

DYNAMIKA WILGOTNOŚCI WIERZCHNIEJ WARSTWY GLEBY JAKO INFORMACJA O INTENSYWNOŚCI PAROWANIA*

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 zaprezentowano metodę pozwalającą wyznaczyć intensywność parowania z gleby bez roślin. Zaproponowana metoda wykorzystuje ideę rozwiązania zadania odwrotnego. Polega to na wyznaczeniu szukanej wielkości, w tym przypadku intensywności parowania, znając jedynie dynamikę wilgotności wierzchnich warstw gleby. Zastosowanie techniki TDR umożliwiło ciągły pomiar wilgotności. Pozwoliło to na budowę bilansu wodnego dla wydzielonej przestrzeni glebowej dla dowolnie krótkich kroków czasowych. Intensywność parowania stanowiła jedyną niewiadomą bilansu i na tej podstawie była wyznaczana. Przeprowadzone w kolumnach glebowych badania laboratoryjne wykazały, że dokładność zaprezentowanej metody rośnie wraz z długością przyjętego kroku czasowego, dla którego budowano bilans wodny. Dla kroku dłuższego niż 8 godzin błąd względny jest mniejszy od 20%. Metodę zastosowano również do wyznaczenia intensywności parowania z powierzchni gleby bez roślin w warunkach polowych.

Słowa kluczowe: technika TDR, bilans wodny wierzchniej warstwy gleby, intensywność parowania z powierzchni gleby bez roślin

WSTĘP

Obieg wody w przyrodzie możliwy jest dzięki parowaniu. W zagadnieniach rolniczych największe znaczenie odgrywa znajomość parowania z trzech rodzajów powierzchni: wody, ugoru oraz gleby pokrytej roślinnością. Wyznaczenie intensywności ruchu wody w układzie gleba-atmosfera stanowi podstawę rozumienia procesów ruchu wody glebowej [3,8,12]. Do opisu tych procesów można zastosować formuły matematyczne, np. równanie Richardsa. Rozwiązanie tego równania jest moż-

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

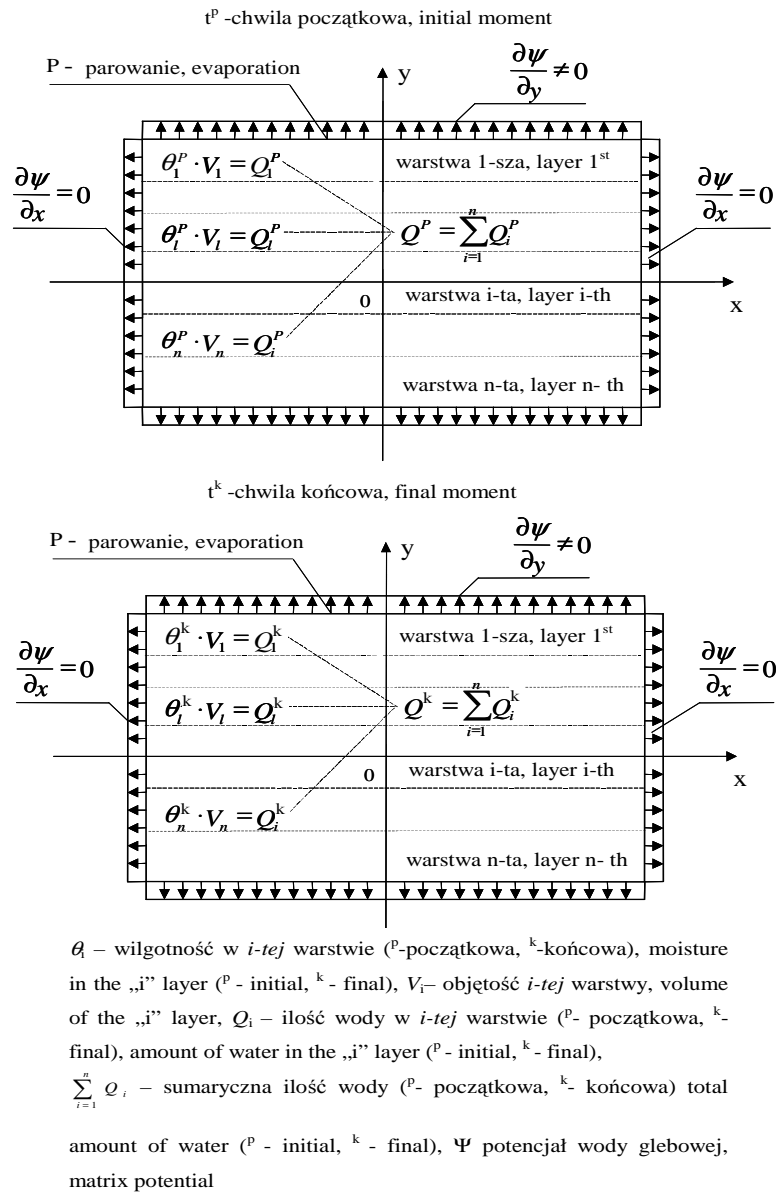
liwe przy znajomości warunków panujących na brzegu opisywanej przestrzeni. Jednym z takich warunków jest tzw. warunek II rodzaju (zagadnienie Neumanna), w którym wymagana jest znajomość przepływu wody np. przez górny brzeg obszaru [13]. W przypadku braku opadów atmosferycznych i braku roślinności wyznaczenie tego warunku sprowadza się do określenia parowania z powierzchni gleby.

Intensywność parowania gleby charakteryzuje się zmiennością czasową, zarówno w skali doby jak i całego okresu wegetacyjnego. Występuje również zmienność powierzchniowa nawet dla niewielkich obszarów. Zmienność ta wynika ze zróżnicowania właściwości fizycznych gleby wpływających na wielkość parowania [5,14]. W związku z tymi faktami chcąc wyznaczyć rzeczywistą czasową i powierzchniową zmienność intensywności parowania należy przeprowadzić wiele pracochłonnych pomiarów za pomocą ewaporometrów i lizymetrów. Można również stosować metody pośrednie np. metodę bilansu cieplnego bądź metodę dyfuzji turbulencyjnej. Ich zastosowanie sprowadza się do wykorzystania formuł zawierających współczynniki empiryczne, w związku z powyższym obliczane są jedynie szacunkowe wartości parowania. Do metod pośrednich zaliczyć należy także metodę bilansu wodnego, której zastosowanie wymaga m.in. wyznaczenia dynamiki wilgotności gleby w bilansowanej przestrzeni glebowej [6,7,15, 17]. Reflektometria w domenie czasu lub w domenie częstotliwości pozwala na monitorowanie statusu wody w sposób nieinwazyjny praktycznie dla dowolnie krótkich kroków czasowych [1,4,10,16]. I dla takich właśnie kroków można budować bilans wody, który następnie można wykorzystać do wyznaczenia intensywności parowania.

Celem pracy jest ocena przydatności techniki TDR do wyznaczenia parowania z powierzchni gleby bez roślin. Intensywność parowania zostanie obliczona na podstawie równania bilansu wodnego wierzchniej warstwy gleby, budowanego dla dowolnych kroków czasowych. Zaprezentowaną metodę rozpatrzono dla przypadku płytko posadowionej warstwy nieprzepuszczalnej.

MATERIAŁ I METODA

Do budowy bilansu wodnego dla nieustalonych warunków powietrzno-wodnych wymagane jest prowadzenie ciągłej obserwacji wilgotności wielokrotnie w tym samym punkcie gleby. Pozwala na to zastosowanie aparatu D-LOG/mts wraz z czujnikami typu FP/mts. Pomiaru prowadzone są wtedy w sposób nieinwazyjny, dodatkowo współpraca z urządzeniem rejestrującym umożliwia ciągłe (np. co 1 min) zapisywanie wyników do bazy danych. Na rysunku 1 przedstawiono sposób wyznaczenia intensywności parowania wody znając wilgotność w poszczególnych warstwach profilu glebowego. Mając do dyspozycji informacje



Rys. 1. Zmiany ilości wody w wierzchnich warstwach profilu glebowego bez roślin wywołane parowaniem

Fig. 1. Changes of the amount of water in upper layers of bare soil profile caused by evaporation

o zmianach wilgotności i objętości poszczególnych warstw można obliczyć sumaryczną objętość wody w chwili początkowej Q^p oraz w chwili końcowej Q^k . Jeżeli znana jest długość kroku czasowego Δt ($\Delta t = t^p - t^k$) to można wyznaczyć intensywność zmian objętości wody w czasie Δt . Tak wyznaczona wielkość odpowiada intensywności parowania przy spełnieniu dwóch warunków. Po pierwsze zmiany wilgotności wynikają wyłącznie z parowania z powierzchni gleby, a nie np. z przepływu przez ostatnią warstwę bądź z przepływu poziomego. Po drugie, wilgotność zmierzona w centralnym punkcie każdej warstwy jest dla niej wilgotnością reprezentatywną. Po spełnieniu tych warunków można zgodnie z rysunkiem 1 obliczyć intensywność parowania na podstawie zależności [6]:

$$E_n = \frac{\sum_{i=1}^n h_i (Q_i^k - Q_i^p)}{\Delta t}, \quad (1)$$

gdzie: n – liczba warstw, na które podzielono całą przestrzeń glebową,

h_i – wysokość i -tej warstwy,

Q_i^p – końcowa objętość wody w i -tej warstwie,

Q_i^k – początkowa objętość wody w i -tej warstwie,

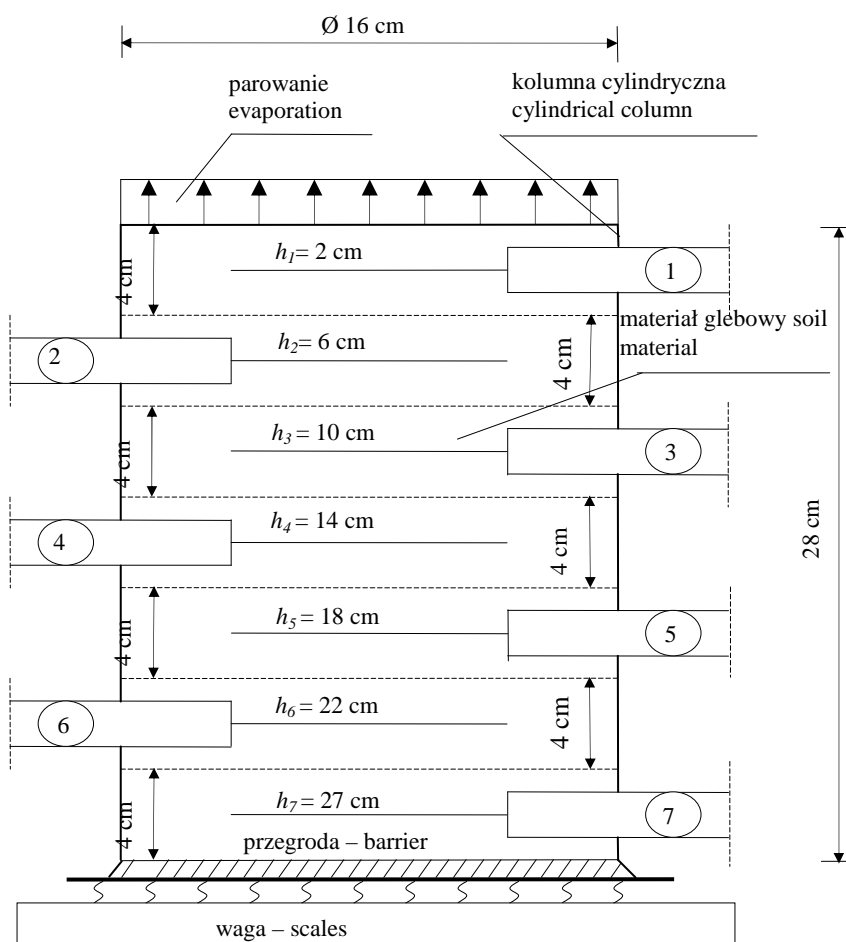
Δt – krok czasowy, dla którego budowany jest bilans wody,

E_n – parowanie z góru w bilansowanym okresie.

Korzystając z powyższej zależności obliczono intensywność parowania z powierzchni gleby bez roślin w warunkach laboratoryjnych oraz w warunkach polowych.

Eksperyment laboratoryjny

Badania laboratoryjne przeprowadzono w laboratorium Instytutu Kształtowania i Ochrony Środowiska. Przygotowano cylindryczną kolumnę o wymiarach przedstawionych na rysunku 2. Wypełniono ją materiałem glebowym o rozkładzie granulometrycznym gliny pylastej średniej [11]. W umownych warstwach kolumny zainstalowano centralnie czujniki TDR. Tak przygotowaną kolumnę umiejscowiono na wadze. Pomiar wilgotności wykonywano co 1 godzinę zaś ubytek wagi próbki rejestrowano co 24 godziny o godzinie 12⁰⁰. Pomiary prowadzono przez 23 doby. W laboratorium panowała w przybliżeniu stała temperatura i wynosiła 20°C. Górna powierzchnia kolumny pozostała odsłonięta, w związku z powyższym zjawisko parowania z powierzchni odbywało się w sposób niezakłócony.



① — ⑦ czujnik TDR, TDR sensor, h_1, h_6 – odległość powierzchni monolitu glebowego od osi symetrii czujnika, distance of the soil material surface from the symmetry axis of sensor

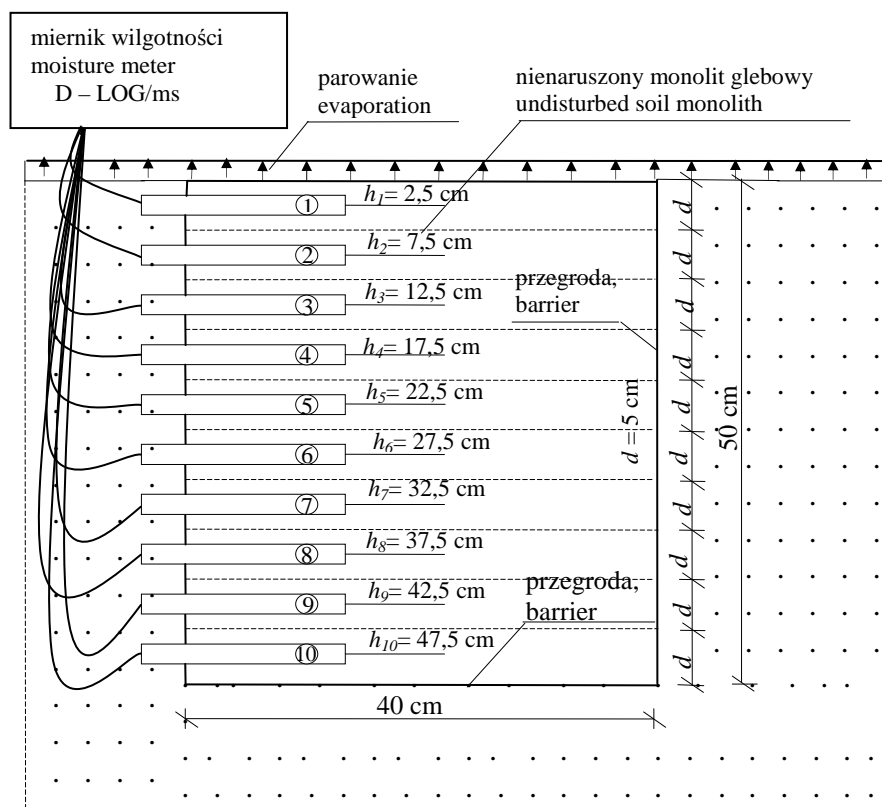
Rys. 2. Schemat eksperymentu laboratoryjnego

Fig. 2. Scheme of the laboratory experiment

Eksperyment polowy

Badania polowe przeprowadzono w miejscowości Biesiadki w województwie małopolskim. Na poletku doświadczalnym stanowiącym użytek zielony wyodrębniono prostokątny monolit glebowy o kształcie i wymiarach przedstawionych na rysunku 2. W celu wyeliminowania ruchu wody w kierunku poziomym,

na ścianach bocznych zainstalowano pionowe przegrody. Natomiast pozioma przegroda w dnie monolitu, wyeliminowała możliwość podsiąku lub migracji wody do głębiej położonych warstw. Zainstalowano również 10 czujników TDR w równych odległościach w sposób przedstawiony na rysunku 3.



$h_1 - h_{10}$ - odległość powierzchni gleby od osi symetrii czujnika, distance of the soil surface from the symmetry axis of sensor

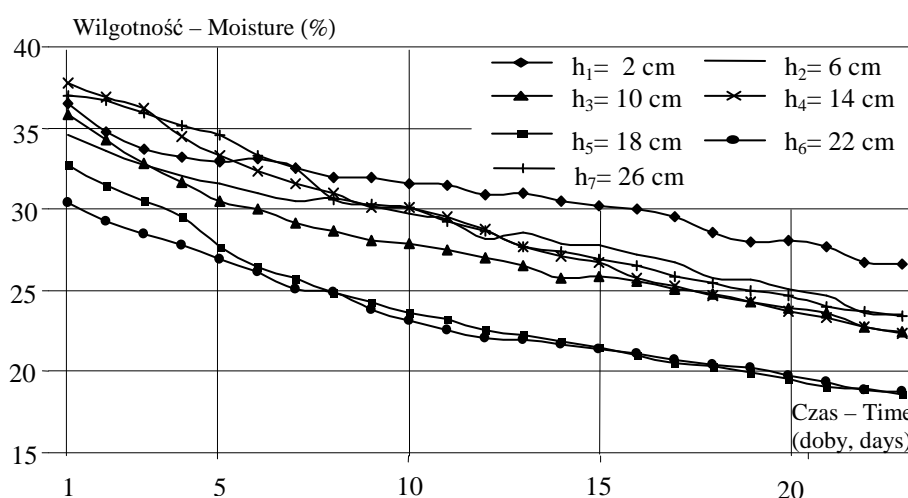
Rys. 3. Schemat eksperymentu polowego

Fig. 3. Scheme of the field experiment

W przypadku badań polowych części mineralne czynnej warstwy gleby wykazywały rozkład granulometrycznym gliny pyłastej średniej. Obserwacje prowadzono przez 5 dni a wilgotność w każdej warstwie odczytywano o godzinie 12⁰⁰. Badanie przeprowadzono w trzeciej dekadzie lipca 2003 roku.

WYNIKI

Na początek przeanalizowane zostaną wyniki eksperymentu laboratoryjnego. Rysunek 4 przedstawia dynamikę wilgotności w poszczególnych warstwach kolumny glebowej. W każdym przekroju zauważono ciągły spadek wilgotności.



Rys. 4. Dynamika wilgotności w warstwach cylindrycznej kolumny glebowej
Fig. 4. Moisture dynamics in the layers of cylindrical soil column

Świadczy to o równomiernym zmniejszaniu się objętości wody we wszystkich warstwach. Ubytek z warstwy przypowierzchniowej ($h_1 = 2\text{cm}$) spowodowany jest bezpośrednio parowaniem z powierzchni kolumny. Natomiast zmiany wilgotności w pozostałych warstwach wynikają z pionowego, skierowanego do góry ruchu wody wewnątrz monolitu glebowego. Spadki wilgotności w poszczególnych warstwach były nieznacznie zróżnicowane i wahały się od 9,7% w warstwie przypowierzchniowej do 14,1% w warstwie, na której środek znajduje się na głębokości 18 cm od powierzchni kolumny. Zróżnicowanie to może wynikać ze zmiennej zagęszczenia materiału glebowego, z którego wykonano kolumnę glebową. Ponadto zaobserwowano czasową zmienność spadku wilgotności. W początkowym okresie spadki wilgotności we wszystkich warstwach były większe w stosunku do spadków z końcowego okresu badań. Przykładowo w warstwie, której środek znajduje się na głębokości 10 cm spadek wilgotności w pierwszych pięciu dobach wyniósł 4,5% a w ostatnich pięciu dobach wynosi zaledwie 1,9%. Następnie, wykorzystując zależność 1, obliczono intensywność parowania z powierzchni kolumny. Oblicze-

nia przeprowadzono w 6-ciu seriach. W każdej, zmieniano długość kroku czasowego, dla którego budowano równanie bilansu wodnego. Długości kroków czasowych Δt wynosiły kolejno 1 h, 2 h, 4 h, 8 h, 12 h oraz 24 h. Wyniki obliczeń przedstawiono na rysunku 5 (punkty koloru czarnego). Linią ciągłą zaznaczono rzeczywiste wartości parowania z powierzchni kolumny uzyskane na podstawie pomiarów ubytku wagi próbki. Analiza rysunku 5 wskazuje, że gdy parowanie wyznaczone na podstawie bilansu obliczanego z krótkim krokiem czasowym, to uzyskane wartości są niezadowalające. Przykładowo dla kroku czasowego $\Delta t = 1$ h obliczone wartości parowania wahają się w granicach od -18 do $+25$ $\text{mm}\cdot\text{doba}^{-1}$. Tak duże rozproszenie uzyskanych wyników spowodowane jest niestabilnością metody dla zbyt krótkich kroków czasowych. Dla dłuższych kroków, gdy $\Delta t = \text{np. } 24$ h wartości uzyskane na podstawie obliczeń ze wzoru 1 i ubytku wagi są w przybliżeniu ze sobą zgodne. Potwierdza to również rysunek 6, na którym przedstawiono porównanie parowania obliczonego i zmierzonego, przy czym wyniki zaprezentowano w dokładniejszej skali niż na rysunku 5.

W dalszej części pracy przeanalizowano w sposób ilościowy dokładność metody wyznaczania parowania z powierzchni gleby bez roślin. Wielkość błędu bezwzględnego B_b i średniego błędu kwadratowego B_{bk} uzależniono od długości kroku czasowego Δt . Korzystając z zależności 2 obliczono wartości błędu bezwzględnego B_b dla $\Delta t = 1, 2, 4, 8, 12, 24$ i 48 godzin:

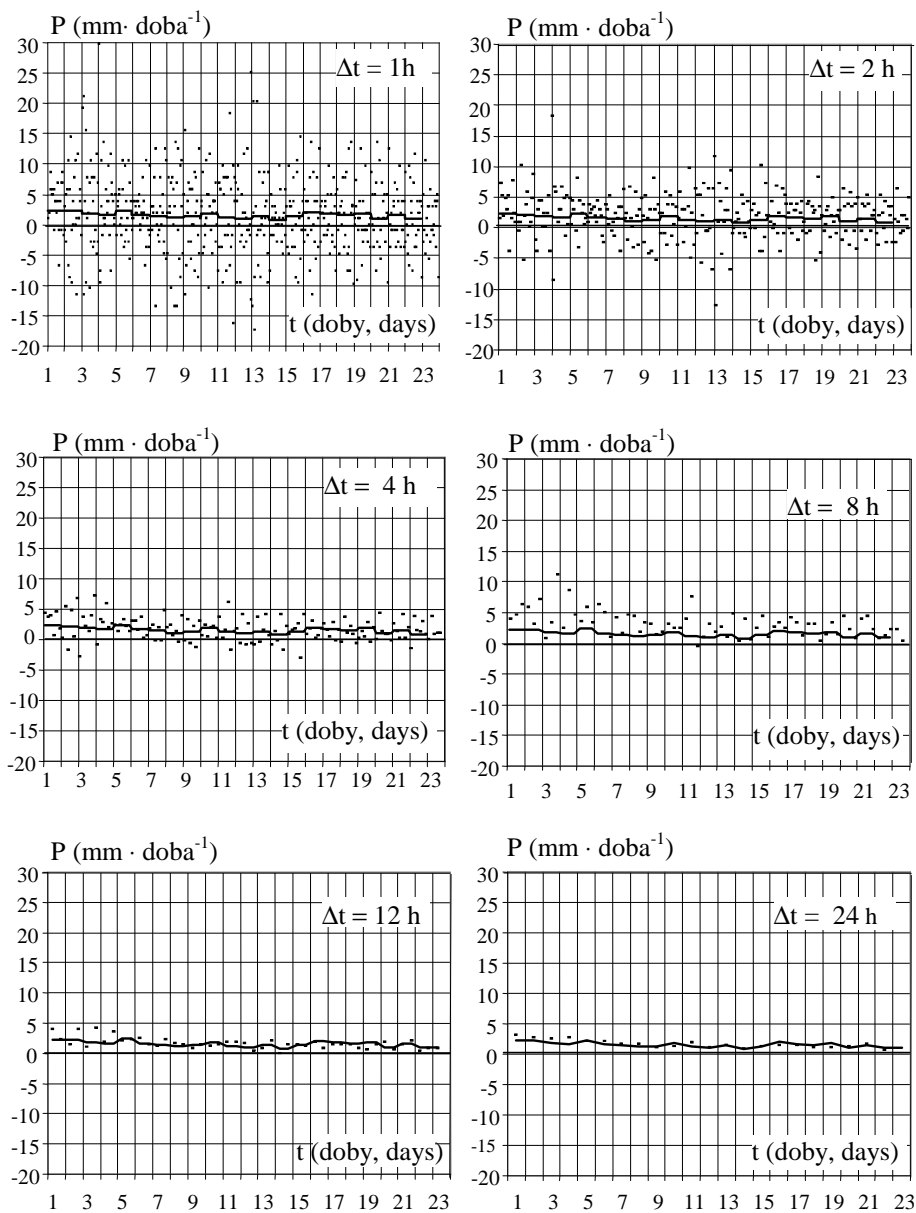
$$B_b = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m |E_u - E_{u,r}|, \quad (2)$$

gdzie: B_b – średni błąd bezwzględny dla wybranego kroku czasowego Δt ,
 E_u – parowanie z powierzchni gleby obliczone na podstawie zależności 1,
 $E_{u,r}$ – parowanie rzeczywiste obliczone na podstawie ubytku wagi z próbki,
 m – ilość porównywanych par wartości E_u i $E_{u,r}$.

Dla takich samych kroków czasowych obliczono wartość średniego błędu kwadratowego B_{bk} (zależność 3):

$$B_{bk} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (E_u - E_{ur})^2, \quad (3)$$

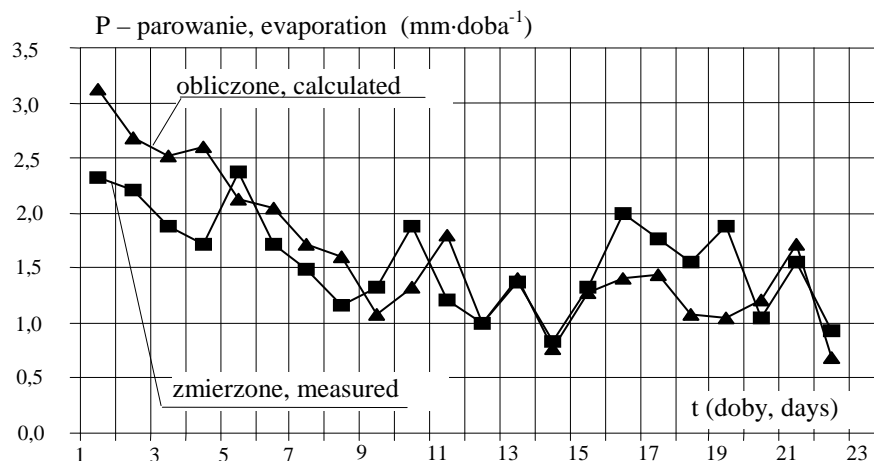
gdzie: B_{bk} – średni błąd kwadratowy dla wybranego kroku czasowego ΔT ,
 pozostałe oznaczenia jak w zależności 2.



P – parowanie, evaporation

Rys. 5. Porównanie obliczonego i zmierzonego parowania z powierzchni kolumny dla różnych kroków czasowych

Fig. 5. Comparison of the calculated and measured evaporation from the surface of the column for various time steps



Rys. 6. Porównanie obliczonego i zmierzonego parowania z powierzchni kolumny dla kroku czasowego $\Delta t = 12$ h

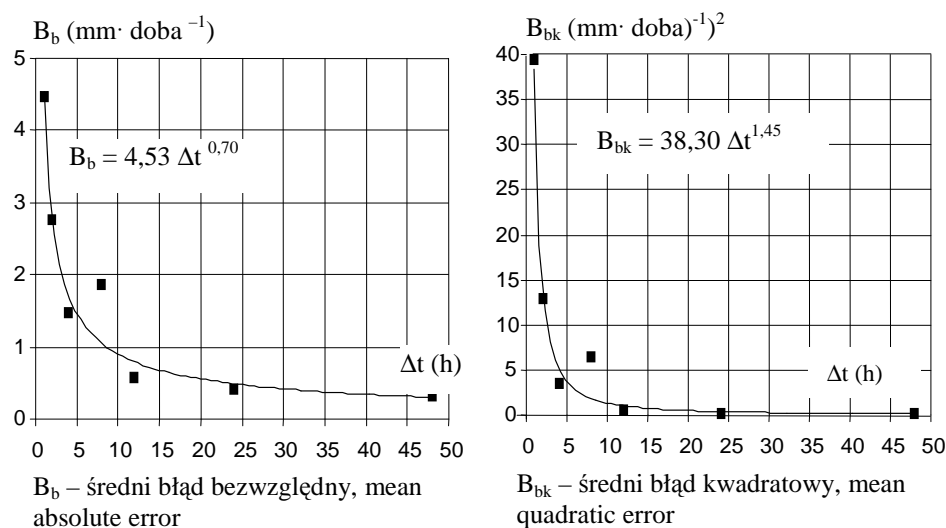
Fig. 6. Comparison of the calculated and measured evaporation from the surface of the column for time step $\Delta t = 12$ h

Wartości błędów przedstawiono na rysunku 7. Wynika z niego, że dokładność zaprezentowanej metody rośnie wraz z wydłużaniem się kroku czasowego na podstawie, którego budowano bilans wodny. Dla kroku $\Delta T > 12$ h wartości błędów B_b i B_{bk} stabilizują się. Przeprowadzenie pełnej analizy dokładności wymaga wyznaczenia wartości średniego błędu względnego (B_w), który wyliczono na podstawie zależności 4:

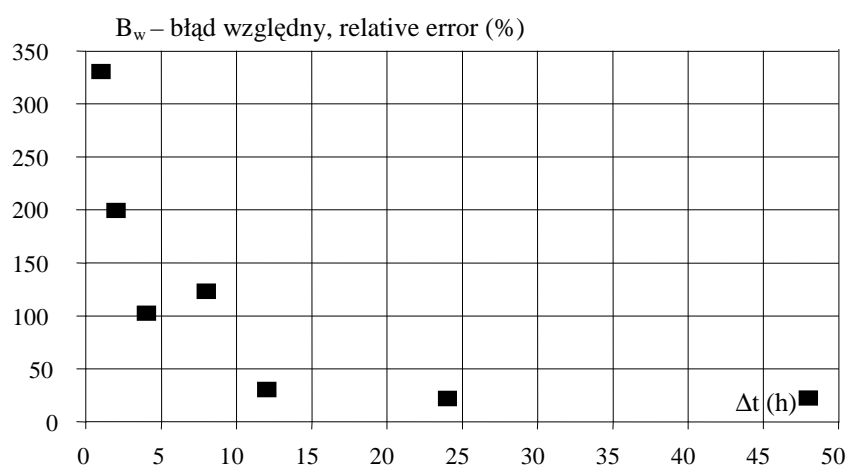
$$B_w = \frac{1}{m} \sum_{l=1}^m \frac{|E_u - E_{ur}|}{E_{ur}} \cdot 100\%, \quad (4)$$

gdzie: B_w – średni błąd bezwzględny,
pozostałe oznaczenia jak w zależności 2.

Wartości błędu B_w przedstawiono na rysunku 8. Z rysunku tego wynika, że gdy parowanie wyznaczamy budując bilans wodny dla kroku czasowego $\Delta T > 12$ h, to błąd bezwzględny wynosi poniżej 30%. W związku z powyższym obliczenia mające na celu wyznaczenie parowania w warunkach polowych przeprowadzono z krokiem czasowym $\Delta T = 12$ h. Z 5-cio dobowego okresu badań wybrano dobę drugą, trzecią i czwartą, ponieważ w pierwszej i ostatniej dobie wystąpił opad atmosferyczny o nieznanym natężeniu, co uniemożliwiło budowę bilans wodnego.



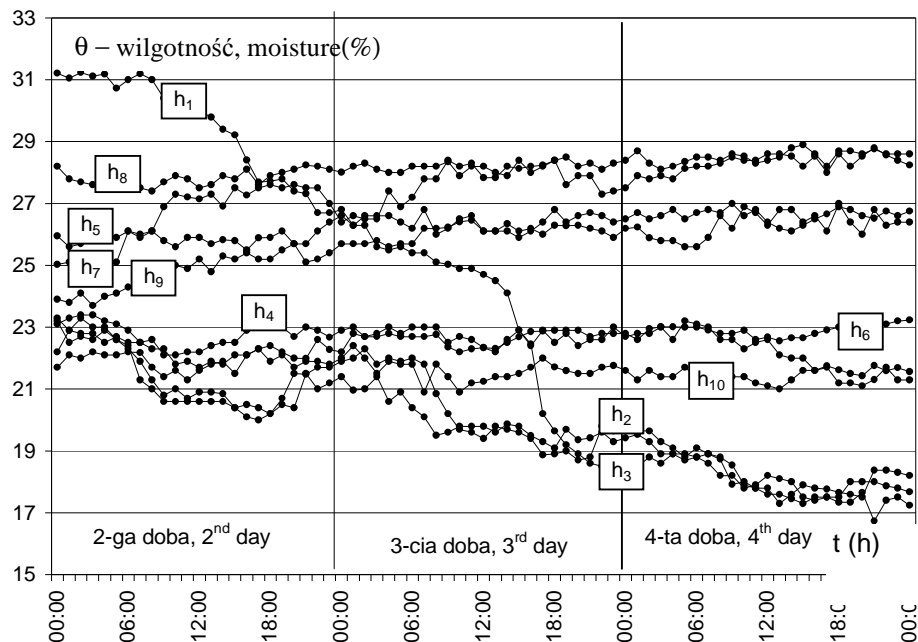
Rys. 7. Dokładność metody w zależności od długości kroku czasowego
 Fig. 7. Accuracy of method depending on the time step length



Rys. 8. Wartości średniego błędu względnego B_w w zależności od przyjętego kroku czasowego
 Fig. 8. Values of the mean relative error B_w depending on the time step

Na rysunku 9 przedstawiono dynamikę wilgotności w kolejnych warstwach wydzielonego monolitu. Intensywny opad w pierwszej dobie spowodował, że ruch wody w rozpatrywanej przestrzeni glebowej w następnych trzech dobach odbywał się w sposób nieustalony. W trzech górnych warstwach (nr 1, nr 2, nr 3) zaobser-

wowano spadek wilgotności spowodowany migracją wody w głąb profilu oraz parowaniem. Przykładowo w warstwie nr 1 wilgotność w ciągu 3 dób spadła o 14% (z 31 do 17%). Natomiast począwszy od warstwy 5-tej wilgotność w rozpatrywanym okresie rosła na skutek zasilania z górnych warstw. Podobnie jak w przypadku eksperymentu laboratoryjnego, korzystając z zależności 2 obliczono intensywność parowania z powierzchni gleby. Bilans wodny budowano dla kroków 12-sto godzinnych, które w okresie nocnym rozpoczynały się o godzinie 18⁰⁰ i kończyły się o godzinie 6⁰⁰, a w okresie dziennym rozpoczynały się o godzinie 6⁰⁰ i kończyły się o godzinie 18⁰⁰.



Rys. 9. Dynamika wilgotności w wybranych warstwach monolitu

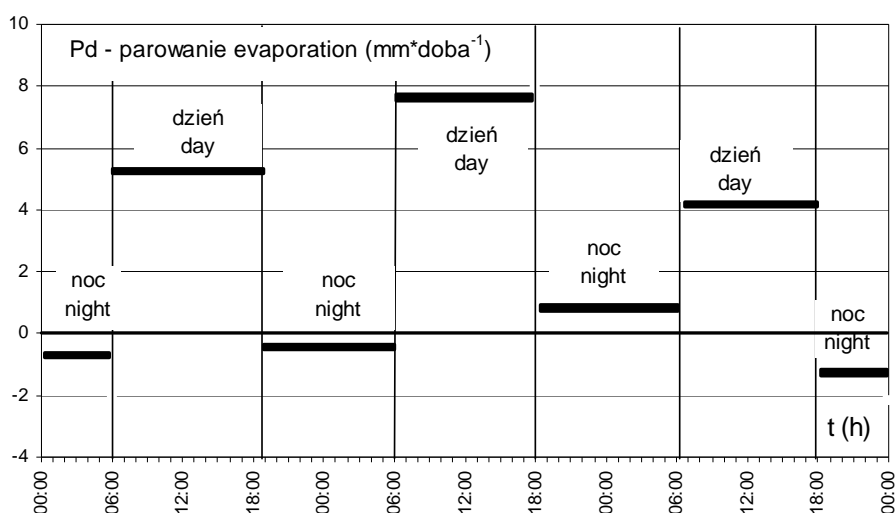
Fig. 9. Moisture dynamics in selected layers of soil monolith

Wyniki obliczeń przedstawiono na rysunku 10. Parowanie w okresach dziennych wahało się w granicach od 4 do prawie 8 mm-doba⁻¹, a parowanie w okresie nocnym wahało się w granicach od około -1,5 do +1 mm-doba⁻¹. Ujemne wartości obliczonego parowania mogą wynikać z niedokładności metody, bądź też mogą być spowodowane przenikaniem wody z powietrza do wierzchniej warstwy gleby w wyniku kondensacji pary. Zjawisko takie może mieć miejsce w przypadku napływu mas powie-

trza o dużej zawartości wilgoci [2]. Wykorzystując zależność 1 obliczono także średnie dobowe parowanie dla okresu, w którym prowadzono badania. Obliczona wartość wyniosła $3,1 \text{ mm}\cdot\text{doba}^{-1}$. Średnie parowanie obliczono również na podstawie zależności empirycznej opracowanej dla Karpat Wschodnich [9]. W zależności tej średnia miesięczna suma ewapotranspiracji potencjalnej wg Penmana jest uzależniona od wysokości ponad poziom morza i rozpatrywanego okresu. Dla miesiąca lipca zależność ta przyjmuje postać:

$$E_p = 0,017h + 104,6, \quad (5)$$

gdzie: E_p – średnia miesięczna suma ewapotranspiracji potencjalnej wg Penmana, h – wysokość ponad poziom morza (dla Biesiadek $h = 300 \text{ m. n.p.m.}$).



Rys. 10. Intensywność parowania z powierzchni gleby bez roślin w warunkach polowych obliczona na podstawie dynamiki wilgotności

Fig. 10. Intensity of evaporation from bare soil surface (without plants) under field conditions calculated on the basis of the moisture dynamics

Obliczoną wg zal. 5 wartość ($E_p = 109,7 \text{ mm}$) podzielono przez 31 uzyskując średnie dobowe parowanie. Obliczona wartość wyniosła $3,54 \text{ mm}\cdot\text{doba}^{-1}$. Stosując wzór 5 należy pamiętać, że za jego pomocą można obliczyć jedynie średnią miesięczną ewapotranspirację. W związku z powyższym, obliczone tą zależnością dobowe wartości podane są w sposób szacunkowy.

WNIOSKI

1. Przeprowadzone eksperymenty laboratoryjne wykazały przydatność techniki TDR do budowy bilansu wierzchniej warstwy gleby, który następnie wykorzystano do oszacowania parowania z powierzchni gleby bez roślin. Stwierdzono, że gdy bilans wodny budowany jest dla kroków czasowych $\Delta T > 12h$ to dokładność szacowania parowania z powierzchni gleby wyrażona błędem względnym kształtuje się na poziomie mniejszym od 20%.

2. Zaprezentowaną metodę zweryfikowano w warunkach polowych. Wykazano, że dobowe wartości parowania z gleby bez roślin obliczone zaproponowaną w pracy metodą są zbliżone do wartości uzyskanych na podstawie zależności empirycznej opracowanej dla zachodniej części Karpat Wschodnich.

PIŚMIENNICTWO

1. **Biniak M.:** Zmienność zasobów wodnych gleby pod powierzchnią nieporośniętą i trawiastą w okresie zimy 2002/2003. *Acta Agrophysica*, 3(1), 13-19, 2004.
2. **Bryś K.:** Rola czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu*, seria: Inżynieria Środowiska, 53, 17-47, 1998.
3. **Fedes R.A., Kowalik P., Zaradny H.:** Simulation of Fidel water USA and crop yield, Wageningen PUDOM, 36-45, 1978.
4. **Gácsi Z., Rajkai K., Hagyó A.:** Dynamika zawartości wody glebowej stanowisk leśnych w badaniach metodą TDR oraz modelowana matematycznie. *Acta Agrophysica*, 4(1), 43-50, 2004.
5. **Janik G.:** Spatial variability of soil moisture in grassland. *Int. Agrophysics*, 19(1), 37-45, 2005.
6. **Janik G.:** Badania nad zastosowaniem reflektometrii czasowej (TDR) do oceny opadu efektywnego. *Acta Agrophysica*, 4(2), 325-338, 2004.
7. **Jaworski J.:** Metody wyznaczania parowania terenowego i ich zastosowanie dla zlewni Wilgi. *Wiad. IMGW*, t. XIII (XXXIV), z. 1-4, 21-43, 1990.
8. **Komisarek J., Kozłowski M.:** Zastosowanie modelu symulacyjnego SWAP do oceny bilansu wodnego gleby płowej zaciekowej falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu*, CCCLXV, 223-231, 2005.
9. **Kowanetz L.:** Zakres zmienności parowania w zachodniej części Karpat polskich. *Współczesne Problemy Inżynierii Środowiska, III. Bilanse Wodne Ekosystemów Rolniczych*, Wyd. AR, Wrocław, 63-78, 2004.
10. **Malicki M.A.:** Metodyczne zagadnienia monitoringu statusu wody w wybranych materiałach biologicznych. *Acta Agrophysica*, 19, 1999.
11. **Pobłocka M.:** Szacowanie parowania terenowego w oparciu o rozwiązanie zadania odwrotnego i pomiary wilgotności gruntu metodą TDR. Praca magisterska wykonana w Instytucie Kształtowania i Ochrony Środowiska AR we Wrocławiu (opiekun pracy G. Janik), maszynopis, 2003.
12. **Radomski Cz.:** *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa, 1977.
13. **Reinhard A.:** Regulacja i matematyczne modelowanie ruchu wody w glebie. *Wyd. AR Wrocław*, 2001.
14. **Rojek M.:** Rozkład czasowy i przestrzenny klimatycznych i rolniczo-klimatycznych bilansów wodnych na terenie Polski. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Rozprawy*, 62, 1987.

15. **Somorowska U.:** Ocena zasobów wody w strefie aeracji na podstawie pomiarów metodą reflektometryczną (TDR). *Acta Agrophysica*, 4(1), 169-176, 2004.
16. **Topp G.C., Davis J.L.:** Time-domain reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling. *Advances in Irrigation*, 3, 412-414, 1985.
17. **Żyromski A.:** Czynniki agrometeorologiczne a kształtowanie się zasobów wodnych w glebie lekkiej z podsiękiem wód gruntowych w okresie wiosennym, *Zesz. Nauk. AR Wrocław*, 404, rozprawy CLXXVIII, 2001.

DYNAMICS OF MOISTURE OF TOP SOIL LAYER AS INFORMATION ABOUT EVAPORATION INTENSITY*

Grzegorz Janik

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

Abstract. The paper presents a method allowing to determine the intensity of evaporation from soil surface without plants. The method makes use of solving the inverse task. It depends on determining the search quantity, in this case evaporation intensity, knowing only the dynamics of moisture of the upper soil layers. Applying the TDR method makes possible continuous moisture measurements. It allows the formulation of the water balance for detached soil space for any short time steps. The evaporation intensity was the only unknown in the balance and on this basis it was determined. The laboratory investigations carried out on soil columns showed that accuracy of the presented method ascended with the length of taken time step for which the water balance was formulated. For time step longer than 8 hours the relative error was smaller than 20%. This method was also used for determining the evaporation intensity from soil surface without plants in field conditions.

Key words: TDR technology, water balance of top soil layer, intensity of evaporation from soil surface without plants

* The experiment was conducted with participation of students from Prof. Stanisław Bac Students' Science Organization