „WŁAŚCIWOŚCI ELEKTRYCZNE, HYDRAULICZNE, PNEUMATYCZNE, DYFUZYJNE I CIEPLNE OŚRODKA POROWATEGO – 1.0”.

Przeprowadzono identyfikacje i weryfikacje modeli porównując wyniki obliczeń z danymi pomiarowymi. Parametry modeli tj. stopnie swobody i parametr geometryczny dobrano tak, aby uzyskać najlepszą zgodność między danymi. Zgodność między danymi, jak i jakość dobrania parametrów modeli zweryfikowano poprzez średni błąd kwadratowy, maksymalny błąd względny, współczynnik determinacji i parametry równania regresji liniowej. Otrzymane wyniki porównań wskazują, że do przyszłych kalibracji modeli można użyć kilka danych pomiarowych (minimum dwie dane) badanej cechy ośrodka porowatego. W przypadku modelu przewodności gazowej i dyfuzyjności gazu większość danych pomiarowych winno pochodzić z przedziału pełnego nasycenia ośrodka porowatego wodą.

W pracy pokazano, że opracowane modele i programy komputerowe pozwalają wyznaczyć cechy ośrodka porowatego, których pomiary są trudne i kosztowne na drodze analizy innych parametrów ośrodka, łatwiejszych do określenia za pomocą standardowych przyrządów pomiarowych.

W pracy przeprowadzono również porównanie, tam gdzie to był możliwe, wyników otrzymanych z modelu statystycznego z wynikami otrzymanymi z innych modeli matematycznych. W zdecydowanej większości otrzymane wyniki z mo-

delu statystycznego były w lepszej zgodności do zmierzonych, niż wyniki otrzymane z innych modeli matematycznych.

5. WNIOSKI

Przeprowadzone badania i analizy pozwalają wyciągnąć następujące wnioski:

Korzystając z najbardziej podstawowych pojęć i idei mechaniki, termodynamiki jak i rachunku prawdopodobieństwa wyprowadzono – po raz pierwszy – układ równań matematycznych, które pozwoliły opisać:

- nieliniową zależność pomiędzy konduktywnością ośrodka porowatego a konduktywnością jego składników, gęstością, temperaturą i wilgotnością,
- nieliniowy związek pomiędzy przenikalnością dielektryczną ośrodka porowatego a przenikalnością dielektryczną jego składników, gęstością, zasoleniem, temperaturą i wilgotnością,
- nieliniowy związek pomiędzy przewodnością danego medium w ośrodku porowatym a rozkładem porów, ich ilością wyrażoną poprzez objętości, gęstością, temperaturą i wilgotnością ośrodka,
- nieliniową zależność pomiędzy dyfuzyjnością danego medium w ośrodku porowatym a rozkładem porów, ich ilością wyrażoną poprzez objętości, gęstością, temperaturą, ciśnieniem atmosferycznym i wilgotnością lub zawartością gazu w ośrodku.
- nieliniową zależność pomiędzy przewodnością cieplną ośrodka porowatego a składem mineralogicznym, przewodnością poszczególnych minerałów, gęstością ośrodka i fazy stałej, zawartością poszczególnych składników, zawartością materii organicznej, wody i powietrza oraz temperaturą ośrodka*.

Zaproponowany model statystyczny: 1) odwzorowuje przewodnictwo, przenikalność i dyfuzyjność trójfazowego ośrodka porowatego jako układu równoległych i szeregowych połączeń oporników lub kondensatorów; 2) wykorzystuje rachunek prawdopodobieństwa do wyznaczania uśrednionych wartości; 3) wykorzystuje dane o składzie mineralogicznym ośrodka porowatego, zawartości materii organicznej, zagęszczeniu, potencjale wody, temperaturze i wilgotności do wyliczania podstawowych charakterystyk przepływu masy i energii w ośrodku poro-

* w tym przypadku nie odnosi się stwierdzenie - po raz pierwszy.

watym, tj.: przewodności elektrycznej, hydraulicznej, gazowej i cieplnej, przenikalności elektrycznej i dyfuzyjności gazowej. Ze względu na ogólną dostępność tych danych czyni to model szczególnie użyteczny; 4) w przypadku przewodnictwa cieplnego korzysta z charakterystyki liczby stopni swobody jako funkcji nasycenia ośrodka porowatego wodą.

Dobra zgodność wyników obliczeń z danymi doświadczalnymi potwierdzają poprawność przyjętych założeń i zastosowanych uproszczeń, wskazują również, że parametry modelu zostały dobrane prawidłowo.

Opracowany statystyczny model może znaleźć praktyczne zastosowanie do określania i przewidywania stanu fizycznego ośrodka porowatego: 1) w oparciu o pomiary elektrycznej konduktywności i wilgotności ośrodka oraz statystyczny model można wyznaczyć bezwzględne wartości jego zasolenia jak i określić ilości soli przenoszonych w obrębie ośrodka; 2) pomiary współczynnika załamania i tłumienia fal elektromagnetycznych w ośrodku, w oparciu o techniki reflektometrii czasowej i prezentowany model mogą być wykorzystane do oceny wilgotności badanego ośrodka; 3) w oparciu o bezpośrednie pomiary wilgotności, gęstości, potencjału wody, temperatury ośrodka oraz statystyczny model można wyznaczać przewodności hydrauliczne i gazowe ośrodka jak i określić przepływy cieczy i gazu w tym ośrodku; 4) pomiary stężenia gazów, substancji, wilgotności, gęstości, potencjału wody, temperatury ośrodka, ciśnienia atmosferycznego oraz statystyczny model pozwalają wyznaczać dyfuzyjność ośrodka jak i określić przepływy dyfuzyjne gazu lub substancji w tym ośrodku; 5) pomiary wilgotności, gęstości, potencjału wody, ciśnienia atmosferycznego i temperatury ośrodka oraz statystyczny model pozwalają określić przewodność cieplną ośrodka jak i określić ilość przepływającej energii cieplnej w tym ośrodku.

Wykorzystanie modelu statystycznego pozwoli na ominięcie czasowo- i pracochłonnych metod pomiarowych wyznaczania fizycznych właściwości ośrodka.

6. PIŚMIENICTWO

1. Abu-El_Sha'r W., Abriola L.M.: Experimental assessment of gas transport mechanisms in natural porous media: Parameter evaluation. *Water Resour. Res.* 33, 505-516, 1997.
2. Adamson A.W.: *Chemia fizyczna powierzchni*. PWN, Warszawa, 382-387, 1963.
3. Ahuja L.R., El-Swaify S.A.: Determining both water characteristics and hydraulic conductivity of a soil core at water content from a transient flow experiment. *Soil Sci.*, 121, 198-204, 1976.
4. Ahuja L.R., Barnes B.B., Cassel D.K., Bruce R.R., Nofziger D.L.: Effect of assumed unit gradient during drainage on the determination of unsaturated hydraulic conductivity and infiltration parameters. *Soil Sci.*, 145, 235-243, 1988.
5. Ahuja L.R., Cassel D.K., Bruce R.R., Barnes B.B.: Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Sci.*, 148, 404-411, 1988.
6. Ahuja L.R., Williams R.D.: Scaling water characteristic and hydraulic conductivity based on Gregson-Hector-McGowen approach. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 308-319, 1991.
7. Akhtyrtev B.P., Lepilin I.A.: Hydraulic characteristics of ordinary chernozems of the south Russian steppe under various types of utilization. *Pochvovedeniye*, 3, 66-79, 1991.
8. Anselm A.,I.: *Podstawy fizyki statystycznej i termodynamiki*. PWN, Warszawa, 310-316, 1980.
9. Ansoult M., De Backer L.W., Declercq M.: Statistical relationship between apparent dielectric constant and water content in porous media. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 47-50, 1985.
10. Arah J.R.M., Ball B.C.: A functional model of soil porosity used to interpret measurements of gas diffusion. *European J. Soil Sci.*, 45, 135-144, 1994.
11. Arble W.C., Shaw M.D.: Bibliography on the methods for determining soil moisture. *Eng. Res. Bull.* B-78, Coll. of Eng. End. Arch., Univ. Park, Penn, 1959.
12. Assouline S., Tavares-Filho J., Tessier D.: Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: Experimental results and modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 390-398, 1997.
13. Ball B.C., Harris W., Burford J.R.: A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous materials. *J. Soil Sci.*, 32, 323-333, 1981.
14. Ball B.C.: Modelling of soil pores as tubes using gas permeabilities, gas diffusivities and water release. *J. Soil Sci.*, 32, 465-481, 1981.
15. Ball B.C.: Pore characteristics of soils from two cultivation experiments as shown by gas diffusivities and permeabilities and air-filled porosities. *J. Soil Sci.*, 32, 483-498, 1981.
16. Bear J., Braester C., Menier P.C.: Effective and relative permeabilities of anisotropic porous media. *Transport in Porous Media*, 2, 301-316, 1987.
17. Birchak J. R., Gardner C. G., Hipp J. E., Victor J. M.: High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proc. of the IEEE*, 62(1), 93-98, 1974.
18. Bird N.R.A., Bartoli F., Dexter A.R.: Water retention models for fractal soil structures. *European J. Soil Sci.*, 47, 1-6, 1996.
19. Bird T.L., Willis T.M., Melville G.J.: Subsoil hydraulic conductivity estimates for the Lower Macquarie Valley. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 213-228, 1996.
20. Bird N.R.A., Dexter A.R.: Simulation of soil water retention using random fractal networks. *European J. Soil Sci.*, 48, 633-641, 1997.
21. Blunt M., King P.: Relative permeabilities from two- and three-dimensional pore-scale network modelling. *Transport in Porous Media*, 6, 407-433, 1991.
22. Bodrov V.A., Globus A.M.: Field measurements of hydrophysical soil properties with the field sorption infiltrometer. *Pochvovedeniye*, 11, 81-85, 1993.

23. **Boels D., van Gils J.B.H.M., Veerman G.J., Wit K.E.:** Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. *Soil Sci.*, 126, 191-199, 1978.
24. **Bohl H., Roth K.:** Evaluation of dielectric mixing models to describe the $\theta(\epsilon)$ - relation. Special Publication SP 19-94. Symposium and Workshop on TDR in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications. Northwestern University, Evanston, USA, 309-319, 1994.
25. **Bohne K., Roth C., Leij F.J., van Genuchten M.Th.:** Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurements. *Soil Sci.*, 155, 237-244, 1993.
26. **Brooks R.H., Corey A.T.:** Hydraulic properties of porous media. *Hydrology papers*. Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 3, 1-27, 1964.
27. **Bruckler L., Ball B.C., Renault P.:** Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soil. *Soil Sci.*, 147, 1-10, 1989.
28. **Cameron D.R.:** Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on small plot. *Soil Sci.*, 126, 364-371, 1978.
29. **Campbell G.S.:** A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117, 311-314, 1974.
30. **Campbell G.S.:** Soil physics with basic. Transport models for soil-plant systems. Elsevier, Amsterdam, pp. 147, 1985.
31. **Carvallo H.O., Cassel D.K., Hammond J., Bauer A.:** Spatial variability in situ unsaturated hydraulic conductivity of maddock sandy loam. *Soil Sci.*, 121, 1-8, 1976.
32. **Caussade B.H., Dournes G., Renard G.:** A new numerical solution of unsteady two-dimensional flow in unsaturated porous media. *Soil Sci.*, 127, 193-201, 1979.
33. **Chelkowski A.:** Fizyka dielektryków. PIW, Warszawa, 1972.
34. **Collins-George N.:** Relationship between air and water permeabilities in porous media. *Soil Sci.*, 76, 239-250, 1953.
35. **Cook F.J., Broeren A.:** Six method for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters. *Soil Sci.*, 157, 2-11, 1994.
36. **Crawford J.W.:** The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. *European J. Soil Sci.*, 45, 493-502, 1994.
37. **Crawford J.W., Matsui N., Young I.M.:** The relation between the moisture-release curve and the structure of soil. *European J. Soil Sci.*, 46, 369-375, 1995.
38. **CRC handbook of chemistry and physics** (ed. R.C. Weast). CRC Press Inc. Boca Raton. Florida. USA, 1979.
39. **Cresswell H.P., Smiles D.E., Williams J.:** Soil structure, hydraulic properties and the soil water balance. *Aust. J. Soil Res.*, 30, 265-283, 1992.
40. **Cresswell H.P.:** A sensitivity analysis of the Jackson method of predicting unsaturated hydraulic conductivity. *Aust. J. Soil Res.*, 30, 285-290, 1992.
41. **Cresswell H.P., Paydar Z.:** Water retention in Australian soils. I. Description and prediction using parametric functions. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 195-212, 1996.
42. **Currie J.A.:** Gaseous diffusion in the aeration of aggregated soils. *Soil Sci.*, 92, 40-45, 1961.
43. **Currie J.A.:** Diffusion within soil microstructure a structural parameter for soils. *J. Soil Sci.*, 16, 279-289, 1965.
44. **Czachor H.:** Geometria fazy stałej i przestrzeni porów w rolniczych ośrodkach granularnych na przykładzie gleby mineralnej. Rozprawa habilitacyjna, *Acta Agrophysica* 7, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1-80, 1997.
45. **Czernawski D., Skrzypczak E.:** Modelowanie matematyczne procesów biologicznych. Encyklopedia fizyki współczesnej. PWN, Warszawa, 803-814, 1983.

46. Czudnowski A.F., Miczurin B.N., Mielnikowa M.K., Moszkow B.S., Pojasow N.P., Wierszynin P.W.: *Podstawy Agrofizyki*. PWRiL Warszawa, 1967.
47. Dalton F.N., Herkelrath W.N., Rawligns D.S., Rhoades J.D.: Time-domain reflectometry simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science*, 224, 989-990, 1984.
48. Dalton F.N., van Genuchten M.Th.: The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38, 237-250, 1986.
49. Dasberg S., Dalton F.N.: Time domain reflectometry field measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 4, 293-297, 1985.
50. Davis J.L., Chudobiak W.J.: In situ meter for measuring relative permittivity of soils. *Geol. Surv. Can. Paper 75-1A: 75-79*. 1975.
51. Davis J.L., Annan A.P.: Electromagnetic detection of soil moisture: progress report I. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 3, 76-86, 1977.
52. Dechnik I., Lipiec J.: Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. *Problemy Agrofizyki* 32, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-72, 1980.
53. Dechnik I., Stawiński J.: Powierzchnia właściwa w badaniach fizykochemicznych i chemicznych. *Problemy Agrofizyki* 6, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1973.
54. de Vries, D.A.: Thermal properties of soils. In W.R. van Wijk (ed.) *Physics of plant environment*. North-Holland, Amsterdam, 210-235, 1963.
55. de Vries D.A.: Heat transfer in soils. In *Heat and mass transfer in the biosphere*. de Vries, D.A. and N.A. Afgan (ed.). Washington, 6-28, 1975.
56. de Vries D.A.: A critical analysis of the calorimetric method for determining the heat flux in soils. *Proc. 8-th Int. Heat Transfer Conf. Hemisphere Publ. Corp. Washington*, 2, 473-476, 1986.
57. de Vries D.A.: The theory of heat and moisture transfer in porous media revisited. *Int. J. Heat Mass Transfer*, 30(7), 1343-1350, 1987.
58. Dirksen C., Dasberg S.: Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 660-667, 1993.
59. Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-Rayes M.A.: Microwave dielectric behavior of wet soil - Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23, 35-46, 1985.
60. Domżał H.: Zagęszczenie fazy stałej i jego rola w kształtowaniu wodno-powietrznych właściwości gleb. *Rozprawa habilitacyjna*. AR, Lublin I, 1-194, II, 1-166, 1977.
61. Douglas E., McKyes E.: Compaction effects on the hydraulic conductivity of a clay soil. *Soil Sci.*, 125, 278-282, 1978.
62. Dunn G.H., Phillips R.E.: Equivalent diameter of simulated macropore systems during saturated flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1244-1248, 1991.
63. Eadie W.,T, Drijard D., James F.,E., Roos M., Sadoulet B: *Metody statystyczne w fizyce doświadczalnej*. PWN Warszawa, 63-64, 1989
64. Edwards W.M., Shipitalo M.J., Owens L.B.: Gas water and solute in soils containing macropores: a review of methodology. *Geoderma*, 57, 31-49, 1993.
65. Elrick D.E., Kachanowski R.G., Pringle E.A., Ward A.L.: Parameter estimates of field solute transport models based on time domain reflectometry measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1663-1666, 1992.
66. *Encyklopedia fizyki*. Praca zbiorowa. PWN, Warszawa, t.2, 12-13, 1973.
67. Englund E., Sparks A.: *Geostatistical Environmental Assessment Software*. Environmental Monitoring Systems Laboratory Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas, NV 89193-3478, 1988.

68. **Fellner-Feldegg H.:** The measurement of dielectrics in Time Domain. *The Journal of Physical Chemistry*, 73, 616-623, 1969.
69. **Friedman S.P.:** Statistical mixing model for the apparent dielectric constant of unsaturated porous media. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 742-745, 1997.
70. **Friedman S.P., Zhang L., Seaton N.A.:** Gas and solute diffusion coefficients in pore networks and its description by a simple capillary model. *Transport in Porous Media*, 19, 281-301, 1995.
71. **Germann P.F., DiPietro L.:** When is porous-media flow preferential? A hydromechanical perspective. *Geoderma*, 74, 1-21, 1996.
72. **Genuchten van, M.T.:** A closed-form equation predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898, 1980.
73. **Gliński J., Stępniewski W., Łabuda S.:** Pobieranie tlenu i wydzielanie dwutlenku węgla w środowisku glebowym. *Problemy Agrofizyki* 39, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-70, 1983.
74. **Gliński J., Stępniewski W.:** Soil aeration and its role for plants. CRC. Press, Inc., 1985
75. **Góźdz A.:** Modelowanie w fizyce. (Konstankiewicz K., Usowicz B. (red): „Fizyka z elementami agrofizyki”). *Materiały IX Szkoły p.t. Agrofizyczne metody badań, ich znaczenie i upowszechnianie*. Lublin, 23-29, 1997.
76. **Gupta S.C., Hanks R.J.:** Influence of water content in electrical conductivity of the soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 855-857, 1972.
77. **Haman J., Szot B., Woźniak W.:** Zagadnienia wymiany ciepła i masy w materiałach roślinnych. *Problemy Agrofizyki* 9, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-41, 1973.
78. **Haverkamp R., Parlange J.Y.:** Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: sandy soils without organic matter. *Soil Sci.*, 142, 325-339, 1986.
79. **Heimovaara T.J.:** Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soil. *Water Resour. Res.*, 30, 189-199, 1994.
80. **Heimovaara T.J.:** Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. A four-component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.*, 30, 201-209, 1994.
81. **Hopmans J.W., Dane J.H.:** Thermal conductivity of two porous media as a function of water content, temperature and density. *Soil Sci.*, 142 (4), 187-195, 1986.
82. **Hopmans J.W., Dane J.H.:** Temperature dependence of soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 50, 4-9, 1986.
83. **Horgan G.W., Ball B.C.:** Simulating diffusion in a Boolean model of soil pores. *European J. Soil Sci.*, 45, 483-491, 1994.
84. **Horowitz J., Hillel D.:** A theoretical approach to the areal distribution of soil surface conductivity. *Soil Sci.*, 143, 231-240, 1987.
85. **Jabro J.D.:** Variability of field-saturated hydraulic conductivity in a Hagerstown soil as affected by initial water content. *Soil Sci.*, 161, 735-739, 1996.
86. **Jayawardane N.S.:** Prediction of unsaturated hydraulic conductivity changes of a loamy soil in different salt solutions using the equivalent salt solution concept. *Aust. J. Soil Res.*, 30, 565-571, 1992.
87. **Kablan R.A.T., Mansell R.S., Bloom S.A., Hammond L.C.:** Determinations of unsaturated hydraulic conductivity for Candler sand. *Soil Sci.*, 148, 155-164, 1989.
88. **Kachanoski R.G., Pringle E.A., Ward A.L.:** Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am J.*, 56, 47-52, 1992.

89. Kachanoski R.G., Thony J.L., Vauclin M., Vachaud G., Laly R.: Measurement of solute transport during constant infiltration from a point source. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 304-309, 1994.
90. Kersten M.S.: Thermal properties of soils. University of Minnesota, Inst. Technology, Eng. Exp. Stat. Bull. No. 28, 1949.
91. Kędziora A.: Podstawy agrometeorologii. PWRiL. Poznań, 1995.
92. Kimball B.A., Jackson R.D., Reginato R.J., Nakayama F.S., Idso S.B.: Comparison of field-measured and calculated soil-heat fluxes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 18-25, 1976.
93. Kimball B.A., Jackson R.D., Nakayama F.S., Idso S.B., Reginato R.J.: Soil-heat flux determination: Temperature gradient method with computed thermal conductivities. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 25-28, 1976.
94. Kirby J.M., Smiles D.E.: Hydraulic conductivity of aqueous bentonite suspensions *Aust. J. Soil Res.*, 26, 561-574, 1988.
95. Kohnke H., Nakshabandi A.G.: Heat transfer in soils. 8-th Intern. Congress of Soil Science, Bucharest, 183-193, 1964.
96. Konstankiewicz K., Pukos A., Walczak R.: Domenowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. *Problemy Agrofizyki* 13, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1974.
97. Kossowski J.: Thermal properties of soil in Felin. Report MR II.08.02.8, Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences, Lublin 1977.
98. Kowalik P.: Analiza wpływu melioracji wodnych na natlenienie gleb. *Zesz. Nauk P. Gdańsk. Bud. Wodne XV*, 3, 164, 1971.
99. Kowalik P., Miler A.: Teoria ruchu wody glebowej. *Archiwum Hydrotechniki*, 25, 619-637, 1979.
100. Kowalik P., Stępniewski W.: The significance of soil aeration for plants. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 220, 60, 1979.
101. Laroussi CH., Touzi T., de Backer L.W.: Hydraulic conductivity of saturated porous media in relation to their geometrical characteristics. *Soil Sci.*, 132, 387-393, 1981.
102. Ledieu J., De Ridder P., De Clerck P., Dautrebanede S.: A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry. *J. Hydroł.*, 88, 319-328, 1986.
103. Libuś W., Libuś Z.: Elektrochemia. PWN, Warszawa, 1975.
104. Lipiec J.: Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. *Problemy Agrofizyki* 40, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-72, 1983.
105. Lipiec J., Hatano R., Słowińska-Jurkiewicz A.: The fractal dimension of pore distribution patterns in variously-compacted soil. *Soil Tillage Res.*, 47, 61-66, 1998.
106. Loon W.K. van, Perfect P.E., Groenevelt P.H., Kay B.D.: Application of dispersion theory to time domain reflectometry in soils. *Transport in Porous Media*. 6, 391-406, 1991.
107. Madankumar N.: Prediction of soil moisture characteristics from mechanical analysis and bulk density data. *Agric. Water Manage.*, 10, 305-312, 1985.
108. Majercak J., Novak V.: Simulation of the soil-water dynamics in the root zone during the vegetation period. I. Simulation model. *Vodohosp. Cas.*, 40, 299-315, 1992.
109. Malicki M.A.: Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i ocena ich przydatności w badaniach polowych. *Problemy Agrofizyki* 31, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1980.
110. Malicki M.A., Skierucha W.M.: A manually controlled TDR soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse. *Irrigation Science*. 10:153-163, 1989.
111. Malicki M.: A reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 388, 107-114, 1990.

112. Malicki M.A., Plagge R., Renger M., Walczak R.T.: Application of time-domain reflectometry (TDR) soil moisture minprobe for the determination of unsaturated soil water characteristics from undisturbed soil cores. *Irrig. Sci.*, 13, 65-72, 1992.
113. Malicki M.A.: Wpływ fizycznych właściwości gleby na elektryczne parametry układu elektrodygleba w aspekcie pomiaru jej wilgotności i zasolenia. Rozprawa habilitacyjna, Acta Agrophysica, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1-107, 1993.
114. Malicki M.A., Walczak R.T., Koch S., Flühler H.: Determining soil salinity from simultaneous readings of its electrical conductivity using TDR. Special Publication SP 19-94. Symposium and Workshop on TDR in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications. Northwestern University, Evanston, USA, 328-336, 1994.
115. Malicki M.A., Plagge R., Roth C.H.: Influence of matrix on TDR soil moisture readings and its elimination. Special Publication SP 19-94. Symposium and Workshop on TDR in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications. Northwestern University, Evanston, USA, 105-114, 1994.
116. Malicki M.A., Plagge R., Roth C.H.: Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European J. Soil Sci.*, 47, 357-366, 1996.
117. Malicki M.A., Walczak R.T.: Evaluating soil salinity status from bulk electrical conductivity and permittivity. *European J. Soil Sci.*, 50, 505-514, 1999.
118. Marshall T.J.: A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.*, 9, 1-8, 1958.
119. Marshall T.J.: The diffusion of gases through porous media. *J. Soil Sci.*, 10, 79-82, 1959.
120. Marshall T.J., Holmes J.W.: Soil physics. Cambridge University Press. Cambridge, 1979.
121. Massalski J.M., Studnicki J.: Legalne jednostki miar i stałe fizyczne. PWN, Warszawa, 1988.
122. Mehta B.K., Shiozawa S., Nakano M.: Hydraulic properties of a sandy soil at low water contents. *Soil Sci.*, 157, 208-214, 1994.
123. Moldrup P., Hansen J.A., Rolston D.E., Yamaguchi T.: Improved simulation of unsaturated soil hydraulic conductivity by the moving mean slope approach. *Soil Sci.*, 155, 8-14, 1993.
124. Michiels P., Hartman R., de Strooper E.: Comparisons of the unsaturated hydraulic conductivity of a coars-textured soil as determined in the field, in the laboratory, and with mathematical models. *Soil Sci.*, 147, 299-304, 1989.
125. Milly P.C.D.: Advances in modeling of water in the unsaturated zone. *Transport in Porous Media*, 3, 491-514, 1988.
126. Mikosz A.I.: Wpływ zabiegów uprawowych oraz warunków pogodowych na strukturę i właściwości fizyczne gleby plovej wytworzonej z utworu pyłowego. Praca doktorska, AR, Lublin, 1-247, 1998.
127. Mohrath D., Bruckler L., Bertuzzi P., Gaudu J.C., Bourlet M.: Error analysis of evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 725-735, 1997.
128. Mualem Y., Dagan G.: Hydraulic conductivity of soils: Unified approach to the statistical models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42, 392-395, 1978.
129. Mualem Y.: A modified dependent-domain theory of hysteresis. *Soil Sci.*, 137, 283-291, 1984.
130. Mualem Y.: Prediction of the soil boundary wetting curve. *Soil Sci.*, 137, 379-390, 1984.
131. Murphy B.W., Koen T.B., Jones B.S., Huxedurp L.M.: Temporal variation of hydraulic properties for some soils with fragile structure. *Aust. J. Soil Res.*, 31, 179-197, 1993.
132. Nadler A., Frenkel H.: Determination of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity measurements by the four-electrode method. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 44, 1216-1221, 1980.

133. Nadler A.: Field application of the four-electrode technique for determining soil solution conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 30-34, 1981.
134. Nakano M.: Pore volume distribution and curve of water content versus suction of porous body: 1. Two boundary drying curves. *Soil Sci.*, 122, 5-14, 1976.
135. Nakano M.: Pore volume distribution and curve of water content versus suction of porous body: 2. The boundary wetting curves. *Soil Sci.*, 122, 100-106, 1976.
136. Nakano M., Miyazaki T.: The diffusion and nonequilibrium thermodynamic equations of water vapor in soils in soils under temperature gradients. *Soil Sci.*, 128, 184-188, 1979.
137. Nakano M., Aramemiya Y., Fujii K.: Saturated and unsaturated hydraulic conductivity of swelling clays. *Soil Sci.*, 141, 3-6, 1986.
138. Nitao J.J., Bear J.: Potentials and their role in transport in porous medium. *Water Resour. Res.*, 32, 225-250, 1996.
139. Nkalai D., Zartman R.E.: A comparison of the unsaturated hydraulic conductivities of calcareous and noncalcareous soils. *Soil Sci.*, 140, 179-183, 1985.
140. Noborio K., McInnes K.J.: Thermal conductivity of salt-affected soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 329-334, 1993.
141. Noborio K., McInnes K.J., Heilman J.L.: Two-dimensional model for water, heat, and solute transport in furrow-irrigated soil: I. Theory, II Field evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 1001-1021, 1996.
142. Novak V.: Hysteresis of flux-gradient relations for saturated flow of water through clay materials. *J. Soil. Sci.*, 23, 248-253, 1972.
143. Novak V., Majercak J.: Simulation of the soil-water dynamics in the root zone during the vegetation period. II. The course of state variables of soil water below the maize canopy. *Vodohosp. Cas.*, 40, 3809-397, 1992.
144. Olejnik J.: Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu Rozprawy Naukowe. Zeszyt 268*, s.125, 1996.
145. Olsson K.A., Rose C.W.: Hydraulic properties of red-brown earth determined from *in situ* measurements. *Aust. J. Soil Res.*, 16, 169-180, 1978.
146. Pachepsky Ya. A., Timlin D., Varallyay G.: Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 727-733, 1996.
147. Paydar Z., Cresswell H.P.: Water retention in Australian soils. II. Prediction using particle size, bulk density, and other properties. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 679-693, 1996.
148. Phogat V.K., Aylmore L.A.G.: Computation of hydraulic conductivity of porous materials using computer-assisted tomography. *Aust. J. Soil Res.*, 34, 671-678, 1996.
149. Plakk T.P.: Correlation between availability of moisture to plants and dielectric constant of soil. *Pochvovedeniye*, 8, 40-46, 1989.
150. Plochocki Z.: Słownik fizyczny. Wiedza Powszechna, Warszawa, 235, 1984.
151. Poulouvassilis A., Polychronides M., Kerkides P.: Evaluation of various computational schemes in calculating unsaturated hydraulic conductivity. *Agric. Water Manage.*, 13, 317-327, 1988.
152. Pukos A.: Odształcenia gleby w zależności od rozkładów wielkości porów i cząstek fazy stałej. *Problemy Agrofizyki* 61, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-108, 1990.
153. Ragab R., Feyen J., Hillel D.: Comparative study of numerical and laboratory methods from determining the hydraulic conductivity function of a sand. *Soil Sci.*, 131, 375-388, 1981.
154. Ragab R., Feyen J., Hillel D.: Effect of the method for determining pore size distribution on prediction of the hydraulic conductivity function and of infiltration. *Soil Sci.*, 134, 141-145, 1982.

155. Rajkai K., Kabos S., van Genuchten M.Th., Jansson Per-Erik: Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Sci.*, 161, 832-845, 1996.
156. Rab Md.A., Willatt S.T., Olsson K.A.: Hydraulic properties of duplex soil determined from *in situ* measurements. *Aust. J. Soil Res.*, 25, 1-7, 1987.
157. Reif F: *Fizyka statystyczna*. PWN, Warszawa, 75-119, 1973.
158. Reynolds W.D., Elrick D.E.: *In situ* measurements of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.*, 140, 292-302, 1985.
159. Rhoades J.D., Raats P.A., Prater R.J.: Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 651-655, 1976.
160. Rhoades J.D., Nahid A., Manteghi N.A., Shouse P.J., Alves W.J.: Estimating soil salinity from saturated soil-paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 428-433, 1989.
161. Rhoades J.D., Manteghi N.A., Shouse P.J., Alves W.J.: Soil electrical conductivity and soil salinity: new formulations and calibrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53, 433-439, 1989.
162. Richards L.A.: Capillary conductivity of liquids through porous mediums. *Physics*, 1, 318-333, 1931.
163. Rieu M., Sposito G.: Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: I. Theory; II. Applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1231-1244, 1991.
164. Risler P.D., Wraith J.M., Gaber H.M.: Solute transport under transient conditions estimated using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 1297-1305, 1996.
165. Rose D.A.: Soil water: Quantities, units and symbols. *J. Soil Sci.* 30, 1-15, 1979.
166. Rosslerova R.: A Prediction of retention curve from the particle-size distribution curve. *Vodohosp. Cas*, 40, 182-196, 1992.
167. Rosslerova R.: Percolation theory - application for determination of retention curves of soil moisture content. 1. Model; 2. Description of homogeneous and heterogeneous porous system. *Vodohosp. Cas*, 40, 425-445, 1992.
168. Roth C.H., Malicki M.A., Plagge R.: Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *J. Soil Sci.*, 43, 1-13, 1992.
169. Roth K., Schulin K., Flühler H., Attinger W.: Calibration of Time Domain Reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2267-2273, 1990.
170. Setiawan B.I., Nakano M.: On the determination of unsaturated hydraulic conductivity from soil moisture profiles and from water retention curves. *Soil Sci.*, 156, 389-395, 1993.
171. Seyfried M.S., Murdock M.D.: Calibration of time domain reflectometry for measurement of liquid water in frozen soils. *Soil Sci.*, 161, 87-98, 1996.
172. Shao M., Horton R.: Soil water diffusivity determination by general similarity theory. *Soil Sci.*, 161, 727-734, 1996.
173. Sikora E.: Zależność właściwości cieplnych zagregowanych próbek glebowych od wielkości agregatów i uwilgotnienia. Praca doktorska. AR Lublin, 1983.
174. Skierucha W.: Zależność propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie od jej wybranych właściwości. Praca doktorska. Instytut Agrofizyki, PAN, 1996.
175. Słowińska-Jurkiewicz A.: Przepuszczalności powietrzna w leśnych i uprawowych glebach lessowych *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 315, 189-204, 1986.
176. Słowińska-Jurkiewicz A.: Struktura i właściwości wodno-powietrzne gleb wytworzonych z lessu *Rocz. Nauk Rol., Seria D*, 218, 1-76, 1989.

177. Snyder V.A.: Statistical hydraulic conductivity models and scaling of capillary phenomena in porous media. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 771-774, 1996.
178. Sobczuk H.A.: Opis stanu fizycznego gleby jako ośrodka nieuporządkowanego na przykładzie krzywych retencji wody. Rozprawa habilitacyjna, *Acta Agrophysica* 11, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1-100, 1998.
179. Sokołowska Z., Sokołowski S.: Zastosowanie teorii fraktalnych do opisu procesu adsorpcji. *Problemy Agrofizyki* 42, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-55, 1988.
180. Sokołowska Z.: Rola niejednorodności powierzchni w procesach adsorpcji zachodzących na glebach. *Problemy Agrofizyki* 58, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-165, 1989.
181. Staniszewski B.: Wymiana ciepła. PWN, Warszawa, 1979.
182. Stephens D.B., Rehfeldt K.R.: Evaluation of closed-form analytical models to calculate conductivity in fine sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 12-19, 1985.
183. Steru M.: Le contrôle électrique de l'humidité des matériaux. *Measures & Contrôle Industriel*, 24, 33-38, 1959.
184. Stępniewski W., Gliński J.: Procesy transportu gazów w glebie i skład powietrza glebowego. *Problemy Agrofizyki* 42, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-112, 1984.
185. Stępniewska Z., Gliński J., Włodarczyk T., Brzezinski M., Blum W.E.H., Rampazzo N., Wimmer B.: Soil alternation status of some Austrian soils. *International Agrophysics*, 11, 199-206, 1997.
186. Stufina G.V.: Utilization of the hydrophysical characteristics of soils to evaluate the possibility of using intrasoil irrigation. *Pochvovedeniye*, 3, 152-156, 1992.
187. Swartzendruber A.: Modification of Darcy's law for flow of water in soils. *Soil Sci.*, 93, 22-29, 1961.
188. Szatyłowicz J., Brandyk T., Hewelke O., Gnatowski T.: Description of the shrinkage characteristics in alluvial clay soils. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 436, 149-156, 1996.
189. Tinga W.R., Voss W.A.G., Blossey D.F.: Generalized approach to multiphase dielectric mixture theory. *J. Applied Physics*, 44, 3897-3902, 1973.
190. Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.: Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16, 574-582, 1980.
191. Turski R., Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz A.: Przepuszczalność powietrzna jako wskaźnik stanu fizycznego gleby. *Rocz. Gleboznawcze*, 29, 1-25, 1978.
192. Turski R., Hetman J., Słowińska-Jurkiewicz A.: Podłoża stosowane w ogrodnictwie szklarniowym. *Rocz. Nauk Rol.*, 180, Seria D, 1-88, 1980.
193. Usowicz B.: Modelowe badania wpływu wilgotności gleby na kształtowanie się temperatury w profilu glebowym. Praca doktorska. AR Lublin, 1991.
194. Usowicz B.: Statistical-physical model of thermal conductivity in soil. *Polish J. Soil Sci.* 25(1), 25-34, 1992.
195. Usowicz B.: Soil Thermal Properties Software Package. Copyright Institute of Agrophysics PAS, Lublin, 1992.
196. Usowicz B.: Thermal properties of some soils from Lower Austria, Central Bohemia and Lublin Upland. *Int. Agrophysics*, 7, 183-191, 1993.
197. Usowicz B.: Evaluation of methods for soil thermal conductivity calculations. *Int. Agrophysics*, 9(2), 109-113, 1995.
198. Usowicz B., Moreno F., Andreu L., Fernandez J.E.: Spatial distribution of topsoil thermal properties in field without crops. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 419, 109-117, 1995.
199. Usowicz B.: Ciepłne właściwości wybranych podłoży ogrodniczych. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 429, 305-313, 1996.

200. **Usovicz B., Kossowski J.:** Distribution of soil water content in cultivated fields based on measurement by gravimetric and reflectometric methods. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 436, 157-165, 1996.
201. **Usovicz B., Kossowski J., Baranowski P.:** Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Soil and Tillage Research*, 39, 85-100, 1996.
202. **Usovicz B.:** Soil thermal properties software package 2.0. Copyright Institute of Agrophysics PAS, Lublin, 1998.
203. **Usovicz B.:** Time and space variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Proc. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier, France*, CD 253-t.pdf, 1-9, 1998.
204. **US Salinity Laboratory, (ed. Richards, L.A.):** Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. US Dept. of Agriculture Handbook No. 60, 1954.
205. **Vereecken H., Maes J., Feyen J.:** Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.*, 149, 1-12, 1990.
206. **von Hippel A. R.:** Dielektryki i fale. PWN. Warszawa. 1963,
207. **Voronin A.D.:** Soil physics: Progress and problems. *Pochvovedeniye*, 10, 34-43, 1987.
208. **Walczak R.:** Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. *Problemy Agrofizyki* 41, Zakład Narodowy im. Osslińskich, Wrocław, 1-69, 1984.
209. **Walczak, R.:** Basic problems of mass and energy transfer in the soil-plant-atmosphere system. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.* 346: 11-22, 1987.
210. **Walczak R., Usovicz B.:** Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil and in crop field. *Int. Agrophysics*, 8, 161-169, 1994.
211. **Walczak R.T., Sławiński C., Sobczuk H.A., Gliński J.:** ACCESS. Agroclimatic Change in European Soil Suitability. Chapter 5. Modelling soil crack development. 82-96, 1996.
212. **Walczak R.T., Sławiński C., Sobczuk H.A., Gliński J.:** ACCESS. Agroclimatic Change in European Soil Suitability. Chapter 9D. Infiltration with by-pass flow effect in cracking soils. 148-163, 1996.
213. **Walczak R.T., Sławiński C., Sobczuk H.A., Gliński J.:** ACCESS. Agroclimatic Change in European Soil Suitability. Chapter 13. Validation of infiltration with by-pass flow effect in cracking soils. 205-221, 1996.
214. **Wang J.R., Schmugge T.J.:** An empirical model for the complex dielectric constant of soils as a function of water content. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*. GE-18:288-295. 1980.
215. **Wessolek G., Plagge R., Leij F.J., van Genuchten M.Th.:** Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. *Geoderma*, 62, 93-110, 1994.
216. **Whalley W.R.:** Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *J. Soil Sci.*, 44, 1-9, 1993.
217. **Whitaker S.:** Flow in porous medium. I: A theoretical derivation of Darcy's law. *Transport in Porous Media*, 1, 3-25, 1986.
218. **Whitaker S.:** Flow in porous medium. II: The governing equations for immiscible, two-phase flow. *Transport in Porous Media*, 1, 105-125, 1986.
219. **Whitaker S.:** Flow in porous medium. III: Deformable media. *Transport in Porous Media*, 1, 127-154, 1986.
220. **White I., Zegelin S.J., Topp G.C., Fish A.:** Effect of bulk electrical conductivity on TDR measurement of water content in porous media. Special Publication SP 19-94. Symposium and Workshop on TDR in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications. Northwestern University, Evanston, USA, 1994.
221. **Witkowska-Walczak B.:** Hydrophysical characteristics of rendzina soil with aggregate structure., *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 436, 167-174, 1996

222. **Witkowska-Walczak B.:** Hydrophysical characteristics of Podzol, Cambisol and Luvisol Aggregates. Part. I. Waterstability of aggregates, Polish J. Soil Sci., XXX/1 , 21-29, 1997.
223. **Wołoszyn Z.:** Słownik fizyczny. Wiedza Powszechna, Warszawa, 158, 1984.
224. **Wyseure G.C.L., Mojid M.A., Malik M.A.:** Measurement of volumetric water content by TDR in saline soils. European J. Soil Sci., 48, 347-354, 1997.

7. WYKAZ OZNACZEŃ

		Wielkość ^a
Symbol	Nazwa	Jednostka
ψ	potencjał wody	J·kg ⁻¹ , kPa, m
μ	potencjał chemiczny	
$\partial\psi/\partial z$	gradient potencjału	J·kg ⁻¹ ·m ⁻¹
η_b	maksymalny błąd względny	%
$\partial c/\partial z$	gradient stężenia	g·m ⁻⁴
$\partial T/\partial z$	gradient temperatury	K·m ⁻¹
\bar{a}, \bar{m}	wartość średnia wielkości oznaczonej przez <i>a</i> lub <i>m</i>	()
<i>A</i>	powierzchnia	m ²
<i>a, b</i>	parametry równania liniowego	—
<i>C</i>	pojemność elektryczna	F
<i>c</i>	stężenie substancji	g·m ⁻³
<i>C</i> ₁ , <i>C</i> ₂ , ...	pojemność kondensatora 1, 2, ...	F
<i>C</i> _o	pojemność elektryczna kondensatora z próżnią	F
<i>D_e</i>	indukcja elektryczna (przesunięcie elektryczne)	C·m ⁻²
<i>D</i>	dyfuzyjność	m ² ·s ⁻¹
<i>D</i>	dyfuzyjność gazu w ośrodku porowatym	m ² ·s ⁻¹
<i>D</i> _o	dyfuzyjność gazu w powietrzu	m ² ·s ⁻¹
<i>D_z</i>	współczynnik dyfuzji dla wody i pary wodnej w powietrzu	m ² ·s ⁻¹
<i>E</i>	pole elektryczne (natężenie pola elektrycznego)	V·m ⁻¹
<i>E_σ</i>	konduktywność nasyconego elektrolitu	S·m ² ·kg ⁻¹
<i>f</i> ₁ , <i>f</i> ₂ , ...	prawdopodobieństwa wylosowania wyniku 1, 2, ..., <i>k</i> w pojedynczej próbie	—
<i>f</i> _{ci}	wartość obliczona	()
<i>f</i> _{mi}	wartość zmierzona	()
<i>f</i> _s , <i>f</i> _c , <i>f</i> _g , (<i>f</i> _a)	prawdopodobieństwa wylosowania cząstki fazy stałej <i>s</i> , ciekłej <i>c</i> i gazowej <i>g</i> (powietrznej <i>a</i>) w pojedynczej próbie	—

g	przyspieszenie ziemskie	$m \cdot s^{-2}$
h	wilgotność względna	–
I	prąd elektryczny (natężenie prądu elektrycznego)	A
J	gęstość prądu elektrycznego	$A \cdot m^{-2}$
K	przewodność właściwa cieczy, gazu (przewodnictwo)	$kg \cdot s \cdot m^{-3}$ $m^3 \cdot s \cdot kg^{-1}$ $m \cdot s^{-1}$
K'	przenikalność	cm^2
L	liczba kombinacji ułożenia cząstek	–
L_u	utajone ciepło parowania	$J \cdot kg^{-1}$
l, l_r	długość	m
M_w	masa molowa wody	$kg \cdot mol^{-1}$
N	całkowita liczba doświadczeń	–
n	liczba pomiarów lub liczba połączeń szeregowych	–
n	gęstość liczby molekuł	–
N_1, N_2, \dots	liczba doświadczeń określona indeksem 1, 2, ...	–
N_x	liczba doświadczeń z wynikiem x	–
N_{xy}	łączna liczba wyniku xy	–
p	ciśnienie	kPa
P	ciśnienie atmosferyczne	kPa
$P(x, x_0, x_g)$	rozkład prawdopodobieństwa (rozkład wielomianowy)	–
P_1, P_2, \dots	prawdopodobieństwa otrzymania wyniku 1, 2, ...	–
P_x	prawdopodobieństwo wystąpienia wyniku x	–
P_x, P_y, \dots	prawdopodobieństwa otrzymania wyniku x, y, \dots	–
P_{xy}	prawdopodobieństwo łączne	–
q_ψ	gęstość strumienia przepływu cieczy, gazu	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ $g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ $m \cdot s^{-1}$
Q_ψ	strumień masowy (objętościowy, przepływ objętościowy)	$kg \cdot s^{-1}, m^3 \cdot s^{-1}$
q_c	gęstość strumienia dyfuzji	$g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$
Q_c	strumień objętościowy substancji	$g \cdot s^{-1}$
q_T	gęstość powierzchniowa strumienia ciepła (energii)	$W \cdot m^{-2}$
Q_T	strumień ciepła (moc ciepła)	W

Q_V	ładunek elektryczny	C
R	rezystancja (opór elektryczny czynny)	Ω
r	promień kapilary	m
R_g	stała gazowa	$J \cdot mol^{-1}$
R_1, R_2, \dots	rezystancja opornika 1, 2, ...	Ω
R^2	współczynnik determinacji	–
r_i	promień kuli i -tego składnika ośrodka lub kapilary, $i = 1, 2, \dots k$	m
r_w	promień kuli wewnętrzny	m
r_z	promień kuli zewnętrzny	m
S	koncentracja elektrolitu	$kg \cdot m^{-3}$
S_o	powierzchnia właściwa	$m^2 \cdot kg^{-1}$
T	temperatura	K, $^{\circ}C$
U	napięcie elektryczne	V
u	całkowita liczba cząstek lub stopnie swobody (liczba połączeń równoległych)	–
U_1, U_2, \dots	napięcie elektryczne w punkcie 1, 2, ...	V
V	potencjał elektryczny	V
V	całkowita objętość	m^3
v	prędkość	$m \cdot s^{-1}$
V_1, V_2, \dots	potencjał elektryczny w punkcie 1, 2, ...	V
V_k, V_m, V_o	objętości kwarcu k , innych minerałów m i materii orga- nicznej o	m^3
V_s, V_c, V_g	objętości fazy stałej, ciekłej i gazowej	m^3
x_i	liczba cząstek i -tego składnika ośrodka, $i = 1, 2, \dots k$	–
x_s, x_c, x_g	liczba cząstek fazy stałej, ciekłej i gazowej	–
z	współrzędna przestrzenna	m
ϵ	względna przenikalność elektryczna (Przenikalność elektryczna ośrodka w zakresie częstości pola elektrycznego, w którym ona nie zmienia się nosi nazwę stałej dielektrycznej)	–
ϵ_a	względna przenikalność elektryczna powietrza	–
ϵ_b	przenikalność elektryczna	$F \cdot m^{-1}$
ϵ_{bw}	względna przenikalność elektryczna wody związanej	–
ϵ_c	względna przenikalność elektryczna obliczona	–

ϵ_{fw}	względna przenikalność elektryczna wody wolnej	–
ϵ_i	względna przenikalność elektryczna i -tego składnika ośrodka, $i = 1, 2, \dots, k$	–
ϵ_m	względna przenikalność elektryczna zmierzona	–
ϵ_0	przenikalność elektryczna próżni, stała elektryczna	$F \cdot m^{-1}$
ϵ_s	względna przenikalność elektryczna fazy stałej	–
ϵ_w	względna przenikalność elektryczna wody	–
ϕ	porowatość ogólna	$m^3 \cdot m^{-3}$
η	lepkość	Pa·s
λ	przewodność cieplna właściwa (konduktywność cieplna)	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
λ_a	przewodność cieplna powietrza	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
λ_m	przewodność cieplna innych minerałów	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
λ_o	przewodność cieplna materii organicznej	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
λ_q	przewodność cieplna kwarcu	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
λ_w	przewodność cieplna wody	$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$
ν	wskaźnik przepływu masy	–
θ_{bw}	zawartość wody związanej	$m^3 \cdot m^{-3}$
θ_v	Wilgotność objętościowa	$m^3 \cdot m^{-3}$
ρ	gęstość	$Mg \cdot m^{-3}$
ρ_e	rezystywność (opór elektryczny właściwy)	$\Omega \cdot m$
ρ_n	gęstość pary nasyconej	$kg \cdot m^{-3}$
ρ_w	gęstość wody	$Mg \cdot m^{-3}$
σ	konduktywność (przewodność elektryczna właściwa, przewodność elektrolityczna właściwa)	$S \cdot m^{-1}$
σ_b	średni błąd kwadratowy	()
σ_o	konduktywność rezydualna	$S \cdot m^{-1}$
σ_r	konduktywność roztworu	$S \cdot m^{-1}$
σ_s	konduktywność fazy stałej	$S \cdot m^{-1}$
σ_w	konduktywność całkowita ośrodka	$S \cdot m^{-1}$
σ_i	konduktywność i -tego składnika ośrodka, $i = 1, 2, \dots, k$	$S \cdot m^{-1}$

^a Symbole wielkości, ich nazwy i jednostki pochodziły z opracowań [121, 165],

() – jednostka wielkości wyznaczanej.

8. SUMMARY

STATISTICAL-PHYSICAL MODELS OF MASS AND ENERGY TRANSFER IN POROUS MEDIUM

The exchange of mass and energy taking place in a porous medium is the main goal of studies of many scientific branches and agrophysics belongs to them. This process is measured and calculated as the quantity of mass and energy transferred from one thermodynamic system to another and is to be determined on the basis of its transport properties.

A new statistical model of the mass and energy transfer has been formulated in this paper on the bases of the most fundamental conceptions and ideas of mechanics, thermodynamics and electrodynamics. This new model makes possible the description of connection between the properties of the porous medium and the directly measured physical values. The model enabled for consideration of the following porous medium properties:

- electrical properties of the porous medium from the viewpoint of determination of its salinity on the basis of the measured bulk electrical conductivity and determination of its moisture content from the measurement of the porous medium dielectric constant,
- hydraulic, pneumatic and diffusive properties of porous medium resulting in determination of its gas and water conductivity as well as in determination of its diffusivity from the water retention curves,
- thermal properties of the porous medium leading to determination of its thermal conductivity from the basic properties of solid, liquid and gas phases forming this medium.

The calculations based on this new statistical model and comparison of the calculated results with the data measured as well as statistical analysis can be a basis to the statement, that this model predicts the mass and energy transfer with the satisfactory accuracy. This procedure confirms correctness of the assumptions introduced and simplifications used during its construction as well as permits for the statement that the parameters were fitted properly.

Keywords: statistical-physical model, mass and energy exchange, porous medium, salinity, electrical bulk conductivity, dielectric constant, water content, water retention, hydraulic, pneumatic and thermal conductivity, gas diffusivity, soil.

Adres autora:

Bogusław Usowicz

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego Polskiej Akademii Nauk

ul. Doświadczalna 4

P.O. BOX 201, 20-290 LUBLIN 27

tel. (81)7445061, fax (81)7445067

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

<http://www.ipan.lublin.pl/~usowicz/>
