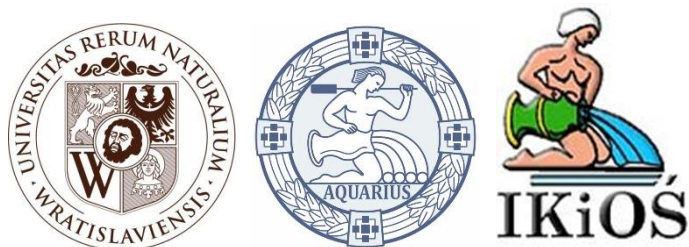


Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu  
Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji  
Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska



**mgr inż. Małgorzata Dawid**

**Intensywność infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych  
w warunkach różnej wilgotności gleby**

**Rozprawa doktorska**

Promotor pracy

**dr hab. inż. Grzegorz Janik, prof. nadzw.**  
Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Promotor pomocniczy

**dr Andrzej Wilczek**  
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego  
Polskiej Akademii Nauk

**Wrocław, wrzesień 2018**

## Streszczenie rozprawy doktorskiej stanowiącej spójny tematycznie zbiór trzech artykułów opublikowanych w czasopismach naukowych

### Wprowadzenie

Gleba jest zasilana wodą z atmosfery również w okresach bezopadowych. Jest to skutkiem powstawania rosy, szronu, kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu glebowym oraz adsorpcji wody z atmosfery. Znaczenie tych procesów w bilansie wodnym wierzchniej warstwy gleby jest wykazane nie tylko na obszarach suchych (pustynnych), ale również na obszarach wilgotnych.

Infiltracja w okresach bezopadowych jest zdefiniowana jako przepływ wody z atmosfery przez płaszczyznę powierzchni gleby (jest oznaczona symbolem  $E^R$ ). Jest to proces fizyczny zachodzący na granicy dwóch ośrodków. W związku z tym jego intensywność zależy od zespołu elementów określających stan i właściwości fizyczne zarówno atmosfery jak i gleby. W sposób bezpośredni zależy od intensywności skraplania wody na powierzchni gleby oraz od zdolności gleby do wchłaniania wody. Najważniejszym elementem stanu atmosfery wpływającym na intensywność skraplania wody jest wilgotność względna powietrza przy powierzchni gleby ( $RH$ ). Jest ona miarą dostępności pary wodnej i zależy m.in. od kierunku i prędkości wiatru. Intensywność skraplania wody na powierzchni gleby jest opisana w teorii dyfuzji Stephana. Warunkiem koniecznym do pojawienia się skroplonej wody jest to, aby temperatura powietrza przy powierzchni gleby ( $T_{ppg}$ ) była niższa od temperatury punktu rosy ( $T_R$ ). W zasadzie jest to możliwe wyłącznie wtedy, gdy temperatura powierzchni gleby ( $T_{pg}$ ) jest niższa od temperatury punktu rosy ( $T_R$ ). Wielkość  $T_R$  jest uzależniona wyłącznie od stanu atmosfery – w szczególności od wilgotności względnej powietrza. Natomiast wielkość  $T_{pg}$  zależy od stanu atmosfery oraz od cieplnych właściwości gleby. Na cieplne właściwości gleby wpływają jej właściwości fizyczne. Prędkość zmian temperatury gleby jest wprost proporcjonalna do przewodności cieplnej  $\lambda_s$  ( $J\ m^{-1}\ K^{-1}\ s^{-1}$ ) i odwrotnie proporcjonalna do pojemności cieplnej  $C_{ws}$  ( $J\ m^{-3}\ K^{-1}$ ). Wartości  $\lambda_s$  i  $C_{ws}$  zależą od wilgotności objętościowej gleby ( $\theta$ ). Współczynnik  $\lambda_s$  osiąga wartość maksymalną gdy aktualna wilgotność objętościowa gleby  $\theta$  jest równa wilgotności pełnego nasycenia  $\theta_s$ . Przyrost współczynnika  $\lambda_s$  nie jest liniowy. Natomiast związek pojemności cieplnej  $C_{ws}$  i aktualnej wilgotności objętościowej gleby jest w przedziale od  $\theta_r$  (wilgotność residualna) do  $\theta_s$  liniowy. W związku z tym, współczynnik dyfuzyjności cieplnej  $D_c$  osiąga maksimum dla charakterystycznej w danej glebie wilgotności objętościowej. Powyższe rozważania wyjaśniają wpływ zawartości wody na przepływ ciepła w glebie i tym samym na spełnienie warunku  $T_{ppg} < T_R$ . Woda, która w chwili przejścia do ośrodka porowatego porusza się zgodnie z teorią pola fizycznego, czyli porusza się od punktu o większym potencjale całkowitym do punktu o mniejszym potencjale całkowitym. W ośrodku porowatym (w glebie) potencjał całkowity jest sumą potencjału macierzystego i grawitacyjnego. W związku z tym oba składniki wpływają na prędkość ruchu wody w glebie w okresach bezopadowych. Zjawisko infiltracji wody opisuje znane równanie Richardsa. Do jego rozwiązania konieczne jest wyznaczenie warunków początkowych i brzegowych jak również funkcji materiałowych gleby.

Należy podkreślić, że jedynym nierozpatrywanym w literaturze aspektem jest wpływ wilgotności objętościowej gleby na intensywność infiltracji wody w okresach bezopadowych. A przecież wielkość ta decyduje zarówno o intensywności skraplania wody na powierzchni gleby jak i o zdolności gleby do wchłaniania skondensowanej wody.

W związku z tym, celem tej pracy jest ilościowy opis zależności ukazującej wpływ aktualnej wilgotności wierzchniej warstwy gleby na intensywność procesu infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych. Realizację tego celu przedstawiono w spójnym tematycznie zbiorze trzech artykułów zawierających:

1. Opis autorskiej metody pomiaru natężenia infiltracji wody w okresach bezopadowych jako narzędzia pomiarowego zastosowanego w pracy (artykuł pt. „TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall”).
2. Przegląd dostępnych metod oraz ich cech określających ich przydatność do badań natężenia infiltracji w okresach bezopadowych (praca pt. „Metody wyznaczania infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych (artykuł przeglądowy)”.
3. Zaplanowane i wykonane eksperymenty polowe, na podstawie których wyznaczono zależność intensywności infiltracji w okresach bezopadowych od wilgotności objętościowej wierzchniej warstwy gleby (artykuł pt. „Atmospheric water infiltration intensity in non-rainfall periods under conditions of varied soil moisture”).

**1. Janik G., Skierucha W., Błaś M., Sobik M., Albert M., Dubicki M., Zawada A., 2014. TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall. International Agrophysics, 28(1), 23-37.**

IF=1,118, lista A MNiSW 25 pkt., licz. cyt. 9, udział 20%

Dla zrealizowania głównego celu pracy, w pierwszej kolejności, opracowano autorską metodę pozwalającą na precyzyjne wyznaczenie natężenia infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych. Metoda ta wykorzystuje technikę TDR oraz aluminiowe nieprzepuszczające wodę przegrody umieszczone pod powierzchnią gleby. Przegrody te powodują, że wilgotność gleby w częściowo odizolowanych przestrzeniach elementarnych jest uzależniona wyłącznie od infiltracji wody z atmosfery, a nie od przepływu wody w kierunku głębiej położonych warstw.

Na podstawie przedstawionej w pracy metodyki opracowano zależność pozwalającą wyznaczyć natężenie infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych. Przyjmuje ona postać:

$$E^R = \left( (\theta_{i,j,1}^{TDR,S})^{t^k} - (\theta_{i,j,1}^{TDR,S})^{t^p} \right) \frac{V_{i,j,1}}{P \cdot \Delta t},$$

gdzie:  $E^R$  – natężenie infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych ( $\text{mm h}^{-1}$ ),  $(\theta_{i,j,1}^{TDR,S})$  – skorygowany odczyt aparatu TDR w chwili początkowej ( $t^p$ ), (w chwili końcowej ( $t^k$ )),  $P$  – górna powierzchnia objętości  $V_{i,j,1}$ ,  $P = \Delta x \Delta y$ ,  $\Delta t = t^k - t^p$ , indeksy  $i, j, 1$  oraz  $\Delta x \Delta y$  zamieszczono w pracy na rysunku 1.

W celu wykonania weryfikacji zaprezentowanej metody przeprowadzono badania na polietku doświadczalnym położonym na terenie Obserwatorium Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego.

Zaletą prezentowanej metody pozwalającej wyznaczyć dobowy rozkład natężenia infiltracji wody w okresach bezopadowych jest to, że jedynymi parametrami wejściowymi koniecznymi do jej zastosowania jest znajomość, łatwych do zmierzenia, wilgotności objętościowej i temperatury wierzchniej warstwy gleby. Ponadto pomiary przeprowadzone są na próbkach o nienaruszonej strukturze, w warunkach termicznych odpowiadających naturalnym. W dotychczasowych metodach warunek ten nie jest spełniony.

Zastosowanie techniki TDR do wyznaczenia dobowej dynamiki infiltracji wody w okresach bezopadowych ( $E^R$ ) wymaga wprowadzenia poprawki temperaturowej podczas oznaczania wilgotności objętościowej. Jej brak może spowodować, że wielkość  $E^R$  będzie oszacowana z błędem, nawet do 26%. Zastosowana metoda w połączeniu z pomiarami na kolektorze rosy i szronu pozwala określić jaka część infiltracji wody w okresach bezopadowych pochodzi z kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu glebowym i atmosferycznym, a jaka z rosy lub szronu. Zgodność wartości  $E^R$  obliczonych zaproponowaną metodą z wartościami uzyskanymi z kolektora jest większa dla okresów, w których wystąpiła rosa niż dla okresów ze szronem.

## **2. Dawid M., 2018. Metody wyznaczania infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych (artykuł przeglądowy). Acta Agrophysica, 25(2), 145-162.**

lista B MNiSW 14 pkt., udział 100%

Następnie dokonano przeglądu stosowanych metod badawczych oraz analizy ich cech pod względem przydatności w realizacji głównego celu pracy. Zaprezentowaną w pracy nr 1 pt. „TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall” metodę poddano ocenie na tle pozostałych sposobów wyznaczania infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych. Metody pozwalające szacować dynamikę procesu zasilania wierzchniej warstwy gleby przez wodę pochodzenia atmosferycznego w okresach bezopadowych, scharakteryzowano, dzieląc je na pięć grup.

### **Mikrolizymetry**

W mikrolizymetrach o wysokiej dokładności reprezentatywna próbka glebowa, będąca pionowym przekrojem profilu glebowego, pobierana jest do małego cylindra otwartego od góry. Całość wkładana jest z powrotem do gruntu, równo z powierzchnią gleby. Ciężar próbki oznaczony jest czułą wagą umieszczoną pod cylindrem. Zmiany masy odzwierciedlają przychody wody z atmosfery. Metody lizymetryczne, zarówno mikro, jak i wielkogabarytowe, mają szereg wad. Ich zastosowanie nie pozwala jednoznacznie stwierdzić, w której części badanej próbki umiejscowiła się woda. Ponadto, gdy gleba jest porośnięta, to nie można rozstrzygnąć, jaka część wody pozostaje na powierzchni roślin, jaka na powierzchni gleby, a jaka została wchłonięta przez rośliny. Wreszcie – jaka objętość została de facto wchłonięta przez glebę. W konsekwencji nie wiadomo, jaka objętość wody zasilila wierzchnią warstwę i do jakiej głębokości. Istnieje również zagrożenie

interferencji zjawisk. Na przykład woda z porośniętego monolitu może być przekazywana przez roślinę do atmosfery i w tym samym czasie może powstać z niej rosa na powierzchni gleby, zasilająca jej wierzchnią warstwę. W takich przypadkach lizymetr może nie reagować. Ponadto eksperyment nigdy nie jest prowadzony w takich warunkach termicznych, w jakich realnie występuje badane zjawisko. Należy również pamiętać, że monolit glebowy wraz z roślinnością powinien mieć strukturę nienaruszoną, a to jest warunek trudny do spełnienia. W metodach tych występuje także efekt brzegowy, który może być zminimalizowany poprzez zastosowanie lizymetrów o dużej powierzchni.

### **Kolektory rosy**

Do drugiej grupy metod pomiarowych należy zaliczyć tzw. kolektory rosy. Pomiar polega na ważeniu porowatej płytki kondensacyjnej lub na określeniu objętości wody, która powstała na powierzchni nieprzepuszczającej wodę. W przypadku kolektorów wyznacza się raczej potencjalną, a nie rzeczywistą zdolność do powstawania wody z kondensacji w okresach bezopadowych.

### **Płytki porowate z czujnikami TDR**

Trzecia metoda, opracowana w 2015 roku w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie polega na automatycznej rejestracji dynamiki wilgotności objętościowej porowatej płytki o wymiarach 19.20 x 2.90 x 0.87 cm. Pomiar wilgotności jest możliwy, ponieważ płytka wyposażona jest w pręt działający tak, jak pręty w czujnikach TDR (Time Domain Reflectometry). Płytkę zbudowaną jest z materiału, który nie zmienia swoich właściwości w czasie. Pozwala to zapewnić wysoką powtarzalność uzyskanych wyników. Zaletą metody jest natychmiastowe uzyskanie wyników, dzięki szybkiemu i równomiernemu pochłanianiu wody z osadów przez kapilary płytki. Stosowana technika TDR gwarantuje wysoką dokładność i rozdzielczość pomiarów, zwłaszcza po wprowadzeniu poprawki temperaturowej. Jest to wymagane do prawidłowego wykrycia natężenia infiltracji wody do płytki, ponieważ ilości powstałej wody na powierzchni są bardzo małe. Dokładność pomiaru podczas badań terenowych wynosi od  $5,7 \cdot 10^{-4}$  do  $1,3 \cdot 10^{-3}$  mm H<sub>2</sub>O, w zależności od wymiarów płytki porowatej, które mogą być różne.

### **Odizolowana przestrzeń glebowa**

Opisano w pracy nr 1 pt. „TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall”.

### **Formuły matematyczne**

Następnym sposobem szacowania infiltracji wody w okresach bezopadowych jest wykorzystanie empirycznych formuł matematycznych. Trudność ich stosowania, a tym samym znalezienia skutecznych rozwiązań – wynika z konieczności określenia wielu danych wejściowych np.:  $T_s$  – temperatura gleby (K),  $\lambda$  – przewodność cieplna gleby ( $W m^{-1} K^{-1}$ ),  $l$  – utajone ciepło parowania ( $J kg^{-1}$ ),  $\theta$  – objętościowa zawartość wody glebowej ( $m^3 m^{-3}$ ),  $D_w$  – współczynniki dyfuzji wody glebowej ( $m^2 s^{-1}$ ),  $K$  – nienasycone przewodnictwo hydrauliczne ( $m s^{-1}$ ),  $\rho_w$  – gęstość wody w stanie ciekłym ( $kg m^{-3}$ ),  $D_v$  – współczynnik dyfuzji pary wodnej ( $m^2 s^{-1}$ ),  $\rho$  – gęstość pary wodnej ( $kg m^{-3}$ ).

Podsumowując powyższy przegląd, w metodzie z zastosowaniem odizolowanych przestrzeni glebowych wyposażonych w czujniki TDR wyeliminowane są niemal wszystkie wady. Dalsze

badania powinny być prowadzone jedynie nad wpływem urządzeń pomiarowych na właściwości fizyczne gleby.

**3. Dawid M., Janik G., 2018. Atmospheric water infiltration intensity in non-rainfall periods under conditions of varied soil moisture. International Agrophysics, 32(3), 305-312.**

IF=0,967, lista A MNiSW 25 pkt., udział 80%

Główny cel pracy polegał na określeniu wpływu wilgotności objętościowej w przypowierzchniowej warstwie gleby na intensywność infiltracji wody pochodzącej z osadów atmosferycznych. Zrealizowany został poprzez przeprowadzenie w latach 2013-2015 szeregu badań i analiz.

Eksperymenty wykonano w 2 etapach. Eksperyment  $D_1$  (etap 1) w 2013 roku oraz eksperymenty  $D_2$  i  $D_3$ , odpowiednio w 2014 i w 2015 roku, stanowiące etap 2. Badania wykonano na terenie Obserwatorium Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego (51°06'19,0" N; 17°05'20,0" E). W każdym z etapów przeprowadzono szereg jednodobowych serii pomiarowych. W pracy na rysunku 2 przedstawiono schemat eksperymentów. Przedstawiono rozmieszczenie 17 nienaruszonych przestrzeni (monolitów) glebowych ukształtowanych przez aluminiowe przegrody. Rozkład granulometryczny części mineralnych fazy stałej odpowiadał glinie piaszczystej. W 16 przestrzeniach (od  $i=2$  do  $i=17$ ), przepływ wody jest możliwy wyłącznie przez górną powierzchnię, a w 17 ( $i=1$ ) przepływ jest w ogóle niemożliwy. Podczas eksperymentów wybrane przestrzenie były nawilżane różnymi dawkami wody w celu otrzymania zróżnicowanych wilgotności. Na stanowisku badawczym zainstalowano również kolektor rosy. Pozwoliło to na zmierzenie potencjalnej wydajności kondensacji, która nie zależy od stanu i właściwości gleby a jedynie od stanu atmosfery. W dalszej części pracy wielkość ta oznaczana jest symbolem  $E^P$ . Celem eksperymentu  $D_1$  jest wyznaczenie związku wielkości  $E^R$  i wilgotności objętościowej wierzchniej warstwy gleby przy powierzchni  $\theta_{pg}$  dla różnych wartości  $E^P$ . Na początek, dla pierwszej, jednodobowej serii precyzyjnie wyznaczono intensywności infiltracji ( $E^R$ ) dla 16 przestrzeni glebowych mających różne wartości wilgotności objętościowej. W serii tej wartości  $E^P$  dla każdej przestrzeni były jednakowe. Wyłącznie wtedy można poprawnie określić wpływ  $\theta_{pg}$  na  $E^R$ . W kolejnych dobach przeprowadzono identyczne serie pomiarowe. Jednak, z powodu zmienności warunków atmosferycznych wartości  $E^P$ , w kolejnych seriach były różne. Dla wyznaczenia wielkości  $E^R$  zastosowano metodę wykorzystującą znajomość dynamiki wilgotności objętościowej gleby w wyizolowanych przestrzeniach. Zastosowanie techniki TDR i wprowadzenie poprawki temperaturowej powoduje, że wilgotność wyznaczana jest z wysoką dokładnością (nawet  $0.001 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ). Poprzez poziomie zainstalowanie czujników LP/ms możliwa była rejestracja wilgotności objętościowej w wierzchniej 2 centymetrowej warstwie gleby. Strefa czułości czujnika nie wykracza poza monolit glebowy wyznaczony przez aluminiowe przegrody. Ostatecznie dla kolejnych, dowolnie krótkich kroków czasowych można zbudować równania bilansu wody w przestrzeniach 2-17. Jediną niewiadomą w tych równaniach jest wielkość  $E^R$  i na tej podstawie może być obliczana.

W związku z tym, że krok czasowy pomiaru aparatem TDR jest krótki i wilgotność wyznaczana jest dokładnie, to intensywność infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych ( $E^R$ ) będzie obliczana precyzyjnie. Serie eksperymentów w obrębie pierwszego etapu (D<sub>1</sub>) przeprowadzono w okresie od 01.07 do 30.08.2013 r. Przestrzeń nr 1 wyposażona w czujniki wilgotności (LP/ms) oraz temperatury (LP/T). W przestrzeni tej, ewentualne zmiany odczytów wilgotności objętościowej wykonywanych aparatem TDR wynikają wyłącznie z dobowych zmian temperatury, w której prowadzone są pomiary. Uzyskaną na tej podstawie poprawkę temperaturową wykorzystano do korekty odczytów wilgotności w pozostałych przestrzeniach (od  $i=2$  do  $i=17$ ). Wszystkie wyposażone są w czujnik (LP/ms) a przestrzeń nr 2 dodatkowo w czujnik temperatury (LP/T). Przyczyną wzrostu wilgotności w okresach bezopadowych w tych przestrzeniach jest infiltracja wody powstałej na powierzchni w wyniku kondensacji. Dobowe wartości wielkości  $E^P$  uzyskano na podstawie danych z kolektora rosy. Dane eksperymentalne oraz obliczenia pozwoliły na uzyskanie informacji o rzeczywistej intensywności infiltracji wody do gleby ( $E^R$ ) dla zakresu wilgotności od  $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  do  $0.32 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  oraz dla różnych wartości  $E^P$ , zmieniających się w zakresie od  $0.027 \text{ mm doba}^{-1}$  do  $0.220 \text{ mm doba}^{-1}$ . Zestaw danych  $\theta_{pg,i}$ ,  $E^P$ ,  $E^R$  pozwoli na zbudowanie zależności  $E^R$ , jako funkcji wilgotności aktualnej wierzchniej warstwy gleby  $\theta_{pg,i}$  oraz wielkości  $E^P$ , ( $E^{R,f} = f(\theta_{pg,i}, E^P)$ ).

Przeanalizowano różne klasy funkcji  $f$ , a aproksymację przeprowadzono metodą najmniejszych kwadratów. Celem dalszych badań jest weryfikacja poprawności opracowanej funkcji na podstawie niezależnego materiału badawczego. W następnych latach wykonano dwa identyczne eksperymenty, jak w etapie 1. Eksperyment D<sub>2</sub> w okresie od 31.10 do 14.11.2014 r. oraz eksperyment D<sub>3</sub> w okresie od 4.08 do 02.09. 2015 r. Jako miarę dobroci dopasowania funkcji  $f$  przyjęto średni moduł z różnic.

Udowodniono, że wilgotność objętościowa wierzchniej warstwy gleby ma wpływ na intensywność infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych.

Opracowano zależność, która informuje o tym, że wraz ze wzrostem wilgotności objętościowej gleby maleje intensywność infiltracji. Dla rozpatrywanej w pracy gliny piaszczystej, infiltracja zanika, gdy wilgotność objętościowa jest większa od  $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

Opracowana funkcja uwzględnia wpływ uwarunkowań atmosferycznych poprzez wprowadzenie do dziedziny potencjalnej wydajności kondensacji zmierzonej na kolektorze rosy. Funkcja przyjmuje postać zmodyfikowanej funkcji logistycznej, która dla gliny piaszczystej przyjmuje postać:

$$E^{R,f}(\theta_{pg}, E^P) = \frac{0.24}{1 + 179.28 e^{-206.40 ((\theta_{pg}^{max} - \theta_{pg}) E^P)}}$$

gdzie:  $E^{R,f}(\theta_{pg}, E^P)$  – aproksymowana funkcja rzeczywistej infiltracji wody do gleby w okresach bezopadowych ( $\text{mm doba}^{-1}$ ),  $\theta_{pg}$  – wilgotność objętościowa wierzchniej warstwy gleby ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ),  $E^P$  – potencjalna wydajność kondensacji zmierzona na kolektorze rosy ( $\text{mm doba}^{-1}$ ),  $\theta_{pg}^{max}$  – maksymalna wilgotność objętościowa wierzchniej warstwy gleby ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ).

## Podsumowanie

Realizację celu rozprawy doktorskiej pt. „Intensywność infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych w warunkach różnej wilgotności gleby” przedstawiono w spójnym tematycznie zbiorze trzech artykułów.

W pracy nr 1 pt. „TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall” opisano autorską metodę pomiaru natężenia infiltracji wody w okresach bezopadowych jako narzędzia pomiarowego zastosowanego w pracy. Metoda ta wykorzystuje technikę TDR oraz aluminiowe nieprzepuszczające wodę przegrody umieszczone pod powierzchnią. Przegrody te powodują, że wilgotność gleby w częściowo odizolowanych przestrzeniach elementarnych jest uzależniona wyłącznie od infiltracji wody z atmosfery. Zaletą prezentowanej metody pozwalającej wyznaczyć dobowy rozkład natężenia infiltracji wody w okresach bezopadowych jest to, że jedynymi parametrami wejściowymi koniecznymi do jej zastosowania jest znajomość, łatwych do zmierzenia, wilgotności objętościowej i temperatury wierzchniej warstwy gleby. Ponadto pomiary przeprowadzone są na próbkach o nienaruszonej strukturze, w warunkach termicznych odpowiadających naturalnym. Stosując dotychczasowe metody warunek ten nie jest spełniony. Zastosowanie techniki TDR do wyznaczenia dobowej dynamiki infiltracji wody w okresach bezopadowych ( $E^R$ ) wymaga wprowadzenia poprawki temperaturowej podczas oznaczania wilgotności objętościowej. Jej brak może spowodować, że wielkość  $E^R$  będzie oszacowana z błędem, nawet do 26%.

W pracy nr 2 pt. „Metody wyznaczania infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych (artykuł przeglądowy)” dokonano przeglądu dostępnych metod oraz ich cech określających ich przydatność do badań natężenia infiltracji w okresach bezopadowych. Przeanalizowano przydatność lizymetrów, kolektorów, płytek porowatych w połączeniu z czujnikami TDR, empirycznych formuł matematycznych oraz metody z zastosowaniem odizolowanych przestrzeni glebowych wyposażonych w czujniki TDR. Wykazano, że metody lizymetryczne, zarówno mikro, jak i wielkogabarytowe, mają szereg wad. Ich zastosowanie nie pozwala jednoznacznie stwierdzić, w której części badanej próbki umiejscowiła się woda. Ponadto, gdy gleba jest porośnięta, to nie można rozstrzygnąć, jaka część wody pozostaje na powierzchni roślin, jaka na powierzchni gleby, a jaka została wchłonięta przez rośliny. Wreszcie – jaka objętość została de facto wchłonięta przez glebę. W badaniach lizymetrycznych struktura gleby jest naruszona, występują zakłócenia wywołane efektem brzegowym. W przypadku zastosowania kolektorów wyznacza się raczej potencjalną, a nie rzeczywistą zdolność do powstawania wody na powierzchni gleby w wyniku kondensacji w okresach bezopadowych. Korzystanie z płytek porowatych w połączeniu z czujnikami TDR eliminuje wady występujące w eksperymentach mikrolizymetrycznych i wykorzystujących kolektory. W tym przypadku należy mieć jednak na uwadze, iż materiał porowaty płytki ma inne właściwości fizyczne niż gleba. Metody wykorzystujące empiryczne formuły matematyczne oraz modele fenomenologiczne wymagają natomiast wprowadzenia wielu danych wejściowych. W autorskiej metodzie, opisanej w pracy 1, z zastosowaniem odizolowanych przestrzeni glebowych wyposażonych w czujniki TDR wyeliminowane są niemal wszystkie wady.

W pracy nr 3 pt. „Atmospheric water infiltration intensity in non-rainfall periods under conditions of varied soil moisture” zaplanowano i wykonano eksperymenty polowe, na podstawie których wyznaczono zależność intensywności infiltracji w okresach bezopadowych



od wilgotności objętościowej wierzchniej warstwy gleby. Opracowana, a następnie zweryfikowana na podstawie niezależnego materiału zależność informuje, że wraz ze wzrostem wilgotności objętościowej gleby maleje intensywność infiltracji. Funkcja uwzględnia także wpływ uwarunkowań atmosferycznych poprzez wprowadzenie do jej dziedziny, oprócz wilgotności objętościowej wierzchniej warstwy gleby, drugiego argumentu w postaci potencjalnej wydajności kondensacji zmierzonej na kolektorze rosy. Funkcja przyjmuje postać zmodyfikowanej funkcji logistycznej. Dla rozpatrywanego w pracy przypadku infiltracja zanika, gdy wilgotność objętościowa jest większa od  $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .