

BADANIA NAD ZASTOSOWANIEM REFLEKTOMETRII CZASOWEJ
(TDR) DO OCENY OPADU EFEKTYWNEGO*

Grzegorz Janik

Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, Akademia Rolnicza
Pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław
e-mail: janik@miks.ar.wroc.pl

Streszczenie. W pracy przedstawiono metodę szacowania natężenia opadu efektywnego wykorzystującą zasadę bilansu wodnego sporządzonego dla wierzchniej warstwy profilu glebowego. Dzięki zastosowaniu technologii TDR do wyznaczania dynamiki wilgotności w rozpatrywanej przestrzeni glebowej, natężenie opadu efektywnego potraktowano jako jedyną niewiadomą równania bilansu. Zaproponowana metoda została zweryfikowana podczas badań przeprowadzonych w laboratorium Instytutu Kształtowania i Ochrony Środowiska AR we Wrocławiu, a także na poltku doświadczalnym w miejscowości Silna-Wrony w województwie wielkopolskim. Stwierdzono, że dokładność metody rośnie wraz ze wzrostem natężenia opadu efektywnego oraz wraz ze wzrostem długości kroku czasowego dla którego budowano równanie bilansu. Ostatecznie opisano zależność błędu względnego szacowania opadu efektywnego od dawki deszczu dla której budowano równanie bilansu. Dla dawek powyżej 5 mm błąd względny stabilizuje się na poziomie 20%.

Słowa kluczowe: technologia TDR, opad efektywny, bilans wierzchniej warstwy gleby

WSTĘP

Prognozowanie stosunków powietrzno-wodnych czynnej warstwy gleby możliwe jest dzięki zastosowaniu modelowania matematycznego ruchu wody w glebie [2,5,9,11]. Stosuje się tu modele, które w głównej mierze bazują na dwóch równaniach: równaniu Boussinesq'a opisującego strefę saturacji oraz równaniu Richardsa opisującego strefę aeracji. Równania te są równaniami różniczkowymi, zatem ich rozwiązanie, analityczne lub numeryczne, wymaga znajomości warunków początkowych i brzegowych. Wymagana jest również możliwie dokładna parametryzacja

* Badania terenowe przeprowadzono przy udziale studentów z SKN Meliorantów im. prof. S. Baca z Akademii Rolniczej we Wrocławiu

przestrzeni glebowej, która jest przedmiotem modelowania [5]. Jednym z warunków brzegowych trudniejszych do wyznaczenia jest podanie rzeczywistego przychodu wody pochodzącej z opadu atmosferycznego – tzw. opadu efektywnego [10,12]. Konieczne jest w takim przypadku określenie następujących wielkości: natężenie opadu atmosferycznego, natężenie ewentualnego spływu powierzchniowego, ilości wody traconej na skutek parowania gleby i transpiracji roślin oraz natężenie parowania wody stagnującej na powierzchni gleby [1,3]. Pomiar natężenia opadu atmosferycznego przeprowadzany jest w stosunkowo prosty sposób z wystarczającą dokładnością, natomiast wyznaczenie pozostałych, wymienionych powyżej elementów opiera się najczęściej na zastosowaniu przybliżonych – empirycznych zależności.

OPAD EFEKTYWNY JAKO NIEWIADOMA RÓWNANIA BILANSU WODNEGO WIERZCHNIEJ WARSTWY GLEBY

Celem pracy jest przedstawienie metody pozwalającej szacować natężenie opadu efektywnego wykorzystując rozwiązanie zadania odwrotnego. Polega to na wyznaczeniu szukanej wielkości, w tym przypadku natężenia opadu efektywnego, wykorzystując znajomość innej łatwo mierzalnej wielkości, w tym przypadku dynamiki wilgotności wierzchniej warstwy gleby. Wykorzystano tu, przedstawioną na rysunku 1, ogólnie znaną zasadę bilansu wodnego sporządzonego dla kroku czasowego ΔT . Natomiast niewiadomą, która z równania bilansu będzie wyznaczana jest przyrost ilości wody w glebie wywołany opadem efektywnym [8]. Na rysunku tym przedstawiono wierzchnią warstwę gleby podzieloną umownie na „n” mniejszych warstw. Znając objętość *i*-tej warstwy (V_i) oraz wilgotność początkową w chwili t_0 i końcową w chwili t_k ($\Delta T = t_k - t_0$) można obliczyć przyrost wody w *i*-tej warstwie (ΔN_i) korzystając z zależności 1:

$$\Delta N_i = V_i \cdot (\theta_i^k - \theta_i^p), \quad (1)$$

gdzie: ΔN_i – przyrost ilości wody w *i*-tej warstwie w czasie ΔT , V_i – objętość *i*-tej warstwy, θ_i^k – wilgotność końcowa *i*-tej warstwy, θ_i^p – wilgotność początkowa *i*-tej warstwy.

Znając natomiast przyrost wody w *i*-tej warstwie (ΔN_i) można obliczyć całkowity przyrost ilości wody w rozpatrywanej przestrzeni glebowej:

$$\Delta N_c = \sum_{i=1}^n \Delta N_i, \quad (2)$$

gdzie: ΔN_c – całkowity przyrost ilości wody w czasie ΔT , ΔN_i – przyrost ilości wody w *i*-tej warstwie w czasie ΔT , n – liczba warstw, na które podzielono rozpatrywaną przestrzeń glebową.

$$\begin{array}{|c|} \hline \theta_1^p \cdot V_1 = Q_1^p + \Delta N_1 = \theta_1^k \cdot V_1 = Q_1^k \\ \hline \theta_i^p \cdot V_i = Q_i^p + \Delta N_i = \theta_i^k \cdot V_i = Q_i^k \\ \hline \theta_n^p \cdot V_n = Q_n^p + \Delta N_n = \theta_n^k \cdot V_n = Q_n^k \\ \hline \sum_{i=1}^n Q_i^p + \sum_{i=1}^n \Delta N_i = \sum_{i=1}^n Q_i^k \\ \hline \end{array}$$

θ_i – wilgotność w i -tej warstwie (^p-początkowa, ^k-końcowa), V_i – objętość i -tej warstwy, Q_i – ilość wody w i -tej warstwie (^p- początkowa, ^k- końcowa), N_i – przyrost ilości wody w czasie ΔT w i -tej warstwie, $\sum_{i=1}^n Q_i$ – sumaryczna ilość wody (^p- początkowa, ^k- końcowa), $\sum_{i=1}^n \Delta N_i$ – sumaryczny

przyrost ilości wody w rozpatrywanej przestrzeni glebowej wywołany opadem atmosferycznym.

θ_i – moisture in the „ i -th” layer (^p – initial, ^k – terminal), V_i – volume of the „ i -th” layer, Q_i – amount of water in the „ i -th” layer (^p – initial, ^k – terminal), N_i – increase of amount of water in time ΔT in „ i -th” layer, $\sum_{i=1}^n Q_i$ – total amount of water (^p – initial, ^k – terminal), $\sum_{i=1}^n \Delta N_i$ – total increase of

amount of water caused by precipitation in the analyzed soil.

Rys. 1. Bilans wodny wierzchniej warstwy gleby

Fig. 1. Water balance of the top soil layer

W pracy przyjęto szereg założeń dla których przeprowadzono badania laboratoryjne i polowe. Założono, że powierzchnia gleby nie jest porośnięta roślinnością a teren jest płaski, zatem nie ma poboru wody przez masę korzeniową oraz parowania z powierzchni szaty roślinnej, a także spływu powierzchniowego. Założono również, że całkowita ilość wody pochodząca z opadu atmosferycznego jest pochłaniana natychmiastowo przez wierzchnią warstwę gleby. Przyjęto, że kroki czasowe ΔT na podstawie których sporządzono bilans wodny są na tyle małe, że można pominąć parowanie z powierzchni gleby. Zakładając także brak przepływu przez „dno” ostatniej n -tej warstwy (rys. 1), można przyjąć równość całkowitego przyrostu ilości wody w czasie ΔT obliczonego na podstawie pomiarów wilgotności (ΔN_c) i ilości wody pochodzącej z opadu efektywnego w okresie ΔT . Znając ΔN_c i ΔT można obliczyć średnie natężenie opadu efektywnego w okresie ΔT :

$$N_c = \frac{\Delta N_c}{\Delta T}, \quad (3)$$

gdzie: N_c – średnie natężenie opadu efektywnego w okresie ΔT , ΔN_c – całkowity przyrost ilości wody w okresie ΔT .

Jeżeli przez „dno” ostatniej warstwy wystąpi przepływ, to wtedy średnie natężenie opadu efektywnego w okresie ΔT można obliczyć ze wzoru:

$$N_c = \frac{\Delta N_c + \Delta K}{\Delta T}, \quad (4)$$

gdzie: ΔK – ilość wody wypływającej poza rozpatrywaną przestrzeń glebową w czasie ΔT .

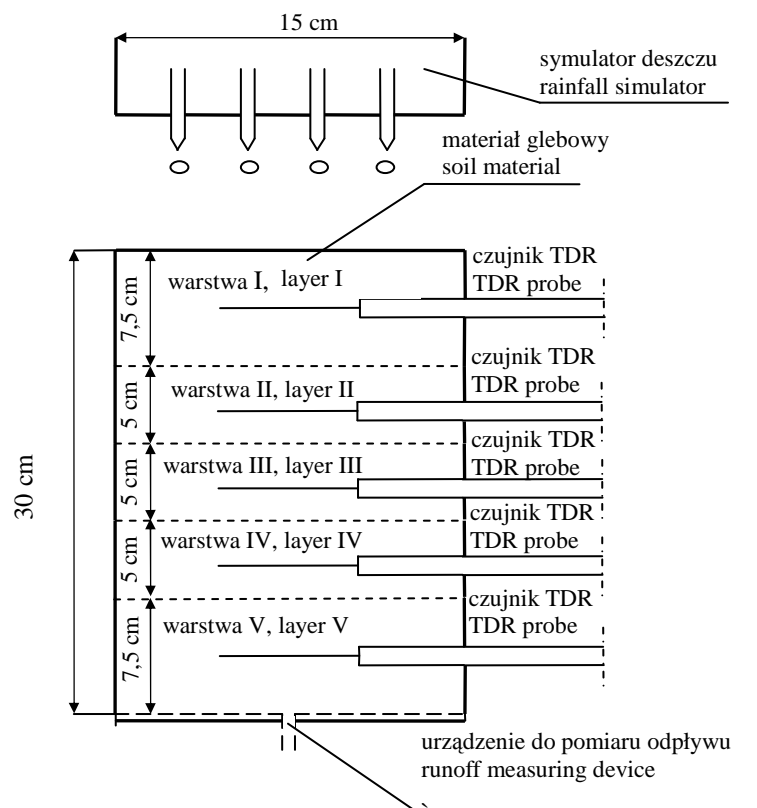
BADANIA LABORATORYJNE I POŁOWE

Dla oceny przydatności prezentowanej metody przeprowadzono badania w Instytucie Kształtowania i Ochrony Środowiska Akademii Rolniczej we Wrocławiu laboratoryjne w kolumnach glebowych oraz badania terenowe na wydzielonym poletku doświadczalnym w miejscowości Silna-Wrony (województwo wielkopolskie).

Badania laboratoryjne

Badania laboratoryjne przeprowadzono na modelu fizycznym, którego schemat przedstawiono na rysunku 2. Cylindryczną kolumnę wypełniono materiałem glebowym o rozkładzie granulometrycznym odpowiadającym glinie piaszczystej. Podzielono ją umownie na 5 warstw, w których środku umieszczono czujniki TDR umożliwiające ciągłą obserwację wilgotności [6, 7]. Dno kolumny wykonano z siatki filtracyjnej umożliwiającej swobodny odpływ wody. Eksperyment polegał na nawadnianiu próbki z żądanym natężeniem przez określony okres czasu. Nawodnienie przeprowadzono symulatorem deszczu sterowanego urządzeniem Galcon AC-12580512.

Eksperyment przeprowadzono w 6 seriach. W pierwszej serii zadane natężenie opadu z symulatora wynosiło $1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ i trwało 4 godziny a obserwacje wilgotności prowadzono, podobnie jak w każdej serii, przez 8 godzin. W tabeli 1 przedstawiono zadane natężenie i czas trwania deszczu w pozostałych seriach. W seriach, w których wystąpił odciek, dokonywano pomiaru jego wielkości dla stałych kroków czasowych $\Delta T = 5$ lub 15 minut w zależności od natężenia symulowanego opadu. Początkowa wilgotność w umownych warstwach dla każdej serii była przypadkowa. Przykładowo w serii 1 wahała się w granicach od 20 do 30%, natomiast w serii 4 materiał glebowy zwłaszcza w górnej części kolumny był przesuszony i wilgotność zmieniała się od 2% w górnej warstwie do 18% w warstwie dolnej.



Rys. 2. Schemat cylindrycznej kolumny glebowej
Fig. 2. Schematic of cylindrical soil column

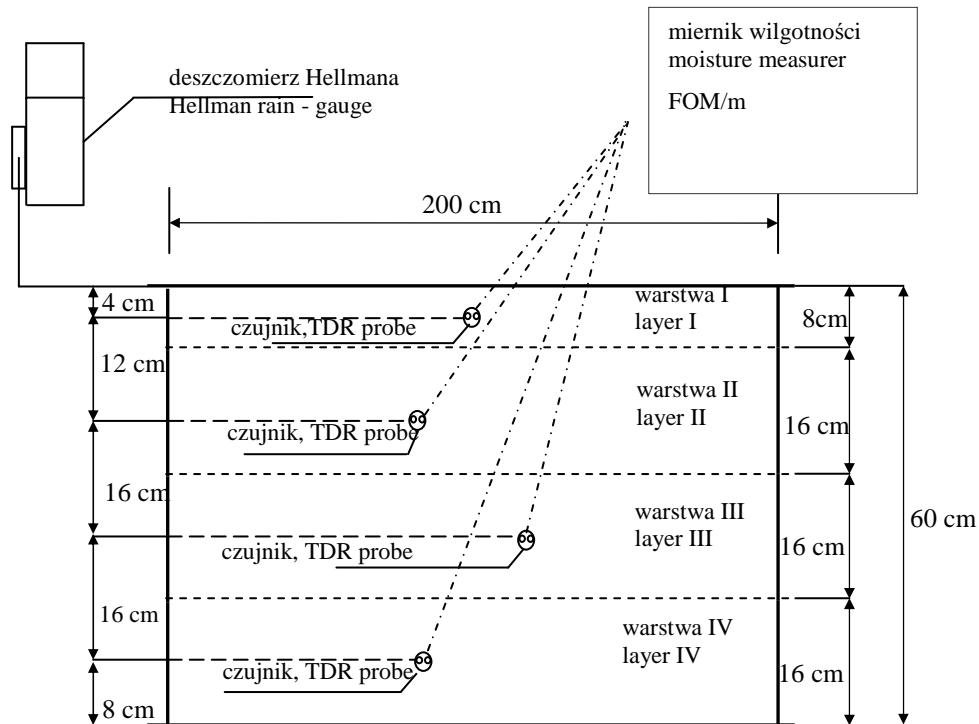
Tabela 1. Natężenie oraz czas trwania symulowanego opadu w poszczególnych seriach eksperymentu
Table 1. Intensity and duration of simulated precipitation in each series of experiment

Numer serii Number of series	N_s (mm h ⁻¹)	T_s (h)	+ Odpływ – Runoff – Brak odpływu – Runoff shortage
1	~ 1	4	+
2	~ 2	4	-
3	~ 8	1	+
4	~ 10	2	-
5	~ 30	0,5	+
6	~ 35	0,5	-

N_s – symulowany opad, simulated precipitation, T_s – czas trwania symulowanego opadu, duration of the simulated precipitation.

Badania polowe

Badania polowe przeprowadzono na płaskim terenie odśnieżonym na skutek przeprowadzonej wcześniej wycince starego lasu świerkowego. W celu zweryfikowania metody wydzielono poletko doświadczalne o wymiarach 1 x 2 m i odizolowano je od pozostałej części przestrzeni glebowej pionowymi przegrodami. Czujniki TDR umieszczono centralnie w każdej umownej warstwie w sposób przedstawiony na rysunku 3. Wilgotność w każdej warstwie odczytywano przez okres jednego tygodnia, codziennie o godzinie 10 i 22. Rozkład wilgotności początkowej wynikał z naturalnych warunków panujących aktualnie na poletku doświadczalnym. W drugiej dobie eksperymentu zaobserwowano opad deszczu, który wystąpił w godzinach od 2⁰⁰ do 9³⁰. Wysokość opadu atmosferycznego na poletku mierzono deszczomierzem Hellmana.

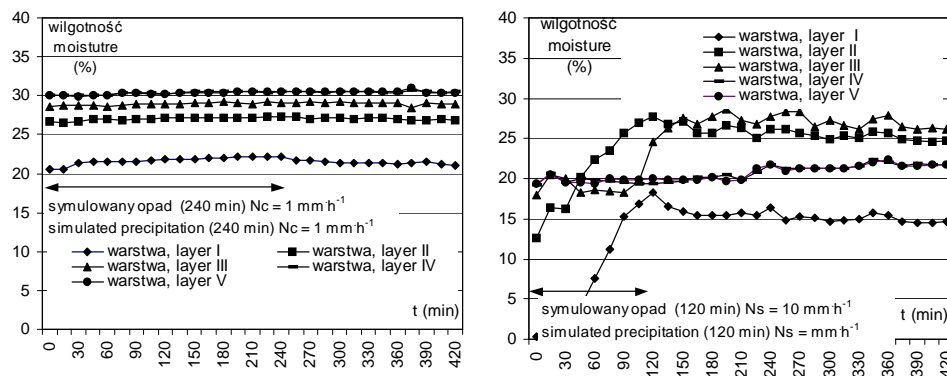


Rys. 3. Polowe stanowisko pomiarowe

Fig. 3. Field measurement site

OPIS UZYSKANYCH WYNIKÓW

Przeprowadzone pomiary laboratoryjne pozwoliły na wyznaczenie dynamiki wilgotności w kolumnie glebowej. Pozwoliło to na obliczenie z zależności 3 lub 4 natężenia opadu z symulatora deszczu, a następnie porównanie go natężeniem zadanim z symulatora opadu. Na rysunku 4 przedstawiono zmiany wilgotności we wszystkich umownych warstwach kolumny glebowej dla dwóch różnych natężeń opadu z symulatora ($N_s = 1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ – seria 1 i $N_s = 10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ – seria 4).

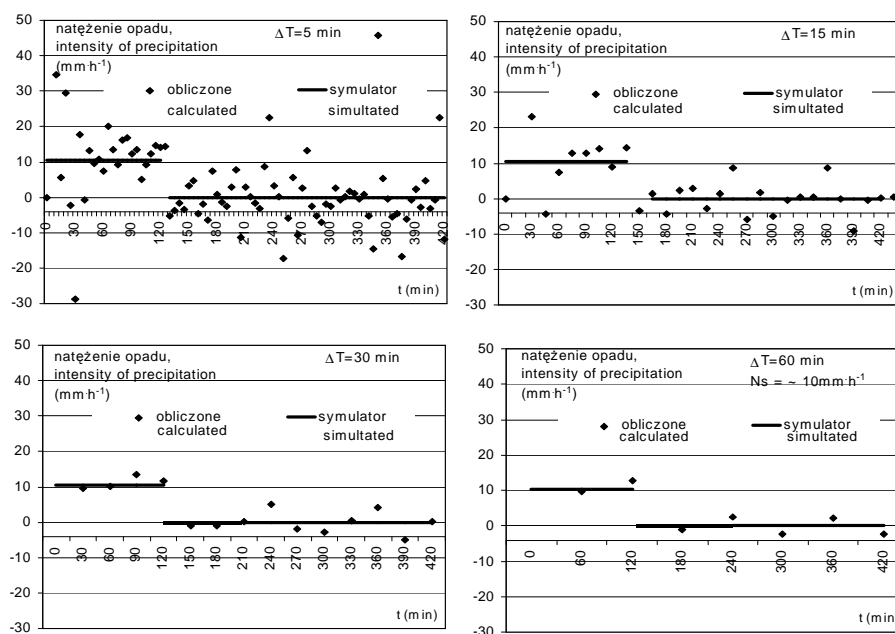


Rys. 4. Dynamika wilgotności w nawadnianej kolumnie glebowej, (z lewej strony – seria 1, z prawej strony – seria 4), (N_s – natężenie zadanego, symulowanego opadu)

Fig. 4. Dynamics of moisture in the irrigated soil column, (on the left – series 1, on the right – series 4), (N_s – intensity of given, simulated precipitation)

W serii 1 czas trwania opadu wynosił 240 minut, a w serii 2 120 minut. Można zauważyć, że wilgotność w pierwszej warstwie dla natężenia $N_s = 1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ wzrasta po 30 minutach, natomiast dla natężenia $N_s = 10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ już po 15 minutach od rozpoczęcia nawodnienia. Maksymalny przyrost wilgotności w tej warstwie dla $N_s = 1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ wynosi $\sim 2\%$, natomiast dla $N_s = 10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ przyrost ten wynosi $\sim 18\%$. Analiza dynamiki wilgotności przeprowadzona również dla natężeń w pozostałych seriach potwierdza fakt, że wraz ze wzrostem natężenia opadu przyrosty wilgotności w przy powierzchniowej warstwie są większe i występują szybciej. Analizując dynamikę wilgotności w głąb profilu glebowego można stwierdzić, że wraz ze wzrostem głębokości przyrosty wilgotności maleją. Przykładowo dla $N_s = 10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ – seria 4 wynoszą w warstwie I – 18%, w warstwie II – 15%, w warstwie III – 11%, a w warstwie IV i V $\sim 3\%$. Przyrosty te wraz ze wzrostem głębokości występują z coraz większym opóźnieniem. Przykładowo w warstwie III po 90 minutach, w warstwie IV i V po 240 minutach. Przeprowadzone tu analizy potwierdzają poprawności reakcji wilgotności profilu glebowego na opad z symulatora deszczu.

W dalszej części pracy obliczono natężenie opadu dla wszystkich serii eksperymentu, korzystając ze znajomości dynamiki wilgotności w poszczególnych umownych warstwach. W przypadku wystąpienia odcieku (serie 1, 3 i 5) stosowano do obliczeń zależność 4, natomiast w przypadku jego braku (serie 2, 4, i 6) wykorzystano zależność 3. Wielkość natężenia N_c wyliczano bilansując różne okresy czasu. W seriach 1, 2, i 3 bilans budowano dla kroków czasowych $\Delta T = 15, 30$ i 60 minut, w serii 4 dla kroków czasowych $\Delta T = 5, 15, 30$ i 60 minut, a w seriach 5 i 6 dla kroków $\Delta T = 5, 15$ i 30 minut. Na rysunku 5 przedstawiono przykładowo dla serii 4 porównanie wielkości natężenia zadanego opadu z symulatora i wyznaczonego na podstawie pomiarów wilgotności dla wszystkich kroków czasowych.

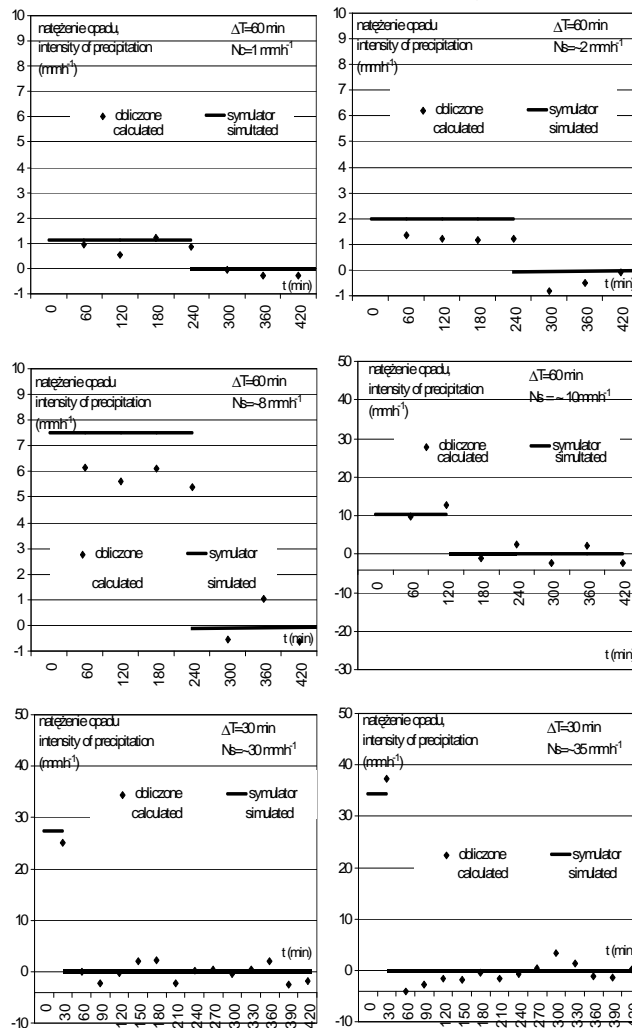


Rys. 5. Porównanie wielkości zadanego natężenia opadu z symulatora i obliczonego na podstawie bilansu wodnego (w serii 4), dla kroku czasowego $\Delta T = 5, 15, 30$ i 60 minut

Fig. 5. Comparison of the given precipitation intensity from simulator and calculated based on the water balance (in the series 4), for time step $\Delta T = 5, 15, 30$ and 60 minutes

Pobieżna ocena tego rysunku pozwala zauważyć, że wraz ze wzrostem kroku czasowego dokładność metody opartej o pomiary wilgotności rośnie. Przykładowo dla $\Delta T = 5$ min obliczone natężenie wahało się w granicach od około $29 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ do około $35 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, a dla kroku $\Delta T = 15$ min w granicach od około $4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ do $23 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, dla kroku $\Delta T = 30$ min w granicach od około $9 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ do $13 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, a dla kroku $\Delta T = 60$ min od około $9,7 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ do $12,6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Ujemne wartości obliczonego

natężenia dla krótkich kroków czasowych nie mają fizycznego sensu i wynikają z braku stabilności warunków. Fakt ten eliminuje przydatność zaproponowanej metody dla takich właśnie kroków czasowych. Na rysunku 6 przedstawiono porównanie opadu z symulatora z opadem obliczonym na podstawie wilgotności dla wszystkich serii pomiarowych, przy czym bilans budowano dla kroków $\Delta T = 60$ min (serie 1-4) oraz z konieczności dla kroków $\Delta T = 30$ min w seriach 5 i 6 (czas nawodnienia 30 minut).



Rys. 6. Obliczone natężenie opadu z symulatora dla wszystkich serii eksperymentu, (ΔT – krok czasowy, N_s – natężenie zadanego opadu)

Fig. 6. Calculated intensity of precipitation from simulator for all series of experiment (ΔT – time step, N_s – intensity of given precipitation)

Dla potwierdzenia zależności pomiędzy dokładnością metody i wielkością kroku czasowego ΔT obliczono: średni błąd bezwzględny (B_b) oraz średni błąd kwadratowy (B_{bk}). Średni błąd bezwzględny dla ustalonej serii i ustalonego kroku czasowego ΔT obliczono ze wzoru:

$$B_b = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m |N_c - N_s|, \quad (5)$$

gdzie: B_b – średni błąd bezwzględny dla ustalonej serii i ustalonego kroku czasowego ΔT , N_c – natężenie opadu z symulatora obliczone na podstawie pomiarów wilgotności i bilansu budowanego z krokiem ΔT , N_s – zadane natężenie opadu z symulatora, m – ilość porównywanych ze sobą par natężeń otrzymanych z obliczeń i zadanych symulatorem opadu.

Średni błąd kwadratowy dla ustalonej serii i ustalonego kroku czasowego wyliczono natomiast z zależności 6:

$$B_{bk} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (N_c - N_s)^2, \quad (6)$$

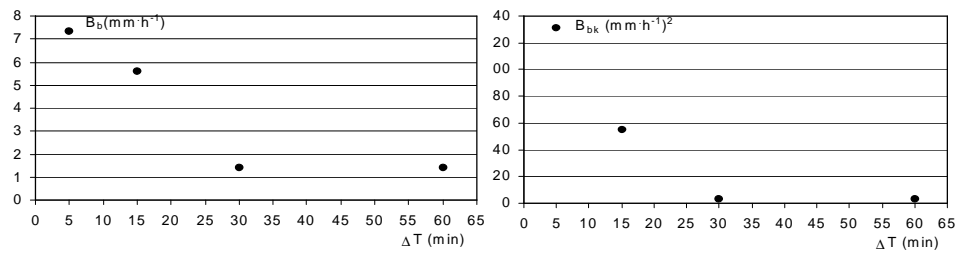
gdzie: B_{bk} – średni błąd kwadratowy dla ustalonej serii i ustalonego kroku czasowego ΔT , pozostałe oznaczenia jak w zal. 5.

W tabeli 2 przedstawiono obliczone wartości błędów B_b i B_{bk} . Ich analiza potwierdza wyżej opisaną prawidłowość, że dokładność metody szacowania natężenia opadu rośnie wraz ze wzrostem kroku czasowego dla którego budowano bilans wodny (wartości błędów B_b oraz B_{bk} wykazują tendencję malejącą wraz ze wzrostem kroku czasowego ΔT). Prawidłowość tę potwierdzają również wykresy umieszczone na rysunku 7. Przedstawiono na nim (przykładowo dla serii 4) wartości błędów B_b i B_{bk} w zależności od długości kroku czasowego ΔT . Przedstawione w tabeli 2 wartości błędów pozwalają wnioskować, iż metoda szacowania opadu efektywnego wykorzystująca znajomość dynamiki uwilgotnienia wierzchnich warstw gleby jest wystarczająco dokładną, gdy bilans wodny zbudowany jest dla kroków czasowych minimum 30 minut ($\Delta T = 30$ min). Rysunek 8 przedstawia z kolei zależność pomiędzy dokładnością metody, a wielkością natężenia opadu dla wszystkich 6 serii dla bilansu wodnego obliczonego z krokiem $\Delta T = 30$ minut. Z rysunku wynika, że wraz ze wzrostem natężenia rosną wartości błędów B_b i B_{bk} . I dla takiego kroku czasowego jest to zależność liniowa. Powyższe analizy świadczą o tym, że dokładność metody zależy zarówno od długości kroku czasowego a także od natężenia deszczu. Oba te parametry mają wpływ na wielkość dawki deszczu. W związku z powyższym ostatecznie dokładność metody wyrażoną błędem względnym uzależniono właśnie od wielkości dawki deszczu. Z rysunku 9 wynika, że wraz ze wzrostem dawki deszczu, dla której budowany był bilans wodny, wielkość błędu bezwzględnego maleje i dla dawki powyżej 5 mm oscyluje wokół 20% (rys. 9).

Tabela 2. Dokładność szacowania opadu efektywnego
Table 2. Accuracy of valuation of effective precipitation

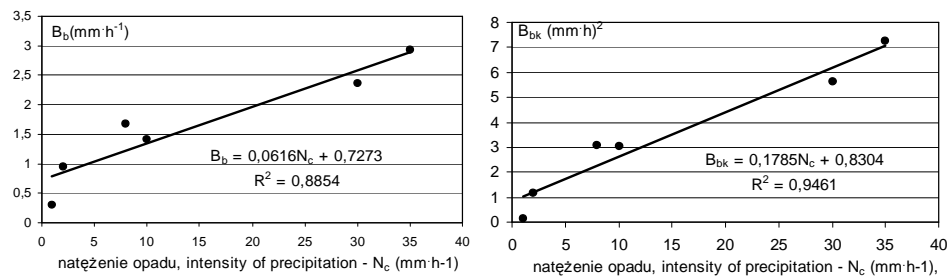
Numer serii Number of series	N_s mm·h ⁻¹	$\Delta T = 5$ min		$\Delta T = 15$ min		$\Delta T = 30$ min		$\Delta T = 60$ min	
		B_b mm·h ⁻¹	B_{bk} (mm·h ⁻¹) ²	B_b mm·h ⁻¹	B_{bk} (mm·h ⁻¹) ²	B_b mm·h ⁻¹	B_{bk} (mm·h ⁻¹) ²	B_b mm·h ⁻¹	B_{bk} (mm·h ⁻¹) ²
1	~1	–	–	0,594	0,488	0,294	0,149	0,294	0,124
2	~2	–	–	0,955	1,432	0,955	1,154	0,746	0,562
3	~8	–	–	1,1781	4,420	1,687	3,074	1,687	2,951
4	~10	7,355	130,843	5,604	54,707	1,414	3,056	1,415	3,533
5	~30	5,983	57,350	2,376	5,642	2,376	5,642	–	–
6	~35	11,963	206,328	2,935	3,773	2,935	7,256	–	–

ΔT – krok czasowy, time step, B_b – średni błąd bezwzględny, mean absolute error, B_{bk} – średni błąd kwadratowy, mean quadratic error, N_s – natężenie symulowanego opadu, intensity of the simulated precipitation.



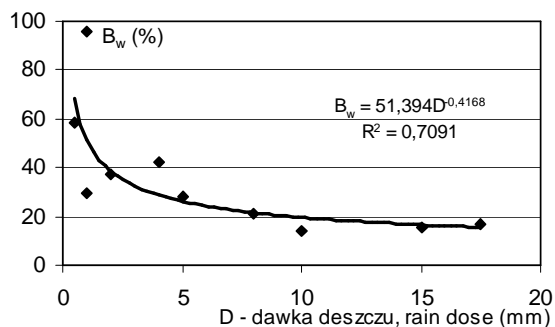
Rys. 7. Dokładność szacowania opadu efektywnego (przykładowo w serii 4), w zależności od długości kroku czasowego ΔT , (B_b – średni błąd bezwzględny, B_{bk} – średni błąd kwadratowy)

Fig. 7. Accuracy of valuation of the effective precipitation (example for series 4) depending on the length of time step ΔT , (B_b – mean absolute error, B_{bk} – mean quadratic error)



Rys. 8. Dokładność szacowania opadu efektywnego w zależności od wielkości jego natężenia przykładowo dla kroku czasowego $\Delta T = 15$ minut, (B_b – średni błąd bezwzględny, B_{bk} – średni błąd kwadratowy)

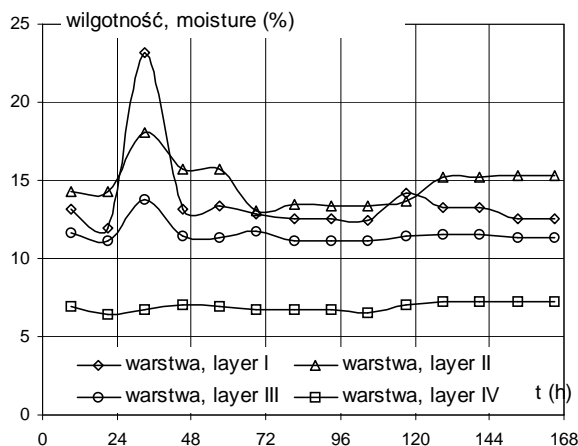
Fig. 8. Accuracy of valuation of the effective precipitation depending on its intensity – example for time step $\Delta T = 15$ minutes, (B_b – mean absolute error, B_{bk} – mean quadratic error)



Rys. 9. Dokładność szacowania opadu efektywnego w zależności od wielkości dawki deszczu, (B_w – błąd względny sporządzony na podstawie danych ze wszystkich serii eksperymentu)

Fig. 9. Accuracy of valuation of the effective precipitation depending on rainfall amount, (B_w – relative error made up basing on the data from all series of experiment)

W dalszej części pracy przeanalizowano, analogicznie jak w przypadku eksperymentu laboratoryjnego, dynamikę wilgotności w umownych warstwach wydzielonego poletka doświadczalnego. W drugiej dobie prowadzonych obserwacji zauważono wzrost wilgotności w I, II oraz III warstwie spowodowany opadem atmosferycznym (rys. 10). Brak zmiany wilgotności w warstwie IV świadczy w tym przypadku o braku pionowego przepływu wody przez „dno” ostatniej warstwy.



Rys. 10. Dynamika wilgotności w poszczególnych warstwach poletka doświadczalnego wywołana opadem atmosferycznym

Fig. 10. Dynamics of moisture in each layer of experimental plot, caused by rainfall

W związku z powyższym bilans wodny dla badanej przestrzeni może być sporządzony dla takiego warunku. Korzystając z odczytów z deszczomierza Hellmana wyznaczono średnie, dla okresu 12 godzin (od 22 do 10 – druga doba) natężenie opadu atmosferycznego. Wartość tego natężenia wyniosła $N_H = 0,85 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, a zmierzona dawka deszczu w tym okresie wyniosła $D_H = 10,25 \text{ mm}$. Założenia, które przyjęto powyżej oraz warunki, w których wystąpił opad pozwalają dla takiego kroku czasowego przyjąć równość pomiędzy natężeniem opadu atmosferycznego i natężeniem opadu efektywnego. Budując następnie bilans wodny dla kroku $\Delta T = 12$ godzin wyliczono natężenie opadu efektywnego (N_e) korzystając z zależności 3 ($N_e = 0,76 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Błąd względny wartości natężenia obliczonego z bilansu w stosunku do natężenia wyznaczonego na podstawie pomiarów deszczomierzem Hellmana wynosi 17% [$B_w = (N_H - N_e) : N_H \cdot 100\% = 17\%$] – podobnie jak w przypadku badań laboratoryjnych dla dawki deszczu powyżej 5 mm.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W pracy przedstawiono metodę szacowania natężenia opadu efektywnego wykorzystującą ideę rozwiązania zadania odwrotnego. Metoda ta wykorzystuje znaną zasadę bilansu wodnego sporządzonego dla wierzchnich warstw profilu glebowego, a opad efektywny jest potraktowany jako jedyna niewiadoma równania bilansu.

1. Przeprowadzone w kolumnach glebowych badania laboratoryjne wykorzystujące symulator deszczu, pozwoliły na wyznaczenie dokładności zaproponowanej metody. Stwierdzono, że dokładność metody rośnie wraz ze wzrostem kroku czasowego, dla którego budowano bilans wodny oraz wraz ze wzrostem natężenia opadu efektywnego.

2. Opisano zależność błędu względnego szacowania symulowanego opadu efektywnego w zależności od wielkości dawki deszczu dla której budowano bilans. Stwierdzono, że wraz ze wzrostem dawki deszczu dokładność metody rośnie, a dla dawki powyżej 5 mm błąd względny stabilizuje się na poziomie 20%.

3. Metodę szacowania natężenia opadu efektywnego zweryfikowano także w warunkach polowych. W tym przypadku dokładność metody wyniosła 17%.

4. Przeprowadzone badania polowe i laboratoryjne potwierdzają przydatność technologii TDR do szacowania opadu efektywnego na poziomie błędu względnego poniżej 20%.

PIŚMIENNICTWO

1. **Banach K., Kowalik P., Toczyłowska J.:** Metodyka obliczania rzeczywistego parowania z bilansu wodnego gleb. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 277, 250-260, 1983.
2. **Brandyk T.:** Podstawy regulowania uwilgotnienia gleb dolinowych. Wyd. SGGW-AR, Rozprawy Naukowe i Monografie, Warszawa, 1990.

3. **Hansen G. K.:** A dynamic continuous simulation model of water state and transpiration in the soil – plant – atmosphere system. I The model and it's sensitivity. *Acta Agric. Scand*, 25, 129-149, 1984.
4. **Janik G.:** Spatial variability of soil moisture in grassland, *Int. Agrophysics* 19/1, 2005, (w druku).
5. **Kowalik P., Zaradny H.:** Mathematical modelling of the soil moisture dynamics with regard to wather transpiration from the soil profile. *Polish Journal of Soil Science*, VII(1), 27-37, 1974.
6. **Malicki M.A.:** Reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. *Zesz. Prob. Post Nauk Roln.*, 388, 107-114, 1990.
7. **Malicki M.A.:** Metodyczne zagadnienia monitoringu statusu wody w wybranych materiałach biologicznych. *Acta Agrophysica*, 19, 1999.
8. **Palczewska K.:** Szacowanie opadu atmosferycznego w oparciu o rozwiązanie zadania odwrotnego i pomiary wilgotności gruntu metodą TDR, praca magisterska wykonana w Instytucie Kształtowania i Ochrony Środowiska A. R. we Wrocławiu (opiekun pracy: G. Janik), maszynopis, 2003.
9. **Reinhard A.:** Ruch wody glebowej w strefach saturacji i aeracji wywołany działaniem drewny w różnych warunkach atmosferycznych. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Rozprawa habilitacyjna* 103, 1992.
10. **Rojek M.:** Ocena rzeczywistego przychodu opadów do powierzchni zlewni na podstawie klimatycznych bilansów wodnych i odpływów. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 288, 103-113, 1984.
11. **Walczak R.T., Sławiński C. Sobczuk H. A., Gliński J.:** Aspekt hydrologiczny w modelu EURO-ACCES (Agroclimatic change and European soil suitability). *Acta Agrophysica*, 9, 26-27, 1998.
12. **Żyromski A.:** Czynniki agrometeorologiczne a kształtowanie się zasobów wody w glebie lekkiej z podsiękiem wód gruntowych w okresie wiosennym. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Nr 404. rozprawy CLXXVIII*, 2001.

STUDIES ON APPLICATION OF TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR) FOR EVALUATION OF EFFECTIVE PRECIPITATION*

Grzegorz Janik

Institute of Environmental Development and Protection, University of Agriculture
Pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław
e-mail: janik@miks.ar.wroc.pl

Abstract. The method of valuation of the effective precipitation intensity using the water balance rule for top soil layer is presented in the paper. Owing to the application of TDR technology for determining the moisture dynamics in the analyzed soil, the intensity of effective precipitation was treated as the only unknown in the balance equation. The proposed method was verified during the investigations in the laboratory of the Institute of Environmental Development and Protection, Agricultural University of Wrocław, and also on the experimental plot in the Silna – Wrony locality in the Wielkopolska district. It was found that the accuracy of the method increases with the increase of the effective precipitation intensity and with the length of time step for which the balance equation was determined. Finally, the dependence was described between the relative error of valuation of the effective precipitation and the rainfall dose for which the equation balance was determined. For doses over 5 mm, the relative error stabilizes at the level of 20%.

Key words: TDR technology, effective precipitation, balance of the top soil layer

*The experiment was conducted with students from Professor Stanisław Bac Students' Science Organization