

ACTA AGROPHYSICA



Wojciech Skierucha

**WPŁYW TEMPERATURY
NA POMIAR WILGOTNOŚCI GLEBY
METODĄ REFLEKTOMETRYCZNĄ**

122

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

**Rozprawy i Monografie
2005 (5)**

Komitet Redakcyjny

Redaktor Naczelny
Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN

Zastępca Redaktora Naczelnego
Józef Horabik

Sekretarz Redakcji
Wanda Woźniak

Rada Redakcyjna

Tomasz Brandyk, czł. koresp. PAN – przewodniczący

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

Opiniowali do druku

prof. dr hab. Jerzy Lipiec
dr hab. Henryk Sobczuk, prof. PL

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: editor@demeter.ipan.lublin.pl
<http://www.ipan.lublin.pl>

Praca wykonana w ramach Projektu Badawczego nr 6 P06B 020 20
finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 2001-2002

Publikacja indeksowana przez
Polish Scientific Journals Contents – Life Sci. w sieci Internet
pod adresem <http://www.psjc.icm.edu.pl>

©Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 2005

ISSN 1234-4125

Wydanie I. Nakład 200 egz. Ark. wyd. 7,1
Skład komputerowy: Wojciech Skierucha, Marcin Skierucha
Druk: Drukarnia ALF-GRAF, ul. Kościuszki 4, 20-006 Lublin

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP.....	5
1.1. Przenikalność dielektryczna materiałów porowatych w aspekcie reflektometrycznego pomiaru wilgotności objętościowej gleby	7
1.2. Technika reflektometryczna (TDR) pomiaru wilgotności i elektrycznej konduktywności materiałów porowatych	10
1.2.1. Empiryczne modele mieszanin materiałów dielektrycznych	12
1.2.2. Fizyczne modele mieszanin materiałów dielektrycznych	13
2. WPLYW TEMPERATURY NA PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNĄ GLEBY UWARUNKOWANY ZAWARTOŚCIĄ WODY SWOBODNEJ W GLEBIE.....	16
3. HIPOTEZA I CEL PRACY.....	19
4. MATERIAŁ GLEBOWY I METODY BADAŃ.....	20
4.1. Materiał glebowy.....	20
4.2. Metodyka badań	20
4.3. Opis wykonanej aparatury i oprogramowania	24
5. WPLYW TEMPERATURY NA PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNĄ GLEBY WYZNACZONĄ METODĄ REFLEKTOMETRYCZNĄ.....	34
5.1. Zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od jej temperatury uwarunkowana wodą zaadsorbowaną w glebie	34
5.2. Zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od jej temperatury uwarunkowana elektryczną konduktywnością gleby	38
6. WPLYW TEMPERATURY NA KALIBRACJĘ METODY TDR POMIARU WILGOTNOŚCI OBJĘTOŚCIOWEJ GLEBY	41
6.1. Wilgotność równowagi dla zależności pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od temperatury.....	50
7. WERYFIKACJA ZASTOSOWANYCH MODELI PRZENIKALNOŚCI DIELEKTRYCZNEJ GLEBY W WARUNKACH ZMIENNEJ TEMPERATURY	53
8. KOREKTA EFEKTU TEMPERATUROWEGO $\theta_{TDR}(T)$	64
9. PODSUMOWANIE	70
10. WNIOSKI.....	75
11. PIŚMIENNICTWO	76
12. STRESZCZENIE.....	83
13. SUMMARY	85

1. WSTĘP

Woda jest niezbędna do życia wszystkim organizmom na ziemi oraz istotnie wpływa na przebieg naturalnych procesów przyrodniczych warunkujących życie człowieka. Jednakże woda jest użyteczna tylko wtedy, gdy obecna jest w odpowiedniej ilości, w odpowiednim miejscu i czasie.

Wilgotność materiału jest ważnym kryterium jakościowym w wielu procesach naturalnych i przemysłowych. Dotyczy to również wilgotności gleby, której znajomość jest niezbędna przy jej uprawie, melioracji, stosowaniu środków użyźniających i zbiorze plonów. Warunki przechowywania i transportu wytworzonych produktów rolnych i spożywczych zależą także od ich wilgotności. Zawartość wody jest również decydującym kryterium w przewidywaniu zagrożeń środowiska naturalnego: osuwania ziemi, powodzi i suszy oraz lawin śnieżnych i błotnych.

Aby rozwijać systemy do pomiaru wilgotności materiałów porowatych niezbędna jest wiedza o obecności wody w różnych substancjach, oddziaływaniach między cząsteczkami wody i fazy stałej tych materiałów oraz wpływem temperatury na badane materiały [6,13,34,53,108].

Reflektometryczny (TDR) pomiar wilgotności gleby jest coraz bardziej popularny, a stosowana metoda jest obszernie opisana w literaturze obcojęzycznej począwszy od pionierskich prac [5,19,20,28,102] mających na celu jej adaptację do ośrodków porowatych, interpretację reflektogramów [7,31,38,39], kalibrację dla różnych gleb [24,52,101] jak również drewna i ziarna [51,55,56], korektę funkcji kalibracyjnych uwzględniającą wpływ fazy stałej gleby [57,61,104,110], reflektometryczny pomiar zasolenia gleby [16,29,30,69]. Metoda reflektometryczna do pomiaru wilgotności oraz zasolenia gleby opisywana jest również w piśmiennictwie polskim [58,59,60,86,91] głównie za sprawą badań nad jej rozwojem prowadzonych w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie.

W metodzie TDR przenikalność dielektryczna gleby wyliczana jest na podstawie pomiaru prędkości propagacji impulsu elektromagnetycznego wzdłuż falowodu utworzonego z dwóch lub większej ilości równoległych prętów przewodzących prąd elektryczny, tworzących sondę pomiarową umieszczoną w badanej glebie. Dipolowa budowa cząsteczek wody powoduje, że jej przenikalność dielektryczna, warunkująca prędkość propagacji, ma znacznie większą wartość niż pozostałych składników gleby. Dzięki temu wyliczając z pomiarów reflektometrycznych przenikalność dielektryczną gleby, w sposób pośredni możemy ocenić ilość wody w glebie. Wysoka czułość, minimalizacja wpływu przyrządu pomiarowego na badany obiekt oraz możliwość automatyzacji pomiaru to zalety tej metody.

Obecnie zastosowanie techniki reflektometrycznej do pomiaru wilgotności oraz zasolenia gleby, jak również innych materiałów porowatych w rolnictwie, przechowalnictwie, przemyśle spożywczym, budowlanym, transporcie jest coraz bardziej popularne. Wynika to z konieczności pomiaru wilgotności odpowiednich materiałów i komponentów, co jest niezbędne do ekonomicznego przetwarzania oraz zapobiegania negatywnym skutkom nadmiernego ich uwilgotnienia (koszty transportu materiałów suchych, czyli lżejszych, suszenie surowców przed składowaniem, aby zapobiec ich zniszczeniu, kontrola wilgotności detalicznych produktów spożywczych nadmiernie zwiększająca ich masę i cenę, itd.).

Mimo osiągniętego już uznania i prób standaryzacji metody reflektometrycznej do pomiaru wilgotności gleby, nadal istnieje potrzeba jej rozwoju. Dotyczy to szczególnie prac nad modelowaniem gleby jako mieszaniny materiałów dielektrycznych [82] oraz rozwoju czujników [71]. Prace nad rozwojem metod pomiaru wilgotności w oparciu o właściwości dielektryczne materiałów prowadzone są przez wiodące jednostki naukowe na całym świecie i w Polsce. Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie również ma w tym swój udział gdyż w ostatnich latach opatentował w kraju i za granicą miernik TDR do pomiaru wilgotności, elektrycznej konduktywności i temperatury gleby (Easy Test [27]). Rozwijane są prace nad modernizacją sond dielektrycznych właściwości materiałów porowatych opartych na reflektometrii w dziedzinie częstotliwości [10,94,100]), projektowane i wykonywane są prototypy nowoczesnych systemów monitoringu właściwości fizycznych i chemicznych gleby [93,95,106] oraz [65,66,67]), które charakteryzują się niskim poborem mocy, wykorzystaniem komunikacji bezprzewodowej [114] oraz pracą w ogólnie przyjętym standardzie [95,113]. Ze względu na to, że wilgotność materiałów porowatych w sposób decydujący wpływa na większość pozostałych ich parametrów fizycznych i chemicznych, istnieje potrzeba integracji czujników wilgotności z innymi czujnikami, np. temperatury, potencjału Redox, pH, natlenienia gleby, potencjału matrycowego gleby, koncentracji wybranych jonów w glebie, itd. Wymaga to współpracy wielu specjalistów z różnych dziedzin nauki i techniki oraz odpowiedniego zaplecza badawczego.

Zwiększenie dokładności reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleb wymaga jednak dalszych prac badawczych w celu wyeliminowania bądź skorygowania błędów będących wynikiem niejednorodności gleby, zróżnicowanego składu mechanicznego, gęstości i zmian jej temperatury.

Początkowo nie stwierdzono korelacji między mierzoną reflektometrycznie pozorną przenikalnością dielektryczną, ϵ_b , gleby (*ang. bulk dielectric permittivity*) i temperaturą [101]. Wraz z wprowadzeniem przyrządów monitorują-

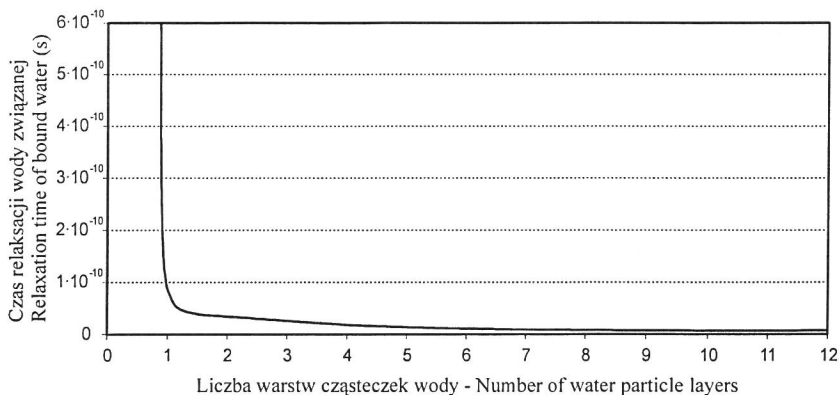
cych wilgotność gleby w dłuższym przedziale czasu, uwzględniając duże różnice temperatur między dniem i nocą, zauważono istotne fluktuacje wyników skorelowane z temperaturą gleby. Zauważono również [3,36,87], że wpływ temperatury na odczyt wilgotności miernikiem TDR zależy od składu mechanicznego badanej gleby. Dla gleb wytworzonych z piasku, pyły oraz torfu zależność $\varepsilon_b(T)$ wyraźnie maleje ze wzrostem temperatury. Nie zanotowano tego efektu dla gleby wytworzonej z łu. Inne prace [72,77,116] donoszą, że wartość wilgotności objętościowej gleby wyznaczona metodą TDR, θ_{TDR} , zwiększa się ze wzrostem temperatury dla łułów pylastych przy wszystkich wartościach wilgotności gleby od powietrznie suchej do nasyconej, natomiast inne łuły pylaste wykazywały wzrost θ_{TDR} dla niskich wilgotności i jej obniżenie dla wilgotności bliskich nasycenia gleby. Zatem kalibracja reflektometrycznej metody pomiaru wilgotności gleby powinna uwzględniać wpływ temperatury na jej przenikalność dielektryczną.

1.1. Przenikalność dielektryczna materiałów porowatych w aspekcie reflektometrycznego pomiaru wilgotności objętościowej gleby

Materiały porowate, będące przedmiotem zainteresowania agrofizyki, traktowane są zwykle jako ciała trójfazowe składające się z: matrycy tworzącej fazę stałą, fazy gazowej i fazy ciekłej – roztworu. W aspekcie traktowania gleby jako dielektryka, faza ciekła jest różnicowana dalej na wodę swobodną oraz związaną bądź zaadsorbowaną, dla której cząsteczki mają ograniczoną mobilność przez zjawiska adsorpcji na powierzchni fazy stałej. Konsekwencją tego faktu jest zwiększenie czasu relaksacji cząsteczek wody zaadsorbowanej do fazy stałej gleby w stosunku do cząsteczek wody swobodnej i zmniejszenie się jej przenikalności dielektrycznej.

Doniesienia literaturowe wskazują, że tylko kilka warstw cząsteczek wody pokrywających fazę stałą gleby mają krótszy od wody swobodnej czas relaksacji [12,41,72]. Na podstawie badań spektralnych przeprowadzonych przy użyciu techniki rezonansu nuklearnego Boyarskii i in. [12] stwierdzili, że czas relaksacji wody zaadsorbowanej szybko zmniejsza się wraz z ilością warstw pokrywających cząstki fazy stałej i wydaje się, że tylko jedna lub dwie warstwy mają znacząco krótszy czas relaksacji niż woda swobodna (rys. 1).

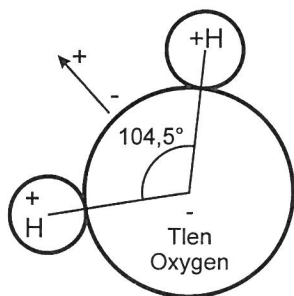
Ruchy termiczne cząsteczek wody przy powierzchni fazy stałej gleby wpływają na wypadkową grubość warstwy wody zaadsorbowanej. Zwiększenie temperatury gleby zmniejsza grubość warstwy adsorpcyjnej i sumaryczną ilość cząsteczek wody w danej objętości gleby, dla których czas relaksacji jest mniejszy.



Rys. 1. Czas relaksacji cząsteczek wody w zależności od ilości warstw cząsteczek wody pokrywających cząstki fazy stałej gleby

Fig. 1. Relaxation time of water particles related to the number of water layers covering the solid particles of soil

Przenikalność dielektryczna, ϵ , jest miarą zachowania się cząstek materii po przyłożeniu zewnętrznego, zmiennego pola elektrycznego. Cząsteczki wody są podatne na wpływ pola elektrycznego z powodu niesymetrycznego rozkładu ładunków (rys. 2).



Rys. 2. Moment dipolowy cząsteczki wody

Fig. 2. Dipole moment of water molecule

Niesymetryczność ta powoduje nieznaczne przemieszczenie dodatniego oraz ujemnego centrów ładunków elektrycznych tworząc trwały dipol elektryczny, którego wartość wynosi $6,216 \cdot 10^{-30}$ C·m. Dipole cząsteczek wody mają kierunek przypadkowy, uwarunkowany ruchami termicznymi jednakże, gdy zostanie do nich przyłożone przemienne pole elektryczne [14] cząsteczki obracają się tak, aby ich dipole elektryczne miały kierunek zgodny z kierunkiem przyłożonego pola. Proces zrównywania kierunków dipoli elektrycznych

powoduje gromadzenie energii, która zostaje wyzwolona, gdy przyłożone pole elektryczne zniknie. Miarą ilości tej energii jest część rzeczywista względnej przenikalności dielektrycznej, ε' . Część urojona zespolonej przenikalności dielektrycznej, ε'' , wyraża straty energii zewnętrznego pola elektrycznego spowodowane przewodnictwem jonowym ośrodka, którym jest w rozważanym przypadku gleba.

Inne źródło strat dielektrycznych pojawia się, gdy cząsteczki wody nie nadążają obrócić się zgodnie z przyłożonym zewnętrznym polem elektrycznym, którego szybkość zmian jest zbyt duża. Cząsteczki wody są wtedy w stanie relaksacji i energia pola elektrycznego jest tracona na ciepło.

Przenikalność dielektryczna materiału wyrażana jest jako wielkość zespolona, ε , dla której część rzeczywista i urojona zależna jest od częstotliwości kołowej, ω , zewnętrznego przyłożonego pola elektrycznego [50,107]:

$$\varepsilon = \varepsilon'(\omega) - i \left(\varepsilon''(\omega) + \frac{\sigma_{dc}}{\omega \varepsilon_0} \right) = \varepsilon'(\omega) (1 + i \tan \delta) \quad (1)$$

gdzie: i jest jednostką urojoną, dla której $i^2 = -1$, σ_{dc} jest konduktywnością elektryczną dla niskich częstotliwości, $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ F} \cdot \text{m}^{-1}$ jest przenikalnością dielektryczną próżni. Jej część rzeczywista, $\varepsilon'(\omega)$, jest w fazie zgodnej z przyłożonym polem elektrycznym, natomiast część urojona, $\varepsilon''(\omega) + \sigma_{dc} / \omega \varepsilon_0$, różni się w fazie o 90° . Tangens kąta stratności, $\tan \delta$, opisujący całkowitą stratę energii pola elektrycznego w materiale dielektrycznym, zdefiniowany jest:

$$\tan \delta = \frac{\varepsilon''(\omega) + \frac{\sigma_{dc}}{\omega \varepsilon_0}}{\varepsilon'(\omega)} \quad (2)$$

Straty energii pola elektrycznego związane z efektem relaksacji dielektrycznej, składników materiałów porowatych zachodzą w zakresie częstotliwości radiowych i mikrofalowych, tzn. w zakresie rzędu $10^7 - 10^{11} \text{ Hz}$. Czas relaksacji dla wody swobodnej w temperaturze pokojowej wynosi około $9,3 \cdot 10^{-12} \text{ s}$, co odpowiada [37] częstotliwości przyłożonego pola elektrycznego około 20 GHz. Straty energii pola elektrycznego związane z jonowym przewodnictwem elektrycznym, $\sigma_{dc} / \omega \varepsilon_0$, wzrastają dla niższych częstotliwości [14].

Prędkość propagacji fali elektromagnetycznej przez stratne materiały porowate posiadające pomijalne właściwości magnetyczne wyraża się wzorem [107]:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\frac{\varepsilon'(\omega)}{2} (1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta})}} \quad (3)$$

gdzie $c \approx 3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ jest prędkością światła w próżni. Dla dielektryka o pomijalnej stratności, dla którego $\tan \delta = 0$, formuła (3) upraszcza się do:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon'(\omega)}} \quad (4)$$

Oznacza to, że przenikalność dielektryczna materiału wyznaczona z analizy czasu propagacji fali elektromagnetycznej w tym materiale, czyli sposobem wykorzystywanym w technice reflektometrycznej, nie jest równoważna jej części rzeczywistej, lecz tzw. pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b :

$$\varepsilon_b = \left(\frac{c}{v}\right)^2 = \frac{\varepsilon'(\omega)}{2} [1 + \sqrt{1 + \tan^2 \delta}], \quad (5)$$

której wartość dla $\tan \delta \ll 1$, upraszcza się do: $\varepsilon_b \approx \varepsilon'(\omega)$, będącym razem z formułą (4) fundamentalnymi zależnościami dla reflektometrycznej (TDR) techniki pomiaru wilgotności materiałów porowatych.

1.2. Technika reflektometryczna (TDR) pomiaru wilgotności i elektrycznej konduktywności materiałów porowatych

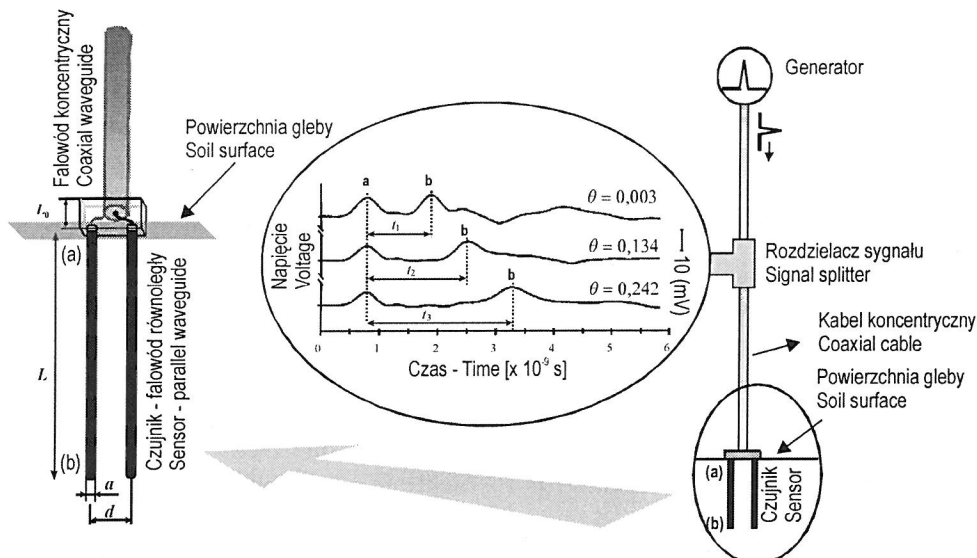
Poglądowy schemat urządzenia do pomiaru prędkości propagacji fal elektromagnetycznych w materiałach porowatych, stosujący reflektometryczną technikę pomiaru przedstawia rysunek 3.

Impuls wejściowy, o czasie narastania i opadania około $300 \cdot 10^{-12} \text{ s}$, przemieszcza się z generatora impulsu szpilkowego wzdłuż kabla koncentrycznego o impedancji 50Ω do sondy pomiarowej w postaci falowodu z dielektrykiem o przenikalności dielektrycznej, którą chcemy wyznaczyć. Może to być falowód utworzony z dwóch (np. sonda FP/mts oferowana przez Easy Test [27], sonda stosowana przez Malickiego i Skieruchę [58]), lub trzech równoległych prętów ze stali nierdzewnej [38,39,116,117], których długość wynosi L . Topp i in. [101] używali sondy koncentrycznej, której dielektrykiem była badana gleba, jednakże ten rodzaj sondy nie sprawdził się w badaniach polowych z powodu trudności instalacji w glebie.

Między generatorem i sondą umieszczony jest rejestrator monitorujący stan linii transmisyjnej. Z powodu nieciągłości impedancji między kablem koncentrycznym i sondą, część impulsu z generatora ulega odbiciu, co jest

rejestrowane jako (a). Część impulsu, która nie uległa odbiciu propaguje wzdłuż prętów czujnika i ulega odbiciu od ich końca (b).

Reflektogramy zebrane w przypadkach, gdy sonda pomiarowa umieszczona była w suchym, wilgotnym oraz nasyconym piasku wykazują, że czas t między odbiciami (a) i (b) zwiększa się wraz ze wzrostem wilgotności gleby.



Rys. 3. Zasada działania reflektometrycznego miernika prędkości propagacji fal elektromagnetycznych w ośrodku kapilarno-porowatym [86]

Fig. 3. Principle of operation of reflectometric meter for determination of electromagnetic wave velocity of propagation in capillary-porous media [86]

Prędkość propagacji impulsu elektrycznego wzdłuż prętów sondy wyrażana jest wzorem:

$$v = \frac{2L}{t_b - t_a} \quad (6)$$

jak również wzorem (4) przy założeniu pomijalnej stratności ośrodka. Zatem posiadając miernik czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego można przy pomocy metody oraz sondy TDR wyznaczyć pozorną przenikalność dielektryczną materiału, ϵ_b .

Oprócz pomiaru czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego w materiałach porowatych, technika reflektometryczna umożliwia pomiar ich elektrycznej konduktywności [17,60,70,103]. Impulsu jest tłumiony podczas przemieszczania się w falowodzie umieszczonym w badanym ośrodku. Mierzając amplitudę sygnału

wychodzącego z sondy TDR i porównując ją z wielkością wejściową można wyznaczyć część urojoną zespolonej przenikalności dielektrycznej. Dokładny opis tej metody przedstawił Skierucha [86].

Inny sposób interpretacji reflektogramu opiera się na metodzie przedstawionej przez Giese i Tiemann [32] i omówionej przez Robinson i in. [81]. Metoda ta jest równoważna niskoczęstotliwościowej metodzie pomiaru rezystancji gleby między prętami sondy [70].

Możliwość pomiaru elektrycznej konduktywności gleb przy pomocy metody TDR umożliwia w sposób pośredni określenie jej zasolenia, tj. sumarycznej koncentracji soli w glebie, a praktycznie ich jonów zawartych w roztworze glebowym. Z powodu trudności technicznych związanych z wyznaczaniem tak zdefiniowanego zasolenia, za jego miarę przyjmuje się wielkość pośrednią – elektryczną konduktywność ekstraktu, σ_e , zwanego dalej elektrolitem glebowym, który pobiera się po nasyceniu próbki gleby wodą destylowaną [62]. Procedura ta, zaproponowana przez US Salinity Laboratory [105], została uznana jako standardowa. Jej wadą jest to, że jako niszcząca nie nadaje się do pomiarów zasolenia gleb *in situ*, a więc do zastosowania w automatycznych systemach monitoringu. Stosowaną w warunkach *in situ*, nieniszczącą alternatywą jest pomiar elektrycznej konduktywności gleby, σ_{dc} , z której, po wcześniejszej kalibracji, można wyznaczyć elektryczną konduktywność elektrolitu glebowego, σ_e [69,78,79]. Jednakże σ_{dc} zależy również od wilgotności gleby, a zatem w celu wyznaczenia σ_e należy, jednocześnie z σ_{dc} , mierzyć wilgotność gleby, θ . Metoda reflektometryczna umożliwia to na podstawie analizy reflektogramu, z której można uzyskać dwie informacje:

- czas propagacji impulsu elektromagnetycznego wzdłuż prętów sondy TDR umieszczonej w glebie umożliwia wyznaczenie jej pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , która jest podstawą do wyznaczenia wilgotności objętościowej gleby, θ_{TDR} ,
- wielkość amplitudy impulsu po przejściu przez stratny ośrodek, w którym umieszczone są pręty sondy TDR uzależniona jest głównie od jej elektrycznej konduktywności, σ_{dc} .

Wilgotność objętościowa materiału, θ , czyli wielkość, która jest celem pomiaru reflektometrycznego, wyznaczana jest przez wykorzystanie empirycznej kalibracji $\theta_{TDR} = f(\varepsilon_b)$ [53,58,86,101] oraz stosowanie modeli mieszanin dielektryków [9,22,24,90,110].

1.2.1. Empiryczne modele mieszanin materiałów dielektrycznych

Empiryczny model (7) prezentowany przez Topp i in. [101], wyraża wartość pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , wyznaczonej metodą

TDR w funkcji wilgotności objętościowej, θ , wyznaczonej metodą suszarkową. Jak donoszą White i Zegelin [111], model ten stosowany jest do wielu gleb mineralnych od gleb wytworzonych z iltu i piasku dla wilgotności objętościowej od $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

$$\varepsilon_b = 3,03 + 9,3\theta + 146\theta^2 - 76,7\theta^3 \quad (7)$$

Znaczne rozbieżności między wartościami wilgotności objętościowej obliczone z modelu i zmierzonymi metodą suszarkową obserwowane są dla gleb charakteryzujących się dużą powierzchnią właściwą [24] oraz dla gleb organicznych o dużej porowatości [57]. Model (7) umożliwia przeliczanie danych z pomiaru na wartość wilgotności ze średnim błędem (średnie odchylenie standardowe od linii regresji) 2,21% dla czterech gleb mineralnych. Jacobsen i Schjonning [45] uzyskali dla 10 gleb mineralnych błąd poniżej 0,97% stosując inny model empiryczny w postaci wielomianu 3-go stopnia, który uwzględniał również gęstość gleby, zawartość iltu i substancji organicznej. Model empiryczny Malickiego i in. [57] opracowany został na podstawie pomiarów suszarkowych i reflektometrycznych 61 różnych gleb mineralnych i organicznych o gęstościach z przedziału od $0,86 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ do $1,78 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Po zastosowaniu korekty (8) na gęstość gleby, ρ , uzyskano dwukrotne zmniejszenie średniego błędu pomiaru wilgotności do 2,8% z ok. 5,5%. Dowodzi to, że istotny wpływ na reflektometryczny pomiar wilgotności gleby ma również stan jej fazy stałej, którą można wyrazić składem mechanicznym, gęstością, porowatością lub powierzchnią fazy stałej.

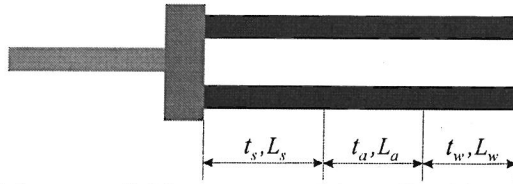
$$\theta_{TDR} = \frac{\sqrt{\varepsilon_b} - 0,819 - 0,168\rho - 0,159\rho^2}{7,17 + 1,18\rho} \quad (8)$$

W innych stosowanych modelach empirycznych próbowano uwzględnić wpływ fazy stałej na reakcję przyrządu TDR i jej wpływ na wyznaczoną wilgotność objętościową gleby [75,83,85,86,109].

1.2.2. Fizyczne modele mieszanin materiałów dielektrycznych

Wśród wielu fizycznych modeli przenikalności dielektrycznej opisujących glebę jako mieszaninę ciała stałego, wody oraz powietrza najczęściej stosowane są modele: α [9,11,25,84,97] oraz model de Loor [22,23].

Najprostszą postać modelu α można wyprowadzić bazując na analizie czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego wzdłuż prętów sondy TDR umieszczonej w ośrodku składającym się z trzech warstw: ciała stałego, powietrza oraz wody, czyli trzech faz składowych gleby (rys. 4).



Rys. 4. Interpretacja 3-fazowego dielektrycznego modelu α dla gleby wykorzystująca techniki reflektometrycznej propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie

Fig. 4. Interpretation of 3-phase dielectric mixing α model of soil using reflectometric technique of electromagnetic wave propagation in the soil

Czas, t , w którym impuls elektromagnetyczny przebywa drogę L długości prętów sondy TDR jest sumą czasów propagacji przez poszczególne fazy gleby: t_s , t_a oraz t_w [47,70,102,110]:

$$t = t_s + t_a + t_w \quad (9)$$

gdzie: s , a oraz w oznaczają odpowiednio fazę stałą, gazową i ciekłą.

Korzystając z równania (4) można wyrazić t jako:

$$t = t_s + t_a + t_w = \frac{2L\sqrt{\varepsilon_b}}{c} = \frac{2L_s\sqrt{\varepsilon_s}}{c} + \frac{2L_a\sqrt{\varepsilon_a}}{c} + \frac{2L_w\sqrt{\varepsilon_w}}{c} \quad (10)$$

gdzie: L_s , L_a , L_w są idealizowanymi częściami sondy TDR umieszczonej w fazach składowych gleby. Biorąc pod uwagę dwa ostatnie człony równania (10) i mnożąc je przez elementarny przekrój gleby, S , prostopadły do prętów sondy, a następnie dzieląc przez całą objętość gleby, V , w cylindrze stanowiącym sferę zasięgu pomiarowego sondy TDR, otrzymujemy 3-fazowy dielektryczny model α wyrażający przenikalność dielektryczną mieszaniny faz za pomocą jej elementarnych składowych:

$$\sqrt{\varepsilon_b} = \frac{V_s}{V}\sqrt{\varepsilon_s} + \frac{V_a}{V}\sqrt{\varepsilon_a} + \frac{V_w}{V}\sqrt{\varepsilon_w} = \sqrt{\varepsilon_s}(1-\phi) + \sqrt{\varepsilon_a}(\phi-\theta) + \sqrt{\varepsilon_w}\theta \quad (11)$$

lub używając parametru α , który opisuje geometrię ośrodka w odniesieniu do przyłożonego pola elektrycznego [84]:

$$\varepsilon_b^\alpha = (1-\phi)\varepsilon_s^\alpha + (\phi-\theta)\varepsilon_a^\alpha + \theta\varepsilon_w^\alpha \quad (12)$$

gdzie ϕ jest porowatością gleby. Równanie (12) jest równoważne (11) dla $\alpha = 0,5$ lub równaniu poniższemu, które przedstawił Whalley [110]:

$$\sqrt{\varepsilon_b} = \theta(\sqrt{\varepsilon_w} - 1) + \frac{\rho}{\rho_s}(\sqrt{\varepsilon_s} - 1) + 1 \quad (13)$$

gdzie: ρ jest gęstością, ρ_s jest gęstością cząsteczkową gleby.

Przedstawiony uproszczony model przenikalności dielektrycznej gleby nie uwzględnia efektów powstających na granicy faz, w szczególności na styku fazy stałej i ciekłej. Wzbogacając model 3-fazowy (12) o składnik związany z przejściem faza stała/faza ciekła, otrzymujemy model α dla czterech faz [25]:

$$\varepsilon_b^\alpha = (1 - \phi) \varepsilon_s^\alpha + (\phi - \theta) \varepsilon_a^\alpha + (\theta - \theta_{bw}) \varepsilon_{fw}^\alpha + \theta_{bw} \varepsilon_{bw}^\alpha \quad (14)$$

w którym woda występuje w dwóch fazach, tzn. w fazie wody swobodnej, fw (*free water*), jak woda kapilarna oraz wody zaadsorbowanej do fazy stałej gleby bądź związanej, bw (*bound water*), której cząsteczki są mniej mobilne w zmiennym polu elektrycznym. Ogólniej, model α przenikalności dielektrycznej jako mieszaniny dielektryków można wyrazić następująco:

$$\varepsilon_b^\alpha = \sum_i V_i \varepsilon_i^\alpha \quad (15)$$

gdzie: α jest empirycznym współczynnikiem manipulacyjnym, zbliżonym dla większości gleb do wartości 0,5 [2,84], V_i jest objętościową koncentracją i -tej fazy, zaś ε_i jest wartością przenikalności dielektrycznej tej fazy.

Inny model 4-fazowy zaproponowany przez de Loor [22,23] i stosowany między innymi przez Dobsona i in. [25] oraz Dirksena i Dasberga [24] ma postać:

$$\varepsilon_b = \frac{3\varepsilon_s + 2\theta_{fw}(\varepsilon_{fw} - \varepsilon_s) + 2\theta_{bw}(\varepsilon_{bw} - \varepsilon_s) + 2\theta_a(\varepsilon_a - \varepsilon_s)}{3 + \theta_{fw}\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_{fw}} - 1\right) + \theta_{bw}\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_{bw}} - 1\right) + \theta_a\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_a} - 1\right)} \quad (16)$$

gdzie: s , fw , bw oraz a odnoszą się odpowiednio do fazy stałej, wody swobodnej, wody zaadsorbowanej oraz powietrza. W tym modelu cząstki fazy stałej tworzą materiał homogeniczny i izotropowy, z którym wymieszane są cząsteczki wody i powietrza. Zakładając, że woda w glebie jest tylko w postaci wody swobodnej, dielektryczny model gleby (model de Loor) przyjmuje postać modelu 3-fazowego:

$$\varepsilon_b = \frac{3\varepsilon_s + 2\theta(\varepsilon_w - \varepsilon_s) + 2\theta_a(\varepsilon_a - \varepsilon_s)}{3 + \theta\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_w} - 1\right) + \theta_a\left(\frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_a} - 1\right)} \quad (17)$$

Modele 4-fazowe gleby przedstawione równaniami (14), (16) zostały zastosowane w [90,91], gdzie wykazano, że wartości przenikalności dielektrycznej gleby obliczone przy zastosowaniu modeli 4-fazowych dla gleb wytworzonych z iłu zmniejszają błąd pomiaru wilgotności gleb metodą reflektometryczną w relacji do obliczeń stosujących model 3-fazowy. Gleba jako materiał o dużym zróżnicowaniu przestrzennym i czasowym stanowi bardzo trudny materiał do modelowania, a szczególnie do zastosowania modeli fenomenologicznych, choć istnieją próby opracowania tego typu modelu [115]. Zastosowanie wysokich częstotliwości pola elektromagnetycznego do badania właściwości gleby umożliwia wyselekcjonowanie tych jej cech, które są maskowane w dziedzinie niskich częstotliwości. Dotyczy to szczególnie różnych form wody w glebie, począwszy od wody swobodnej o czasie relaksacji jej cząsteczek rzędu 10^{-12} s, wody zaadsorbowanej oraz lodu o dłuższych czasach relaksacji.

2. WPLYW TEMPERATURY NA PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNĄ GLEBY UWARUNKOWANY ZAWARTOŚCIĄ WODY SWOBODNEJ W GLEBIE

Próba wyjaśnienia wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby próbowano wyjaśnić w [36,86] opierając się na silnej zależności przenikalności dielektrycznej wody od temperatury. Wpływ temperatury, T , na przenikalność dielektryczną wody swobodnej, $\epsilon_{fw}(T)$ lub współczynnik załamania fal elektromagnetycznych $n_{fw}(T) = \sqrt{\epsilon_{fw}(T)}$, którego wartość w temperaturze 25°C wynosi 8,85, dla częstotliwości pola elektromagnetycznego rzędu 10^9 Hz, wyraża się następująco:

$$n_{fw}(T) = n_{fw}d(T) \quad (18)$$

gdzie $d(T)$ jest zależnym od temperatury, T , współczynnikiem empirycznym [15]:

$$[d(T)]^2 = 1 - 0,45 \cdot 10^{-2}(T - 25) + 0,93 \cdot 10^{-7}(T - 25)^2 \quad (19)$$

Korzystając z 3-fazowego dielektrycznego modelu gleby (12) oraz przyjmując, że współczynnik załamania dla stałej fazy gleby oraz dla powietrza nie zależą znacząco od temperatury, współczynnik załamania fal EM wyznaczony metodą TDR dla gleby w temperaturze T , $n_{TDR}(T)$, można wyrazić następująco:

$$n_{TDR}(T) = \theta n_{fw} + f_a n_a + f_s n_s + \theta n_{fw}(d(T) - 1) = n_{25} + \Delta n(T) \quad (20)$$

gdzie: n_{25} jest współczynnikiem załamania dla gleby w temperaturze 25°C , $\Delta n(T)$ jest natomiast jego temperaturowo zależną odchyłką; f_a , f_s są to odpowiednio frakcje objętościowe fazy gazowej i stałej gleby.

Wilgotność gleby, θ , we wzorze (20) ma wartość oznaczoną metodą suszarkową w warunkach laboratoryjnych lub oznaczoną metodą TDR w temperaturze 25°C w warunkach kalibracji przyrządów TDR. W dalszej części wilgotność ta będzie oznaczana symbolem θ_{25} . Wartości współczynnika załamania, $n_{TDR}(T)$, dla gleby wyznaczone w temperaturze T , można skorygować do wartości w temperaturze 25°C, n_{25} , zgodnie z wyrażeniem (20), które można przedstawić w postaci:

$$n_{25} = n_{TDR}(T) - \theta_{25} n_{fw}(d(T) - 1) \quad (21)$$

Jeżeli dielektryczny pomiar wilgotności gleby jest oparty o formułę kalibracyjną w postaci $\theta_{TDR} = f(n)$, to wyniki pomiarów wilgotności gleby metodą TDR są zależne od jej temperatury:

$$\theta_{TDR}(T) = \theta(n_{TDR}(T)) = \theta(n_{25} + \Delta n(T)) \quad (22)$$

Dla liniowej postaci formuły kalibracyjnej postaci: $\theta_{TDR} = a\sqrt{\varepsilon_b} + b$, spełniona jest zależność:

$$\theta_{TDR}(T) = \theta(n_{25} + \Delta n(T)) = \theta_{25} + \frac{d\theta}{dn} \Delta n = \theta_{25} + \frac{d\theta}{dn} \theta_{25} \cdot n_{fw}(d(T) - 1) \quad (23)$$

Po przekształceniu otrzymujemy zależność na wilgotność objętościową, θ_{25} , gleby oznaczoną metodą TDR i skorygowaną do wartości w temperaturze 25°C:

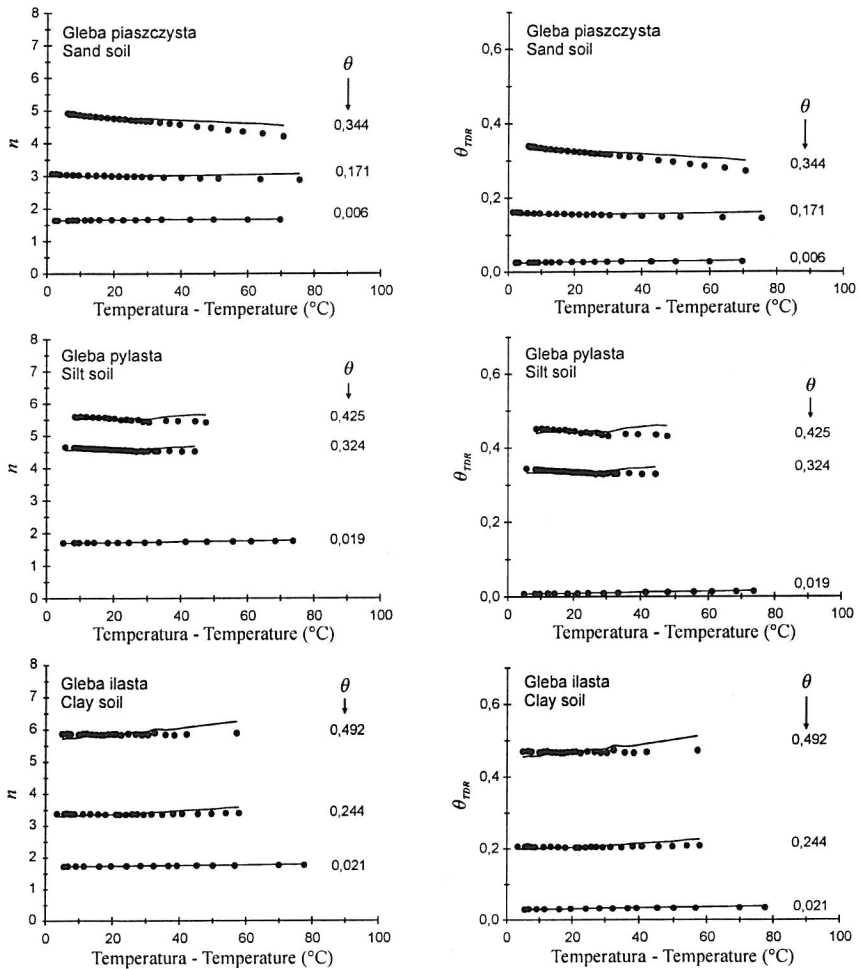
$$\theta_{25} = \frac{\theta_{TDR}(T)}{1 + n_{fw}(d(T) - 1) \cdot \frac{d\theta}{dn}} \quad (24)$$

gdzie $d\theta/dn = 0,134$ jest pochodną funkcji kalibracji metody TDR dla gleby [86].

Temperaturowa zależność przenikalności dielektrycznej zaobserwowana dla gleb utworzonych z piasku, pyłu i iłu analizowana była w [87] i przedstawiona jest na rysunku 5. Przedstawiono na nim również działanie korekty tego efektu po zastosowaniu formuł (21) oraz (24), sprowadzające wartości wyznaczonych współczynników załamania, $n_{TDR}(T)$ oraz $\theta_{TDR}(T)$ do odpowiadających wartości w temperaturze 25°C.

Wpływ temperatury na prędkość propagacji fal EM w glebie, a więc również na reflektometryczny pomiar wilgotności gleby, jest zależny zarówno od wilgotności jak i uziarnienia (gatunku) gleby. Współczynnik załamania, n , dla gleby utworzonej z iłu nie wykazywał podatności na zmiany temperatury, natomiast stwierdzono ten efekt dla pozostałych gleb. Dlatego korekta zgodnie z równaniem (21) zawyżała wyniki pomiaru współczynnika załamania, n , dla tej gleby. Nieczy-

telny wpływ temperatury na współczynnik załamania, n , dla gleby utworzonej z łu dowodzi, że rozważane modele (21) oraz (24) wymagają weryfikacji.



Rys. 5. Temperaturowa zależność współczynnika załamania dla gleby, n oraz wilgotności objętościowej gleby, θ_{TDR} , wyznaczonej metodą TDR dla trzech gleb mineralnych utworzonych z piasku, pyłu i łu oraz wyniki zastosowanych korekt zgodnie z równaniami (21) oraz (24). Po prawej stronie umieszczono wartości wilgotności gleby wyznaczone metodą suszarkową. • – wartości wyznaczone metodą TDR, linia – korekta na n oraz θ

Fig. 5. Temperature dependence of the soil refractive index, n , and the soil volumetric water content, θ_{TDR} , determined by TDR method for three mineral soils: sand, silt and clay and the results of the applied corrections according to Eq. (21) and Eq. (24). On the right side there are values of water content, θ , determined by thermogravimetric method. • – TDR determined values, line – correction on n and θ

3. HIPOTEZA I CEL PRACY

Na podstawie literatury oraz badań własnych dotyczących zastosowania techniki reflektometrycznej do pomiaru wilgotności objętościowej gleby stwierdzono niejednoznaczny wpływ temperatury gleby na wartość pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , wyznaczonej metodą TDR:

- pozorna przenikalność dielektryczna, ε_b , wilgotnej gleby maleje ze wzrostem temperatury, ponieważ maleje ze wzrostem temperatury przenikalność dielektryczna obecnej w glebie wody swobodnej, ε_{fw} ,
- pozorna przenikalność dielektryczna gleby, ε_b , rośnie ze wzrostem temperatury, ponieważ przybywa w niej wody swobodnej kosztem ubytku wody zaadsorbowanej przez cząstki fazy stałej, przy czym przenikalność dielektryczna wody swobodnej jest większa niż wody zaadsorbowanej ($\varepsilon_{fw} > \varepsilon_{bw}$),
- wzrost elektrycznej konduktywności gleby ze wzrostem temperatury może powodować zwiększenie stratności gleby jako dielektryka na tyle duże, że może zwiększyć wartość pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , wyrażonej równaniem (5).

Istnienie powyższych przeciwstawnych czynników warunkujących temperaturą zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , wyznaczonej metodą reflektometryczną, pozwala na postawienie hipotezy, że **mogą one wzmacniać lub kompensować zależność temperaturą pozornej przenikalności dielektrycznej gleby** oraz że **istnieje określona wilgotność, dla której rozważane procesy warunkujące zależność $\varepsilon_b(T)$ w glebie kompensują się minimalizując badaną zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od temperatury.**

Celem pracy jest **określenie wpływu temperatury na wartość pozornej przenikalności dielektrycznej gleb zróżnicowanych pod względem składu granulometrycznego oraz na odczyt ich wilgotności objętościowej wyznaczonej metodą reflektometryczną jak również zaproponowanie oraz zweryfikowanie modeli umożliwiających uwzględnienie korekty temperaturowej w aparaturze do reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleb.**

Osiągnięcie celu pracy zaplanowano poprzez:

- wykonanie pomiarów do weryfikacji stosowanych modeli fizycznych opisujących zmianę pozornej przenikalności dielektrycznej gleby powodowaną zmianą jej temperatury dla gleb zróżnicowanych pod względem składu granulometrycznego i wilgotności,
- skorelowanie temperaturowej zależności pozornej przenikalności dielektrycznej gleby z jej mierzalnymi parametrami fizyko-chemicznymi,

- uwzględnienie temperaturowej zależności pozornej przenikalności dielektrycznej gleby w kalibracji reflektometrycznych mierników wilgotności oraz elektrycznej konduktywności gleby jako praktyczne wykorzystanie przeprowadzonych badań.

4. MATERIAŁ GLEBOWY I METODY BADAŃ

4.1. Materiał glebowy

Materiał glebowy do badań dobrano tak, aby reprezentował typowe gleby mineralne. W tym celu wykorzystano bank próbek glebowych reprezentujących uprawne gleby mineralne Polski [35]. Lokalizację i wybrane właściwości fizyczne badanych gleb przedstawiono w tabeli 1. Wybrano 20 wzorcowych profili gleb uprawnych z terenu Lubelszczyzny w tym: 7 – gleb brunatnych, 5 – czarnoziemów, 4 – rędzin, 2 – gleb płowych, 1 – mady oraz 1 – gleby murszowej i z ich wierzchniego poziomu (głębokość 10 – 30 cm) pobrano próby o naruszonej strukturze. Dla prób glebowych pobranych z każdego profilu przygotowano materiał badawczy o 5 różnych wilgotnościach; z wyjątkiem profili o numerach 605 oraz 606, dla których z przyczyn technicznych ustalono 4 poziomy wilgotności. Badaniom poddano 98 prób glebowych o różnej wilgotności objętościowej.

4.2. Metodyka badań

Pomiary reflektometryczne mające na celu wyznaczenie zmian przenikalności dielektrycznej badanych gleb w funkcji wilgotności, temperatury oraz elektrycznej konduktywności gleby wykonano przy użyciu specjalnie przygotowanej aparatury pomiarowej, której opis przedstawiono w podrozdziale 4.3.

Rozkład granulometryczny badanych gleb oznaczono standardową metodą areometryczną Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego [33]. Gęstość gleby określono standardową metodą suszarkową (ISO 16586 [44]). Powierzchnię właściwą gleb wyznaczono standardową metodą analizy izotermy adsorpcji pary wodnej (BET) [73] zgodnie z normą PN-Z-19010-1:1999.

Wysuszony w temperaturze pokojowej i wstępnie rozdrobniony materiał glebowy został przesiany przez sito o średnicy oczek 2 mm. Następnie do gleby dodawano wodę destylowaną i mieszano ręcznie, po czym usypywano równomiernie ubijając warstwami w polietylenowych pojemnikach o objętości 0,5 dm³ i kształcie ściętego stożka o wysokości 12 cm i średnicach: górnej – 8,5 cm oraz dolnej – 7 cm.

Tabela 1 Lokalizacja i wybrane właściwości fizyczne badanych gleb
Table 1. Localization and selected physical parameters of the investigated soils

Gleba – Soil	Nr – No*	Symbol jednostki glebowej – Symbol of soil unit	Miejsce pobrania – Place of sampling	Skład granulometryczny (% cząstek o średnicy w mm) – Granulometric composition (% of particles with diameter in mm)							Gęstość – Bulk density (g·cm ⁻³)	Powierzchnia właściwa – Specific surface area (m ² ·g ⁻¹)
				Według - According to PTGleb		Według - According to FAO		Według - According to ISO				
				Piasek – Sand	Il – Clay	Pyl – Silt	Piasek – Sand	Pyl – Silt	Il – Clay			
1	2	3	4	1–0,1	0,1–0,02	<0,02	2–0,02	0,02–0,002	<0,002			
	611	Bps.pl	Kol. Olempin gm. Markuszów	71	23	6	94	5	1	1,59	9	
	605	Bps.pl	Wólka Kątna gm. Markuszów	81	14	5	95	4	1	1,69	10	
	604	Bps.pl	Wólka Kątna gm. Markuszów	88	9	3	97	2	1	1,65	12	
	569	Bli	Majdan Skierbieszowski gm. Skierbieszów	6	65	29	71	25	4	1,33	21	
	591	Bplg	Rogalin gm. Horodlo Majdan	3	66	31	70	27	3	1,4	25	
	568	Bli	Skierbieszowski gm. Skierbieszów	5	53	42	58	31	11	1,35	34	
	570	Bli	Kol. Lipna Nowa gm. Skierbieszów	10	52	38	62	27	11	1,4	35	

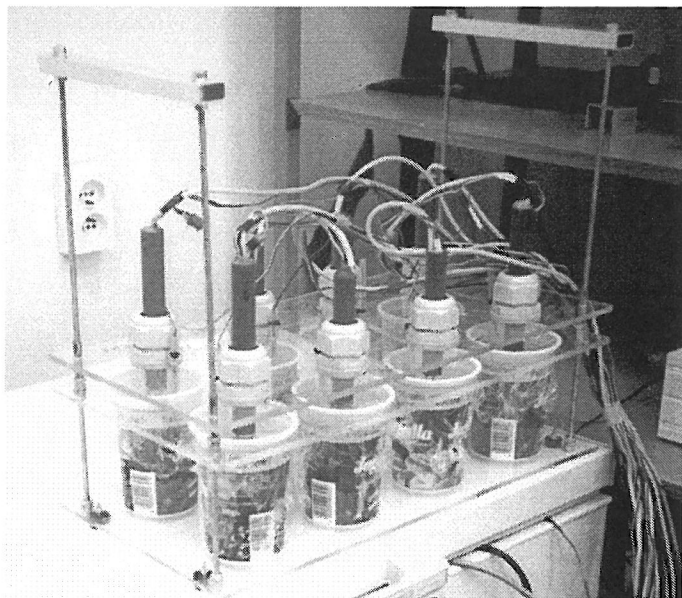
Tabela 1. c. d.
Table 1. Cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Murszowa - Muck	606	Mps.pl	Wólka Kątna gm. Markuszów	88	9	3	97	2	1	1,42	23
Czarnoziemny-Chernozems - Czarnoziemny	601	Cli	Kol. Hostynne gm. Werbkowice	4	56	40	60	34	6	1,38	31
	623	Cli	Terebin gm. Werbkowice	8	52	40	60	29	11	1,39	36
	622	Cli	Terebin gm. Werbkowice	6	54	40	60	34	6	1,4	37
	621	Clz	Sahryń gm. Werbkowice	18	46	36	63	32	5	1,36	42
	619	Cli	Sahryń gm. Werbkowice	35	51	14	86	13	1	1,16	69
Mada - Alluvia I soil	593	Fglp.pli	Kośmin gm. Żyrzyn	51	35	14	86	12	2	1,35	29

Tabela 1. c.d.
Table 1. Cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Płowe – Grey brown soils	589	Apgmp:glp	Pryszcztowa Góra gm. Niemce	73	15	12	88	11	1	1,7	10
	597	Apgm:gl	Dęba gm. Kurów	65	30	5	95	4	1	1,53	11
	566	Rbgl:gs	Okszków gm. Chełm	76	15	9	91	8	1	1,45	10
	560	Rcglp:gc	Chojno Nowe gm. Siedliszcze	58	27	15	85	13	2	1,46	20
	562	Rbgp:gs	Chojno Nowe gm. Siedliszcze	35	14	51	49	35	16	1,44	65
Rędziny – Rendzinas	565	Rcgl:gs	Okszków gm. Chełm	39	39	22	78	17	5	1,04	83

Numer w Banku Próbek Glebowych [35]
Number in the Soil Samples Bank [35]



Rys. 6. Stelaż do umieszczenia próbek glebowych oraz sond pomiarowych MultiProbe
Fig. 6. The rack for the installation of soil samples and measurement MultiProbe sensors

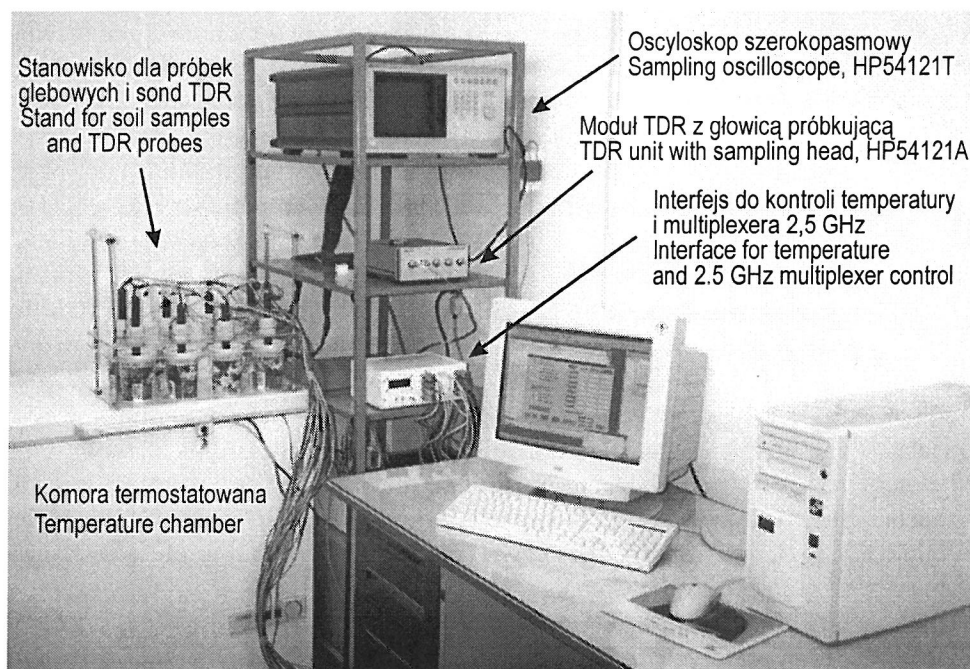
W rezultacie dla każdej z badanych gleb przygotowano pięć próbek, których wilgotność wyrażona w stopniu nasycenia wynosiła około: 0, $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$, $\frac{3}{4}$ oraz 1. Tak przygotowane próbki glebowe przykrywano przezroczystą folią, aby zapobiec ubytкови wody spowodowanemu parowaniem i przechowywano przed dalszymi pomiarami w temperaturze pokojowej przez 24 godziny w celu ustalenia się rozkładu wilgotności. Po przygotowaniu ośmiu pojemników wypełnionych glebą, umieszczano je w specjalnie do tego celu zbudowanym stelażu z plexiglasu (rys. 6). Wilgotność oraz gęstość każdej z badanych próbek glebowych oznaczana była bezpośrednio po zakończeniu pomiarów danej próbki w komorze termostatowanej.

4.3. Opis wykonanej aparatury i oprogramowania

Pomiary reflektometryczne mające na celu wyznaczenie zmian przenikalności dielektrycznej badanych gleb w funkcji wilgotności, temperatury oraz elektrycznej konduktywności gleby wymagały ciągłej kontroli warunków termicznych. Dlatego realizowano je przy użyciu specjalnie zaprojektowanego i wykonanego zestawu pomiarowego, który szczegółowo opisany jest w [88], a skrótowo przedstawiony poniżej.

Zestaw pomiarowy, przedstawiony na rysunku 7 składa się z trzech modułów funkcjonalnych sterowanych komputerem osobistym PC:

1. Szerokopasmowego oscyloskopu HP54120 z modułem TDR do generacji impulsów skokowych o czasie narastania $20 \cdot 10^{-12}$ s i zintegrowaną głowicą próbkującą – HP54121T [1,8,40,43].
2. Specjalnie zaprojektowanego i skonstruowanego interfejsu komputerowym PIC16F874 (nazwa interfejsu wzięta została z typu mikrokontrolera [64], umieszczonego wewnątrz tego interfejsu), wyposażonego w 8-pozycyjny multiplexer [42,92], o paśmie przenoszenia $0,01 \div 2,4$ GHz do połączenia ośmiu zintegrowanych sond reflektometrycznych MultiProbe z komputerem osobistym PC, nadzorującym działanie eksperymentu.
3. Komory termostatowanej, w której znajdował się grzejnik z dmuchawą oraz dwa wentylatory do utrzymywania ciągłego ruchu powietrza w komorze w celu wyrównania temperatury.



Rys. 7. Zdjęcie zestawu laboratoryjnego do pomiaru zmienności przenikalności dielektrycznej gleby z temperaturą

Fig. 7. Picture with the laboratory setup for the determination of the temperature variability of the soil dielectric permittivity

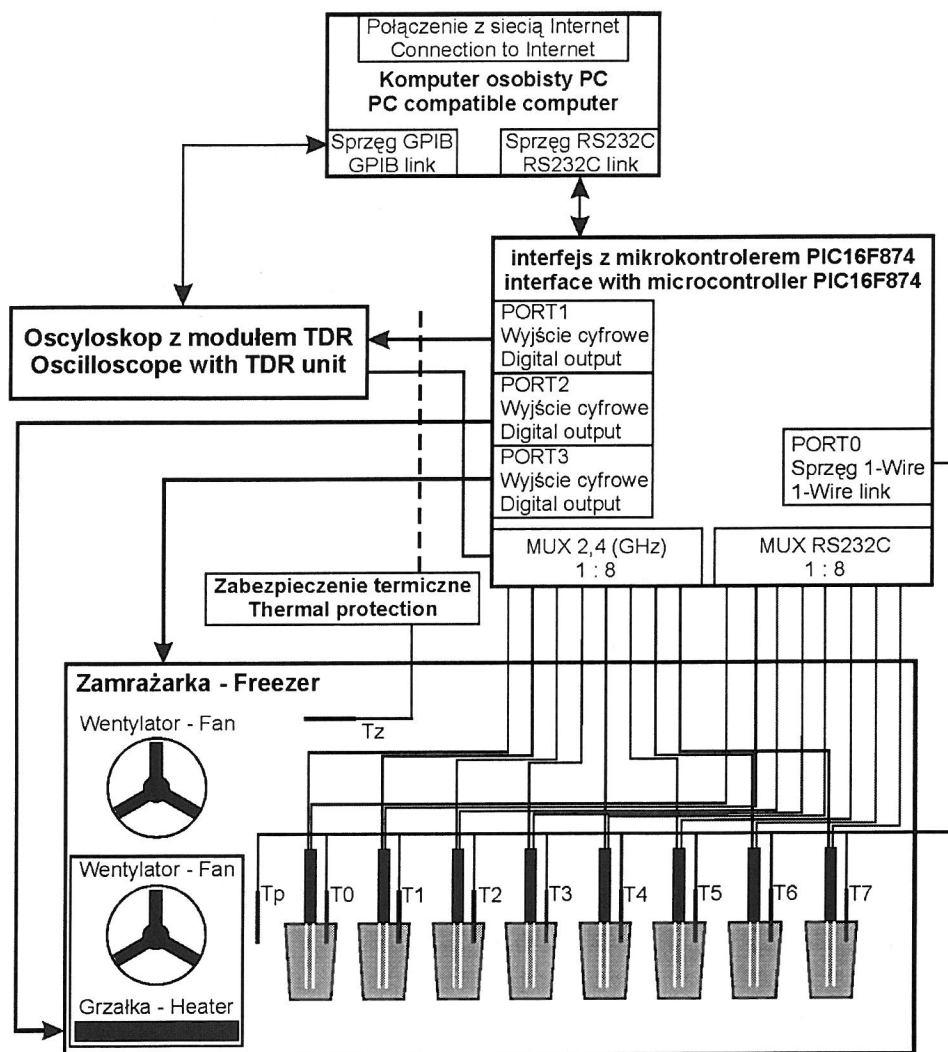
Na rysunku 8 przedstawiono poszczególne elementy prezentowanego zestawu. Komputer PC, sterujący interfejsem za pomocą cyfrowego sprzęgu szeregowego RS232C oraz oscyloskopem za pomocą sprzęgu GPIB [63], połączony jest z siecią Internet, aby monitorować przebieg eksperymentu w sposób zdalny. Oprogramowanie aplikacyjne, napisane w języku Visual Basic [76], dostarcza przyjazne i intuicyjne środowisko programowe do sterowania poszczególnymi modułami pomiarowymi i wykonawczymi prowadzonego eksperymentu. Temperatura próbek glebowych utrzymywana jest przez włączanie i wyłączanie dwóch urządzeń wykonawczych: grzałki z dmuchawą umieszczoną na dnie komory termostatowanej oraz mechanizmu zamrażarki, przy czym tylko jedno z tych urządzeń mogło pracować w danym momencie.

Okienko robocze programu opisujące aktualny stan prowadzonego eksperymentu przedstawiono jest na rysunku 9. Użytkownik przed uruchomieniem pomiarów powinien wprowadzić parametry początkowe: górną i dolną temperaturę regulacji oraz skok temperatury. Przedstawione wartości oznaczają, że pomiary są dokonywane w granicach od 5°C do 55°C temperatury komory termostatowanej i skok temperatury wynosił 10°C. Należy również zaznaczyć, które z kanałów pomiarowych systemu mają być aktywne oraz rozważyć opcję zapisu wyników w zbiorze. W czasie trwania eksperymentu poszczególne okienka przedstawiające wyniki pomiarów są aktualizowane. Pomiar następuje gdy wartości temperatury powietrza w komorze (T_p), temperatury gleby badanej próbki glebowej (T_0 , T_1 , ... lub T_7) oraz aktualnej temperatury regulacji osiągają tą samą, stabilną wartość z tolerancją $\pm 0,4^\circ\text{C}$. Zmniejszenie tolerancji regulacji jest możliwe, lecz jest okupione znacznym wydłużeniem czasu stabilizacji temperatury w komorze. Przy ustawieniach takich jak na rysunku 9 pełny cykl pomiarów od 5°C do 55°C realizowany jest w czasie ok. 12 godzin. Wtedy uruchamiane są sekwencyjnie poszczególne moduły systemu pomiarowego przedstawione w opisie interfejsu PIC16F874.

Sondy razem z pojemnikami na próbki glebowe umieszczono w stelażu przedstawionym na rysunku 6. Konstrukcja ta ma na celu ustalenie położenia pojemników z glebą i sond pomiarowych, ułatwienie wymiany próbek oraz wygodne rozmieszczenie okablowania.

Sekwencja pomiarowa wykonywana jest dla każdej sondy aktywnej systemu w ustalonej temperaturze. Reflektogramy z wybranych sond zbierane są za pomocą oscyloskopu HP54121T (rys. 7) i przesyłane w postaci danych tekstowych przez sprzęg GPIB do komputera. Każdy reflektogram reprezentuje średnią z 16 krzywych. Wielkość ta została dobrana eksperymentalnie, a za kryterium wyboru przyjęto uzyskanie krzywej o możliwie małym rozproszeniu punktów pomiarowych w jak najkrótszym czasie. Zwiększenie ilości reflektogramów do uśredniania było możliwe (do 256), jednakże wymagałoby to dłuższego czasu

(ok. 2 minut), co groziło zmianą temperatury w komorze pomiędzy pobraniem pierwszego i ostatniego reflektogramu, a w konsekwencji zwiększeniem błędu pomiaru.



Rys. 8. Schemat blokowy zestawu laboratoryjny do mierzenia wpływu temperatury na przenikalność dielektryczną gleby

Fig. 8. Block diagram of the laboratory setup for the determination of temperature effect on soil dielectric permittivity

Pomiar Ręczny

Wartości początkowe (w °C) temperatury w komorze

55	Górna temp. graniczna
5	Dolna temp. graniczna
25,0000	Temp. początkowa regul.
10	Skok temperatury

Wartości aktualne (w °C) temperatury w komorze

44,2500	Temp. powietrze
45,2500	Temp. gleba
45,0000	Temp. aktualna regul.

Wybór czujników temperatury komory (PORT0)

Start Stop

Aktywność kanału	Nr sondy	Temp. [°C]	Wskaźnik kondukt. [mV]
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #0	010	44,6875	15,67
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #1	004	45,0625	624,99
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #2	001	45,2500	9,53
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #3	012	44,8125	60,41
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #4	013	44,6875	37,06
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #5	006	45,0000	84,48
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #6	007	45,1875	37,91
<input checked="" type="checkbox"/> Kanał #7			

Zapisz wyniki pomiarów

Port4Lo Port4Hi
Port3Lo Port3Hi
Port2Lo Port2Hi

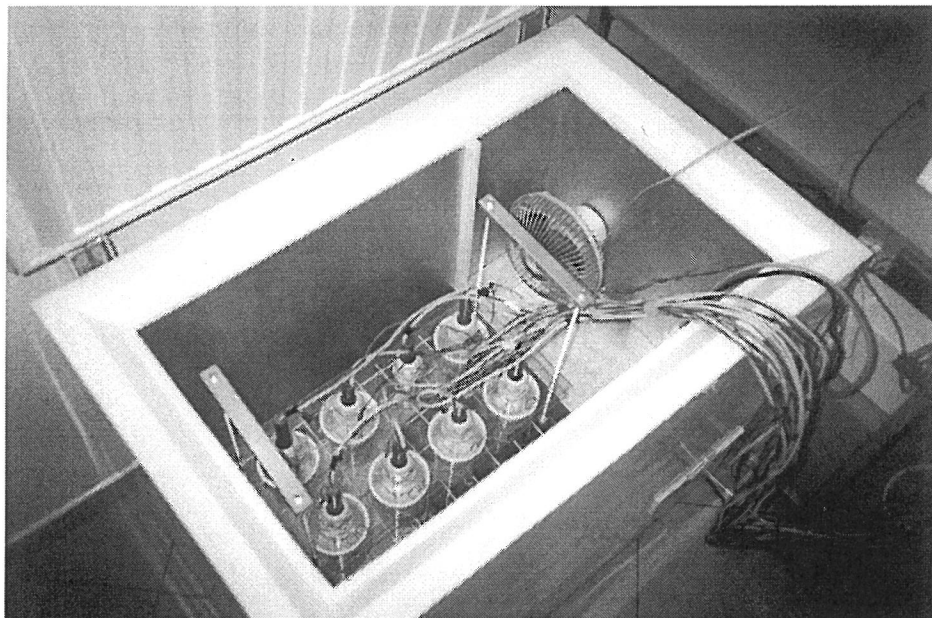
Powrót Wyczyść tabelę

Rys. 9. Okienko robocze programu przedstawiające stan prowadzonego eksperymentu
Fig. 9. Program control window with the state of the experiment

Po wykonaniu pomiarów oscyloskopowych wszystkich sond, następuje zmiana temperatury regulacji oraz przejście programu do algorytmu stabilizacji temperatury w komorze termostатовanej do nowej temperatury pomiaru.

Do osiągnięcia jednorodności temperatury powietrza w komorze termostатовanej należy zapewnić jego ciągły ruch (rysunek 10). Realizowane jest to przez wentylatory pracujące w nieprzerwany sposób podczas pracy systemu pomiarowego. Przerwania sekwencji regulacji dokonuje użytkownik, gdy zebrana została dostateczna ilość danych.

Komputer PC posiada sprzęg cyfrowy GPIB [63] (General Purpose Interface Bus), za pomocą którego sterowany był oscyloskop szerokopasmowy HP54121T z wkładką reflektometryczną [40]. Moduły oprogramowania załączonego do karty GPIB umożliwiały jej programowanie z poziomu języka Visual Basic, a w szczególności zapis graficznej reprezentacji reflektogramu do pliku tekstowego. Obliczenia czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie, tzn. czasu między punktami A i B na rysunku 11, a następnie wyznaczenie pozornej przenikalności dielektrycznej próbki glebowej, ϵ_b , zgodnie z równaniami (4) i (6), dokonują się przy pomocy specjalnie dla tego celu przygotowanego programu komputerowego, którego zadaniem jest import danych z odpowiedniego pliku tekstowego oraz interpretacja reflektogramu używając metody „flat tangent”, opisaną przez Baker i Allmaras [7].



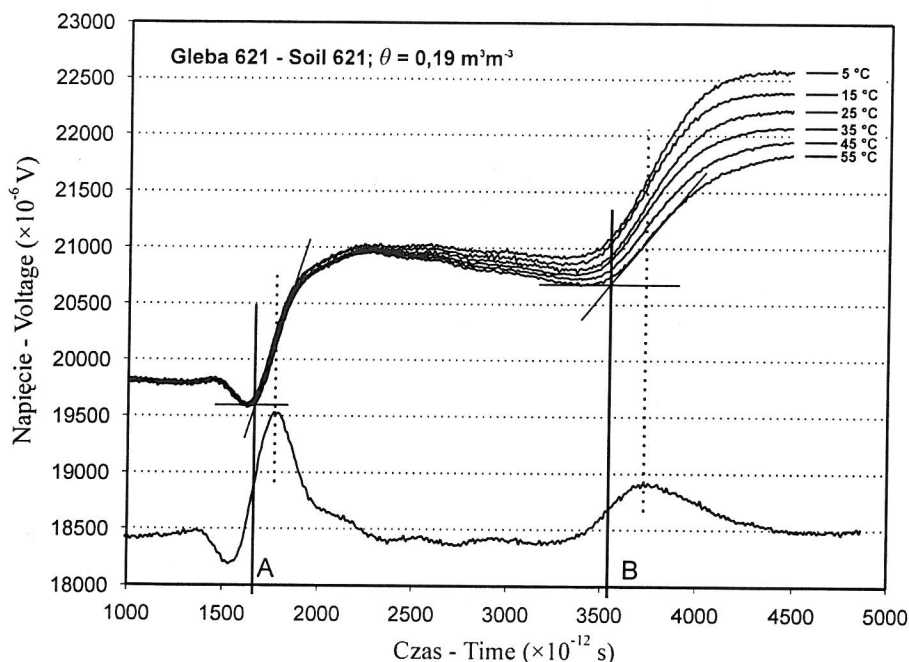
Rys. 10. Komora termostatowana używana w badaniach zmienności termicznej pozornej przenikalności dielektrycznej próbek glebowych

Fig. 10. Temperature chamber applied in the experiment for analyzing the thermal variability of bulk dielectric permittivity of soil samples

Metoda „flat tangent” polega na różniczkowaniu krzywej pobranej z pamięci oscyloskopu próbującego. Przykłady takich reflektogramów, pobrane dla próbki glebowej 621 (tabela 1) nasączonej wodą destylowaną do wilgotności objętościowej $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ przedstawione są w górnej części rysunku 11. Dolnej część rysunku przedstawia zróżniczkowany reflektogram dla gleby w temperaturze 55°C . Wartości maksymalne krzywej zróżniczkowanej odpowiadają punktom przecięcia na krzywej źródłowej.

Punkty A oraz B na osi czasu określone są jako punkty przecięcia prostych, z których jedna jest prostą poziomą poprowadzoną przez najniższy punkt reflektogramu obrazującego odbicie od danej nieciągłości impedancji charakterystycznej falowodu równoległego umieszczonego w badanej próbce glebowej (nieciągłością tą dla punktu A jest początek falowodu równoległego, natomiast dla punktu B jest jego koniec). Druga prosta jest określana przez maksimum pochodnej danego przebiegu (punkt przecięcia) reprezentującego krzywą narastania impulsu po odbiciu od danego punktu nieciągłości impedancji. Opisany algorytm wyznaczania czasu propagacji impulsów elektromagne-

tycznych wzdłuż prętów sondy TDR jest powszechnie stosowany w przypadku używania impulsu skokowego [7,72,101].



Rys. 11. Seria reflektogramów zarejestrowanych przez zestaw pomiarowy dla tej samej próbki glebowej dla różnych wartości temperatury tej próbki oraz przedstawienie metody „flat tangent” do wyznaczania czasu podróży impulsu elektrycznego wzdłuż falowodu równoległego sondy TDR

Fig. 11. Series of reflectograms registered by the measurement setup for the same soil sample at different temperatures and the “flat tangent” method for the determination of the travel time of the pulse in the parallel wave guide of the TDR probe

Zadaniem interfejsu PIC16F874 zbudowanego na bazie mikrokontrolera PIC16F874 firmy Microchip [64] jest interpretacja komend wysyłanych z komputera PC, za pośrednictwem szeregowego sprzęgu RS232C, przez program sterujący eksperymentem.

Interfejs obsługuje następujące komendy:

- ustawienie/zerowanie wyjścia cyfrowego PORT1, służącego do załączenia/wyłączenia zasilania oscyloskopu HP54121T (poprzez stycznik półprzewodnikowy),
- ustawienie/zerowanie wyjścia cyfrowego PORT2, służącego do załączenia/wyłączenia grzałki w komorze termostatowanej (poprzez stycznik półprzewodnikowy),

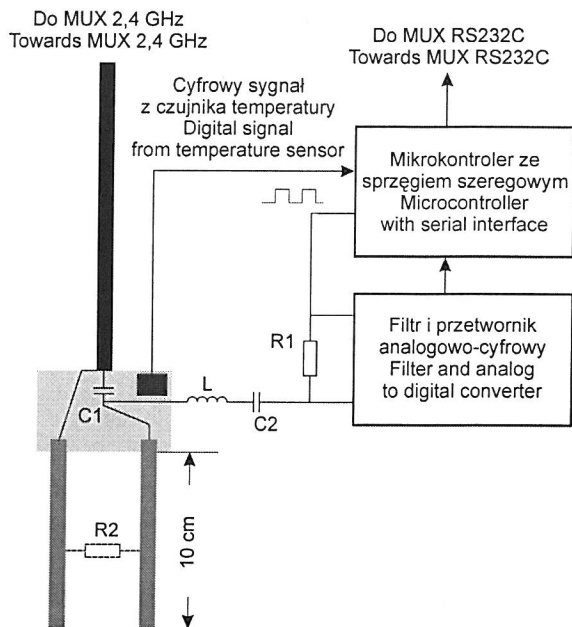
- ustawienie/zerowanie wyjścia cyfrowego PORT3, służącego do załączenia/wyłączenia zasilania komory termostatowanej (poprzez stycznik półprzewodnikowy),
- obsługę sprzęgu 1-Wire [26] realizowanego przez PORT0-wejście/wyjście cyfrowe, służącego do rejestracji temperatury gleby w pojemnikach, w których umieszczone są badane próbki glebowe,
- wybór kanału w multiplekserze RS232C do połączenia sondy pomiarowej,
- obsługę komunikacji szeregowej między interfejsem i wybraną sondą pomiarową,
- obsługę komunikacji szeregowej między interfejsem i komputerem PC,
- wybór kanału multipleksera mikrofalowego 2,4 GHz

W celu jednoczesnej i automatycznej rejestracji danych z ośmiu sond użyto dwóch multiplekserów. Multiplekser szerokopasmowy 2,4 GHz jest konstrukcją własną [92]. Zastosowano w nim zintegrowany przełącznik mikrofalowy z arsenku galu, który najlepiej z testowanych spełniał wymagania stawiane przez metodę TDR do pomiaru czasu propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie.

Multiplekser RS232C służy do komunikacji między komputerem PC i wybraną sondą pomiarową. Istnieje możliwość pominięcia interfejsu PIC16F874 przez bezpośrednie połączenie pojedynczej sondy pomiarowej do portu szeregowego komputera PC. Wtedy niezależnie od wybranego kanału realizowany będzie pomiar tylko z podłączonej sondy.

Sprzęg 1-Wire z połączeniu z czujnikami temperatury Dallas DS18B20 [26] stanowi bardzo wygodny i dokładny sposób pomiaru temperatury. Czujniki te można łączyć równolegle ograniczając liczbę przewodów do dwóch: przewodu komunikacji cyfrowej i przewodu masy. Przetwarzanie wielkości nie-elektrycznej, jaką jest temperatura, na elektryczny sygnał cyfrowy dokonywane jest w czujniku jako reakcja na otrzymaną komendę. Wynik pomiaru przesyłany jest do urządzenia nadrzędnego w postaci cyfrowej. Przed pomiarem temperatury określonego czujnika należy go zaadresować, tzn. wysłać określony numer seryjny adresowanego czujnika. Następny rozkaz pomiaru temperatury aktywuje tylko czujnik zaadresowany, pozostałe są wyłączone. Dodatkową zaletą czujników temperatury 1-Wire jest bardzo mały pobór prądu, zasilanie tego czujnika pobierane jest z linii sygnału cyfrowego. Jediną niedogodnością systemu 1-Wire jest złożony protokół komunikacyjny, realizujący poszczególne komendy w określonej sekwencji czasowej, co wymaga zastosowania mikrokontrolera.

Sonda pomiarowa MultiProbe, opracowana w ramach przygotowania eksperymentu pomiarowego przedstawiona jest schematycznie na rysunku 12.



Rys. 12. Budowa sondy pomiarowej MultiProbe
Fig. 12. Construction of the MultiProbe measurement probe

Sonda MultiProbe posiada sprzęg szeregowy, łączący ją z multiplexerem interfejsu PIC16F874 lub bezpośrednio z łączem szeregowym komputera PC. Część cyfrowa i analogowa zintegrowane są w jednej obudowie z sondą TDR składającą się z kabla koncentrycznego i prętów stalowych falowodu równoległego. Działanie części cyfrowej i analogowej polega na wykonywaniu rozkazów przychodzących z jednostki nadrzędnej, tzn. pomiaru temperatury sondy czujnikiem 1-Wire oraz pomiaru konduktywności gleby. Rozkazy dekodowane są i wykonywane przez mikrokontroler PIC16F872. Steruje on sprzęgiem 1-Wire oraz 16-bitowym przetwornikiem analogowo-cyfrowym typu Sigma/Delta [4]. Pomiar konduktywności elektrycznej gleby polega na pomiarze spadku napięcia na znanym, wzorcowym oporze R1 (rys. 12). Wielkość tego spadku zależy od rezystancji zastępczej gleby między elektrodami stalowych prętów sondy TDR. Elektryczna konduktywność gleby, σ_{dc} , wyznaczana jest z formuły $\sigma_{dc} = C/R2$, gdzie C jest stałą kalibracji wyznaczoną indywidualnie dla każdej sondy TDR przez kalibrację w roztworach NaCl o znanych wartościach elektrycznej konduktywności. Zastosowana metoda pomiaru konduktywności, w odróżnieniu od metody opisanej przez Dasberga i Daltona [18], polegającej na pomiarze tłumienia impulsu TDR podróżującego przez falowód równoległy,

opiera się na metodzie opisanej przez Giese i Tiemann [32], przy czym autorzy tej pracy stosowali sygnał skokowy TDR, którego poziom mierzony był po wygaszeniu odbić wtórnych z sondy reflektometrycznej. Wymuszeniem generującym badany spadek napięcia jest sygnał prostokątny o wypełnieniu $\frac{1}{2}$, częstotliwości 100 kHz, generowany przez μC PIC16F872. Zastosowanie sygnału przemiennego o takiej częstotliwości podyktowane jest koniecznością uniknięcia polaryzacji elektrycznej układu elektroda-gleba, fałszującej pomiar. Zastosowana indukcyjność L służy do separacji wysokoczęstotliwościowego sygnału TDR od sygnału niosącego informację o elektrycznej konduktywności gleby, mającego znacznie niższą częstotliwość. Pojemność $C2 \gg C1$ stanowi filtr stałoprądowy między systemem elektroda-gleba i układem pomiarowym. Pomiar temperatury sondy niezbędny jest do dokonania korekty temperaturowej konduktywności elektrycznej oraz podzespołów elektronicznych zintegrowanych z sondą.

Czujnik temperatury sondy MultiProbe umieszczony został w jej obudowie. W rozważanym eksperymencie dotyczącym wpływu temperatury na przenikalność dielektryczną gleby korzysta się również z innych czujników temperatury, umieszczonych razem z prętami sondy TDR w badanej glebie. Działanie to jest podyktowane istnieniem dużych gradientów temperatury między glebą a obudową sondy pomiarowej (różnica temperatury między sondą i glebą dochodzi do $\pm 1^\circ\text{C}$ mimo zastosowania wentylatorów mieszających powietrze wewnątrz komory termostatowanej). Spowodowało to konieczność uzupełnienia zestawu pomiarowego o dodatkowe czujniki temperatury, umieszczone bezpośrednio w badanych próbkach glebowych (czujniki T0, T1, ..., T7). Zaletą stosowania zintegrowanej sondy MultoProbe jest to, że pomiar elektrycznej konduktywności i temperatury gleby dokonywany jest w bezpośredniej bliskości obiektu badanego, co eliminuje błędy spowodowane przesyłaniem analogowego sygnału na znaczne odległości. Sygnał zawierający wynik pomiaru jest sygnałem cyfrowym, przesyłanym do jednostki nadrzędnej (komputera PC lub interfejsu PIC 16F874) sprzęgiem szeregowym RS232C.

Komorę termostatowaną wyposażono w dwa wentylatory oraz grzałkę. Umieszczenie w komorze grzałki, której załączenie realizowane jest zdalnie, stwarza niebezpieczeństwo niekontrolowanego wzrostu temperatury grożące pożarem. Może to nastąpić, np. przy zawieszeniu programu w czasie, gdy grzałka jest załączona. Aby się przed tym zabezpieczyć zainstalowano niezależny system pomiaru temperatury w komorze, ustawiony tak, aby po przekroczeniu zadanej temperatury granicznej zerował stan mikrokontrolera PIC16F874, powodując jednocześnie ustawienie wyjść cyfrowych PORT0,

PORT1, PORT2 na wartościach odpowiadających wyłączeniu sterowanych przez nie modułów systemu, w tym również grzałki.

5. WPLYW TEMPERATURY NA PRZENIKALNOŚĆ DIELEKTRYCZNĄ GLEBY WYZNACZONĄ METODĄ REFLEKTOMETRYCZNĄ

Wydaje się, że zmiana przenikalności dielektrycznej gleby spowodowana zmianą jej temperatury jest wypadkową trzech mechanizmów. Pierwszy z nich dotyczy zmian przenikalności dielektrycznej wilgotnej gleby, która maleje ze wzrostem temperatury, ponieważ maleje przenikalność dielektryczna dla obecnej w glebie wody swobodnej. Mechanizm wzrostu przenikalności dielektrycznej wilgotnej gleby ze wzrostem jej temperatury wynika z przybywania w glebie wody swobodnej kosztem ubytku wody zaadsorbowanej do cząstek fazy stałej. Dodatkowo, wzrost elektrycznej przewodności gleby ze wzrostem temperatury może powodować, że część urojona zespolonej przenikalności dielektrycznej gleby będzie na tyle duża, aby istotnie zwiększyć wartość odczytu miernika TDR.

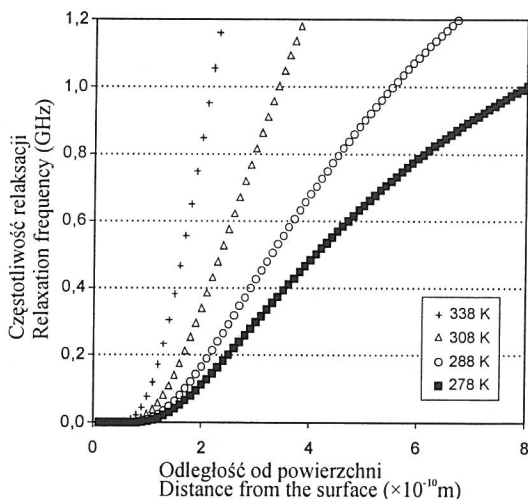
Wpływ wody swobodnej na temperaturową zmianę przenikalności dielektrycznej gleby omówiony został w rozdziale 2. Poniżej przedstawiona zostanie dyskusja nad wpływem na ϵ_b dwóch pozostałych czynników.

5.1. Zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od jej temperatury uwarunkowana wodą zaadsorbowaną w glebie

Badania nad zależnością temperaturową pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, $\epsilon_b(T)$, wynikającą z wpływu fazy wody zaadsorbowanej opisane zostały w [46,72,116]. Korzystając z modelu Debye [21] dla cieczy polarnych oraz wykorzystując zależność lepkości cieczy od temperatury i odległości x od fazy stałej, wyrażono częstotliwość relaksacji cząsteczek wody, f_{rel} , w pobliżu fazy stałej w funkcji x i T :

$$f_{rel}(x, T) = \frac{kT \exp\left(-\frac{1}{T} \left(\frac{a}{x} + d\right)\right)}{8\pi^2 r^3 c} \quad (25)$$

gdzie: k jest stałą Boltzmanna ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$), T jest temperaturą w stopniach Kelvina, $a = 1621 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{K}$, $d = 2,047 \cdot 10^3 \text{ K}$ oraz $c = 9,5 \cdot 10^{-7} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ są stałymi wynikającymi ze stosowanych uproszczeń, $r = 1,8 \div 2,5 \cdot 10^{-10} \text{ m}$ jest promieniem cząsteczki wody. Częstotliwości relaksacji, opisana równaniem (25) dla cząsteczek wody w zależności od ich odległości od powierzchni fazy stałej przedstawia rysunek 13.



Rys. 13. Częstotliwość relaksacji dla cząsteczek wody zaadsorbowanej przez fazę stałą gleby według modelu przedstawionego równaniem (25)

Fig. 13. Relaxation frequency for water particles bound to solid phase according to the model presented by the Eq. (25)

Wynika z niego, że wraz ze zmniejszaniem odległości cząsteczek wody od powierzchni stałej gleby, tym trudniej jest dipolom wody nadażyć za zmiennym polem elektromagnetycznym, co wyraża się zmniejszeniem częstotliwości relaksacji. Inaczej, dla danej temperatury, częstotliwość relaksacji cząsteczek wody jest większa im dalej te cząsteczki znajdują się od fazy stałej gleby. Wzrost temperatury powoduje zwiększenie ich energii kinetycznej, a tym samym większą podatność na zewnętrzne pole elektromagnetyczne.

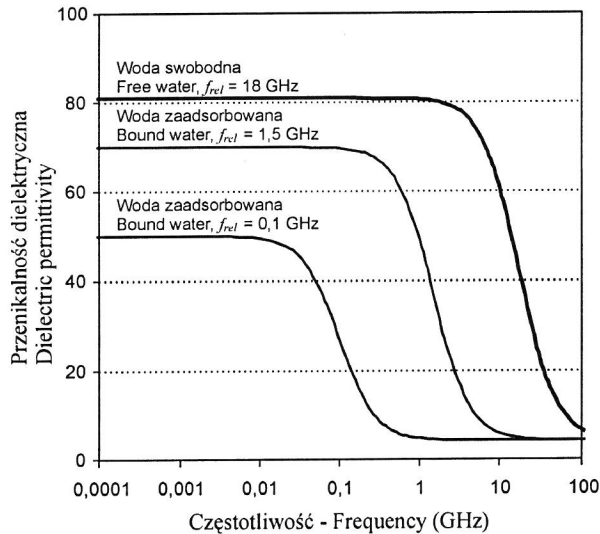
Przykładową zależność przenikalności dielektrycznej, ε , od częstotliwości dla wody swobodnej oraz wody zaadsorbowanej przedstawia rysunek 14. Przenikalność dielektryczna wody swobodnej i zaadsorbowanej, ε , do fazy stałej gleby liczone były z formuły Cole-Cole [37,59]:

$$\varepsilon = \varepsilon_{hi} + \frac{(\varepsilon_{low} - \varepsilon_{hi}) \left[1 + (\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2} \right]}{1 + (\omega\tau)^{2(1-h)} + 2(\omega\tau)^{1-h} \sin \frac{h\pi}{2}} \quad (26)$$

gdzie: ε jest obliczoną przenikalnością dielektryczną (będącą częścią rzeczywistą zespolonej przenikalności dielektrycznej), ω jest pulsacją pola elektromagnetycznego ($\omega = 2\pi f$).

W obliczeniach przyjęto [37]: $f_{rel}^{H_2O} = 18$ GHz częstotliwość relaksacji dla wody swobodnej; względna przenikalność dielektryczna wody swobodnej dla $f_{rel} \ll f_{rel}^{H_2O}$, $\epsilon_{low} = 81$; względna przenikalność dielektryczna wody swobodnej dla $f_{rel} \gg f_{rel}^{H_2O}$, $\epsilon_{hi} = 4,23$; $\tau = 1/(2\pi f_{rel})$ jest czasem relaksacji polaryzacji orientacyjnej wody, $h = 0,013$ jest parametrem wyrażającym interakcję dipoli wody ($0 < h < 1$).

Trzy krzywe z rysunku 14 reprezentują wodę różnie zaadsorbowaną do fazy stałej gleby, przy czym najwyższej położona krzywa odnosi się do wody swobodnej, dla której częstotliwość relaksacji wynosi 18 GHz.



Rys. 14. Przykładowa zależność przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody od częstotliwości relaksacji, wyróżniająca wodę zaadsorbowaną od swobodnej

Fig. 14. Example relation between dielectric permittivity of water molecules and relaxation frequency for bound and free water particles

Zakres częstotliwości przyłożonego pola elektrycznego, dla którego wartość ϵ wyznaczona z równania (26) jest stała i wynosi około 81, jest największy dla wody swobodnej. Cząsteczki wody zaadsorbowanej, z racji bliskości fazy stałej charakteryzują się mniejszą częstotliwością relaksacji i są mniej mobilne w zewnętrznym polu elektrycznym. Konsekwentnie, zgodnie z formułą Cole-Cole (26), wartości ϵ dla częstotliwości poniżej częstotliwości relaksacji są mniejsze niż dla wody swobodnej.

Uwolnienie wody zaadsorbowanej, spowodowane zwiększeniem temperatury, zwiększa ilość cząsteczek wody swobodnej. Rysunek 13 wykazuje, że np. zmiana temperatury wilgotnej gleby z 278 K do 338 K powoduje zwiększenie

częstotliwości relaksacji cząsteczek wody oddalonych od $2 \cdot 10^{-10}$ m od fazy stałej z około 0,1 GHz do około 0,7 GHz. W rezultacie wypadkowa wartość przenikalności dielektrycznej wody zaadsorbowanej ulega zwiększeniu.

Można wyróżnić dwa parametry wpływające na ilość zaadsorbowanych dipoli wodnych przy cząstkach fazy stałej gleby: wielkość jej powierzchni właściwej, S oraz temperaturę, T . Wielkość objętościowej frakcji wody zaadsorbowanej, θ_{bw} , dla gleby posiadającej powierzchnię właściwą S ($m^2 \cdot g^{-1}$), w temperaturze T jest przedstawiona równaniem:

$$\theta_{bw}(T) = x(T)S\rho \quad (27)$$

gdzie: ρ ($g \cdot m^{-3}$) jest gęstością gleby, a $x(T)$ wyrażone jest równaniem (28), które powstało po przekształceniu równania (25). Alternatywnym sposobem wyznaczenia frakcji objętościowej wody zaadsorbowanej jest uznanie tej wielkości jako wody higroskopowej [80]. Poniższe rozważania dotyczyć będą wyznaczania θ_{bw} na bazie powierzchni właściwej S , która będzie określana metodą adsorpcji pary wodnej [73].

Aby skorzystać z modeli (14) oraz (16) do wyliczenia przenikalności dielektrycznej mieszaniny 4-fazowej, potrzebna jest wiedza na temat wielkości frakcji objętościowej fazy stałej gleby, θ_{bw} oraz wartości jej przenikalności dielektrycznej, ε_{bw} . Postępując zgodnie z metodą podaną w [72], pierwszą z tych wielkości można obliczyć korzystając z zależności (27). Jednakże wyznaczenie grubości warstwy wody zaadsorbowanej wiąże się z założeniem określonej granicznej częstotliwości relaksacji, f^* , poniżej której warstwa wody zaadsorbowanej będzie miała wartość przenikalności dielektrycznej mniejszą niż woda swobodna.

Przekształcając równanie (25) tak, aby dla danej granicznej częstotliwości relaksacji, f^* oraz temperatury, T , zmienną zależną uczynić grubość warstwy fazy wody zaadsorbowanej $x(T)$, otrzymujemy:

$$x(T) = \frac{a}{-d + T \ln \left(\frac{kT}{8\pi^2 r^3 c f^*} \right)} \quad (28)$$

Dane literaturowe wskazują, że częstotliwość relaksacji wody w glebie jako materiale 4-fazowym mieści się w zakresie częstotliwości roboczej techniki reflektometrycznej, której maksymalna wartość wynosi ok. 1,5 GHz [39]. Podobne wartości częstotliwości można wyznaczyć na bazie równania fenomenologicznego podanego przez Stricklanda [98], które wiąże szerokość

pasma częstotliwości, bw ze średnim czasem narastania impulsu stosowanego w technice reflektometrycznej, $t_r = 0,35 \cdot 10^{-9}$ s:

$$bw = \frac{0,35}{t_r} \approx 1 \text{ GHz} \quad (29)$$

Dla celów modelowych przyjęto w niniejszej pracy wartość częstotliwości granicznej $f^* = 1,0$ GHz.

5.2. Zależność pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od jej temperatury uwarunkowana elektryczną przewodnością gleby

Z literatury [101,112]) oraz badań własnych [59,86] wiadomo, że elektryczna przewodność gleby, σ_{dc} , nie wpływa w sposób istotny na wartość pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b wyznaczonej metodą TDR oraz na wyliczaną z ε_b wilgotność objętościową θ_{TDR} . Jednakże inne doniesienia [104] oparte na pomiarach reflektometrycznych minerałów ilastych dowodzą, że urojony składnik zespolonej przenikalności dielektrycznej, który uwzględnia przyczynki pochodzące od zjawisk fizycznych zachodzących zarówno przy niskich, jak i wysokich częstotliwościach przyłożonego pola elektrycznego, ma istotny wpływ na ε_b . Stwierdzenie to dotyczy spotykanych wartości zasolenia gleby (elektrycznej przewodności elektrolitu glebowego [60]), dla których σ_{dc} nie przekracza wartości $0,5 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$. Jednakże wiadomo, że elektryczna przewodność ośrodka wzrasta wraz z jego temperaturą. Zakładając, że przenikalność dielektryczna fazy stałej gleby, ε_s , ma częstotliwość relaksacji wielokrotnie przewyższającą częstotliwość relaksacji fazy ciekłej gleby, w modelach (14) i (16) przyjmuje się jej wartość jako stałą i równą 4. Z dobrym przybliżeniem można przyjąć, że pozorna przenikalność dielektryczna gleby wyznaczona metodą reflektometryczną determinowana jest przenikalnością dielektryczną jej fazy ciekłej. Według modelu Debye [21] przenikalność dielektryczną wody z solą można wyrazić jako zmienną zespoloną:

$$\varepsilon^*(f) = \varepsilon_{hi} + \frac{\varepsilon_{low} - \varepsilon_{hi}}{1 + i \frac{f}{f_{rel}}} - i \frac{\sigma_{dc}}{2\pi f \varepsilon_0} \quad (30)$$

gdzie: f_{rel} jest częstotliwością relaksacji, ε_{hi} jest względną przenikalnością dielektryczną dla nieskończenie dużej częstotliwości, ε_{low} jest względną przenikalnością dielektryczną dla małych częstotliwości, $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ F} \cdot \text{m}^{-1}$ jest przenikalnością dielektryczną próżni, σ_{dc} ($\text{S} \cdot \text{m}^{-1}$) jest statyczną przewodnością

elektryczną. Rozkładając równanie (30) na część rzeczywistą, ε' oraz urojoną, ε'' postaci $\varepsilon^* = \varepsilon' - i\varepsilon''$, otrzymujemy:

$$\varepsilon'(f) = \varepsilon_{hi} + \frac{\varepsilon_{low} - \varepsilon_{hi}}{1 + \frac{f^2}{f_{rel}^2}} \quad (31)$$

$$\varepsilon''(f) = \frac{(\varepsilon_{low} - \varepsilon_{hi}) \frac{f}{f_{rel}}}{1 + \frac{f^2}{f_{rel}^2}} + \frac{\sigma_{dc}}{2\pi f \varepsilon_0} \quad (32)$$

Prędkość propagacji, v , impulsu elektromagnetycznego w glebie wyznaczana jest z wzoru (3) może być przedstawiona w funkcji częstotliwości przyłożonego pola elektrycznego w postaci:

$$v(f) = \frac{c}{\sqrt{\frac{\varepsilon'(f)}{2} \left(1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''(f)}{\varepsilon'(f)} \right)^2} \right)}} \quad (33)$$

gdzie c jest prędkością światła w próżni.

Zmienność z temperaturą przenikalności dielektrycznej wody dla małych częstotliwości, ε_{low} , można wyrazić za pomocą następującej empirycznej formuły [37]:

$$\varepsilon_{low}(T) = 87,74 - 0,401 T + 9,398 \cdot 10^{-4} T^2 - 1,410 \cdot 10^{-6} T^3 \quad (34)$$

Zmienność z temperaturą częstotliwości relaksacji wody, f_{rel} , można wyrazić następującą empiryczną formułą [99]:

$$f_{rel} = \frac{(49,25 + T)(45 + T)}{255,04 + 0,725 T} \cdot 10^9 \text{ (Hz)} \quad (35)$$

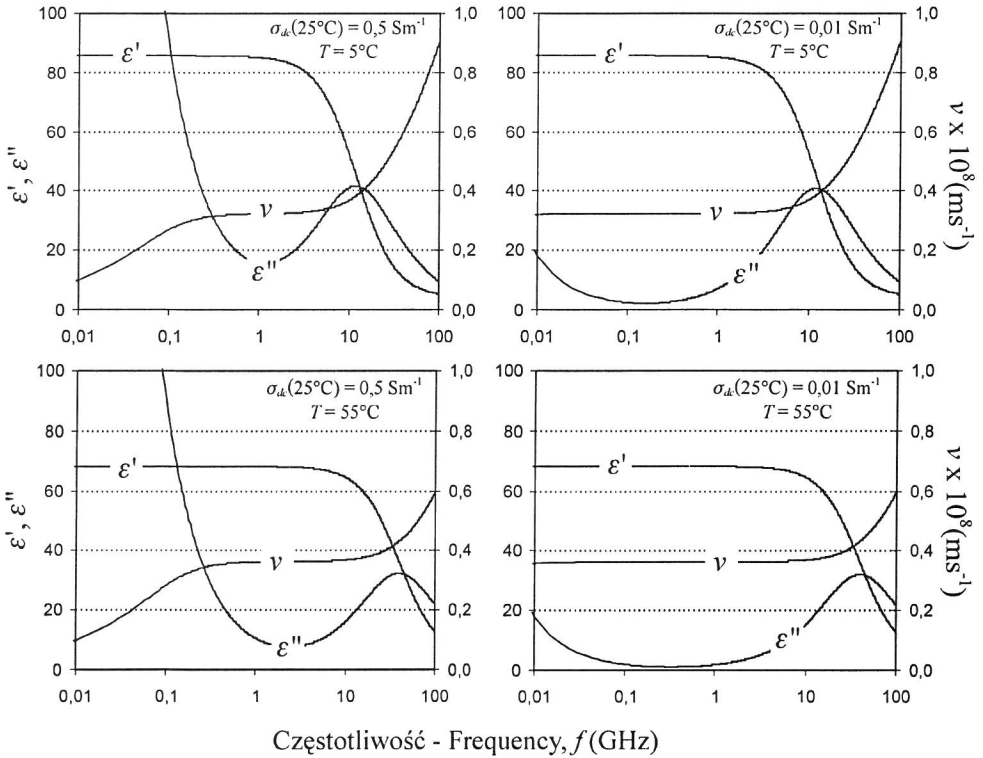
Zmienność z temperaturą T ($^{\circ}\text{C}$) statycznej konduktywności elektrycznej elektrolitu glebowego, σ_{dc} , wyraża się empiryczną formułą [37,48]:

$$\sigma_{dc}(T) = \sigma_{dc}(25^{\circ}\text{C}) \exp[-\Delta(2,033 \cdot 10^{-2} + 1,266 \cdot 10^{-4} \Delta + 2,464 \cdot 10^{-6} \Delta^2)] \quad (36)$$

gdzie $\Delta = (25^{\circ}\text{C} - T)$.

Bazując na powyższym można przedstawić symulacje $\varepsilon'(f)$, $\varepsilon''(f)$ oraz $v(f)$ przedstawionych odpowiednio wzorami (31), (32) oraz (33) dla różnych warto-

ści konduktywności $\sigma_{dc}(25^\circ\text{C})$ i temperatury, T . Częstotliwościowa zależność części rzeczywistej i urojonej zespolonej przenikalności dielektrycznej dla dwóch wartości σ_{dc} ($0,01 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$ i $0,5 \text{ S}\cdot\text{m}^{-1}$) oraz temperatury T (5°C i 55°C) przedstawione jest na rysunku 15.



Rys. 15. Zależność części urojonej, ϵ'' , i rzeczywistej, ϵ' , zespolonej przenikalności dielektrycznej dla elektrolitu oraz prędkości propagacji fali elektromagnetycznej, v , w tym elektrolicie od częstotliwości, dla dwóch różnych wartości konduktywności elektrycznej i temperatury

Fig. 15. Frequency dependence of real, ϵ' , and imaginary, ϵ'' , parts of the complex dielectric permittivity of electrolyte as well as propagation velocity of electromagnetic wave, v , in this electrolyte for two values of electrical conductivity and temperature

Z rysunku 15 wynika, że wzrost temperatury roztworu wodnego rozszerza pasmo częstotliwości, dla którego wartość prędkości propagacji pozostaje na stałej wartości. To pasmo, którego górna granica wynosi ok. 1 GHz, wykorzystywane jest w technice reflektometrycznej do pomiaru wilgotności gleby. Zatem elektryczna konduktywność gleby, wynikająca z przewodnictwa jonowego elektrolitu glebowego, nie powinna fałszować pomiarów prędkości

propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie przy wzrastającej jej temperaturze, a wręcz przeciwnie. Poszerzenie pasma częstotliwości i mniejsza wartość części urojonej, ε'' , powinno powodować skrócenie czasu narastania impulsu odbitego od końca prętów sondy TDR umieszczonej w glebie (impuls ten będzie posiadał składowe wyższych częstotliwości), a tym samym zwiększenie dokładności lokalizacji w czasie tego odbicia.

Weryfikacja powyższych rozważań będzie przeprowadzona w dalszej części pracy na podstawie analizy reflektogramów otrzymanych z eksperymentów pomiarowych.

6. WPLYW TEMPERATURY NA KALIBRACJĘ METODY TDR POMIARU WILGOTNOŚCI OBJĘTOŚCIOWEJ GLEBY

Wartości średnie pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczone metodą reflektometryczną, ε_b , dla jednakowo wilgotnych próbek glebowych, przy zmiennej temperaturze od 5°C do 55°C mierzone co 10°C i maksymalne odchylenia od średniej spowodowane temperaturowym wpływem na ε_b , dla wszystkich badanych próbek glebowych, przedstawione są na rysunku 16. Kryterium uszeregowania gleb na osi odciętych była wzrastająca wartość ich powierzchni właściwej.

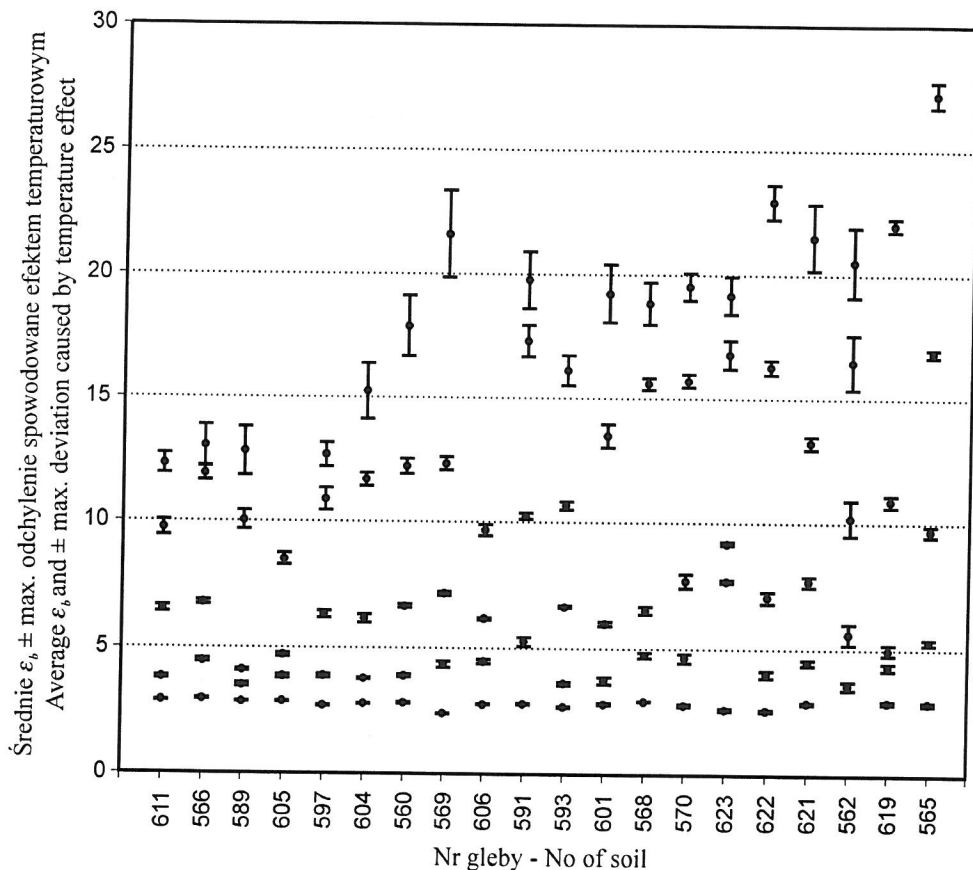
Dla małych wartości ε_b odchylenie to jest nieznaczne, ale różne dla różnych gleb. Na przykład dla gleby 562 o wilgotności $\theta = 0,14 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz średniej przenikalności dielektrycznej $\varepsilon_b = 5,62$, maksymalne odchylenie wynosi $\Delta\varepsilon_b = \pm 0,41$, co odpowiada maksymalnemu odchyleniu od średniej $\varepsilon_b = 12,3$ dla gleby 611 o wilgotności $\theta = 0,25 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$.

Wpływ temperatury na ε_b przy jej dużych wartościach (gleby wilgotne) są również różne w zależności od badanej gleby, przy czym maksymalne odchylenia od średniej wartości są znacznie większe niż dla gleb o mniejszej wilgotności. Na przykład dla bliskiej nasyceniu gleby 569 o wilgotności $\theta = 0,37 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ i odpowiadającej jej średniej wartości $\varepsilon_b = 21,6$ maksymalne odchylenie wynosi $\Delta\varepsilon_b = \pm 1,74$.

Oszacowany, według empirycznej formuły (7), błąd pomiaru wilgotności gleby można przedstawić następująco:

$$\Delta\theta = \Delta\varepsilon_b \left(2,92 \cdot 10^{-2} - 11 \cdot 10^{-4} \cdot \varepsilon_b + 12,9 \cdot 10^{-6} \cdot \varepsilon_b^2 \right) \quad (37)$$

Zatem przy zmianie temperatury gleby od 5°C do 55°C oraz w przypadku bliskiej nasyceniu gleby 569 i braku korekty wpływu temperatury na ε_b , reflektometryczny miernik wilgotności gleby będzie wykazywał błąd pomiaru $\Delta\theta = \pm 0,02$.



Rys. 16. Wartości średnie pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczone metodą reflektometryczną i maksymalne odchylenia od średniej, spowodowane zmianą temperatury od 5°C do 55°C, dla wszystkich badanych próbek glebowych

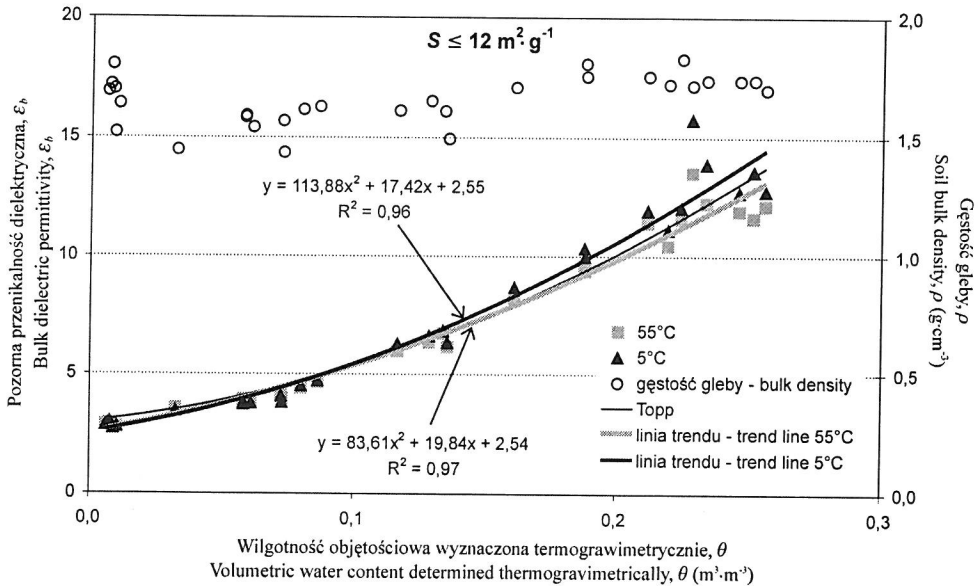
Fig. 16. Average values of the bulk dielectric permittivity determined by reflectometric method and maximal deviation from the average caused by the temperature change from 5°C to 55°C for all tested soil samples

Krzywe kalibracji metody reflektometrycznej (TDR), przedstawiające zależność pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczonej metodą TDR, ϵ_b , od wilgotności objętościowej gleby wyznaczonej referencyjną metodą suszarkową, θ , oznaczono dla każdej z badanych gleb i dla temperatury gleby zmieniającej się skokowo, co 10°C od 5°C do 55°C. W tabeli 2 przedstawiono przykładowo linie trendu w postaci wielomianu drugiego stopnia, wpasowane do par danych $(\theta, \epsilon_b(T))$, zebranych eksperymentalnie dla trzech, z sześciu zebranych, wartości temperatury gleby: 5°C, 25°C oraz 55°C.

Tabela 2. Kalibracja TDR dla każdej z badanych gleb w temperaturze 5°C, 25°C oraz 55°C
Table 2. TDR calibration for each analyzed soil in temperature 5°C, 25°C and 55°C

Nr – No.	Kalibracja dla 5°C Calibration for 5°C	Kalibracja dla 25°C Calibration for 25°C	Kalibracja dla 55°C Calibration for 65°C
611	$\epsilon_b = 83,04\theta^2 + 21,62\theta + 2,54$ $R^2 = 0,99; Sxy\theta = 0,45$	$\epsilon_b = 76,91\theta^2 + 21,99\theta + 2,57$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,40$	$\epsilon_b = 72,31\theta^2 + 20,67\theta + 2,59$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,33$
566	$\epsilon_b = 163,15\theta^2 + 6,47\theta + 2,94$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,54$	$\epsilon_b = 141,87\theta^2 + 9,79\theta + 2,89$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,21$	$\epsilon_b = 120,47\theta^2 + 12,26\theta + 2,79$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,14$
589	$\epsilon_b = 92,66\theta^2 + 21,36\theta + 2,56$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,55$	$\epsilon_b = 82,29\theta^2 + 22,47\theta + 2,59$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,52$	$\epsilon_b = 36,79\theta^2 + 27,94\theta + 2,51$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,59$
605	$\epsilon_b = 190,49\theta^2 + 5,64\theta + 2,81$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,04$	$\epsilon_b = 175,99\theta^2 + 7,45\theta + 2,81$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,05$	$\epsilon_b = 152,42\theta^2 + 9,07\theta + 2,79$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,12$
597	$\epsilon_b = 108,02\theta^2 + 14,47\theta + 2,47$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,42$	$\epsilon_b = 104,67\theta^2 + 14,45\theta + 2,464$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,32$	$\epsilon_b = 91,12\theta^2 + 15,02\theta + 2,48$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,23$
604	$\epsilon_b = 229,90\theta^2 - 0,34\theta + 2,88$ $R^2 = 0,98; Syx = 1,10$	$\epsilon_b = 231,48\theta^2 - 1,52\theta + 2,94$ $R^2 = 0,98; Syx = 1,18$	$\epsilon_b = 168,94\theta^2 + 7,26\theta + 2,72$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,39$
560	$\epsilon_b = 148,62\theta^2 + 5,51\theta + 2,75$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,17$	$\epsilon_b = 130,21\theta^2 + 9,49\theta + 2,68$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,13$	$\epsilon_b = 93,58\theta^2 + 16,05\theta + 2,49$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,21$
569	$\epsilon_b = 139,78\theta^2 + 2,63\theta + 2,45$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,28$	$\epsilon_b = 127,11\theta^2 + 5,01\theta + 2,42$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,21$	$\epsilon_b = 88,86\theta^2 + 13,19\theta + 2,27$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,11$
606	$\epsilon_b = 142,68\theta^2 + 7,19\theta + 2,61$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,10$	$\epsilon_b = 128,14\theta^2 + 10,07\theta + 2,56$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,12$	$\epsilon_b = 109,92\theta^2 + 12,19\theta + 2,52$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,14$
591	$\epsilon_b = 120,33\theta^2 + 11,07\theta + 2,56$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,17$	$\epsilon_b = 108,94\theta^2 + 13,39\theta + 2,56$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,22$	$\epsilon_b = 78,75\theta^2 + 19,63\theta + 2,47$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,35$
593	$\epsilon_b = 103,68\theta^2 + 13,78\theta + 2,23$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,25$	$\epsilon_b = 92,43\theta^2 + 16,29\theta + 2,22$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,29$	$\epsilon_b = 74,99\theta^2 + 19,11\theta + 2,18$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,28$
601	$\epsilon_b = 113,42\theta^2 + 11,74\theta + 2,42$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,35$	$\epsilon_b = 109,63\theta^2 + 11,39\theta + 2,52$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,21$	$\epsilon_b = 75,53\theta^2 + 18,24\theta + 2,41$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,35$
568	$\epsilon_b = 76,63\theta^2 + 21,79\theta + 2,04$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,94$	$\epsilon_b = 66,99\theta^2 + 24,39\theta + 1,98$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,94$	$\epsilon_b = 43,34\theta^2 + 29,93\theta + 1,85$ $R^2 = 0,99; Syx = 1,09$
570	$\epsilon_b = 100,03\theta^2 + 13,01\theta + 2,26$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,44$	$\epsilon_b = 89,38\theta^2 + 16,58\theta + 2,18$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,40$	$\epsilon_b = 67,94\theta^2 + 21,86\theta + 2,15$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,34$
623	$\epsilon_b = 63,81\theta^2 + 30,92\theta + 1,26$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,12$	$\epsilon_b = 55,47\theta^2 + 32,47\theta + 1,25$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,14$	$\epsilon_b = 39,47\theta^2 + 35,01\theta + 1,25$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,09$
622	$\epsilon_b = 128,28\theta^2 + 3,41\theta + 2,41$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,22$	$\epsilon_b = 120,32\theta^2 + 4,93\theta + 2,41$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,26$	$\epsilon_b = 98,78\theta^2 + 12,03\theta + 2,25$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,24$
621	$\epsilon_b = 111,52\theta^2 + 4,79\theta + 2,51$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,25$	$\epsilon_b = 99,86\theta^2 + 7,77\theta + 2,48$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,31$	$\epsilon_b = 71,49\theta^2 + 15,20\theta + 2,25$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,49$
562	$\epsilon_b = 70,50\theta^2 + 20,99\theta + 1,83$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,87$	$\epsilon_b = 65,64\theta^2 + 25,53\theta + 1,62$ $R^2 = 0,99; Syx = 1,04$	$\epsilon_b = 76,84\theta^2 + 25,98\theta + 1,88$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,91$
619	$\epsilon_b = 146,91\theta^2 - 13,98\theta + 3,45$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,55$	$\epsilon_b = 140,86\theta^2 - 11,45\theta + 3,42$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,55$	$\epsilon_b = 128,44\theta^2 - 6,58\theta + 3,20$ $R^2 = 0,99; Syx = 0,54$
565	$\epsilon_b = 88,26\theta^2 + 1,26\theta + 2,35$ $R^2 = 0,99; Syx = 1,23$	$\epsilon_b = 81,60\theta^2 + 4,34\theta + 2,26$ $R^2 = 0,99; Syx = 1,28$	$\epsilon_b = 76,18\theta^2 + 5,93\theta + 2,27$ $R^2 = 0,99; Syx = 1,17$

Kalibracje dla pozostałych wartości temperatury, tzn. dla 15°C, 35°C oraz 45°C zostały również przeprowadzone i uzyskane dane zostały poddane dalszemu przetwarzaniu. Wartości kwadratów współczynników korelacji, R^2 , wpasowanych linii trendu wynosiły w większości przypadków 0,99, natomiast błąd standardowy od krzywej regresji, S_{yx} , wyrażający w sposób alternatywny błąd pomiaru ε_b oraz rozproszenie danych wokół krzywych regresji zmieniał się od 0,04 dla gleby 605 w temperaturze 5°C do wartości 1,28 dla gleby 565 w temperaturze 25°C. Zatem linie trendu stanowiły poprawne odzwierciedlenie danych eksperymentalnych.



Rys. 17. Krzywe kalibracji TDR dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (tabela 1) w temperaturze 5°C i 55°C, gęstości oraz kalibracja według [101]

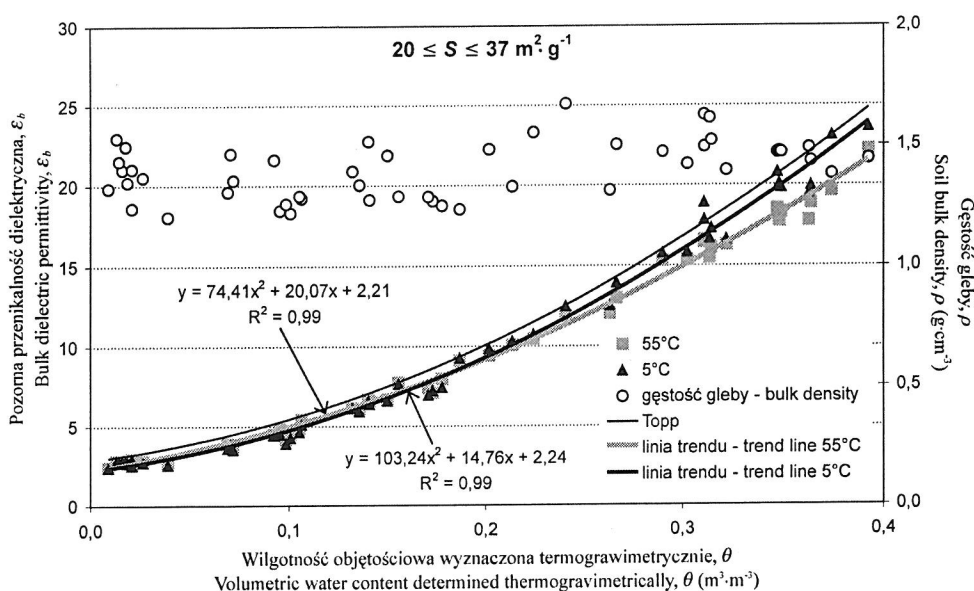
Fig. 17. TDR calibration curves for the tested soil group with specific surface area $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (table 1) in the temperature 5°C and 55°C, soil bulk density and calibration according to [101]

Wyróżnikiem prezentowanych grup gleb było położenie współrzędnych danych eksperymentalnych (θ, ε_b) w stosunku do empirycznej krzywej kalibracji (7) według Topp i in. [101]. Zmierzone pary (θ, ε_b) były najbliższe kalibracji Toppa dla gleb o małej wartości powierzchni właściwej, natomiast dla pozostałych gleb dane z eksperymentu były poniżej krzywej Toppa, tzn. wartości wyznaczonej metodą TDR pozornej przenikalności dielektrycznej były mniejsze niż podane w empirycznym modelu (7). Uwaga te dotyczy całego zakresu zmienności temperatury gleby od 5°C do 55°C. Uzyskane wyniki są zgodne z danymi dostępnymi w literaturze (Dirksen i Dasberg [24], Malicki i in. [57], Topp i in. [104]), gdzie różnice w kalibracji metody TDR

pomiaru wilgotności gleby uzależniano od gęstości gleby oraz jej tekstury, zatem w sposób oczywisty również od powierzchni właściwej gleby.

Zmiany pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , gleby z temperaturą przy zmianie temperatury gleby od 5°C do 55°C były znaczne dla niektórych badanych gleb, szczególnie dla dużych wartości wilgotności. Cały zestaw badanych gleb został podzielony na trzy grupy różniące się wielkością powierzchni właściwej: nie większej od 12 m²·g⁻¹, między 20 i 37 m²·g⁻¹ oraz nie mniejszej od 42 m²·g⁻¹ (tabela 1).

Przyjęte wartości różnicujące badane grupy gleb wynikały z obserwacji danych z pomiaru θ oraz ϵ_b na wykresach przedstawiających kalibrację poszczególnych gleb. Tak pogrupowane krzywe kalibracji przedstawione są na rysunkach 17, 18 i 19, dla każdej wyselekcjonowanej grupy gleb oddzielnie.



Rys. 18. Kalibracji TDR dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (tabela 1) w temperaturze 5°C i 55°C, gęstości oraz kalibracja według [101]

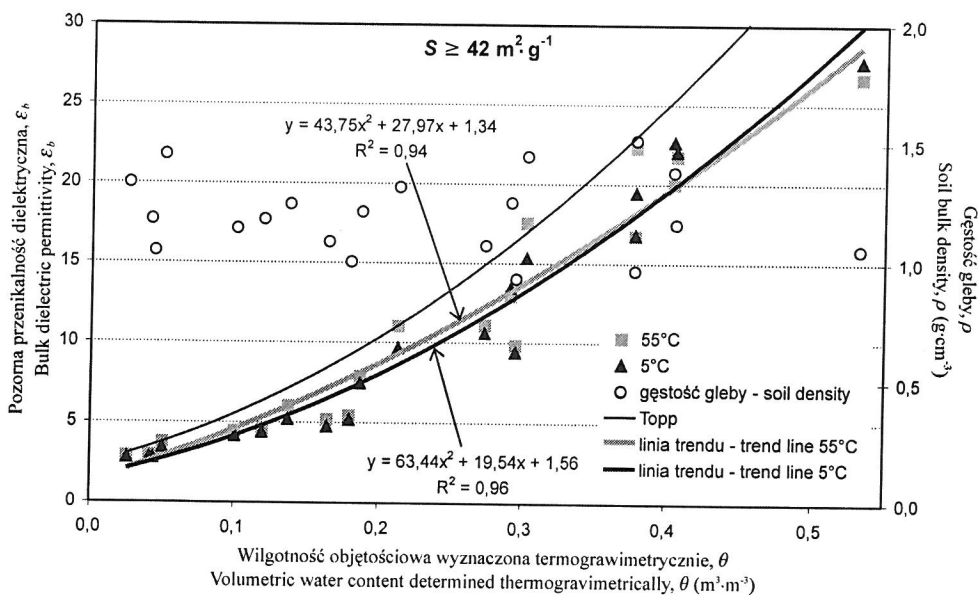
Fig. 18. TDR calibration curves for the tested soil group with specific surface area $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ (table 1) in the temperature 5°C and 55°, soil bulk density and calibration [101]

Na rysunkach tych przedstawiono również wartości gęstości, linie trendu dla kalibracji TDR w temperaturze 5°C i 55°C oraz kalibrację TDR według [101]. Widać wyraźne zróżnicowanie gęstości gleby w każdej z wybranych grup, przy czym większą gęstość mają gleby o mniejszych wartościach powierzchni właściwej, S , mniejszą zaś gleby o większej powierzchni właściwej.

Wartości średnie gęstości oraz odchylenia standardowe dla poszczególnych grup gleb przedstawionych na rysunkach 17, 18 oraz 19 wynosiły odpowiednio: $1,66 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ i $0,11$; $1,41 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ i $0,11$ oraz $1,23 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ i $0,16$.

Krzywe kalibracji zmierzone dla próbek glebowych w temperaturze 5°C oraz 55°C różnią się w każdej grupie gleb oraz pomiędzy przyjętymi grupami.

Dla pierwszej grupy gleb o wartości powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ widać wyraźne zmniejszanie ε_b z temperaturą, szczególnie dla wilgotności gleby bliskich jej nasyceniu. Nie zauważa się znacznych zmian termicznych pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , dla wilgotności poniżej $0,1$. Położenie krzywych kalibracji dla tych gleb jest zbliżone do referencyjnej krzywej podanej w [101].



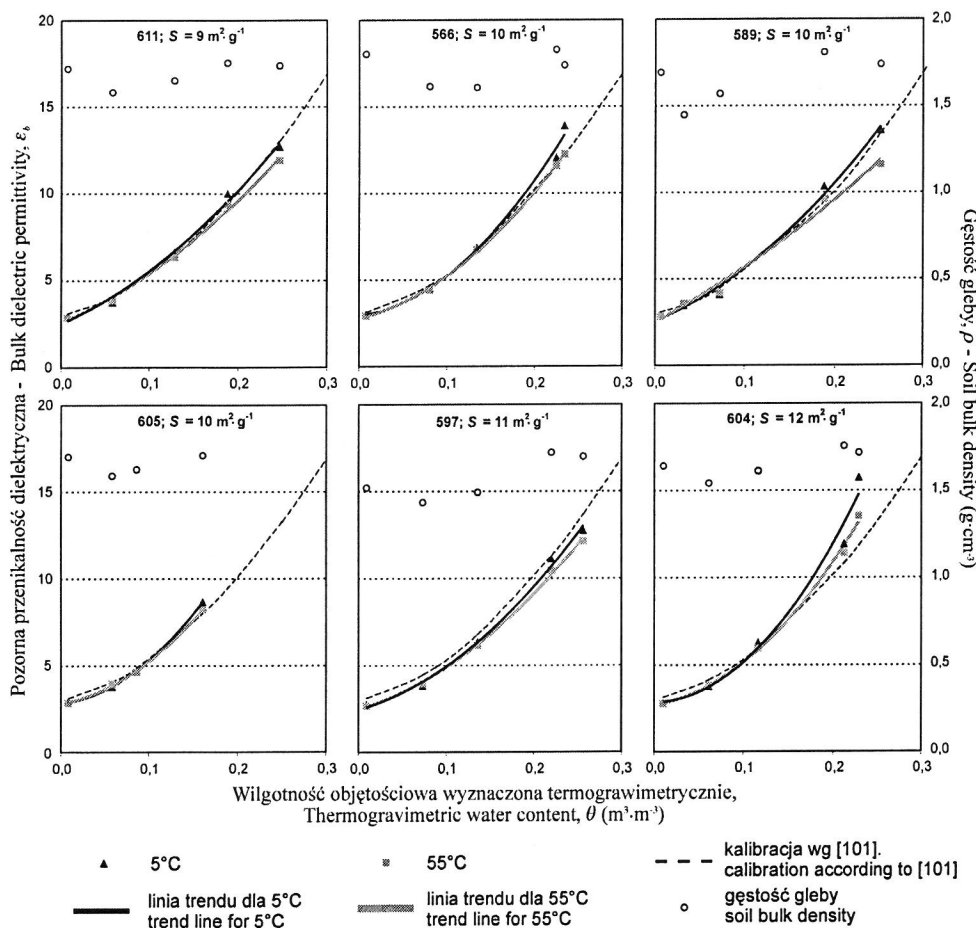
Rys. 19. Krzywe kalibracji TDR dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $S \geq 42 \text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ (tabela 1) w temperaturze 5°C i 55°C , gęstości oraz kalibracja według [101]

Fig. 19. TDR calibration curves for the tested soil group with specific surface area $S \geq 42 \text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ (table 1) in the temperature 5°C and 55°C , soil bulk density and calibration according to [101]

Dla drugiej grupy gleb charakteryzującej sięnielkością powierzchni właściwej $20 \leq S \leq 42 \text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ wpływ temperatury na ε_b jest podobny do zaobserwowanego przy pierwszej grupie, jednakże widoczne jest nieznaczne zwiększenie ε_b z temperaturą dla wilgotności poniżej $\theta = 0,2 \text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$, natomiast powyżej tej wartości θ wzrost temperatury gleby powoduje zmniejszenie ε_b wyznaczonej metodą TDR.

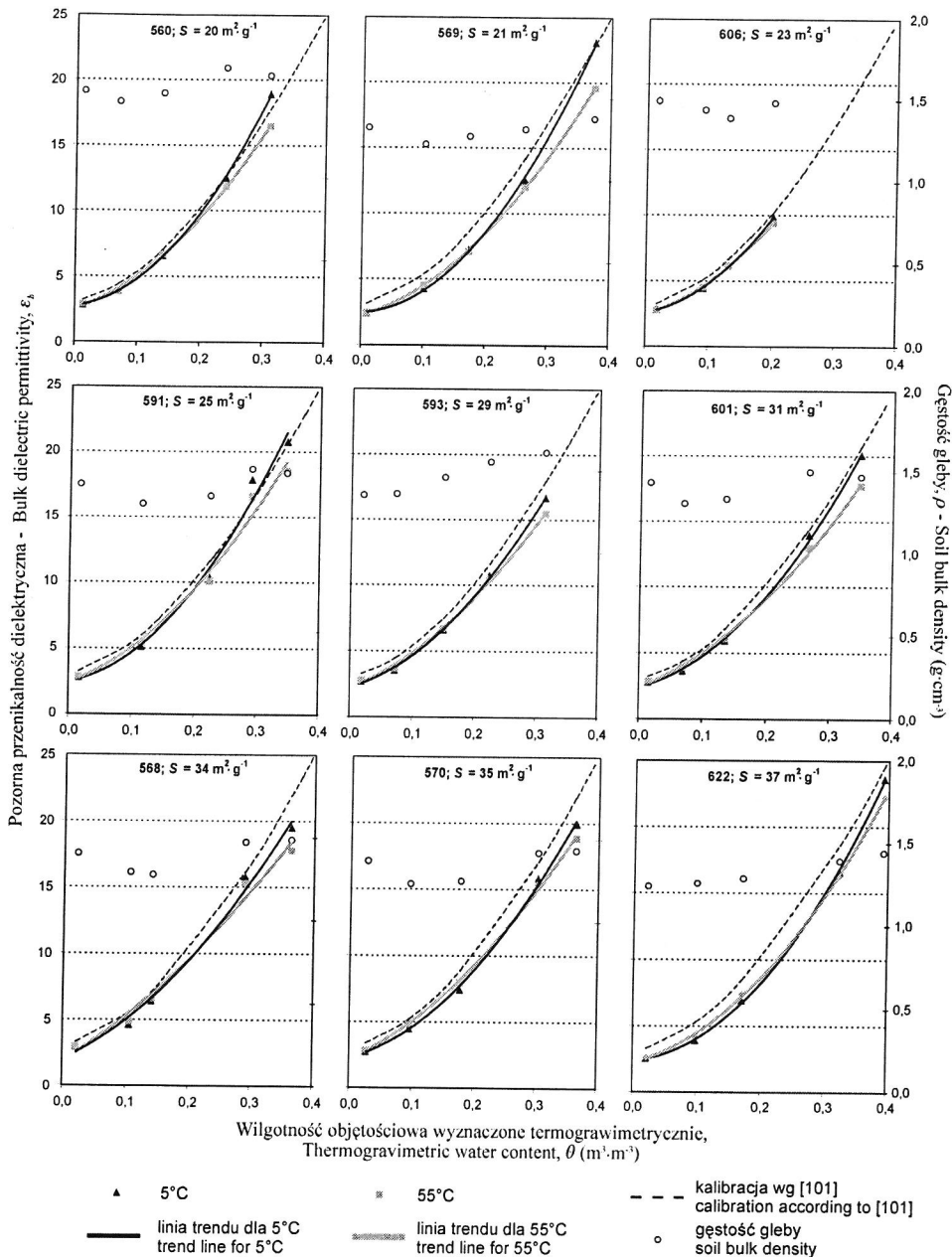
Dla trzeciej grupy gleb o wartościach powierzchni właściwej $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ wyraźnie zauważalne jest przecięcie krzywych kalibracji dla 5°C oraz 55°C w punkcie, poniżej którego wpływ temperatury na ε_b jest dodatni, tzn. ze wzrostem temperatury gleby wzrasta ε_b , natomiast dla wilgotności gleby powyżej tego punktu wpływ temperatury na ε_b jest ujemny, tzn. ze wzrostem temperatury gleby maleje ε_b .

Na rysunkach 20, 21 oraz 22 przedstawione są krzywe kalibracji metody TDR wykonane indywidualnie dla każdej badanej gleby.



Rys. 20. Krzywe kalibracji TDR dla części badanych w temperaturze 5°C i 55°C , gęstość oraz kalibracja TDR wg [101] dla próbek glebowych o powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$

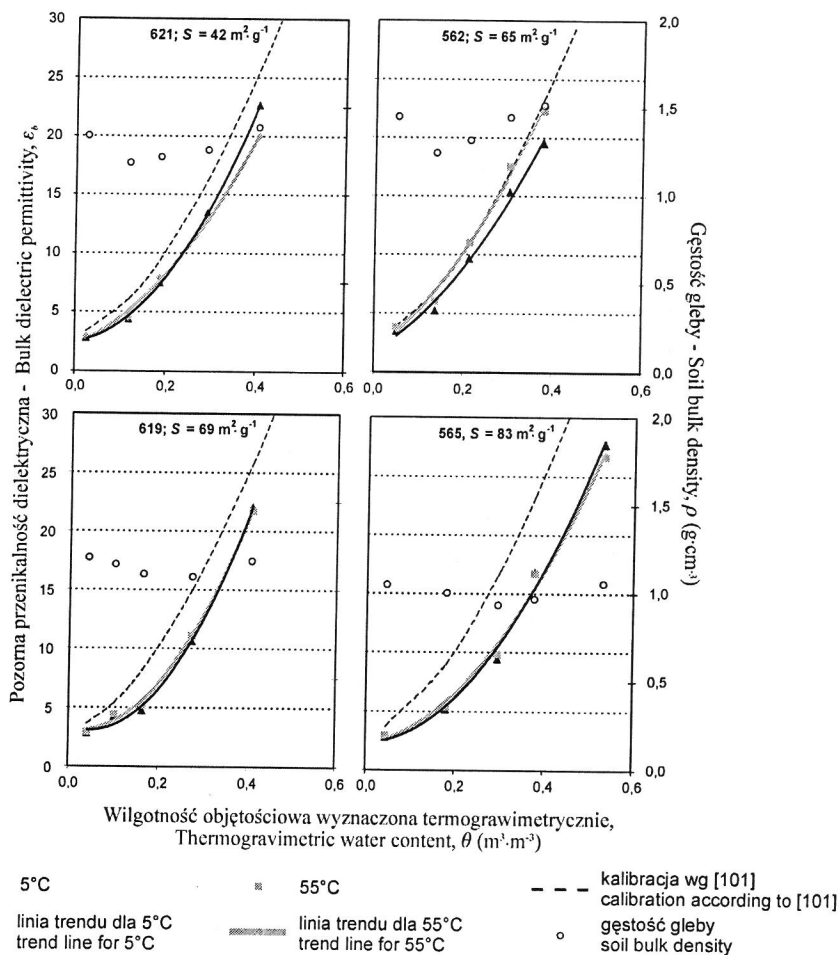
Fig. 20. TDR calibration curves of selected soils in 5°C and 55°C , bulk densities and empirical calibration according to [101] for soil samples with specific surface area $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$



Rys. 21. Krzywe kalibracji TDR dla części badanych w temperaturze 5°C i 55°C, gęstość oraz kalibracja empiryczna wg [101] dla próbek o powierzchni właściwej $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$

Fig. 21. TDR calibration curves of selected soils in 5°C and 55°C, bulk densities and empirical calibration according to [101] for soil samples with specific surface area $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$

W celu zachowania czytelności rysunków pozostawiono tylko kalibracje odpowiadające ekstremalnym wartościom zadanej w eksperymencie temperatury, tzn. 5°C i 55°C. Każdy z rysunków przedstawia oddzielną grupę gleb, dla których zbiorcze kalibracje są odpowiednio na rysunkach 17, 18 i 19. Indywidualne krzywe kalibracji TDR dla sześciu gleb z grupy o najmniejszej powierzchni właściwej nie przekraczającej $12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, oznaczonych numerami 611, 566, 589, 605, 597 oraz 604, przedstawiono na rysunku 20.



Rys. 22. Krzywe kalibracji TDR dla części badanych w temperaturze 5°C i 55°C, gęstość oraz kalibracja TDR wg [101] dla próbek glebowych o powierzchni właściwej $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$

Fig. 22. TDR calibration curves of selected soils in 5°C and 55°C, bulk densities and empirical calibration according to [101] for soil samples with specific surface area $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$

Podobnie jak na odpowiadającym tym glebom zbiorczym rysunku 17 widać, że wpływ temperatury na ε_b dla małych wilgotności jest nieznaczny, natomiast jest wyraźny dla wilgotności bliskich nasyceniu gleby wodą.

Wraz ze wzrostem powierzchni właściwej gleby krzywe kalibracji układają się poniżej krzywej Toppa, a dla małych wilgotności dla niektórych gleb obserwuje się wzrost ε_b wraz ze wzrostem temperatury (np. gleby o numerach 569, 591, 570 i 622 z rysunku 21 oraz wszystkie gleby z rysunku 22).

Szczególne zachowanie zaobserwowano dla gleby o numerze 562 (rysunek 22), dla której wpływ temperatury na ε_b jest dodatni dla każdej zadanej wilgotności, przy czym jest on największy dla wilgotności bliskich nasyceniu gleby. Zachowanie to może być efektem następujących zjawisk:

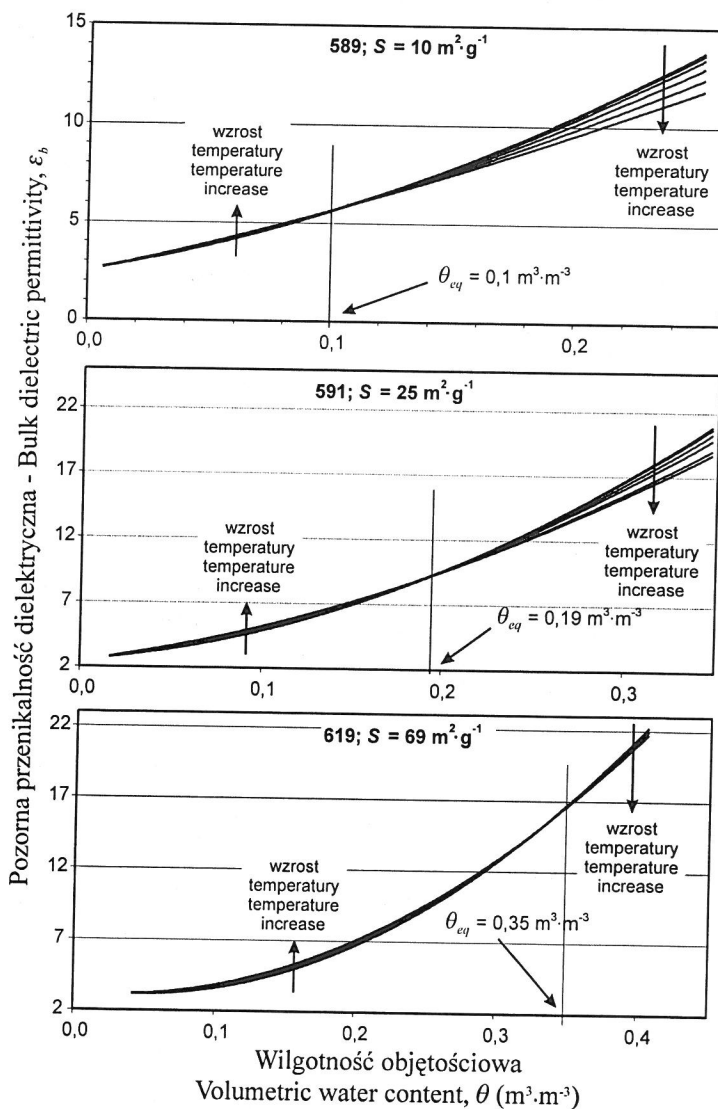
- wzrostem konduktywności elektrycznej gleby wraz ze wzrostem temperatury i wynikające stąd zwiększenie tangensa kąta stratności ($\text{tg}\delta$ w równaniu (2)), co powoduje zwiększenie pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , zgodnie z równaniem (5), lub
- istnieniem na powierzchni fazy stałej gleby dużej ilości wody zaadsorbowanej, uwalnianej z temperaturą przy każdej wilgotności gleby, od powietrznie suchej do prawie nasyconej.

Wpływ elektrycznej konduktywności gleby 562 na obserwowaną zależność temperaturową nie została potwierdzona eksperymentalnie. Porównano konduktywność elektryczną mierzoną dla niskich częstotliwości (część 4.3), σ_{dc} , gleby 562 i gleby 565 dla różnej temperatury i przy wysokiej wilgotności. Wartość elektrycznej konduktywności dla gleby 562 o wilgotności objętościowej $\theta = 0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ zmieniała się od $0,047 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ przy 5°C do $0,192 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ przy 55°C , podczas gdy dla gleby 565 odpowiednie wartości były większe, tzn. σ_{dc} zmieniała się od $0,05 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ przy 5°C do $0,221 \text{ S} \cdot \text{m}^{-1}$ przy 55°C dla $\theta = 0,44 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Zmiany przenikalności dielektrycznej ε_b z temperaturą były takie, jak dla pozostałych gleb. Zatem wydaje się, że wzrost ε_b z temperaturą dla gleby 562 jest wynikiem szczególnej właściwości wody zaadsorbowanej przez tą glebę. Obie gleby 562 i 565 to rędziny utworzone z wapnia, przy czym gleba 562 zawiera dużo więcej frakcji iłu i pyłu. Powtórzenie pomiarów w komorze termostatowanej przy podobnej wilgotności gleby i zmianach jej temperatury wykazało podobną zależność temperaturową.

6.1. Wilgotność równowagi dla zależności pozornej przenikalności dielektrycznej gleby od temperatury

Obserwacja krzywych kalibracji TDR dla badanych gleb zebranych w różnej temperaturze pozwala na zauważenie punktu, gdzie krzywe $\varepsilon_b(\theta, T)$ dla danej gleby odpowiadające różnym temperaturom spotykają się. Szczególnie widoczne

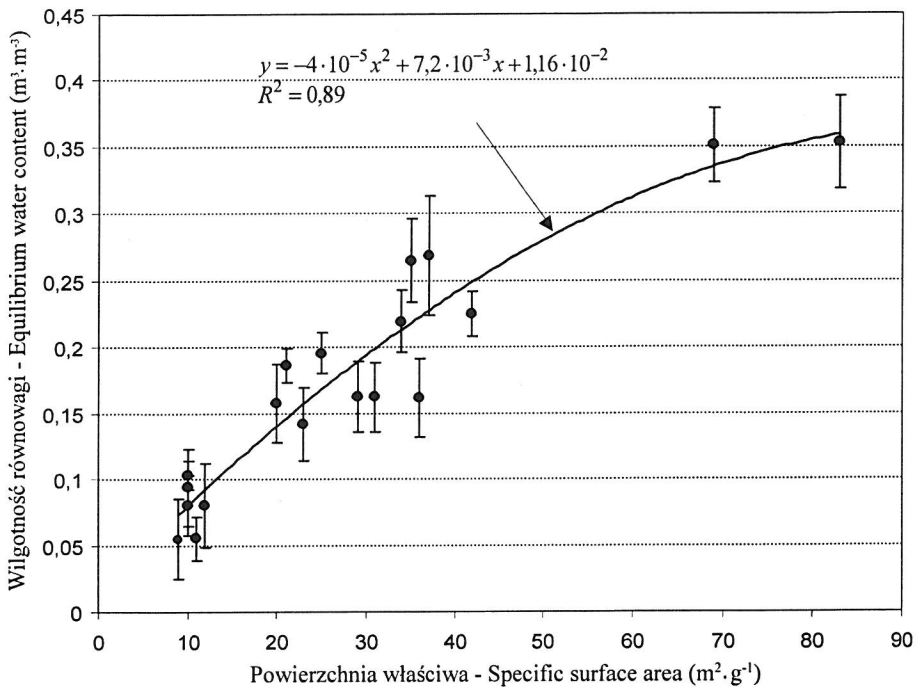
jest to dla grupy gleb o numerach 569, 591, 570, 622 na rysunku 21 oraz 621, 619, i 565 na rysunku 22.



Rys. 23. Krzywe kalibracji TDR dla trzech gleb reprezentujących wyselekcjonowane grupy badanych gleb, różniące się wielkości powierzchni właściwej oraz dla temperatury zmieniającej się od 5°C do 55°C w krokach równych 10°C, przedstawiające położenie wartości wilgotności równowagi, θ_{eq}

Fig. 23. TDR calibration curves for three soils representing selected groups of the tested soils, at various temperatures changing from 5°C to 55°C in 10°C steps, showing the localization of the water content equilibrium point, θ_{eq}

Rozwiązaniem równań postaci $\varepsilon_b(\theta, T_1) = \varepsilon_b(\theta, T_2)$, gdzie $T_1 \neq T_2$ są wartościami temperatury, zmieniające się od 5°C do 55°C ze skokiem 10°C, są wartości wilgotności gleby, dla której wpływ temperatury na wartość pozornej przenikalności dielektrycznej równoważą się. Wilgotność ta została nazwana, dla potrzeb niniejszej pracy, wilgotnością równowagi, θ_{eq} . Położenie wartości wilgotności równowagi na krzywych kalibracji TDR przedstawione jest na rysunku 23.



Rys. 24. Zależność między wartościami wilgotności w punktach równowagi, θ_{eq} , i powierzchnią właściwą, S , badanych próbek glebowych oraz odpowiednie wartości odchylenia standardowego
Fig. 24. Relation between the equilibrium water content, θ_{eq} , and soil specific surface for the tested soils and the related standard deviations

Wartość wilgotności w punkcie równowagi θ_{eq} zależy od ilości wody zaadsorbowanej przez fazę stałą gleby, co jest opisane równaniem (27), zatem również od powierzchni właściwej, S , danej gleby. Przedstawione na rysunku 23 wielkości θ_{eq} są średnimi z kombinacji par krzywych kalibracji danej gleby dla sześciu różnych wartości temperatury. Razem dawało to piętnaście kombinacji, z czego odrzucono te przypadki, dla których różnica między obliczoną wartością θ_{eq} i wartością średnią była większa niż odchylenie standardowe dla

danej gleby (odrzucone pary krzywych kalibracji generowały w kilku przypadkach rozwiązanie fizycznie niemożliwe).

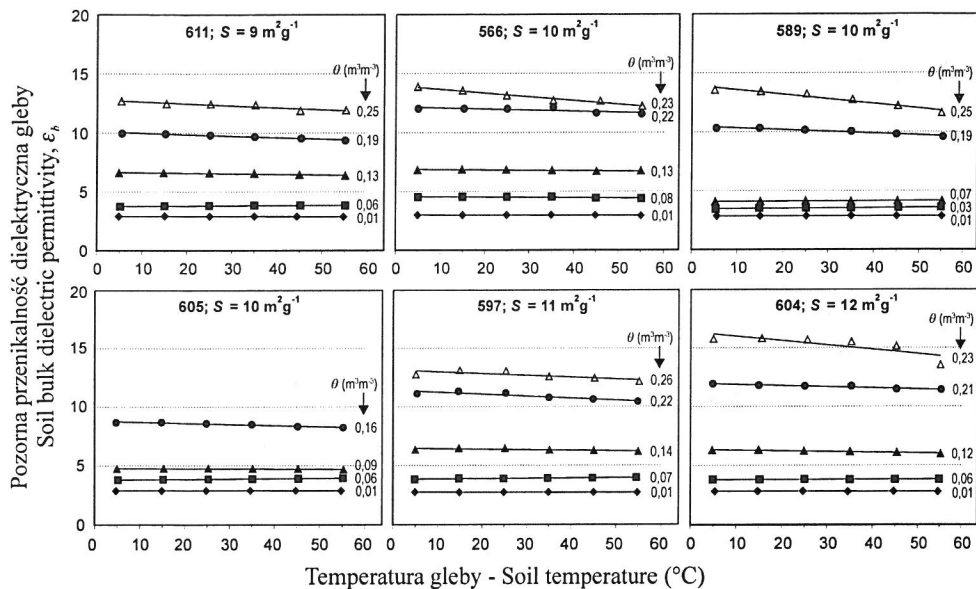
Zależność między wilgotnością punktów równowagi, θ_{eq} , i powierzchnią właściwą, S , badanych próbek glebowych przedstawia rysunek 24. Uwzględniono w nim wszystkie badane gleby oprócz gleby 562, której odmienne zachowanie omówione zostało na stronie 50. Dla każdej wyznaczonej wilgotności θ_{eq} przedstawiono również odchylenie standardowe od średniej z punktów przecięcia rozważanych krzywych kalibracji TDR badanych gleb przy różnych wartościach temperatury.

Wysoka korelacja między wartościami powierzchni właściwej, S oraz wilgotności równowagi, θ_{eq} , i akceptowalne odchylenia standardowe wyznaczone dla badanych gleb potwierdzają występowanie wcześniej opisanych mechanizmów warunkujących wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby. Wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} , która jest charakterystyczna dla każdej gleby, może być wykorzystana do dielektrycznego wyznaczania powierzchni właściwej gleby.

7. WERYFIKACJA ZASTOSOWANYCH MODELI PRZENIKALNOŚCI DIELEKTRYCZNEJ GLEBY W WARUNKACH ZMIENNEJ TEMPERATURY

Ilościowa ocena zmian pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b oraz weryfikacja jej modeli opisanych w podrozdziale 1.2 w warunkach zmiennej temperatury, T , i zmiennej wilgotności, θ , gleby dokonana zostanie przez analizę zależności $\varepsilon_b(T)$ dla każdej badanej gleby. Badane gleby zostały podzielone na trzy grupy różniące się wielkością powierzchni właściwej. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , wraz z temperaturą, T oraz wilgotnością, θ , dla poszczególnych grup badanych gleb o powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ oraz $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ przedstawione są graficznie odpowiednio na rysunkach 25, 26 i 27 oraz numerycznie odpowiednio w tabelach 3, 4 i 5. Dla każdej wartości wilgotności, θ , danej próbki glebowej, wpasowano również linię trendu $\varepsilon_b(T)$.

Dla każdej analizowanej gleby obserwuje się zmniejszanie wartości pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , ze wzrostem temperatury przy dużych wartościach jej wilgotności. Nie obserwuje się tej tendencji przy niższych wilgotnościach gleby. Uwaga ta dotyczy również pozostałych grup gleb zróżnicowanych pod kątem wielkości powierzchni właściwej, S .



Rys. 25. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej wraz z temperaturą i wilgotnością, θ , dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ z wpasowanymi liniami trendu

Fig. 25. Change of bulk dielectric permittivity with soil temperature and water content, θ , for the tested soils of specific surface area $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ and the fitted trend lines

Tabela 3. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , wraz z temperaturą i wilgotnością, θ , dla badanych gleb o powierzchni właściwej $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, $\rho (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ jest gęstością gleby

Table 3. Change of bulk dielectric permittivity, ϵ_b , with soil temperature and water content for the tested soils of specific surface area $S \leq 12 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, $\rho (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$ is the soil bulk density

Gleba - Soil	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ρ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	ϵ_b					
			5°C	15°C	25°C	35°C	45°C	55°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9
611 $S = 9$ $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$	0,01	1,72	2,90	2,92	2,91	2,91	2,90	2,88
	0,06	1,58	3,74	3,79	3,81	3,85	3,85	3,83
	0,13	1,65	6,61	6,59	6,59	6,56	6,46	6,35
	0,19	1,76	9,98	9,93	9,82	9,68	9,55	9,38
	0,25	1,74	12,69	12,48	12,46	12,37	11,89	11,91
566 $S = 10$ $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$	0,01	1,80	2,99	3,00	2,99	2,99	2,96	2,93
	0,08	1,62	4,51	4,54	4,54	4,54	4,42	4,40
	0,13	1,61	6,83	6,87	6,83	6,77	6,72	6,73
	0,22	1,83	12,04	12,03	12,03	12,12	11,65	11,58
	0,23	1,74	13,88	13,57	13,13	12,72	12,67	12,24

Tabela 3. c.d.

Table 3. Cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
589	0,01	1,69	2,86	2,86	2,87	2,88	2,85	2,85
	0,03	1,45	3,45	3,53	3,53	3,55	3,56	3,58
$S = 10$	0,07	1,57	4,08	4,10	4,15	4,10	4,14	4,16
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,19	1,81	10,33	10,33	10,17	10,05	9,81	9,59
	0,25	1,74	13,57	13,45	13,24	12,75	12,22	11,62
605	0,01	1,70	2,88	2,88	2,89	2,89	2,88	2,86
	0,06	1,59	3,80	3,83	3,86	3,87	3,89	3,94
$S = 10$	0,09	1,63	4,73	4,74	4,77	4,74	4,70	4,65
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,16	1,71	8,68	8,69	8,59	8,51	8,32	8,23
597	0,01	1,52	2,74	2,72	2,73	2,72	2,71	2,70
	0,07	1,44	3,82	3,89	3,88	3,90	3,92	3,96
$S = 11$	0,14	1,49	6,33	6,45	6,44	6,29	6,25	6,16
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,22	1,72	11,11	11,30	11,17	10,76	10,61	10,43
	0,26	1,70	12,74	13,10	13,04	12,57	12,43	12,14
604	0,01	1,64	2,80	2,81	2,82	2,78	2,80	2,78
	0,06	1,54	3,78	3,80	3,83	3,79	3,81	3,83
$S = 12$	0,12	1,61	6,27	6,28	6,19	6,16	6,06	5,97
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,21	1,76	11,93	11,79	11,72	11,73	11,47	11,42
	0,23	1,72	15,75	15,80	15,70	15,52	15,13	13,53

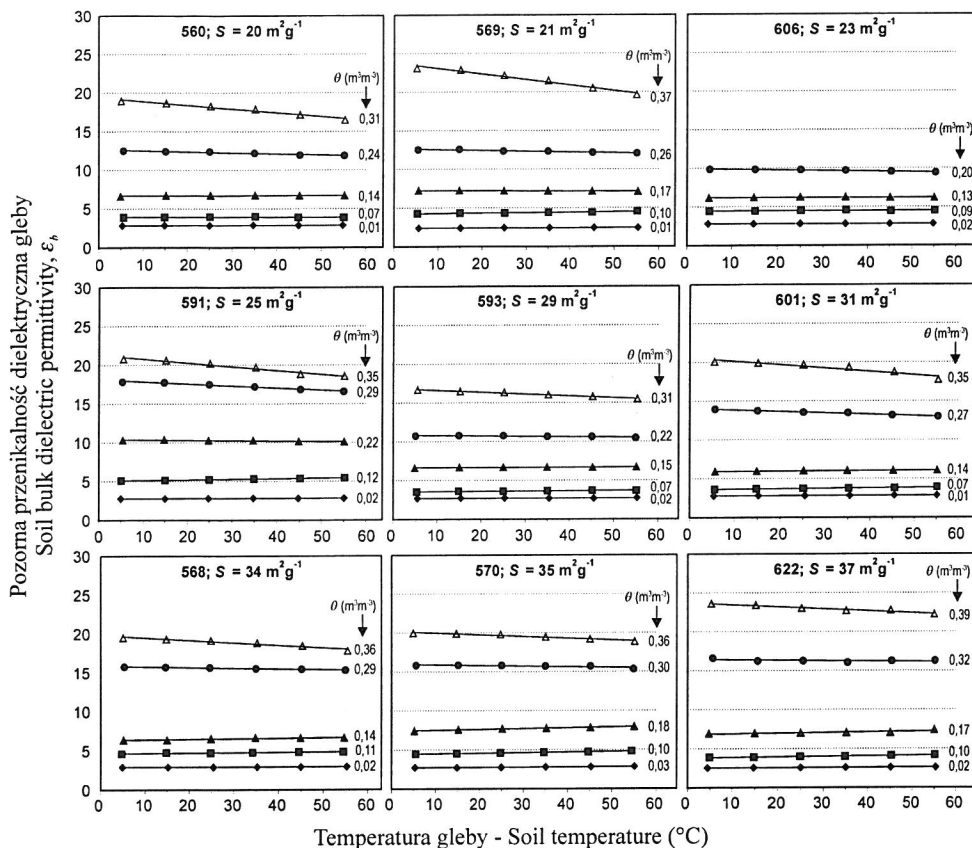
Tabela 4. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , wraz z temperaturą i wilgotnością, θ , dla badanych gleb o powierzchni właściwej $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, $\rho \text{ (g} \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$ jest gęstością gleby

Table 4. Change of bulk dielectric permittivity, ϵ_b , with soil temperature and water content for the tested soils of specific surface area $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, $\rho \text{ (g} \cdot \text{cm}^{-3}\text{)}$ is the soil bulk density

Gleba - Soil	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ρ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	ϵ_b					
			5°C	15°C	25°C	35°C	45°C	55°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9
560	0,01	1,53	2,81	2,85	2,84	2,87	2,84	2,85
	0,07	1,47	3,88	3,91	3,94	3,96	3,86	3,85
$S = 20$	0,14	1,52	6,58	6,68	6,70	6,71	6,68	6,66
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,24	1,67	12,49	12,40	12,38	12,18	11,92	11,87
	0,31	1,63	18,91	18,63	18,27	17,85	17,15	16,46
569	0,01	1,32	2,39	2,39	2,41	2,42	2,42	2,42
	0,10	1,22	4,26	4,30	4,30	4,39	4,41	4,52
$S = 21$	0,17	1,27	7,21	7,21	7,18	7,17	7,15	7,07
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,26	1,31	12,54	12,56	12,34	12,33	12,15	12,04
	0,37	1,38	23,08	22,84	22,14	21,45	20,48	19,59

Tabela 4. c.d.
Table 4. Cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
606	0,02	1,50	2,80	2,77	2,80	2,80	2,78	2,79
	0,09	1,44	4,43	4,44	4,50	4,58	4,45	4,49
$S = 23$	0,13	1,39	6,13	6,18	6,22	6,22	6,17	6,15
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,20	1,48	9,85	9,82	9,78	9,69	9,54	9,43
591	0,02	1,40	2,78	2,78	2,81	2,83	2,81	2,83
	0,12	1,28	5,10	5,16	5,23	5,31	5,36	5,44
$S = 25$	0,22	1,33	10,32	10,34	10,26	10,27	10,13	10,09
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,29	1,49	17,83	17,77	17,50	17,21	16,84	16,58
	0,35	1,47	20,78	20,61	20,18	19,69	18,79	18,51
593	0,02	1,35	2,68	2,71	2,73	2,70	2,69	2,73
	0,07	1,36	3,52	3,59	3,59	3,65	3,68	3,68
$S = 29$	0,15	1,46	6,59	6,67	6,70	6,69	6,67	6,69
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,22	1,55	10,73	10,78	10,76	10,66	10,62	10,46
	0,31	1,61	16,67	16,46	16,32	16,03	15,77	15,46
601	0,01	1,44	2,77	2,82	2,82	2,82	2,84	2,84
	0,07	1,31	3,62	3,67	3,72	3,74	3,80	3,90
$S = 31$	0,14	1,34	5,91	5,95	6,00	6,03	6,04	6,06
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,27	1,50	13,94	13,73	13,54	13,47	13,16	12,99
	0,35	1,47	20,06	19,89	19,66	19,34	18,72	17,72
568	0,02	1,40	2,92	2,92	2,92	2,93	2,92	2,95
	0,11	1,29	4,61	4,76	4,71	4,76	4,85	4,85
$S = 34$	0,14	1,28	6,38	6,38	6,52	6,67	6,61	6,62
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,29	1,47	15,78	15,73	15,67	15,52	15,46	15,32
	0,36	1,49	19,48	19,31	19,11	18,82	18,44	17,78
570	0,03	1,37	2,73	2,72	2,75	2,80	2,81	2,84
	0,10	1,23	4,47	4,51	4,60	4,67	4,72	4,84
$S = 35$	0,18	1,25	7,42	7,57	7,69	7,73	7,83	7,97
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,30	1,42	15,83	15,85	15,82	15,73	15,71	15,35
	0,36	1,43	19,96	19,89	19,79	19,46	19,18	18,87
623	0,04	1,20	2,57	2,58	2,59	2,61	2,62	2,67
	0,16	1,29	7,64	7,68	7,69	7,67	7,76	7,75
$S = 36$	0,19	1,24	9,25	9,22	9,21	9,23	9,17	9,10
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,31	1,52	17,30	17,12	16,93	16,69	16,49	16,13
	0,35	1,47	19,83	19,62	19,35	19,26	18,67	18,31
622	0,02	1,24	2,54	2,54	2,57	2,60	2,60	2,61
	0,10	1,26	3,89	3,90	3,96	4,00	4,13	4,17
$S = 37$	0,17	1,29	6,93	6,95	6,99	7,03	7,05	7,40
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,32	1,39	16,62	16,24	16,25	16,03	16,24	16,27
	0,39	1,44	23,61	23,38	23,00	22,68	22,75	22,22



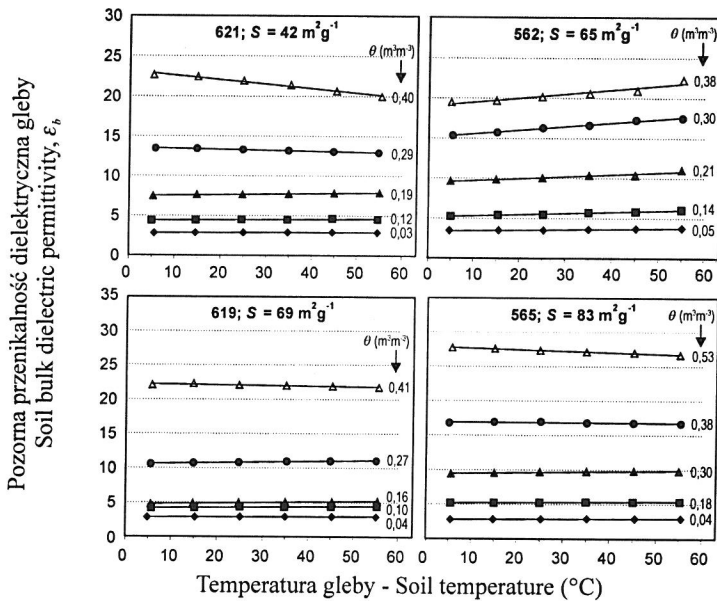
Rys. 26. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej wraz z temperaturą i wilgotnością dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ z wpasowanymi liniami trendu
Fig. 26. Change of bulk dielectric permittivity with soil temperature and water content for the tested soils of specific surface area $20 \leq S \leq 37 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ and the fitted trend lines

Tabela 5. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , wraz z temperaturą i wilgotnością, θ , dla badanych gleb o powierzchni właściwej $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, ρ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) jest gęstością gleby
Table 5. Change of bulk dielectric permittivity, ϵ_b , with soil temperature and water content for the tested soils of specific surface area $S \geq 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, ρ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$) is the soil bulk density

Gleba - Soil	θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)	ρ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	ϵ_b					
			5°C	15°C	25°C	35°C	45°C	55°C
1	2	3	4	5	6	7	8	9
621	0,03	1,33	2,81	2,87	2,87	2,90	2,90	2,90
	0,12	1,18	4,40	4,44	4,49	4,49	4,62	4,52
$S = 42$	0,19	1,21	7,47	7,65	7,65	7,71	7,82	7,87
$\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$	0,29	1,25	13,45	13,43	13,29	13,18	13,07	12,93
	0,40	1,38	22,66	22,44	21,92	21,40	20,64	20,00

Tabela 5. c.d.
Table 5. Cont.

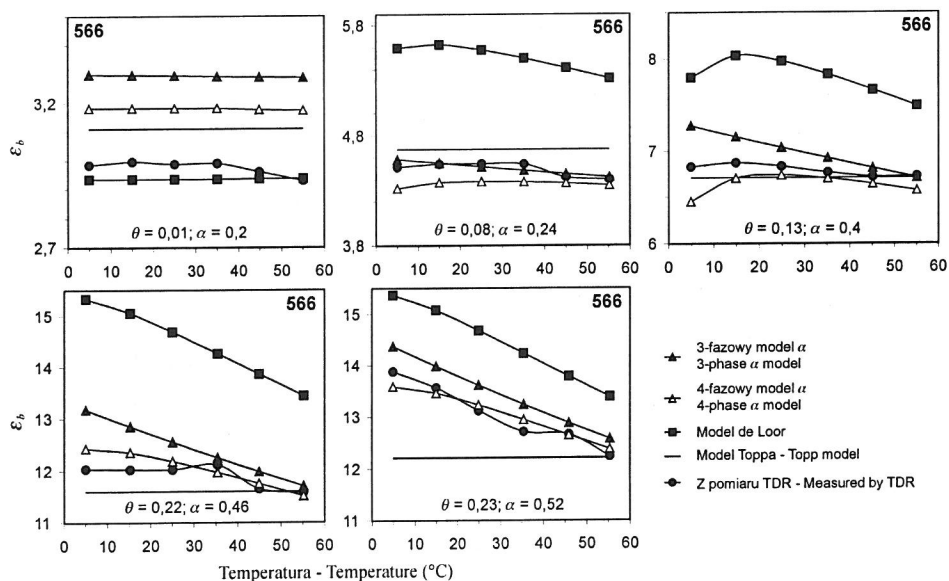
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
562	0,05	1,45	3,43	3,49	3,50	3,59	3,68	3,77	
	0,14	1,25	5,22	5,42	5,48	5,70	5,83	6,04	
$S = 65$	0,21	1,32	9,64	9,84	10,04	10,35	10,35	11,04	
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,30	1,45	15,33	15,75	16,32	16,64	17,29	17,53	
	0,38	1,52	19,47	19,70	20,16	20,56	20,92	22,29	
619	0,04	1,18	2,83	2,88	2,92	2,93	2,94	2,91	
	0,10	1,14	4,17	4,23	4,33	4,34	4,42	4,43	
$S = 69$	0,16	1,09	4,77	4,87	4,98	5,05	5,09	5,18	
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,27	1,07	10,60	10,75	10,84	10,98	11,03	11,08	
	0,41	1,16	22,06	22,26	22,06	21,98	21,91	21,75	
565	0,04	1,05	2,79	2,83	2,88	2,92	2,93	2,94	
	0,18	1,00	5,19	5,27	5,30	5,34	5,36	5,41	
$S = 83$	0,30	0,93	9,43	9,55	9,71	9,79	9,84	9,84	
$m^2 \cdot g^{-1}$	0,38	0,97	16,81	16,95	17,00	16,81	16,79	16,72	
	0,53	1,06	27,70	27,60	27,33	27,12	26,97	26,67	



Rys. 27. Zmiana pozornej przenikalności dielektrycznej wraz z temperaturą i wilgotnością dla grupy badanych gleb o powierzchni właściwej $S \geq 42 m^2 \cdot g^{-1}$ z wpasowanymi liniami trendu
Fig. 27. Change of bulk dielectric permittivity with soil temperature and water content for the tested soils of specific surface area $S \geq 42 m^2 \cdot g^{-1}$ and the fitted trend lines

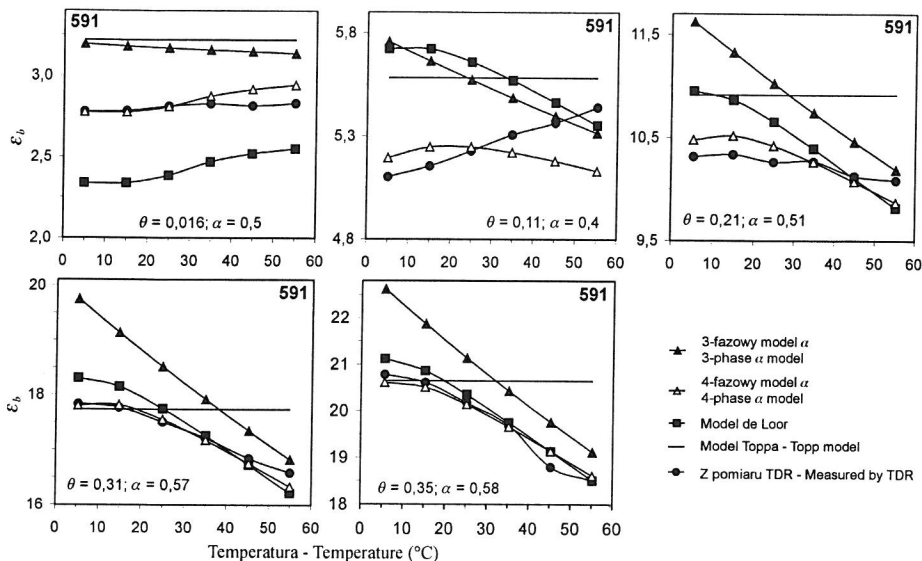
Zastosowane modele mieszanin materiałów dielektrycznych: 4-fazowy model $\alpha(14)$ oraz model de Looer (16) generalnie nie odzwierciedlały ilościowych zmian $\varepsilon_b(T)$ wyznaczonych z pomiarów reflektometrycznych. Dotyczy to większości badanych gleb i zadanych wilgotności objętościowych dla tych gleb. Jednakże w większości przypadków tendencje zmian $\varepsilon_b(T)$ pokrywały się z modelowymi.

Poniżej przedstawiono porównanie wartości pozornej przenikalności dielektrycznej ε_b , wyznaczonej z pomiaru TDR w warunkach zmieniającej się temperatury gleby od 5°C do 55°C (ze skokiem temperatury równym 10°C) z wartościami wygenerowanymi przez rozważane modele mieszanin dielektryków: 4-fazowego modelu α (14), 3-fazowego modelu α (12), 4-fazowego modelu de Looer (16) oraz empirycznego modelu podanego przez Topp (7) na przykładzie trzech gleb reprezentujących wydzielone pod względem wielkości powierzchni właściwej badane grupy glebowe. Rysunki 28, 29 oraz 30 odnoszą się odpowiednio do gleb o oznaczeniach: 566 o powierzchni właściwej $S = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$, 591 o powierzchni właściwej $S = 25 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ oraz 621 o powierzchni właściwej $S = 42 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$.

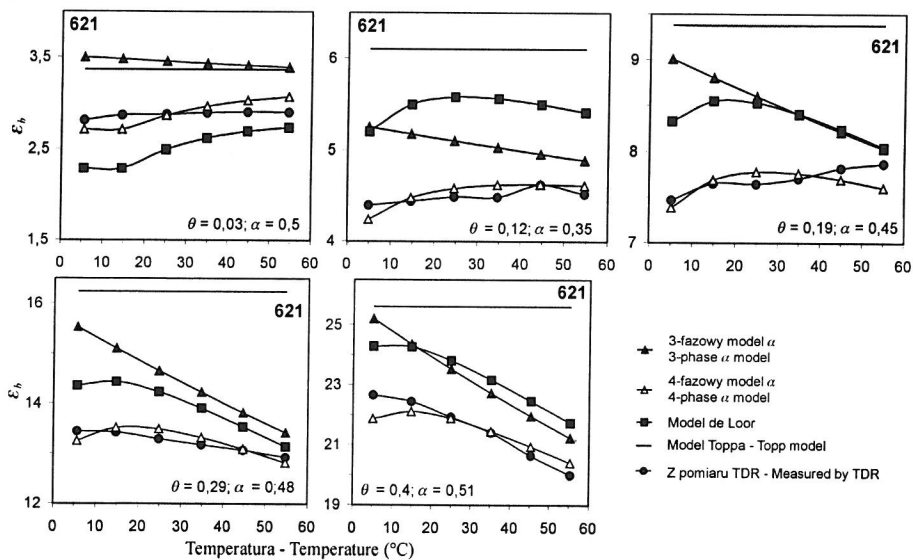


Rys. 28. Funkcjonowanie modeli 4-fazowych: modelu $\alpha(14)$ oraz modelu de Looer (16) przy efekcie temperaturowym pozornej przenikalności dielektrycznej dla gleby 566 ($S = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)

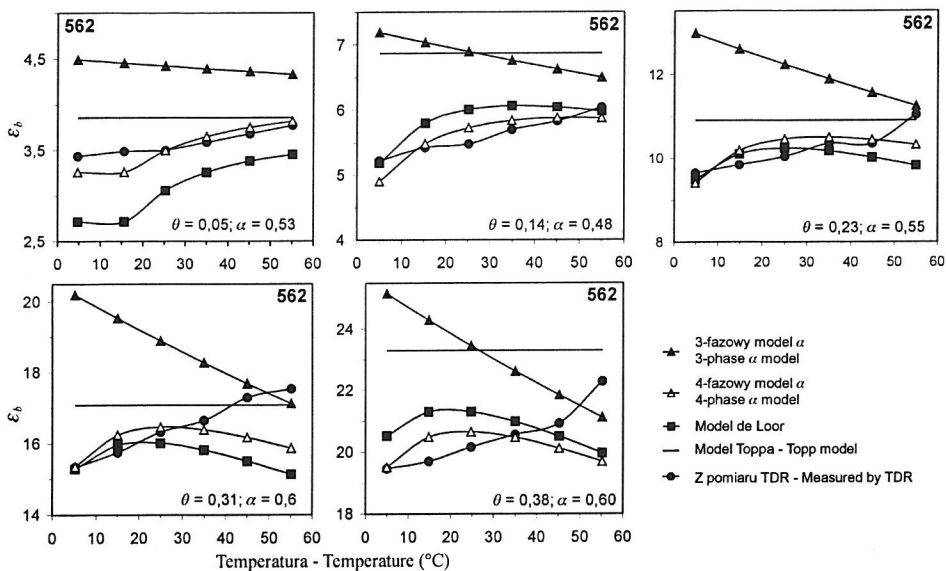
Fig. 28. Performance 4-phase soil dielectric mixing models: model α (14) and model de Looer (16) in testing temperature effect of the bulk dielectric permittivity for the soil 566 ($S = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)



Rys. 29. Funkcjonowanie modeli 4-fazowych: modelu α (14) oraz modelu de Loor (16) przy efekcie temperaturowym pozornej przenikalności dielektrycznej dla gleby 591 ($S = 25 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)
Fig. 29. Performance 4-phase soil dielectric mixing models: model α (14) and model de Loor (16) in testing temperature effect of the bulk dielectric permittivity for the soil 591 ($S = 25 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)



Rys. 30. Funkcjonowanie modeli 4-fazowych: modelu α (14) oraz modelu de Loor (16) przy efekcie temperaturowym pozornej przenikalności dielektrycznej dla gleby 621 ($S = 45 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)
Fig. 30. Performance 4-phase soil dielectric mixing models: model α (14) and model de Loor (16) in testing temperature effect of the bulk dielectric permittivity for the soil 621 ($S = 45 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)



Rys. 31. Funkcjonowanie modeli 4-fazowych: modelu α (14) oraz modelu de Loor (16) przy efekcie temperaturowym pozornej przenikalności dielektrycznej dla gleby 562 ($S = 65 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)
Fig. 31. Performance 4-phase soil dielectric mixing models: model α (14) and model de Loor (16) in testing temperature effect of the bulk dielectric permittivity for the soil 562 ($S = 65 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$)

Dodatkowo, na rysunku 31 przedstawiono funkcjonowanie rozważanych modeli mieszanin dielektryków dla gleby o oznaczeniu 562, wykazującej odmienny od pozostałych wpływ temperatury na jej pozorną przenikalność dielektryczną. W obliczeniach przyjęto następujące wartości: częstotliwość graniczna $f^* = 1 \text{ GHz}$ (występuje we wzorze (28) do wyznaczenia grubości warstwy wody zaadsorbowanej), przenikalność dielektryczna fazy stałej gleby $\epsilon_s = 5$, przenikalność dielektryczna fazy wody zaadsorbowanej $\epsilon_{bw} = 3,2$.

Pozostałe wartości niezbędne do obliczenia grubości warstwy wody zaadsorbowanej przyjęto zgodnie z opisem przedstawionym w podrozdziale 5.1.

Model α (14) zawiera parametr manipulacyjny umożliwiający dopasowanie danych modelowych do danych uzyskanych z pomiaru. Dzięki indywidualnemu doborowi parametru manipulacyjnego α , 4-fazowy model α generował wartości pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , najbardziej, ze wszystkich testowanych modeli, zbliżone do zmierzonych. Szczególnie widoczne jest to w przypadku gleb o wysokiej wilgotności, np. gleba 566 dla wilgotności $\theta = 0,23 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 28), gleba 591 dla wilgotności $\theta = 0,35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 29), gleba 621 dla wilgotności $\theta = 0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 30). Jednakże dla każdej badanej gleby oraz wilgotności wartość optymalnego parametru α była inna. Istotne jest to, że dla większości gleb tendencje zmian wartości ϵ_b spowodowane wpływem temperatury są zgodne

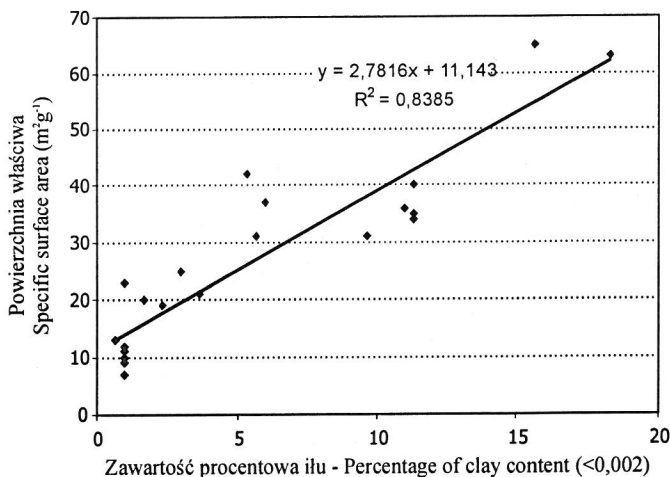
z pomiarem. Wyjątkiem od tej reguły jest zachowanie się gleby 591 dla wilgotności $\theta = 0,11 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 29) oraz gleby 562 dla wilgotności $\theta = 0,31 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz $0,38 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 31). W tych przypadkach wszystkie zastosowane modele wykazywały inne tendencje zmian ε_b z temperaturą. Wartości liczbowe generowane przez 4-fazowy model de Loor były zawsze mniejsze od uzyskanych z pomiaru dla gleb powietrznie suchych, natomiast w większości przypadków generowały wartości większe. Tendencje zmian ε_b z temperaturą, obserwowane dla obu zastosowanych modeli 4-fazowych były zgodne, co wynika z identycznego sposobu liczenia objętości fazy wody zaadsorbowanej dla obu modeli.

Aby nie utrudniać interpretacji rysunków 28, 29 oraz 30 zaznaczono na nich tylko punkty generowane przez 3-fazowy model α (3-fazowy model de Loor zachowywał się bardzo podobnie). W większości analizowanych wykresów wartości generowane przez modele 3-fazowe były większe od zmierzonych. Dzieje się tak, dlatego że modele 3-fazowe nie uwzględniają fazy wody zaadsorbowanej, której istnienie w sposób widoczny obniża rzeczywistą wartość pozornej przenikalności dielektrycznej, ε_b , uzyskanej z pomiarów reflektometrycznych. Szczególnie jest to widoczne dla próbek glebowych charakteryzujących się większą powierzchnią właściwą, np. próbki glebowej 621 (rys. 30), przy wilgotności $\theta = 0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz większych. Modele te generują wartości znacznie większe od zmierzonych, a dodatkowo fałszują tendencję zmian zależności $\varepsilon(T)$. Dla każdej wilgotności próbek glebowych modele te pokazują tylko jeden efekt wpływający na zależność $\varepsilon(T)$, a mianowicie efekt zmniejszania przenikalności dielektrycznej wody swobodnej ze wzrostem temperatury. Modele 3-fazowe wymagają modyfikacji przez wprowadzenie lub uwypuklenie czynnika wyrażającego efekt uwalniania cząsteczek wody zaadsorbowanej przez fazę stałą gleby wraz ze wzrostem temperatury. Zatem do analizy wpływu temperatury na ε_b należy użyć 4-fazowych modeli dielektrycznych gleby, które uwzględniają fazę wody zaadsorbowaną w glebie, której wielkość uwarunkowana jest wielkością powierzchni właściwej i pośrednio zawartością części ilastych.

Istnieje znaczna korelacja między zawartością iltu w glebie, a jej powierzchnią właściwą [96]. Zależność między zawartością iltu i powierzchnią właściwą dla gleb badanych w niniejszej pracy (tabela 1) przedstawia rysunek 32.

Wpływ temperatury na ε_b obserwowany dla próbki glebowej 621 (rys. 30) można interpretować następująco. Gdy wilgotność gleby jest mała, to cząsteczki wody oderwane od cząsteczek fazy stałej przez wzrost ich mobilności spowodowanej wzrostem temperatury, zwiększają wartość wypadkowej przenikalności dielektrycznej gleby. Dowodzi tego zwiększanie się nachylenia linii regresji, $d\varepsilon_b/dT$, wpasowanych do danych pomiarowych dla wilgotności $\theta = 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; $0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ na rysunku 27. Nachylenia te zmieniają się od wartości 0,026 dla wilgotności $\theta = 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ do wartości 0,077 dla

$\theta = 0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Efekt konkurencyjny wpływający na ε_b , spowodowany zmniejszeniem się przenikalności dielektrycznej wody ze wzrostem temperatury, zgodnie z formułą (18), jest niewidoczny, bo maskowany jest on wzrostem liczby swobodnych cząsteczek wody kosztem zmniejszania się liczby cząsteczek wody zaadsorbowanej.



Rys. 32. Zależność powierzchni właściwej, S , od zawartości iltu dla analizowanych próbek glebowych
Fig. 32. Relation between the specific surface area, S , and the clay content for all tested soil samples

Linia trendu dla następnego badanej wilgotności próbki glebowej 621, tzn. $\theta = 0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, zmienia nachylenie na ujemne do wartości $d\varepsilon_b/dT = -0,0099 \text{ K}^{-1}$. Oznacza to, że efekt temperaturowy spowodowany uwalnianiem się wody zaadsorbowanej już się wyczerpał i obecnie przeważa efekt temperaturowy spowodowany zmniejszaniem się przenikalności dielektrycznej wody ze wzrostem temperatury. Efekt ten jest jeszcze bardziej widoczny dla bardziej wilgotnej gleby, dla której $d\varepsilon_b/dT = -0,0555 \text{ K}^{-1}$. Zatem, dla pewnej wilgotności próbki glebowej 621, oba przyczynki wpływające na wartość pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , wyliczanej z pomiarów reflektometrycznych, powinny się kompensować. Dla tej wilgotności θ , nachylenie linii trendu $d\varepsilon_b/dT = 0 \text{ K}^{-1}$.

Brak zmiany kierunku nachylenia linii trendu $d\varepsilon_b/dT$ dla próbki glebowej 566 (rys. 25) można również uzasadnić 4-fazowym modelem fizycznym gleby, charakteryzującej się znacznie mniejszą wartością powierzchni właściwej niż próbka glebowa 621 (rys. 27). Z tego powodu ilość wody uwalnianej z powierzchni fazy stałej ze wzrostem temperatury (będącej teraz wodą swobodną) nie może skompensować efektu temperaturowego spowodowanego zmianą przenikalności dielektrycznej wody ze wzrostem temperatury. Porównanie mo-

delowych oraz zmierzonych metodą reflektometryczną wartości przenikalności dielektrycznej dla próbek glebowych 566 oraz 621 ze zmianą ich temperatury przedstawione jest na rysunkach 28 oraz 30. Każdy zastaw punktów łączonych linią ciągłą reprezentuje na tych wykresach temperaturową zmianę pozornej przenikalności dielektrycznej próbki glebowej nasączonej w sposób jednorodny do określonej wilgotności objętościowej, θ , którą oznaczono metodą suszarkową po wykonaniu danej serii pomiarowej w komorze termicznej.

Należy zwrócić również uwagę na kształt linii łączącej punkty reprezentujące dane pomiarowe z rysunków 28, 29 oraz 30, charakteryzującej się wyraźną wypukłością wyrażającą nieliniowy charakter zmian $\varepsilon_b(T)$, np. gleba 566 (dla wilgotności $\theta = 0,08 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz $0,13 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) na rysunku 28, gleba 591 (dla wilgotności $\theta = 0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz $0,35 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) na rysunku 29, gleba 621 (dla wilgotności $\theta = 0,12$; $0,19$ oraz $0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) na rysunku 30. Dla niskich temperatur zauważalny jest trend dodatni lub niewielki trend ujemny zmian $\varepsilon_b(T)$, natomiast dla temperatury wyższej obserwujemy dla tych gleb i wilgotności znaczny trend ujemny. Dowodzi to poprawności interpretacji zmian ε_b z temperaturą na bazie teorii mówiącej o dwóch mechanizmach zarządzających tymi zmianami, tzn. uwalnianiem cząsteczek wody zaadsorbowanej – w kierunku wzrostu wartości ε_b dla gleby i zmniejszaniem przenikalności dielektrycznej wody swobodnej – w kierunku spadku wartości ε_b dla gleby. Gdy linia trendu wpasowana w zależność $\varepsilon_b(T)$ dla określonej wartości wilgotności gleby osiągnie nachylenie zbliżone do zera, to ta wilgotność jest wilgotnością równowagi, która jest opisana w podrozdziale 6.1.

Dielektryczne modele 3-fazowe gleby: model α przedstawiony równaniem (12) oraz model de Loor przedstawiony równaniem (17) nie odzwierciedlają wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektrycznej gleby, ε_b , wyznaczoną na podstawie przeprowadzonego eksperymentu pomiarowego. Zastosowanie odpowiednich modeli 4-fazowych: modelu α przedstawionego równaniem (14) oraz modelu de Loor przedstawionego równaniem (16) daje znacznie lepsze rezultaty, szczególnie w przypadku modelu α , który ma indywidualnie dobrany parametr dla każdej wilgotności gleby.

8. KOREKTA EFEKTU TEMPERATUROWEGO $\theta_{TDR}(T)$

Praktycznym elementem prac modelowych związanych z badaniem efektu temperaturowego $\varepsilon_b(T)$ jest oszacowanie błędu pomiaru wilgotności objętościowej gleby dokonanej metodą reflektometryczną, θ_{TDR} , przez pomiaru prędkości propagacji impulsu elektromagnetycznego w falowodzie równoległym utworzonym z równoległych prętów stalowych umieszczonych w badanej glebie. Ocena

taka dokonana przez Skieruchę [87], wcześniej podana w formule (24), była niepełna. Uwzględniała ona jedynie korektę efektu temperaturowego wynikającego ze zmian przenikalności dielektrycznej wody swobodnej ze zmianą temperatury. Rezultaty tej korekty przedstawione są na rysunku 5.

Skorygowaną do 25°C wartość wilgotności gleby wyznaczonej metodą TDR, $\theta_{TDR}(25^\circ\text{C})$, można wyznaczyć z pomiarów przeprowadzonych w temperaturze T na podstawie poniższego wzoru:

$$\theta_{TDR}(25^\circ\text{C}) = \theta_{TDR}(25^\circ\text{C} + \Delta T) - \frac{\partial\theta_{TDR}}{\partial T} \Delta T = \theta_{TDR}(25^\circ\text{C} + \Delta T) - \frac{\partial\theta_{TDR}}{\partial\varepsilon_b} \frac{\partial\varepsilon_b}{\partial T} \cdot \Delta T \quad (38)$$

gdzie: $\Delta T = T - 25^\circ\text{C}$.

Nachylenie $\partial\theta_{TDR}/\partial\varepsilon_b$ wyznaczone jest z krzywej kalibracji TDR, na przykład przy użyciu ogólnie przyjętych formuł kalibracyjnych [58] lub podanej poniżej formuły [101], która powstała z przekształcenia formuły (7), przez zamianę zmiennych:

$$\theta_{TDR} = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \varepsilon_b - 5,5 \cdot 10^{-4} \varepsilon_b^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \varepsilon_b^3 \quad (39)$$

Można również korzystać z indywidualnie wyznaczonej dla każdej gleby krzywej kalibracji (tabela 2). W dalszych rozważaniach przyjęte zostało drugie rozwiązanie i używano indywidualnych kalibracji dla każdej badanej gleby, wyznaczonych w temperaturze 25°C. Pochodną cząstkową $\partial\varepsilon_b/\partial T$ otrzymać można z 4-fazowego modelu α dla gleby (14):

$$\frac{\partial\varepsilon_b}{\partial T} = \frac{1}{\alpha} \varepsilon_b(T)^{(1-\alpha)/\alpha} \left[\frac{\partial\theta_{bw}}{\partial T} (\varepsilon_{bw}^\alpha - \varepsilon_{fw}^\alpha(T)) + (\theta_{graw} - \theta_{bw}(T)) \alpha \varepsilon_{fw}^{\alpha-1}(T) \frac{\partial\varepsilon_{fw}}{\partial T} \right] \quad (40)$$

Przy wyprowadzaniu (40) skorzystano z zależności $\frac{\partial\theta_{fw}(T)}{\partial T} = -\frac{\partial\theta_{bw}(T)}{\partial T}$, co jest konsekwencją założenia, że ilość wody w badanej próbce glebowej jest stała i jest określana metodą suszarkową przez pomiar θ po zakończeniu serii pomiarowej w komorze termicznej, a zmienia się z temperaturą tylko ilość wody zaadsorbowanej kosztem wody swobodnej. Ilość wody zaadsorbowanej w glebie wylicza się z wykorzystaniem formuły (27). Zmiana ilości wody zaadsorbowanej spowodowana zmianą temperatury determinowana jest wielkością powierzchni właściwej, S , badanej próbki glebowej. Wynika to z zależności (27) oraz (28) obowiązujących w przyjętym modelu. Zatem $\partial\theta_{bw}/\partial T$ wynosi:

$$\frac{\partial \theta_{bw}}{\partial T} = \frac{-S\rho a \left(\ln \frac{kT}{8\pi^2 r^3 c f^*} + 1 \right)}{\left(T \ln \frac{kT}{8\pi^2 r^3 c f^*} - d \right)^2} \quad (41)$$

gdzie: $f^* = 10^9$ Hz jest przyjętą w badanym modelu częstotliwością relaksacji granicznej, poniżej której warstwa wody zaadsorbowanej będzie miała wartość przenikalności dielektrycznej niższą niż woda swobodna, a pozostałe zmienne i parametry równania (42) podane są w rozdziale 5.1, na stronie 34.

Wartość $\partial \varepsilon_{fw} / \partial T = -0,35 \text{ K}^{-1}$ przyjęto jako nachylenie linii trendu wpasowanej w dane wygenerowane z zależności (18) i (19) dla wody.

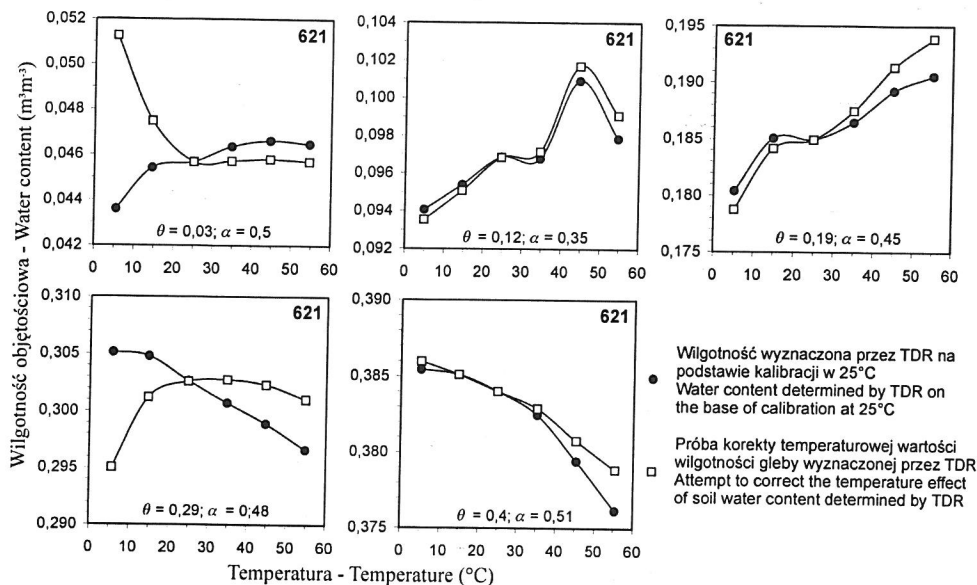
Porównanie wartości wilgotności objętościowej badanych próbek glebowych wyznaczone:

- na podstawie indywidualnej, dla każdej gleby, kalibracji metody reflektometrycznej w temperaturze 25°C
- oraz skorygowane w oparciu o formuły (38), (40) i (41)

przedstawione są na rysunku 33 (dla próbki glebowej 621) oraz na rysunku 34 (dla próbki glebowej 566). Wartości wilgotności skorygowane są do odpowiednich wartości w temperaturze 25°C .

Zastosowana korekta nie sprawdza się w pełnym zakresie zmian temperatury (od 5°C do 55°C), co szczególnie wyraźne jest dla temperatury 5°C dla gleby 621 (rys. 33) i wilgotności $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, gdzie widać zawyżenie wartości po korekcie w stosunku do wilgotności wyznaczonej na podstawie indywidualnej kalibracji. Zastosowana korekta jest albo niedostateczna albo zbyt duża i tylko w kilku przypadkach generuje poprawne wyniki (np. gleba 621 dla wilgotności $\theta = 0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz $0,29 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ w temperaturze 25, 35, 45 i 55°C).

W wielu przypadkach wartości po zastosowanej korekcie niewiele różniły się od pierwotnych. Poprawna korekta temperaturowa powinna generować wyniki, które układają się wzdłuż linii równoległej do osi odciętych. Podobne negatywne rezultaty zastosowania korekty temperaturowego efektu ε_b zaobserwowano dla pozostałych gleb, badanych w niniejszej pracy. Jest to konsekwencją znacznych różnic w wartościach przenikalności dielektrycznej, ε_b , wyliczanych na podstawie pomiarów reflektometrycznych i modelowanych formułą (14) opisującą 4-fazowy model α , na której opiera się przedstawiona korekta temperaturowa. Wartości ε_b uzyskane z pomiarów reflektometrycznych mają tendencję zmian liniowych z temperaturą, natomiast wartości uzyskane ze stosowanych modelu (14), uwzględniającego wodę zaadsorbowaną oraz wodę swobodną charakteryzują się krzywiznami (rysunki 28 oraz 30), co daje w rezultacie rozbieżności w stosowanej korekcie temperaturowej na wilgotność gleby, θ_{TDR} .



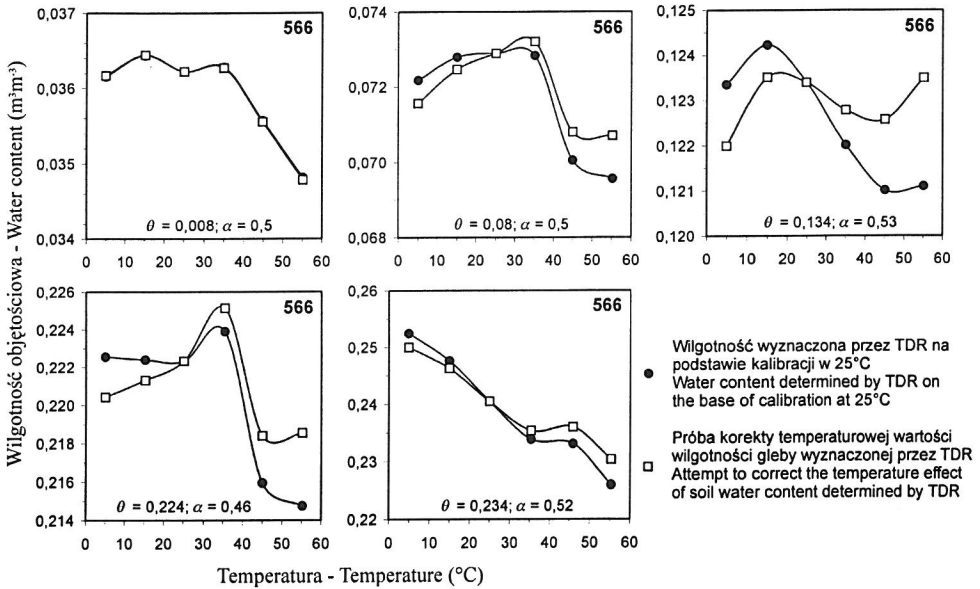
Rys. 33. Wartości wilgotności objętościowej gleby 621, θ_{TDR} , wyznaczone z pomiarów reflektometrycznych na podstawie kalibracji w $25^{\circ}C$ i próba korekty temperaturowej tych wartości w oparciu o formuły (38), (40) i (41)

Fig. 33. Values of volumetric water content, θ_{TDR} , of the soil 621 determined by TDR measurements on the base of calibration at $25^{\circ}C$ and an attempt to correct the temperature effect using formulas (38), (40) and (41)

Podobną krzywoliniową zależność $\varepsilon_b(T)$ generuje model de Loor (16) i wyniki korekty temperaturowej na bazie tego modelu dawały takie same rezultaty jak dla modelu α .

Przedstawiona korekta opisana równaniami (38), (40) i (41), oparta na 4-fazowym modelu α daje pewne możliwości manipulacji, szczególnie grubością warstwy wody zaadsorbowanej, wyrażaną formułą (28). Dotyczy to częstotliwości granicznej, $f^*=1GHz$ (wartość niezmienna w powyższych rozważaniach modelowych), która różnicuje wodę swobodną i zaadsorbowaną. Ta część cząsteczek wody w glebie, przylegających do cząstek fazy stałej, dla których częstotliwość relaksacji jest mniejsza od f^* tworzy wodę zaadsorbowaną, natomiast pozostała część wody w glebie jest wodą swobodną charakteryzującą się większą częstotliwością relaksacji. Badania częstotliwościowe próbek glebowych przy użyciu szerokopasmowego analizatora sieci umożliwiłoby dokładniejszy dobór częstotliwości f^* oraz różnicowanie jej parametrami fizycznymi gleby, takimi jak zawartość cząsteczek ilastych, elektryczna konduktywność oraz powierzchnia właściwa. Z powyższych powodów zrezygnowano z prób

korekty temperaturowej efektu na ε_b w oparciu o modele dielektryczne gleby jako mieszaniny dielektryków.



Rys. 34. Wartości wilgotności objętościowej gleby 566, θ_{TDR} , wyznaczone z pomiarów reflektometrycznych na podstawie kalibracji w 25°C i próba korekty temperaturowej tych wartości w oparciu o formuły (38), (40) i (41)

Fig. 34. Values of volumetric water content, θ_{TDR} , of the soil 566 determined by TDR measurements on the base of calibration at 25°C and an attempt to correct the temperature effect using formulas (38), (40) and (41)

Inna korekta temperaturowego efektu na ε_b , która zostanie przedstawiona poniżej, bierze za podstawę linie trendu wpasowane do wyznaczonych reflektometrycznie wartości ε_b , przedstawione na rysunkach 25, 26 oraz 27. Główną ideą zastosowanej korekty jest zminimalizowanie nachylenia linii trendu poprowadzonych przez wartości skorygowane. Korekta ta uwzględnia również indywidualną dla każdej gleby wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} , wcześniej przedyskutowanej w podrozdziale 1 oraz przedstawionej na rysunkach 23 i 24.

Dla każdej gleby przyjęto indywidualną kalibrację TDR, którą był wielomian drugiego stopnia, wpasowany do eksperymentalnych par danych $(\theta, \varepsilon_b^{25})$, gdzie θ jest wilgotnością objętościową danej gleby wyznaczoną metodą suszarkową, ε_b^{25} jest wartością pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczonej metodą TDR dla próbki glebowej w temperaturze 25°C. W tabeli 2 przedstawiono wielomiany, będące indywidualnymi, dla badanych gleb funkcjami kalibracyjnymi,

przy czym zmienne zależne i niezależne w funkcjach kalibracyjnych stosowanych do rozważanej korekty temperaturowej zostały zamienione.

Dla każdej próbki glebowej wyznaczono wartość $\theta_{TDR}(\varepsilon_b(T))$ bazując na indywidualnej dla tej gleby funkcji kalibracji oraz wyznaczonej reflektometrycznie wartości pozornej przenikalności dielektrycznej w różnej temperaturze. Skorygowane temperaturowo wartości wilgotności objętościowej gleby, θ_{TDR}^{corr} , wyznaczono w zależności od relacji $\theta_{TDR}(\varepsilon_b(T))$ i θ_{eq} , przy czym:

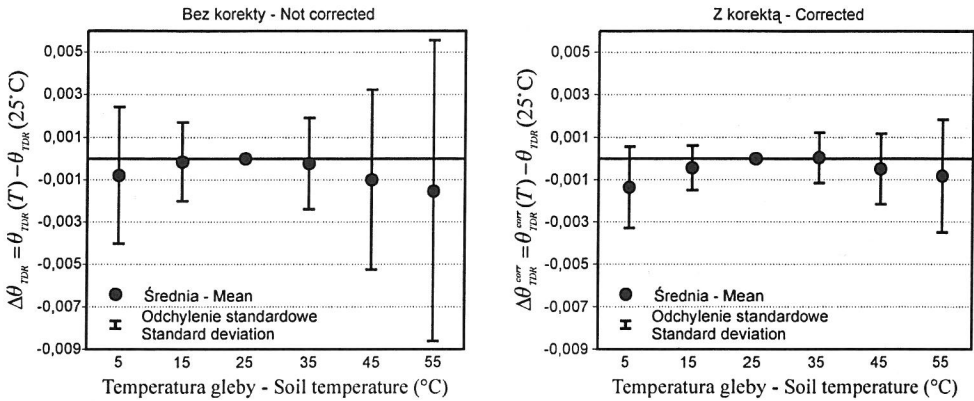
Dla $\theta_{TDR}(\varepsilon_b(T)) \leq \theta_{eq}$:

$$\theta_{TDR}^{corr} = \theta_{TDR}(\varepsilon_b(T)) \cdot 1 - A \cdot (\theta_{eq} - \theta_{TDR}(\varepsilon_b(T))) \cdot (T - 25) \quad (43)$$

Dla $\theta_{TDR}(\varepsilon_b(T)) > \theta_{eq}$:

$$\theta_{TDR}^{corr} = \theta_{eq} + \frac{\theta_{TDR}(\varepsilon_b(T)) - \theta_{eq}}{1 + n_{25} \cdot B \cdot d((T) - 1) \cdot \frac{\partial \theta_{TDR}}{\partial n}} \quad (44)$$

Formuła (43) odnosi się do wyznaczonych reflektometrycznie wilgotności gleby nie przekraczających wilgotności równowagi, θ_{eq} , dla której wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby powoduje zwiększenie jej wartości, co jest spowodowane uwalnianiem cząsteczek wody zaadsorbowanej przez powierzchnię fazy stałej gleby. Formuła (44) ma zastosowanie do wyznaczonych reflektometrycznie wilgotności gleby przekraczających wilgotność równowagi, θ_{eq} , tzn. do wartości wilgotności z przeważającym temperaturowym efektem od wody swobodnej, powodującym zmniejszanie się pozornej przenikalności dielektrycznej gleby ze wzrostem temperatury. Parametry $A = 0,008$ oraz $B = 0,55$ są wyznaczone empirycznie w celu zminimalizowania względnego przyrostu wartości ε_b z temperaturą w badanym zakresie zmian temperatury gleby, tzn. od 5°C do 55°C. Drugi składnik formuły (44) ma podobną postać do prawej strony równania (20), jednakże korygowana wartość wilgotności jest różnicą między wartością wyznaczoną przyrządem TDR (obliczoną na podstawie kalibracji dla danej gleby w temperaturze 25°C) i wilgotnością objętościową gleby w punkcie równowagi, θ_{eq} . Ponieważ istnieje duża korelacja między wielkością powierzchni właściwej, S , badanych gleb oraz wyznaczoną dla nich wilgotnością równowagi, θ_{eq} , pierwsza z tych wartości może być zastosowana w równaniu (44) poprzez użycie wpasowanej krzywej regresji przedstawionej na rysunku 24.



Rys. 35. Wartości średnie oraz odchylenia standardowe bezwzględnych błędów pomiaru wilgotności objętościowej gleby wyznaczonej metodą TDR dla różnej temperatury gleby w odniesieniu do odpowiednich wartości w temperaturze 25°C w przypadkach, gdy nie zastosowano korekty temperaturowej, $\Delta\theta_{TDR}$, oraz po zastosowaniu korekty temperaturowej (43) i (44), $\Delta\theta_{TDR}^{corr}$

Fig. 35. Mean values and standard deviations of absolute errors of soil moisture values determined by TDR method at various temperatures referenced to the respective values at 25°C without temperature correction, $\Delta\theta_{TDR}$, and with the temperature corrections (43) and (44), $\Delta\theta_{TDR}^{corr}$

Porównanie wartości średnich oraz odchyłeń standardowych bezwzględnego błędu pomiaru wilgotności objętościowej gleby, $\Delta\theta$ oraz bezwzględnego błędu dla danych skorygowanych zgodnie z przedstawionymi w równaniach (43) i (44) korektami wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną wyznaczoną metodą reflektometryczną przedstawiono na rysunku 35. Bezwzględny błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby metodą TDR, rozumiany jako podwójne odchylenie standardowe od wartości średniej nie przekraczał 1,5% wartości mierzonej. Po zastosowaniu opisanej empirycznej korekty zmniejszył się prawie trzykrotnie do wartości nie przekraczającej 0,54%

9. PODSUMOWANIE

Wyznaczanie wilgotności materiałów porowatych, w szczególności gleby jest jednym z głównych celów metrologii agrofizycznej. Wynika to z roli, jaką odgrywa woda w większości procesów fizycznych i chemicznych zachodzących w glebie jak również w innych materiałach porowatych. Rozwój metody reflektometrycznej (Time Domain Reflectometry - TDR) do wyznaczania pozornej przenikalności dielektrycznej gleby umożliwił w sposób pośredni wyznaczanie jej wilgotności objętościowej w sposób automatyczny, szybki, dokładny oraz nie niszczący badanego obiektu.

Gleba jest szczególnie trudnym materiałem badawczym, ponieważ charakteryzuje się zmiennością czasową i przestrzenną. Dodatkowo, skład gleby jest bardzo zróżnicowany, ponieważ jest to ośrodek zmieniający się cyklicznie wraz z klimatem, przebiegiem okresów wegetacyjnych roślin oraz aktywnością organizmów żywych. Zatem doświadczenia, metody badawcze oraz opracowana aparatura zastosowane w badaniu gleby można spożytkować przy badaniu innych materiałów porowatych o mniej złożonej budowie. Możliwość zastosowania metody reflektometrycznej do pomiaru wilgotności materiałów porowatych może dać wymierne korzyści w różnych gałęziach gospodarki i wszędzie, gdzie istnieje potrzeba monitorowania ilości wody w stosowanych materiałach.

Zwiększenie dokładności reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleb, jak również innych materiałów porowatych, wymaga jednak dalszych prac badawczych i aparaturowych w celu wyeliminowania bądź skorygowania błędów będących wynikiem zmienności gleby. Prace te można podzielić na dwie kategorie: związaną z modelowaniem gleby jako mieszaniny materiałów dielektrycznych oraz z doskonaleniem aparatury i czujników do wyznaczania jej pozornej przenikalności dielektrycznej. Istniejące modele fizyczne gleby jako mieszaniny materiałów dielektrycznych są dalekie od doskonałości i praktycznie korzysta się z modeli empirycznych, np. modelu (7) podanego przez Toppa i in. [101] lub modelu (8) podanego przez Malickiego i in. [57], uwzględniającego wpływ fazy stałej gleby w postaci korekty na jej gęstość w formule wyliczania wilgotności objętościowej gleby, θ_{TDR} , na podstawie wyznaczonej reflektometrycznie pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ϵ_b . Istnieje jednakże potrzeba rozwoju i weryfikacji modeli gleby jako mieszaniny materiałów dielektrycznych, ponieważ umożliwi to poznanie zjawisk fizycznych i chemicznych zachodzących w glebie, a szczególnie na styku faz: stałej, ciekłej oraz gazowej gleby.

Niniejsza praca ma na celu ocenę wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby i równocześnie na błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby, realizowanego metodą reflektometryczną.

Przesłanką do podjęcia niniejszej pracy były wcześniejsze badania własne oraz doniesienia literaturowe dotyczące rozwoju techniki reflektometrycznej do badania wilgotności objętościowej gleby, w których zauważono niejednoznaczności wpływu temperatury gleby na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ϵ_b , wyznaczoną metodą TDR.

Postawiony cel realizowany był przez identyfikację przyczyn wpływu temperatury na ϵ_b oraz jego korektę w oparciu o przeprowadzone pomiary. Podano weryfikacji model efektu temperaturowego przedstawiony w [72], który opiera się na hipotezie istnienia dwóch przeciwstawnych mechanizmów fizycznych wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby. Uwal-

nianie cząsteczek wody zaadsorbowanej przez fazę stałą gleby wraz ze zwiększeniem ich energii kinetycznej spowodowanej wzrostem temperatury jest pierwszym z tych mechanizmów. Powoduje on zwiększenie wypadkowej przenikalności dielektrycznej gleby, co odzwierciedlane jest przez wzrost jej pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczonej z pomiarów reflektometrycznych. Drugi mechanizm dotyczy zmniejszania się przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody swobodnej ze wzrostem temperatury.

Przedmiotem badań były próby glebowe (20 gleb) pobrane z wierzchniej warstwy gleb uprawnych na Lubelszczyźnie. Dla każdej gleby wyznaczono zależność pozornej przenikalności dielektrycznej, ϵ_b , od jej wilgotności, θ (wyznaczonej metodą suszarkową) oraz temperatury, T , w postaci wielomianów 2-go stopnia: $\epsilon_b = a_2\theta^2 + a_1\theta + a_0$. Używając aparatury pomiarowej dostępnej w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie (szerokopasmowy oscyloskop próbkujący HP54121T z modułem TDR HP54121A) oraz samodzielnie wykonanej aparatury kontrolno-pomiarowej wyznaczono odpowiednie współczynniki a_2 , a_1 i a_0 dla każdej badanej gleby w temperaturze od 5°C do 55°C ze skokiem temperatury 10°C.

Dokonane pomiary potwierdziły istnienie wpływu temperatury na ϵ_b , który powoduje błąd odczytu wilgotności objętościowej gleby wyznaczanej metodą reflektometryczną.

W wyniku przeprowadzonych badań, jak również rozważań teoretycznych wykazano, że elektryczna przewodność gleby nie wpływa na obserwowaną zależność $\epsilon_b(T)$ w zakresie stosowanych wartości elektrycznej przewodności, które nie przekraczały 2 dS·m⁻¹. Potwierdza to wcześniej przeprowadzone badania własne oraz doniesienia literaturowe.

Na podstawie zebranych krzywych kalibracyjnych TDR dla badanych gleb mineralnych w zmiennej temperaturze można wnioskować, że wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby jest różny dla badanych gleb oraz zależy od wilgotności gleby. Dominującą rolę w tym efekcie odgrywają cząsteczki wody swobodnej. Wielkość tego efektu może w istotny sposób zaburzać pomiar wilgotności gleby metodą reflektometryczną wprowadzając błąd pomiaru, którego wartość bezwzględna może wynosić nawet 4% wartości mierzonej. Dodatkowo, temperaturowa zależność $\epsilon_b(T)$ związana jest z parametrami fizycznymi gleby, a w szczególności z wielkością powierzchni właściwej gleby, na której dipole cząsteczek wody są adsorbowane, a ich mobilność w zmiennym polu elektrycznym jest ograniczona, zmniejszając wypadkową wartość ϵ_b , która jest mierzona przyrządem TDR. Podwyższenie temperatury gleby powoduje zwiększenie energii kinetycznej cząsteczek wody, które odrywając się od fazy stałej stają się bardziej mobilne w zmiennym polu elektrycznym, zwiększając wypadkową wartość ϵ_b gleby.

Elementem nowości uzyskanym na podstawie przeprowadzonych badań, w szczególności analizy krzywych kalibracji TDR dla gleb badanych w różnych temperaturach, było to, że wykazano istnienie określonej i unikatowej wartości wilgotności, nazwanej wilgotnością równowagi, θ_{eq} , dla której wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby jest minimalny. Oznacza to, że efekty obu konkurujących ze sobą zjawisk fizycznych wpływających na zmianę temperaturową pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, równoważą się. Dla gleb, których wilgotność jest mniejsza od θ_{eq} efekt temperaturowy przenikalności dielektrycznej jest dodatni, tzn. ε_b wzrasta ze wzrostem temperatury, a dla gleb, których wilgotność jest większa od θ_{eq} efekt temperaturowy jest ujemny, tzn. ε_b maleje ze wzrostem temperatury. Wykazano, że znalezione wartości θ_{eq} są zależne od wielkości powierzchni właściwej badanych gleb. Wilgotność równowagi, θ_{eq} , która jest charakterystyczną i unikatową wartością dla każdej gleby można wykorzystać do dielektrycznego wyznaczania powierzchni właściwej gleby.

W pracy wykazano znaczną zgodność modelu fizycznego α (14), dla którego ilość wody zaadsorbowanej przez cząstki fazy stałej gleby zależała od wielkości powierzchni fazy stałej gleby i pośrednio od zawartości cząsteczek ilastych w glebie, z danymi eksperymentalnymi. Zastosowane modele fizyczne przenikalności dielektrycznej mieszaniny materiałów dielektrycznych: model α (14) oraz model de Loora (16) nie zawsze były zgodne z rezultatami eksperymentu. Dla kilku gleb dane liczbowe generowane przez modele wykazywały przeciwne tendencje zmian pozornej przenikalności dielektrycznej gleby z temperaturą. Elementy tych modeli, które są odpowiedzialne za wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ε_b , opierające się na badaniach podanych w [72], wymagają dalszej analizy, ponieważ ich weryfikacja była negatywna.

Przedstawiona korekta wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną, ε_b , opiera się na rozważanych modelach fizycznych. Efekt zastosowanej korekty był niezadowolający, co było konsekwencją braku spójności między wartościami ε_b generowanymi przez przyjęte modele i wyznaczonymi z przeprowadzonego eksperymentu.

Opracowano również empiryczną korektę wpływu temperatury na ε_b , która bierze za podstawę linie trendu wpasowane do wyznaczonych reflektometrycznie wartości $\varepsilon_b(T)$. Główną ideą zastosowanej korekty było zminimalizowanie nachylenia linii trendu poprowadzonych przez wartości skorygowane. Korekta ta uwzględnia również indywidualną dla każdej gleby wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} . Dla wartości wilgotności gleby mniejszej od θ_{eq} korygowany był efekt temperaturowy wzrostu pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , spowodowany uwalnianiem się cząsteczek wody zaadsorbowanej przez powierzchnię jej

fazy stałej. Dla wartości wilgotności gleby większej od θ_{eq} korygowany był efekt temperaturowy zmniejszania się ε_b spowodowany zmniejszaniem się ze wzrostem temperatury przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody swobodnej. Bez względu na błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby metodą TDR, rozumiany jako podwójne odchylenie standardowe od wartości średniej nie przekraczał 1,5% wartości mierzonej. Po zastosowaniu opisanej empirycznej korekty zmniejszył się prawie trzykrotnie do wartości nie przekraczającej 0,54%.

Druga, wspomniana wcześniej, kategoria prac związanych ze zwiększeniem dokładności reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleby polega na doskonaleniu aparatury i czujników do wyznaczania pozornej przenikalności dielektrycznej gleby. Do przeprowadzenia badań nad wpływem temperatury na ε_b zaprojektowano i skonstruowano zestaw inteligentnych sond reflektometrycznych oraz dedykowany system pomiarowy. Każda z sond była wyposażona w element identyfikacyjny, układy pomiaru i przetwarzania na sygnał cyfrowy informacji elektrycznej dotyczącej konduktywności oraz temperatury gleby oraz układ odpowiedzialny za komunikację cyfrową między sondą i jednostką nadrzędną, którą był komputer PC lub interfejs obsługujący osiem sond. W ten sposób pomiar pozornej przenikalności dielektrycznej, elektrycznej konduktywności i temperatury gleby były realizowane równolegle, przy wykorzystaniu tej samej próbki glebowej. Integracja czujnika wilgotności z czujnikami innych wielkości fizycznych i chemicznych materiałów porowatych, w tym gleby wydaje się przyszłościowym kierunkiem rozwoju metrologii agrofizycznej, ponieważ jak wcześniej wspomniano, wilgotność gleby w sposób decydujący wpływa na większość z tych wielkości. Dodatkowo, przetwarzanie wielkości nieelektrycznych na sygnał cyfrowy powinno być dokonywane jak najbliżej obiektu mierzonego, aby zminimalizować potencjalne błędy, które powstają przy transmisji kablowej sygnałów analogowych od czujnika do urządzenia pomiarowego.

Zbudowany zestaw do pomiaru zmienności przenikalności dielektrycznej gleby ze zmianą temperatury będzie służył do dalszych eksperymentów mających na celu weryfikację przedstawionych modeli dla gleb o większej powierzchni fazy stałej oraz dla innych materiałów kapilarno-porowatych, takich jak produkty spożywcze, materiały budowlane.

Elementem nowości uzyskanym na podstawie przeprowadzonych badań, w szczególności analizy krzywych kalibracji TDR dla gleb badanych w różnych temperaturach, było to, że wykazano istnienie określonej i unikatowej wartości wilgotności, nazwanej wilgotnością równowagi, θ_{eq} , dla której wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby jest minimalny. Oznacza to, że efekty obu konkurujących ze sobą zjawisk fizycznych wpływających na zmianę temperaturową pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, równoważą się. Dla gleb, których wilgotność jest mniejsza od θ_{eq} efekt temperaturowy przenikalności dielektrycznej jest dodatni, tzn. ε_b wzrasta ze wzrostem temperatury, a dla gleb, których wilgotność jest większa od θ_{eq} efekt temperaturowy jest ujemny, tzn. ε_b maleje ze wzrostem temperatury. Wykazano, że znalezione wartości θ_{eq} są zależne od wielkości powierzchni właściwej badanych gleb. Wilgotność równowagi, θ_{eq} , która jest charakterystyczną i unikatową wartością dla każdej gleby można wykorzystać do dielektrycznego wyznaczania powierzchni właściwej gleby.

W pracy wykazano znaczną zgodność modelu fizycznego α (14), dla którego ilość wody zaadsorbowanej przez cząstki fazy stałej gleby zależała od wielkości powierzchni fazy stałej gleby i pośrednio od zawartości cząsteczek ilastych w glebie, z danymi eksperymentalnymi. Zastosowane modele fizyczne przenikalności dielektrycznej mieszaniny materiałów dielektrycznych: model α (14) oraz model de Loora (16) nie zawsze były zgodne z rezultatami eksperymentu. Dla kilku gleb dane liczbowe generowane przez modele wykazywały przeciwne tendencje zmian pozornej przenikalności dielektrycznej gleby z temperaturą. Elementy tych modeli, które są odpowiedzialne za wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ε_b , opierające się na badaniach podanych w [72], wymagają dalszej analizy, ponieważ ich weryfikacja była negatywna.

Przedstawiona korekta wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną, ε_b , opiera się na rozważanych modelach fizycznych. Efekt zastosowanej korekty był niezadowolający, co było konsekwencją braku spójności między wartościami ε_b generowanymi przez przyjęte modele i wyznaczonymi z przeprowadzonego eksperymentu.

Opracowano również empiryczną korektę wpływu temperatury na ε_b , która bierze za podstawę linie trendu wpasowane do wyznaczonych reflektometrycznie wartości $\varepsilon_b(T)$. Główną ideą zastosowanej korekty było zminimalizowanie nachylenia linii trendu poprowadzonych przez wartości skorygowane. Korekta ta uwzględnia również indywidualną dla każdej gleby wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} . Dla wartości wilgotności gleby mniejszej od θ_{eq} korygowany był efekt temperaturowy wzrostu pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , spowodowany uwalnianiem się cząsteczek wody zaadsorbowanej przez powierzchnię jej

fazy stałej. Dla wartości wilgotności gleby większej od θ_{eq} korygowany był efekt temperaturowy zmniejszania się ε_b spowodowany zmniejszaniem się ze wzrostem temperatury przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody swobodnej. Bez względu na błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby metodą TDR, rozumiany jako podwójne odchylenie standardowe od wartości średniej nie przekraczał 1,5% wartości mierzonej. Po zastosowaniu opisanej empirycznej korekty zmniejszył się prawie trzykrotnie do wartości nie przekraczającej 0,54%.

Druga, wspomniana wcześniej, kategoria prac związanych ze zwiększeniem dokładności reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleby polega na doskonaleniu aparatury i czujników do wyznaczania pozornej przenikalności dielektrycznej gleby. Do przeprowadzenia badań nad wpływem temperatury na ε_b zaprojektowano i skonstruowano zestaw inteligentnych sond reflektometrycznych oraz dedykowany system pomiarowy. Każda z sond była wyposażona w element identyfikacyjny, układy pomiaru i przetwarzania na sygnał cyfrowy informacji elektrycznej dotyczącej konduktywności oraz temperatury gleby oraz układ odpowiedzialny za komunikację cyfrową między sondą i jednostką nadrzędną, którą był komputer PC lub interfejs obsługujący osiem sond. W ten sposób pomiar pozornej przenikalności dielektrycznej, elektrycznej konduktywności i temperatury gleby były realizowane równolegle, przy wykorzystaniu tej samej próbki glebowej. Integracja czujnika wilgotności z czujnikami innych wielkości fizycznych i chemicznych materiałów porowatych, w tym gleby wydaje się przyszłościowym kierunkiem rozwoju metrologii agrofizycznej, ponieważ jak wcześniej wspomniano, wilgotność gleby w sposób decydujący wpływa na większość z tych wielkości. Dodatkowo, przetwarzanie wielkości nieelektrycznych na sygnał cyfrowy powinno być dokonywane jak najbliżej obiektu mierzonego, aby zminimalizować potencjalne błędy, które powstają przy transmisji kablowej sygnałów analogowych od czujnika do urządzenia pomiarowego.

Zbudowany zestaw do pomiaru zmienności przenikalności dielektrycznej gleby ze zmianą temperatury będzie służył do dalszych eksperymentów mających na celu weryfikację przedstawionych modeli dla gleb o większej powierzchni fazy stałej oraz dla innych materiałów kapilarno-porowatych, takich jak produkty spożywcze, materiały budowlane.

10. WNIOSKI

- Przeprowadzone badania wykazały istnienie wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ε_b . Powoduje on zmianę odczytu wartości wilgotności objętościowej gleby wyznaczonej metodą reflektometryczną dochodzącą do 4% przy zmianie jej temperatury o 50°C.
- Potwierdzono, że istnieją dwa przeciwstawne mechanizmy fizyczne determinujące badany wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ε_b ; zmniejszania przenikalności dielektrycznej wody swobodnej z temperaturą powodujące zmniejszanie się ε_b oraz uwalnianie wody zaadsorbowanej przez powierzchnię fazy stałej gleby ze wzrostem temperatury powodujące wzrost ε_b .
- Stwierdzono, że dla większości badanych gleb można określić unikatową wartość wilgotności, θ_{eq} , nazwanej wilgotnością równowagi, dla której efekty obu konkurujących ze sobą zjawisk fizycznych determinujących rozważany efekt temperaturowy ε_b równoważą się. Dla gleb, których wilgotność jest mniejsza od θ_{eq} wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby jest dodatni, tzn. ε_b wzrasta ze wzrostem temperatury, a dla gleb, których wilgotność jest większa od θ_{eq} , wpływ temperatury na ε_b jest ujemny, tzn. ε_b maleje ze wzrostem temperatury.
- Stwierdzono, że wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} , skorelowana jest z wielkością powierzchni właściwej badanych gleb mineralnych, co może być podstawą opracowania reflektometrycznej metody wyznaczania powierzchni właściwej gleby.
- Badania eksperymentalne potwierdziły brak wpływu elektrycznej konduktywności gleby na badany efekt temperaturowy pozornej przenikalności dielektrycznej gleby w zakresie elektrycznych konduktywności charakterystycznych dla mineralnych gleb uprawnych.
- Analiza istniejących modeli opisujących wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby wykazała, że generowane przez nie tendencje zmian oraz wartości ε_b nie zawsze są zgodne z eksperymentalnymi, a formuły korygujące rozważaną zależność temperaturową na ε_b zbudowane w oparciu o te modele nie zostały pozytywnie zweryfikowane.
- Zaproponowana formuła korygująca efekt temperaturowy wilgotności gleby z pomiarów jej przenikalności dielektrycznej metodą TDR, sprowadzająca wartości wilgotności gleby do odpowiadających wartości w temperaturze 25°C, bazująca na znajomości θ_{eq} zmniejsza odchylenie standardowe bezwzględnego błędu pomiaru wilgotności po-

nad dwukrotnie w stosunku do wartości wilgotności gleby bez korekty temperaturowej.

- Przeprowadzone badania mają istotny aspekt praktyczny polegający na uwzględnieniu opracowanych formuł korygujących wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ϵ_b , w algorytmach programowych mierników wilgotności objętościowej gleby przy równoczesnym pomiarze jej temperatury.

11. PIŚMIENICTWO

1. Agilent Application Note 1304-2: Time Domain Reflectometry Theory, 2002.
2. **Alharthi A., Lange J.:** Soil water saturation: dielectric determination. Water Resour. Res. 23(4), 591-595, 1987.
3. **Alvenas G., Stenberg M.:** Problems in estimating soil water content by TDR measurements. Proceedings of the Symposium: Time Domain Reflectometry Applications in Soil Science. Research Center Foulum, Sept. 16, 1995. SP Report 11:121-123, Danish Institute of Plant and Soil Sci., Lyngby, Denmark, 1995.
4. Analog Devices: AD7705/AD7706 2/3 Channel 16-Bit Sigma-Delta ADC. 1998.
5. **Annan A.P.:** Report of activities, Part B, Geol. Surv. Can. Paper 77-1B, 1979.
6. **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.
7. **Baker J.M., Allmaras R.W.:** System for automating and multiplexing soil moisture measurement by time-domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J., 54, 1-6, 1990.
8. **Baranowski J., Rusek A., Ramotowski M., Misiaszek S., Nowakowski W.:** Wide bandwidth stroboscope synchrosopes (in Polish). WNT, Warsaw, 1972.
9. **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.
10. **Blackham D.V., Pollard R.D.:** An improved technique for permittivity measurements using a coaxial probe. IEEE Trans. Instr. Meas., 46(5), 1093-1099, 1997.
11. **Bohl, H., Roth K.:** Evaluation of dielectric mixing models to describe the $\theta(\epsilon)$ relation. Symposium in Evanston, IL, USA, Sept. 8-9, 1994.
12. **Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarova N.Yu.:** Model of dielectric constant of bound water in soil for applications of microwave remote sensing. Progress in Electromagnetic Research, 35:251-269, 2002.
13. **Campbell G.S., Gee G.W.:** Water potential miscellaneous methods. Agronomy, 9, Part 1, 2-nd Ed, 619-633, 1986.
14. **Chełkowski A.** Physics of dielectrics (in Polish). PIW, Warsaw, 1972.
15. CRC handbook of chemistry and physics (eds R.C. Weast). CRC Press Inc. Boca Raton. Florida, USA, 1979.
16. **Dalton, F. N., van Genuchten M. Th.:** The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. Geoderma, 38:237-250, 1986.
17. **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.

18. **Dasberg S., Dalton F.N.:** Time Domain Reflectometry field measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 293-297, 1985.
19. **Davis, J.L., Annan A.P.:** Electromagnetic detection of soil moisture: Progress report I. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 3, 76-86, 1977.
20. **Davis J. L., W. J. Chudobiak:** In situ meter for measuring relative permittivity of soils, *Geol. Surv. Can.*, Paper 75-1, Part A, 1985.
21. **Debye P.:** *Polar Molecules*. Dover, Mineola, N.Y., 1929.
22. **de Loor G.P.:** Dielectric properties of heterogeneous mixtures. *Appl. Sci. Res.*, B3, 479-482, 1964.
23. **de Loor G.P.:** Dielectric properties of heterogeneous mixtures. BCRS (Nederland Remote Sensing Board), Rep. No. 90-13, TNO Physics and Electronics Lab., The Hague, 1990.
24. **Dirksen C., Dasberg S.:** Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 660-667, 1993.
25. **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.
26. DS18B20 Programmable Resolution 1-Wire Digital Thermometer Data Sheet, Dallas Semiconductors – Maxim.
27. *Easy Test: Soil water status monitoring devices*. Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 2004.
28. **Fellner-Feldegg H.:** The measurement of dielectrics in Time Domain. *The Journal of Physical Chemistry*, 73, 616-623, 1969.
29. **Friedman S.P.:** Soil properties influencing apparent electrical conductivity: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46, 45-70, 2005.
30. **Friedman S.P., Robinson D.:** Particle shape characterization using angle of repose measurements for predicting the effective permittivity and electrical conductivity of saturated granular media. *Water Resour. Res.*, 38(11), 1-11, 2002.
31. **Gardner C.M.K, Bell J.P., Cooper D., Dean T.J., Hodnett M.G.:** *Soil Water Content. Soil Analysis – Physical Methods* (Eds K.A. Smith, C.E. Mullins). Marcel Dekker Inc., New York, 1-73, 1991.
32. **Giese K., Tiemann R.:** Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry: Improved analysis of the step response wave form. *Adv. Mol. Relax. Processes*, 7, 45-59, 1975.
33. *Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych. Praca zbiorowa pod redakcją Ryszarda Turskiego*. Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Lublin, 1993.
34. **Gliński J.:** Agrophysics in modern agriculture. *International Agrophysics*, 6, 1/2, 1-7, 1992.
35. **Gliński J., Ostrowski J., Stępniewska Z., Stępniewski W.:** Bank próbek glebowych reprezentujących gleby mineralne Polski. *Problemy Agrofizyki*, 66, 1991.
36. **Halbertsma J., van den Elsen E., Bohl H., Skierucha W.:** Temperature effects on TDR determined soil water content. *Proceedings of the Symposium: Time Domain Reflectometry Applications in Soil Science*. Research Center Foulum, Sept. 16, 1995. SP Report 11, 35-37, Danish Institute of Plant and Soil Sci., Lyngby, Denmark, 1995.
37. **Hasted J.B.:** *Aqueous dielectrics*. Chapman and Hall, London, 1973.

38. **Heimovaara T.J.:** Design of triple-wire Time Domain Reflectometry probes in practice and theory. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1410-1417, 1993.
39. **Heimovaara T.J.:** Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms, 1- Measurements of complex dielectric permittivity of soils. *Water Resources Res.*, 30, 189-199, 1994.
40. HP54121T: Digitizing Oscilloscope Programming Manual, Hewlett-Packard, Publication 54121-90907, 1989.
41. **Hilhorst M.A., Dirksen C., Kampers F.W.H., Feddes R.A.:** Dielectric relaxation of bound water versus soil matrix pressure. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 311-314, 2001.
42. Hittite Microwave Corporation: DC – 42 GHz RFIC/MMIC Components and Modules. Designers Guid. 2003.
43. HP AN 1217-1: Basics of measuring the dielectric properties of materials. Ref. 5091-3300E, Agilent Technologies Inc., Mar. 1992.
44. ISO 16586: Soil quality. Determination of soil water content as a volume fraction on the basis of known dry bulk density. Gravimetric method. 2003.
45. **Jacobsen O.H., Schojning P.:** A laboratory calibration of time domain reflectometry for soil water measurement including effects of bulk density and texture. *J. Hydrol.*, 151, 147-157, 1993.
46. **Jones S.B., Or D.:** Surface area, geometrical and configurational effects on permittivity of porous media. *Journal of Non-Crystalline Solids*, 305, 247-254, 2002.
47. **Kraszewski A.:** Microwave aquametry: An Effective Tool for Non-destructive Moisture Sensing. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 2(4), 347-362, 2001.
48. **Lange N.A.:** Handbook of chemistry. Handbook Publishers, Inc. Sandusky, Ohio, 1949
49. **Ledieu, J., P. De Ridder, P. De Clerck, Dautrebanede S.:** A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry. *J. Hydrol.*, 88, 319-328, 1986.
50. **Litwin R.:** Teoria pola elektromagnetycznego. Podręczniki Akademickie. Elektronika. WNT, 1968.
51. **Malicki M.A.:** Wpływ fizycznych właściwości gleby na elektryczne parametry układu elektrody-gleba w aspekcie pomiaru jej wilgotności i zasolenia. *Acta Agrophysica*, Lublin, 1993.
52. **Malicki M.A.:** Elektryczny pomiar wilgotności i zasolenia gleby z zastosowaniem techniki reflektometrycznej (TDR). *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 429, 215-221, 1996.
53. **Malicki M.A.:** Metodyczne zagadnienia monitoringu statusu wody w wybranych materiałach biologicznych. *Acta Agrophysica*, 19, 1999.
54. **Malicki M.A., Bieganowski A.:** Chronovoltammetric determination of oxygen flux density in the soil. *Int. Agrophysics*, 13(3), 237-281, 1999.
55. **Malicki M.A., Kotliński J.:** Dielectric determination of moisture of cereals grain using time domain reflectometry. *International Agrophysics*, Vol. 12, No. 3, 209-215, 1998.
56. **Malicki M.A., Kotliński J.:** Dielectric determination of moisture of wood using time domain reflectometry. *Int. Agrophysics*, 12, 3, 217-220, 1998.

57. **Malicki M.A., Plagge R., Roth C.H.:** Reduction of soil matrix effect on TDR dielectric moisture determination by accounting for bulk density or porosity. *European J. of Soil Science*, 47, 3, 357-366, 1996.
58. **Malicki M.A., Skierucha W.:** A manually controlled TDR soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse. *Irrigation Science*, 10:153-163, 1989.
59. **Malicki M.A., Skierucha W.:** Zagadnienie doboru częstotliwości pola elektrycznego w dielektrycznym pomiarze wilgotności gleb zasolonych. *Acta Agrophysica*, 53, 109-115, 2001.
60. **Malicki M.A., Walczak R.T.:** Evaluating soil salinity status from bulk electrical conductivity and permittivity. *European J. of Soil Science*, 50, 505-514, 1999.
61. **Malicki M.A., Walczak R.T., Koch S., Fluhler H.:** Determining soil salinity from simultaneous readings of its dielectric constant and electrical conductivity using TDR. *Symposium on Time Domain Reflectometry in Environmental, Infrastructure, and Mining Applications Proceedings.*, Evanston, IL, USA, 1994.
62. **Marshall T.J., Holmes J.W. (eds.):** Soil physics. Cambridge University Press, Cambridge, 1979.
63. **Measurement Computing: GPIB Hardware Manual, Rev. 5, March, 2002.**
64. **Microchip Data Sheet: PIC16F87X 28/40-Pin 8-bit CMOS FLASH Microcontrollers, DS30292C, 2001.**
65. **MIDL: Urządzenie do polowego systemu monitorowania parametrów fizykochemicznych gleb i gruntów z zastosowaniem komunikacji bezprzewodowej. Instrukcja obsługi. IA PAN, Lublin, 2004.**
66. **MIDL: Urządzenie do polowego systemu monitorowania parametrów fizykochemicznych gleb i gruntów z zastosowaniem komunikacji bezprzewodowej. Opis techniczny. IA PAN, Lublin, 2004.**
67. **MIDL: Urządzenie do polowego systemu monitorowania parametrów fizykochemicznych gleb i gruntów z zastosowaniem komunikacji bezprzewodowej. Instrukcja uruchomieniowa. IA PAN, Lublin, 2004.**
68. **Mullins C.E.:** Matrix potential. In: *Soil Analysis: Physical Methods* (eds C.E. Mullins & K.A. Smith): 75-09, Marcel Dekker, New York, 1991.
69. **Nadler A.:** Field application of the four-electrode technique for determining soil solution conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 30-34, 1981.
70. **Nadler A., Dasberg S., Lapid I.:** Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 938-943, 1991.
71. **O'Connor K.M., Dowding C.H.:** Geomeasurements by pulsing TDR cables and probes. CRC Press, 1999.
72. **Or D., Wraith J.M.:** Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: A physical model. *Water Res. Res.*, 35, 2, 371-383, 1999.
73. **Ościk J.:** Adsorpcja. PWN, Warszawa, 1983.
74. **Pepin S., Livingston N.J., Hook W.R.:** Temperature-dependent measurement errors in time domain reflectometry determinations of soil water. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59:38-43, 1995.
75. **Pepin S., Plamondon A.P., Stein J.:** Peat water content measurement using time domain reflectometry. *Can. J. For. Res.*, 22, 534-540, 1992.
76. **Perry G., Hettihewa S.:** Visual Basic. Wydawnictwo Helion, Gliwice, 1998.

77. **Persson M., Berndtsson R.:** Texture and electrical conductivity effects on temperature dependency in time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 887-893, 1998.
78. **Rhoades J.D., Ingvalson R.D.:** Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35:54-60, 1971.
79. **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.
80. **Robinson D.A., Cooper J.D., Gardner C.M.K.:** Modelling the relative permittivity of soils using soil hygroscopic water content. *J. Hydrology*, 255, 39-49, 2002.
81. **Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Friedman S.P.:** A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone J.*, 2, 444-475, 2003.
82. **Robinson D.A., Schaap M., Jones S.B., Friedman S.P., Gardner C.M.K.:** Considerations for improving the accuracy of permittivity measurement using Time Domain Reflectometry: air-water calibration, effects of cable length. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67, 62-70, 2003.
83. **Roth C.H., Malicki M.A., Plagge R.:** Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content and the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *J. Soil Sci.*, 43, 1-13, 1992.
84. **Roth K., Schulin R., Flühler H., Attinger W.:** Calibration of Time Domain Reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Research*, 26, 2267-2273, 1990.
85. **Schaap M., de Lange L., Heimovaara T.J.:** TDR calibration of organic forest floor media. *Soil Technol.*, 11, 205-217, 1996.
86. **Skierucha W.:** Zależność propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie od jej wybranych właściwości. Rozprawa doktorska. IA PAN, Lublin, 1996.
87. **Skierucha W.:** Wpływ temperatury na przenikalność dielektryczną gleby w aspekcie reflektometrycznego (TDR) pomiaru jej wilgotności objętościowej. *Acta Agrophysica*, 22, 163-172, 1999.
88. **Skierucha W.:** Badanie wpływu temperatury na przenikalność dielektryczną gleby – opis laboratoryjnego zestawu pomiarowego oraz zastosowanego oprogramowania. *Acta Agrophysica*, 72, 125-133, 2002.
89. **Skierucha W.:** Design and performance of psychrometric soil water potential meter. *Sensors and Actuators A*, 118, 86-91, 2005.
90. **Skierucha W., Malicki M.A.:** Evaluation of dielectric mixing models of mineral soils. *Acta Agrophysica*, 34, 157-168, 2000.
91. **Skierucha W., Malicki M.A.:** Dielectric mixing models: validation in mineral soils. Poster Presentation. 17th World Congress of Soil Science. Bangkok, Thailand, 2002.
92. **Skierucha W., Malicki M.A.:** Zintegrowany przełącznik mikrofalowy w systemie automatycznego pomiaru wilgotności gleby metodą TDR. *Acta Agrophysica*, 4 (3), 803-809, 2004.
93. **Skierucha W., Wilczek A.M., Walczak R.T.:** Application of smart sensors in the measurement of soil physical parameters. *Research in Agricultural Engineering*, 50, (3), 96-102, 2004.

94. **Skierucha W., Walczak R.T., Wilczek A.:** Comparison of Open-Ended Coax and TDR sensors for the measurement soil dielectric permittivity in microwave frequencies. *Int. Agrophysics*, 18, 355-362, 2004.
95. **Skierucha W., Walczak R., Wilczek A. (eds.):** Monitoring systems for verification of mass and energy transport models in porous media. IA PAN, Lublin, 2004.
96. **Sposito, G., Prost R.:** Structure of water adsorbed on smectites. *Chem. Rev.*, 82, 553-572, 1982.
97. **Steru M.:** Le contrôle électrique de l'humidité des matériaux. *Measures & Contrôle Industriel*, 24, 33-38, 1959.
98. **Strickland J.A.:** Time-Domain Reflectometry measurements. Tektronix Inc. Beaverton, Oregon, 97005, USA, 1970.
99. **Stogryn A.P.:** The microwave dielectric properties of sea and fresh water. Publikacja elektroniczna http://www.universityphysics.com/UniversityPhysics/Sti_rd/research/properties_of_seawater/index.htm.
100. **Stuchly M.A., Stuchly S.S.:** Coaxial Line Reflection Method for Measuring Dielectric Properties of Biological Substances at Radio and Microwave Frequencies - A Review. *IEEE Trans. Instr. Meas.*, IM-29(3), 176-183, 1980.
101. **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.
102. **Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.:** Electromagnetic determination of soil water content using TDR: I. Applications to wetting fronts and steep gradients. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 672-678, 1982.
103. **Topp G.C., Yanuka M., Zebchuk W.D., Zegelin S.:** Determination of electrical conductivity using Time Domain Reflectometry: soil and water experiments in coaxial lines. *Water Resour. Res.*, 24, 945-952, 1988.
104. **Topp G.C., Zegelin S., White I.:** Impacts of the real and imaginary components of relative permittivity on time domain reflectometry measurements in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1244-1252. 2000.
105. US Salinity Laboratory (ed. Richards, L.A.): *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. US Dept. of Agriculture Handbook, No. 60, 1954.
106. **Van den Elsen H.G.M., Kokot J., Skierucha W., Halbertsma J.M.:** An automatic time domain reflectometry device to measure and store soil moisture contents for stand-alone field use, *Int. Agrophysics*, 9, 235-241, 1995.
107. **von Hippel, A. R.:** *Dielektryki i fale*. PWN, Warszawa, 1963.
108. **Walczak R.T., Sławiński C.:** *Termodynamika procesów glebowych*. *Acta Agrophysica*, 48, 133-139, 2001.
109. **Wang J.R., Schumge 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.
110. **Whalley W.R.:** Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *J. of Soil Science*, 44, 1-9, 1993.
111. **White I., Zegelin S.J. (Eds Wilson L.G. et al.):** Electric and dielectric methods for monitoring soil-water content. In: *Handbook of Vadose Zone Characterization and Monitoring*. Lewis Publishers, CRC Press, 1995.
112. **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.
113. **Wiczer J.:** Connectivity: smart sensors or smart interfaces. ISA 2001 Emerging Technologies Conference, Houston, TX, USA, Sept. 10-13, 2001.
114. **Wilczek A., Mazurek W., Skierucha M.:** Wykorzystanie komunikacji bezprzewodowej w automatycznym monitorowaniu temperatury profilu glebowego. *Acta Agrophysica*, 93, 123-133, 2003.
115. **Woodhead I.M., Buchan G.D., Christie J.H., Irie K.:** A general dielectric model for Time Domain Reflectometry. *Biosystems Engineering*, 86(2), 207-216, 2003.
116. **Wright J.M., Or D.:** Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: Experimental evidence and hypothesis development. *Water Resour. Res.*, 35, 2, 361-369. 1999.
117. **Zegelin S.J., White I., Jenkins D.R.:** Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using Time Domain Reflectometry. *Water Resour. Res.*, 25, 11, 2367-2376. 1989.

12. STRESZCZENIE

Wyznaczanie wilgotności materiałów porowatych, w szczególności gleby, jest jednym z głównych celów metrologii agrofizycznej. Wynika to z wagi, jaką odgrywa woda w większości procesów fizycznych i chemicznych zachodzących w glebie. Rozwój metody reflektometrycznej (Time Domain Reflectometry – TDR) do wyznaczania pozornej przenikalności dielektrycznej gleby umożliwił w sposób pośredni wyznaczanie jej wilgotności objętościowej w sposób szybki, dokładny, nie niszczący badanego obiektu i automatyczny.

Zwiększenie dokładności reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleb wymaga jednak dalszych prac badawczych i aparaturowych w celu wyeliminowania bądź skorygowania błędów będących wynikiem zmienności gleby.

Niniejsza praca ma na celu ocenę wpływu temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ϵ_b , i równocześnie na błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby, realizowanego metodą reflektometryczną.

Postawiony cel realizowany jest przez identyfikację przyczyn wpływu temperatury na ϵ_b oraz jego korektę w oparciu o przeprowadzone pomiary. Poddano weryfikacji istniejące modele opierające się na hipotezie istnienia dwóch przeciwstawnych mechanizmów fizycznych wpływających na temperaturowy efekt pozornej przenikalności dielektrycznej gleby. Uwalnianie cząsteczek wody zaadsorbowanej przez fazę stałą gleby wraz ze zwiększaniem ich energii kinetycznej spowodowanej wzrostem temperatury jest pierwszym z tych mechanizmów. Powoduje on zwiększenie wypadkowej przenikalności dielektrycznej gleby, co odzwierciedlane jest wzrostem jej pozornej przenikalności dielektrycznej wyznaczonej z pomiarów reflektometrycznych. Drugi mechanizm dotyczy zmniejszania się przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody swobodnej ze wzrostem temperatury.

W wyniku przeprowadzonych badań oraz rozważań teoretycznych wykazano, że elektryczna konduktywność gleby nie wpływa na obserwowany efekt temperaturowy w zakresie stosowanych wartości elektrycznej konduktywności, które nie przekraczały $2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. Potwierdza to wcześniej dokonane badania własne oraz doniesienia literaturowe.

Na podstawie zebranych krzywych kalibracyjnych TDR dla badanych gleb mineralnych w zmiennej temperaturze można wnioskować, że wpływ temperatury na ϵ_b jest różny dla badanych gleb oraz zależy od wilgotności gleby. Dominującą rolę w tym efekcie odgrywają cząsteczki wody swobodnej. Wielkość tego wpływu może istotnie zaburzać pomiar wilgotności gleby metodą reflektometryczną wprowadzając błąd pomiaru, którego wartość bezwzględna może wynosić nawet 4% wartości mierzonej. Dodatkowo, wpływ temperatury na ϵ_b związany jest z wielkością powierzchni właściwej gleby, na której dipole

cząsteczek wody są adsorbowane, a ich mobilność w zmiennym polu elektrycznym jest ograniczona, zmniejszając wypadkową wartość ε_b , która jest mierzona przyrządem TDR. Podwyższenie temperatury gleby powoduje zwiększenie energii kinetycznej cząsteczek wody, które odrywając się od fazy stałej stają się bardziej mobilne w zmiennym polu elektrycznym, zwiększając wypadkową wartość ε_b gleby.

Elementem nowości uzyskanym na podstawie przeprowadzonych badań, w szczególności analizy krzywych kalibracji TDR dla gleb badanych w różnych temperaturach, było to, że wykazano istnienie określonej i unikatowej wartości wilgotności, nazwanej wilgotnością równowagi, θ_{eq} , dla której efekt temperaturowy pozornej przenikalności dielektrycznej gleby jest minimalny. Oznacza to, że efekty obu konkurujących ze sobą zjawisk fizycznych wpływających na zmianę temperaturową ε_b gleby, równoważą się. Dla gleby, której wilgotność jest mniejsza od θ_{eq} efekt temperaturowy przenikalności dielektrycznej jest dodatni, tzn. ε_b wzrasta ze wzrostem temperatury, a dla gleby, której wilgotność jest większa od θ_{eq} efekt temperaturowy jest ujemny, tzn. ε_b maleje ze wzrostem temperatury. Wykazano, że wyznaczone wartości θ_{eq} są zależne od wielkości powierzchni właściwej badanych gleb. Wilgotność równowagi, θ_{eq} , która jest charakterystyczną i unikatową wartością dla każdej gleby można wykorzystać do dielektrycznego wyznaczania powierzchni właściwej gleby.

Zastosowanie modeli fizycznych przenikalności dielektrycznej mieszaniny materiałów dielektrycznych nie zawsze są zgodne z rezultatami eksperymentu. Elementy tych modeli, które są odpowiedzialne za wpływ temperatury na pozorną przenikalność dielektryczną gleby, ε_b , wymagają dalszej analizy, ponieważ ich weryfikacja była negatywna. Korekta efektu temperaturowego na ε_b opierająca się na rozważanych modelach fizycznych była niezadowolająca, co było konsekwencją braku spójności między wartościami ε_b generowanymi przez przyjęte modele i wyznaczonymi z przeprowadzonego eksperymentu.

Opracowano empiryczną korektę wpływu temperatury na ε_b , która bierze za podstawę linie trendu wpasowane do wyznaczonych reflektometrycznie wartości $\varepsilon_b(T)$. Korekta ta uwzględnia również indywidualną dla każdej gleby wartość wilgotności równowagi, θ_{eq} . Dla wartości wilgotności gleby mniejszej od θ_{eq} korygowany jest efekt temperaturowy wzrostu pozornej przenikalności dielektrycznej gleby, ε_b , spowodowany uwalnianiem się cząsteczek wody zaadsorbowanej przez powierzchnię jej fazy stałej. Dla wartości wilgotności gleby większej od θ_{eq} korygowany jest efekt temperaturowy zmniejszania się ε_b spowodowany zmniejszaniem się ze wzrostem temperatury przenikalności dielektrycznej cząsteczek wody swobodnej. Bezwzględny błąd pomiaru wilgotności objętościowej gleby metodą TDR, spowodowany wpływem temperatury na ε_b zmniejsza się prawie trzykrotnie po zastosowaniu korekty empirycznej.

Do przeprowadzenia badań nad wpływem temperatury na ε_b zaprojektowano i skonstruowano zestaw inteligentnych sond reflektometrycznych zintegrowanych z czujnikami elektrycznej konduktywności i temperatury gleby oraz dedykowany system pomiarowy. Integracja czujnika wilgotności z czujnikami innych wielkości fizycznych i chemicznych materiałów porowatych, w tym gleby wydaje się przyszłościowym kierunkiem rozwoju metrologii agrofizycznej, a prace opisane w przedstawionym opracowaniu będą kontynuowane w IA PAN, w Lublinie.

Słowa kluczowe: przenikalność dielektryczna, reflektometria czasowa, TDR, wilgotność gleby

13. SUMMARY

Determination of water content in porous materials, especially soil, is one of the main objectives of agrophysical metrology because of the importance of water in the majority of physical and chemical processes taking place in the soil. The development of Time Domain Reflectometry method for the determination of the bulk dielectric permittivity of soil enabled to determine indirectly its water content in fast, accurate, non-destructive and automatic way.

The increase of accuracy of reflectometric water content measurements requires further research and development of specialized measurement equipment to eliminate or correct the errors coming from the variability of soil material.

The objective of the presented study is to evaluate the influence of temperature on the bulk dielectric permittivity, ε_b , of soil and the water content measurement error done by reflectometric method.

The presented objective is achieved by identification the reasons of the temperature effect on ε_b and its correction based on the performed measurements. The existing models based on the hypothesis of two opposite physical mechanisms influencing the temperature effect on ε_b of the soil were verified. One of them is the release of water particles bound to soil solids accompanied with the increase of their kinetic energy with the soil temperature increase. It causes the increase of the effective soil dielectric permittivity, which reflects the increase of the bulk dielectric permittivity determined by TDR. The other mechanism concerns the decrease of free water particles dielectric permittivity decrease with temperature increase.

The results of the research as well as the theoretical considerations prove that the soil electrical conductivity does not influence the observed temperature effect in the range below $2 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$. This confirms the results of earlier research conducted by the author and the literature reports.

On the base of the collected TDR calibration curves for the tested mineral soils in various temperature it is concluded that the temperature effect of ε_b is different for all the tested soils and it depends on water content. The dominant role play free water particles of the soil. The value of this effect may significantly affect the reflectometric soil water content measurement by the introduction 4% error referenced to the measured value. Additionally, the temperature effect of ε_b is connected with the soil specific surface area, where the water particles are adsorbed and their mobility in the alternating electromagnetic field is limited, which decreases the resultant value of ε_b measured by TDR meter. The increase of soil temperature causes the increase of the particles kinetic energy and after releasing from the solids they become more mobile in the external electromagnetic field and they increase the effective value of ε_b of the soil.

The original scientific achievement coming from the investigations, particularly from the analysis of the TDR calibration curves of the tested soils at various temperature was the discovery of the defined and unique value of soil water content, named the equilibrium water content, θ_{eq} , where the temperature effect of the bulk dielectric permittivity minimizes. This means that the both opposite physical phenomena influencing the temperature change of the soil ε_b are balanced. For the soils with the water content below the value of θ_{eq} the temperature effect of ε_b is positive, i.e. ε_b increases with the temperature increase, and for the soil with the water content above θ_{eq} the temperature effect of ε_b is negative, i.e. ε_b decreases with temperature increase. It is shown that the calculated values of θ_{eq} depend on soil specific surface of the tested soils. The equilibrium water content, θ_{eq} , which is unique for each soil, may be used for dielectric determination of soil specific surface area.

The applied physical dielectric mixing models do not always produce data in agreement with the experimental values. The elements of the models responsible for the temperature effect of ε_b require additional analysis because their verification was negative. Correction of the temperature effect of ε_b based on these models is not satisfactory, which is caused by the incompatibility of these models with the experimentally produced data.

The other correction of the temperature effect is empirical and it incorporates the trend lines fitted to the reflectometrically determined values of $\varepsilon_b(T)$. This correction takes into account the values of the equilibrium water content, θ_{eq} . For the soil water content below θ_{eq} , the ε_b increase caused by the release of bound water with temperature from the solids is corrected. For the soil water content above θ_{eq} , the ε_b decrease caused by the temperature effect of free water is corrected. The absolute measurement error of soil water content determination by reflectometric method, resulting from the temperature effect of ε_b , decreases almost three times after application of the empirical correction.

The performed research on the temperature effect of ε_b involve the design and construction of the set of intelligent reflectometric sensors integrated with the sensors of soil electrical conductivity and temperature as well as a dedicated measurement system. The integration of the water content sensor with sensors of other physical and chemical properties of porous materials soil seems to be the future direction of agrophysical metrology development and the initiated work in this field will continue in the IA PAS, Lublin.

Keywords: dielectric permittivity, time domain reflectometry, TDR, soil water content

Adres Autora

Wojciech Skierucha

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN

ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27

tel. (0-81) 744 50 61, fax (0-81) 744 50 67

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