

PORÓWNANIE RÓŻNYCH SPOSOBÓW OKREŚLANIA ZAPASÓW WODY W GLEBIE TORFOWO-MURSZOWEJ UŻYTKOWANEJ ŁĄKOWO

Tomasz Brandyk, Ryszard Oleszczuk, Jan Szatyłowicz

Katedra Kształtowania Środowiska SGGW, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: brandyk@alpha.sggw.waw.pl

Streszczenie. W pracy porównano trzy sposoby określania zasobów wody w 1-metrowej warstwie gleby torfowo-murszowej (MtIIbc) z obiektu Kuwasy. W analizie wykorzystano równania empiryczne do określania wielkości zasobów wody w oparciu: o pomiary położenia zwierciadła wody gruntowej (metoda 1) oraz pomiary zmian ruchów pionowych położenia powierzchni gleby (metoda 2). Do obliczenia zasobów wody wykorzystano również wyniki pomiarów uwilgotnienia gleby metodą TDR (metoda reflektometrii w domenie czasu, metoda 3). Wartości zasobów wody otrzymane przy wykorzystaniu metody 1 były generalnie wyższe od wartości zasobów wody obliczonych przy wykorzystaniu metody TDR, natomiast obliczone wartości zasobów wody przy zastosowaniu metody 2 wykazywały niższe wartości w porównaniu z metodą 3. Określone na podstawie bezpośrednich pomiarów uwilgotnienia metodą TDR wartości zasobów charakteryzowały się największą zmiennością w porównaniu z pozostałymi dwoma metodami.

Słowa kluczowe: zasób wody, gleba torfowo-murszowa, ruchy pionowe powierzchni

WSTĘP

Jednym z najważniejszych czynników wpływających na stan gleb torfowych jest głębokość zalegania zwierciadła wody gruntowej. Czynnikiem ten jest dominujący w fazie powstawania tych gleb, jak również decyduje o procesach ich przeobrażania się pod wpływem czynników antropogenicznych oraz o procesach ubytku masy organicznej. Zmiany stanów wody gruntowej wpływają na zmianę zasobów wody, a także powodują ruchy pionowe gleb torfowych. Skala tego zjawiska zależy od rodzaju gleby torfowej, stopnia zagęszczenia, miąższości oraz amplitudy stanów wody gruntowej [3,4,6,9,10]. W warunkach naturalnych maksymalne zmiany położenia powierzchni torfowiska na skutek zmian stanów wody gruntowej i uwilgotnienia w ciągu roku mogą dochodzić nawet do około 230 mm

[9]. W związku z tym podejmowano próby opracowania zależności pomiędzy wielkością zapasów wody glebowej a zmianami położenia powierzchni terenu. Dla gleb mineralnych (gliny ciężkie) próbę opisu zmian zapasów wody w zależności od zmian położenia powierzchni gleby podjęli Bronswijk [2] i Mitchell [5]. Natomiast dla gleb torfowych próbę takiego opisu podjęli Oleszczuk i in. [7], którzy opracowali równania empiryczne umożliwiające obliczanie aktualnych zapasów wody glebowej w oparciu o pomiary położenia powierzchni terenu lub pomiary stanów wody gruntowej dla 1-metrowej warstwy gleby torfowo-murszowej (Mt II bc).

Celem niniejszej pracy jest porównanie trzech sposobów określania wielkości zapasów wody w 1 - metrowym profilu gleby torfowo-murszowej (Mt II bc) torfowiska Kuwasy. W analizie wykorzystano równania empiryczne opracowane przez Oleszczuka i in. [7] umożliwiające określanie wielkości zapasów wody w oparciu o pomiary zmian położenia zwierciadła wody gruntowej (metoda 1) oraz pomiary zmian położenia powierzchni gleby (metoda 2). Do obliczenia zapasów wody w 1-metrowej warstwie profilu glebowego wykorzystano również wyniki bezpośrednich pomiarów uwilgotnienia gleby metodą TDR (metoda 3).

MATERIAŁ I METODY

W celu uzyskania niezbędnych danych empirycznych do określania zapasów wody w glebie torfowo-murszowej (Mt II bc) niezbędnych do analizy porównawczej od 3 czerwca do 25 września 1998 roku przeprowadzono niezależne pomiary terenowe w kwaterze 17, torfowiska Kuwasy. Stosowane równania empiryczne są równaniami liniowymi w następującej postaci:

- zależności zapasów wody w 1 metrowej warstwie profilu glebowego od położenia zwierciadła wody gruntowej:

$$Z = 848,8 + 0,957H \quad (1)$$

- zależności zapasów wody w 1 metrowej warstwie profilu glebowego od położenia powierzchni gleby:

$$Z = 289,68 + 4,422S \quad (2)$$

gdzie: Z – zapas wody w 1 metrowej warstwie profilu glebowego (mm), H – położenie zwierciadła wody gruntowej poniżej powierzchni terenu (cm), S – położenie powierzchni gleby ponad poziom porównawczy (mm).

W rozpatrywanym profilu glebowym w wierzchniej warstwie do głębokości 20 cm występuje mursz, a pod nim zalegają kolejno: warstwa przejściowa (20-25 cm), torf mechowiskowy, średnio rozłożony (25-35 cm); torf turzycowiskowy, średnio rozłożony (35-50 cm) oraz torf olesowy, silnie rozłożony (50-110 cm)

podścielony piaskiem. Podstawowe właściwości fizyczne poszczególnych warstw w profilu glebowym zestawiono w tabeli 1. Obszar kwatery nawadniany systemem podsiąkowym jest wykorzystywany jako średnio intensywny użytek zielony. W ramach badań terenowych przeprowadzono pomiary uwilgotnienia gleby, położenia zwierciadła wody gruntowej w studziencie obserwacyjnej, położenia zwierciadła wody w rowie i ruchów pionowych powierzchni gleby. Pomiary większości parametrów w warunkach terenowych wykonano w profilu glebowym zlokalizowanym w odległości 25 m od rowu nawadniającego w przedziałach dobowych, z wyjątkiem pomiarów pionowych ruchów powierzchni, które prowadzono co 3 doby. Obserwacje ruchów pionowych powierzchni gleby prowadzono w trzech powtórzeniach przy wykorzystaniu zainstalowanych w kwaterze pulsometrów konstrukcji Szuniewicza [10]. Zastosowane pulsometry zbudowane były z metalowych prętów zakończonych dyskiem. Zmiany położenia powierzchni gleby mierzono względem stałego poziomu odniesienia, którym była stalowa rama zakotwiona w podłożu mineralnym. W kwaterze znajdowała się również stacja meteorologiczna, gdzie wykonywano systematyczne pomiary wysokości opadów atmosferycznych oraz standardowych parametrów meteorologicznych wymaganych do obliczania ewapotranspiracji potencjalnej według formuły Penmana w modyfikacji francuskiej [8].

Tabela 1. Właściwości fizyczne w profilu gleby Mt II bc, kwatera 17, obiekt Kuwasy
Table 1. Physical properties of peat-moorsh soil profile, plot 17, Kuwasy

Warstwa Depth (cm)	Popielność Ash content (% a.s.m.)	Gęstość fazy stałej Particle density (g cm ⁻³)	Gęstość gleby Bulk density (g cm ⁻³)	Porowatość Porosity (% obj.)
0-10	16,64	1,65	0,26	84,47
10-20	13,41	1,62	0,24	85,30
20-30	13,22	1,61	0,20	87,73
30-40	13,68	1,52	0,18	88,83
40-50	14,23	1,63	0,13	91,69
50-60	15,48	1,64	0,16	90,20
60-70	17,56	1,67	0,18	89,08
70-80	19,99	1,70	0,21	87,50
80-90	20,00	1,70	0,21	87,50
90-100	19,99	1,70	0,21	87,50

Do pomiarów uwilgotnienia gleby zastosowano 8 czujników TDR zainstalowanych poziomo co 10 cm do głębokości 80 cm wraz z urządzeniem odczytowym. Zastosowanie metody TDR do pomiaru uwilgotnienia wymaga opracowa-

nia krzywych kalibracji, które były przedmiotem studiów i badań w glebach mineralnych opublikowanych m.in. w pracach [12,13].

Natomiast dla poszczególnych warstw rozpatrywanej gleby torfowo-murszowej krzywe te opracowano jako zależności pomiędzy stopniem objętościowym wody (stosunek objętości wody do objętości fazy stałej gleby, ϑ), a stałą dielektryczną (ϵ) w postaci wielomianów 3-go stopnia. Takie przedstawienie krzywej kalibracji uwarunkowane było faktem zmniejszania się objętości gleby na skutek utraty wilgotności podczas procesu kalibracji. Szczegółowy opis zastosowanych równań kalibracji przedstawiony jest w pracy Oleszczuka i in. [7]. Wyniki pomiarów położenia zwierciadła wody gruntowej oraz położenia powierzchni gleby wykorzystane zostały w równaniach (1) i (2) do obliczenia zapasów wody w 1-metrowej warstwie profilu glebowego. Natomiast pomiary stopnia objętościowego wody metodą TDR wykorzystano do określenia przebiegu zapasów wody w 1-metrowej warstwie profilu glebowego zgodnie z równaniem zaproponowanym przez Oleszczuka i in. [7]:

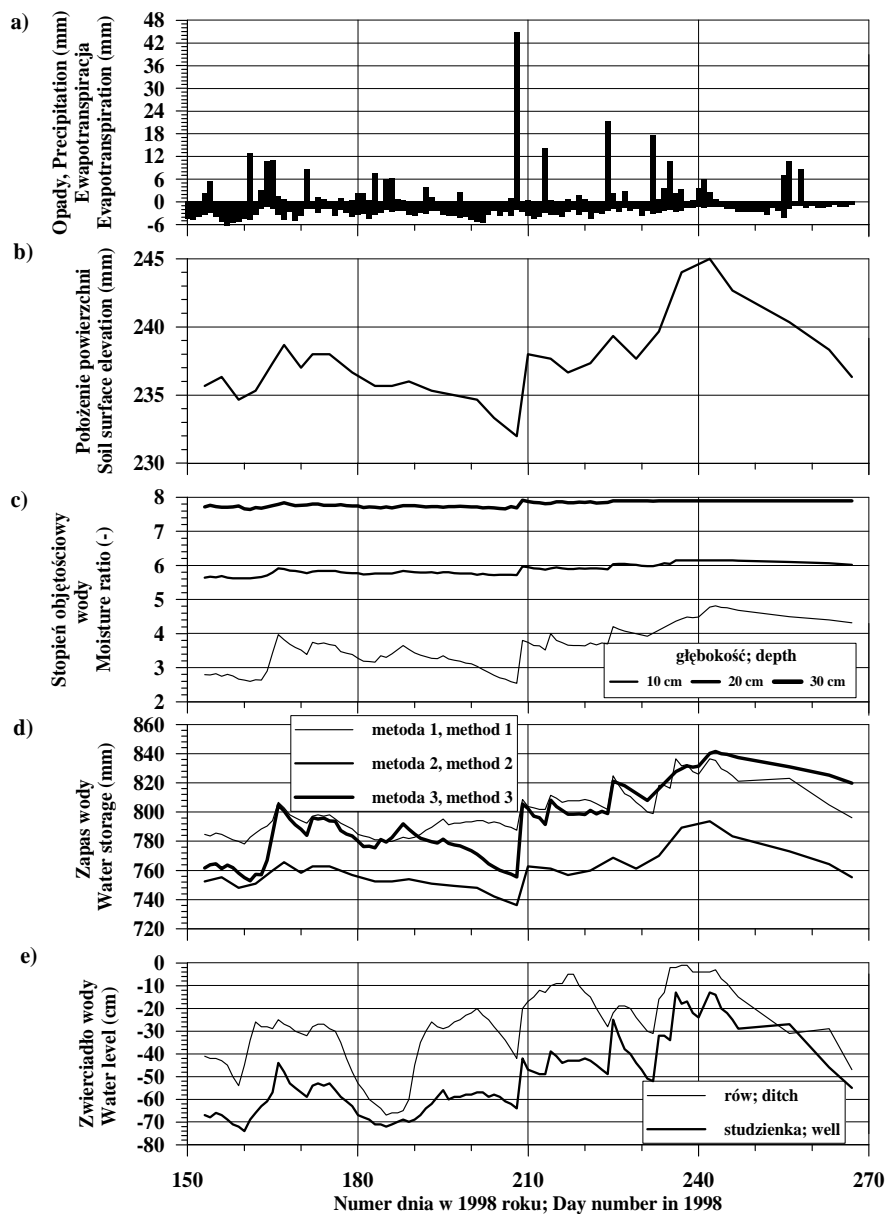
$$Z = \frac{\vartheta z_s}{e_s + 1} \quad (3)$$

gdzie: Z – zapas wody (m), ϑ – stopień objętościowy wody (–), z_s – miąższość rozpatrywanej warstwy gleby w stanie pełnego nasycenia (m), e_s – wskaźnik porowatości gleby w stanie pełnego nasycenia (–).

WYNIKI I DYSKUSJA

Wyniki pomiarów opadów, ewapotranspiracji potencjalnej, ruchów pionowych powierzchni, stopnia objętościowego wody na głębokościach: 10, 20 i 30 cm pod powierzchnią terenu, wielkości zapasów wody oraz stanów wody w rowie i w studziencie obserwacyjnej w kwaterze 17 w rozpatrywanym okresie pomiarowym przedstawiono na rysunku 1. Analizując wielkości miesięcznych sum opadów w okresie pomiarowym od 3 czerwca do 25 września 1998 roku, tj. między 153 a 267 dniem roku na tle średnich miesięcznych sum opadów z wielolecia dla rozpatrywanego obszaru [1] przedstawionych w tabeli 2, można stwierdzić, że czerwiec, lipiec i wrzesień w 1998 roku charakteryzowały się wartościami opadu niższymi w porównaniu do średnich z wielolecia. Natomiast wielkość miesięcznej ewapotranspiracji potencjalnej była wyższa od wartości średniej z wielolecia jedynie w czerwcu 1998 roku (tab. 2).

Zakres zmierzonych zmian położenia powierzchni gleby wahał się od 232 do 245 mm i był ściśle powiązany ze zmianami uwilgotnienia wierzchnich warstw gleby. Analizując dynamikę zmian położenia powierzchni gleby można stwierdzić, że zmiany te wywołane procesem pęcznienia przebiegają szybciej niż zmia-



Rys. 1. Wyniki pomiarów położenia powierzchni gleby, stopnia objętościowego wody, zapasów wody oraz położenia zwierciadła wody w rowie i wody gruntowej na tle opadów atmosferycznych i ewapotranspiracji w roku 1998

Fig. 1. Measurement results of precipitation, evapotranspiration, soil surface position, moisture ratio, water storage, ditch and groundwater (well) levels in 1998

ny wywołane procesem kurczenia. Z analizy danych pomiarowych uwilgotnienia gleby przedstawionych na rysunku 1 wynika, że największe zmiany uwilgotnienia zachodziły w wierzchniej warstwie na głębokości 10 cm i były one rezultatem wpływu warunków meteorologicznych. Na głębokościach 20 i 30 cm pod powierzchnią terenu, amplitudy zmian uwilgotnienia były znacznie mniejsze.

Tabela 2. Miesięczne sumy opadów i ewapotranspiracja potencjalna w roku 1998 na tle średnich z wielolecia 1960-1994

Table 2. Monthly sums of precipitation and potential evapotranspiration for the year 1998 together with the long term averages for the period 1960-1994

Rok – Year	Miesiące – Months			
	VI	VII	VIII	IX
Opady - Precipitation (mm)				
1998	62,1	77,3	92,9	46,5
1960-1994	89,6	87,8	75,3	59,9
Ewapotranspiracja potencjalna – Potential evapotranspiration (mm)				
1998	102,6	97,4	76,2	49,2
1960-1994	94,4	102,6	88,8	61,3

Wyniki obliczeń zapasów wody w 1-metrowej warstwie profilu glebowego przy zastosowaniu trzech różnych sposobów obliczeń tj. na podstawie położenia zwierciadła wody gruntowej (metoda 1), na podstawie położenia powierzchni gleby (metoda 2) i na podstawie bezpośrednich pomiarów uwilgotnienia metodą TDR (metoda 3) przedstawiono na rysunku 1d. Na rysunku tym widoczne jest duże zróżnicowanie wartości zapasów wody w zależności od zastosowanego sposobu ich określania. Analizując określone na podstawie bezpośrednich pomiarów uwilgotnienia metodą TDR wartości zapasów wody, można stwierdzić, że charakteryzują się one największą zmiennością w porównaniu z pozostałymi metodami. Na początku rozpatrywanego okresu tj. od 3 czerwca 1998 roku przyjmują one wartości bliskie zapasom określonym na podstawie pomiarów pionowych ruchów powierzchni gleby. Od 11 do 15 czerwca w wyniku występujących opadów atmosferycznych i wyraźnego podniesienia się zwierciadła wody gruntowej, na skutek piętrzenia wody w rowie zaobserwowano gwałtowny wzrost wartości zapasów wody zbliżony do określonych na podstawie pomiarów stanów wody gruntowej (metoda 1). W późniejszym, bezopadowym okresie, od połowy lipca na skutek przesychnienia wierzchniej warstwy gleby i systematycznego obniżania się zwierciadła wody gruntowej, odnotowano ponowne obniżenie się obliczonych na podstawie wyników uzyskanych metodą TDR zapasów wody glebowej do wartości bliskich zapasom określonym na podstawie pionowych zmian położenia powierzchni gleby. W wyniku bardzo intensywnego opadu (około 45 mm), który

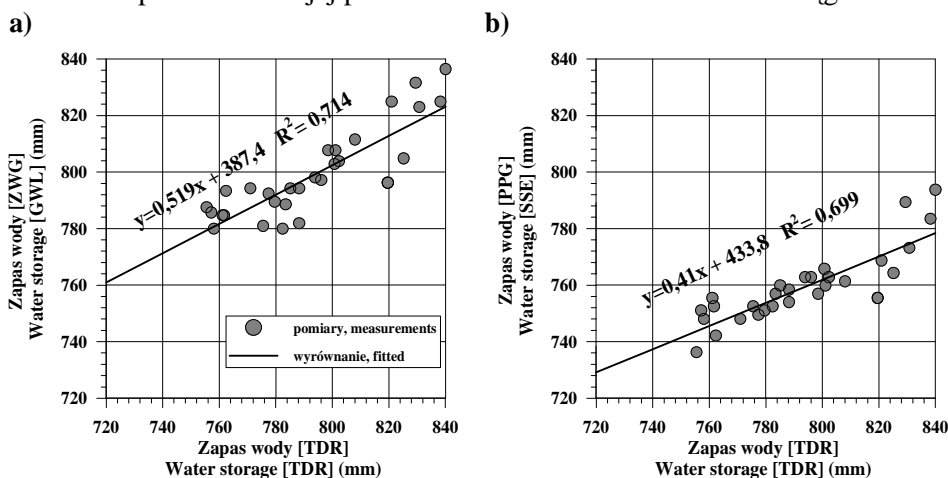
wystąpił 28 lipca 1998 roku oraz gwałtownego podniesienia się zwierciadła wody powierzchniowej w rowie, powodującego również znaczne podniesienie się zwierciadła wody gruntowej, zaobserwowano gwałtowny wzrost wartości zapasów wody w profilu glebowym – o około 50 mm (pomierzony metodą TDR). W kolejnych dniach na skutek opadów atmosferycznych i płytko zalegającego pod powierzchnią terenu zwierciadła wody gruntowej, obserwowano systematyczny wzrost wielkości zapasów wody glebowej określonych w oparciu o metodę TDR do wartości bliskich, a nawet w końcu tego okresu, przewyższających wartości zapasów określonych na podstawie położenia zwierciadła wody gruntowej. Wielkości zapasów wody określonych na podstawie położenia zwierciadła wody gruntowej (metoda 1) układały się podobnie do wartości określonych na podstawie pomiarów ruchów pionowych położenia powierzchni gleby (metoda 2), przy czym były od nich systematycznie wyższe, średnio o około 30-40 mm.

Położenie zwierciadła wody w rowie na skutek realizowanych nawodnień podsiąkowych ulegało znacznym wahaniom osiągając maksymalną głębokość – około 70 cm na początku lipca, a minimalną – bliską powierzchni terenu na początku września (rys. 1e). Zwierciadło wody gruntowej, mierzone w studziencie obserwacyjnej, na początku czerwca znajdowało się na głębokości około 70 cm i w miarę upływu czasu stopniowo podnosiło się osiągając na początku września głębokość około 10 cm pod powierzchnią terenu.

Przyjmując obliczone wartości zapasów wody w oparciu o wyniki pomiarów metodą TDR jako poziom odniesienia, na rysunku 2 przedstawiono porównanie wielkości zapasów obliczonych przy wykorzystaniu pomiarów zmian położenia zwierciadła wody gruntowej (rys. 2a) oraz przy wykorzystaniu pomiarów zmian położenia powierzchni gleby (rys. 2b). Z porównania wyników pomiarów zapasów wody przy wykorzystaniu metod 1 i 2 stwierdzono, że wyniki uzyskane z metody 1 są bardziej zbliżone do wyników pomiarów uzyskanych z metody TDR, natomiast wyniki otrzymane z metody 2 wykazują niższe wartości od pomierzonych metodą TDR.

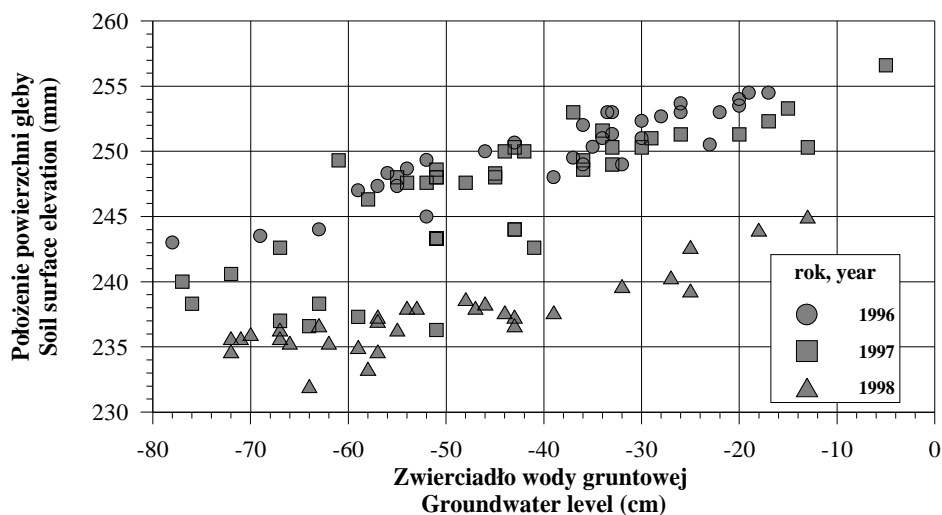
W związku ze znacznymi różnicami obliczonych wielkości zapasów wody w oparciu o równanie 2, w stosunku do pozostałych metod, na rysunku 3 przedstawiono dodatkowo zmiany położenia powierzchni gleby w latach 1996-1998 w zależności od zmian położenia zwierciadła wody gruntowej wykorzystując dane pomiarowe [7]. Z danych przedstawionych na tym rysunku wynika, że przy tych samych położeniach zwierciadła wody gruntowej, wahających się w przedziale 10-80 cm obserwowano zróżnicowanie położenia powierzchni gleby. W 1996 roku wielkość zmian położenia powierzchni gleby zawierała się w przedziale od około 245 mm do około 255 mm. Na początku lipca 1996 roku nastąpił stopniowy wzrost położenia zwierciadła wody gruntowej, któremu odpowiadał wzrost położenia powierzchni gleby, natomiast w połowie września 1996

roku zaobserwowano stopniowe obniżanie się położenia zwierciadła wody gruntowej i powierzchni terenu. Na początku rozpatrywanego okresu w 1997 roku (początek czerwca), po relatywnie wysokich stanach wody gruntowej i stosunkowo wysokim położeniu powierzchni gleby zbliżonym do maksymalnego stanu w roku 1996 (około 255 mm) obserwowano stopniowe obniżanie się położenia zwierciadła wody gruntowej i powierzchni gleby do około 235 mm [7]. W czerwcu 1998 roku położenie powierzchni terenu odpowiadało wysokości z początku września 1997 i stopniowo wzrastało na skutek podnoszenia się zwierciadła wody gruntowej i wzrostu stanu uwilgotnienia przypowierzchniowych warstw gleby. Porównując zmierzone zmiany położenia powierzchni gleby z lat 1996 i 1998 stwierdzić można, że przy tych samych stanach wody gruntowej różnica pomiędzy położeniami powierzchni gleby wynosiła około 14 mm. Różnice w wysokościach położenia powierzchni gleby torfowo-murszowej przy tych samych stanach wody gruntowej (przy tym samym uwilgotnieniu) mogą być spowodowane zjawiskiem zagęszczania się masy organicznej i jej mineralizacji. Dynamika tych zjawisk zależy głównie od: miąższości gleby, głębokości odwodnienia, sposobu użytkowania oraz panujących warunków meteorologicznych. Podobne tempo zmniejszania się miąższości powyższego profilu wykazał Szuniewicz [11], który na podstawie wcześniejszych wieloletnich badań stwierdził, że rozpatrywana gleba obniża położenie swojej powierzchni średnio o około 7 mm w ciągu roku.



Rys. 2. Zależności pomiędzy zapasami wody określonymi dla 1 metrowej warstwy profilu glebowego na podstawie pomiarów położenia zwierciadła wody gruntowej (a) oraz pomiarów zmian położenia powierzchni gleby (b) w porównaniu z zapasem wody obliczonym przy zastosowaniu metody TDR

Fig. 2. Relationships between determined water storage of 1 m soil profile using groundwater level measurements (a), soil surface elevation changes (b), in comparison with calculated water storage using TDR method



Rys. 3. Zależność zmian położenia powierzchni gleby od położenia zwierciadła wody gruntowej w latach 1996-1998, kwatery 17, obiekt Kuwasy

Fig. 3. Relation between soil surface elevation changes and groundwater level changes for the period 1996-1998, plot 17, Kuwasy

WNIOSKI

1. Określone na podstawie bezpośrednich pomiarów uwilgotnienia metodą TDR wartości zapasów wody w 1-metrowym profilu gleby torfowo-murszowej charakteryzują się największą zmiennością w porównaniu z pozostałymi metodami.
2. Wielkości zapasów wody określonych na podstawie zmian położenia zwierciadła wody gruntowej (metoda 1) układały się podobnie do wartości określonych na podstawie pomiarów pionowych zmian położenia powierzchni gleby (metoda 2), przy czym były od nich systematycznie wyższe, średnio o około 30-40 mm.
3. Analizując wartości zapasów wody określone przy zastosowaniu różnych metod pomiarowych można stwierdzić, że przy zastosowaniu metody 1 uzyskano generalnie wyższe, a przy zastosowaniu metody 2 – niższe wartości w porównaniu do uzyskanych w oparciu o wyniki pomiarów metodą 3 (TDR).
4. Na podstawie analizy pomiarów położenia powierzchni gleby z lat 1996 i 1998 stwierdzono, że przy tych samych położeniach zwierciadła wody gruntowej (przy tym samym uwilgotnieniu) różnica położenia powierzchni gleby wynosiła około 14 mm, co mogło być spowodowane zjawiskiem zagęszczenia się masy organicznej i jej mineralizacją.

PIŚMIENNICTWO

1. **Brandyk T., Szuniewicz J., Szatyłowicz J., Chrzanowski S.:** Potrzeby wodne roślinności obszarów hydrogeniczných. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 432, 91-104, 1996.
2. **Bronswijk J.J.B.:** Relation between vertical soil movements and water –content changes in cracking clays. Soil Sci. Am. J., 55, 1220-26, 1991.
3. **Gilman K.:** Hydrology and Wetland Conservation, J. Wiley & Sons, 101 pp, 1994.
4. **Ilnicki P.:** Obniżanie się powierzchni torfowisk w dolinie Bystrej Noteci w zależności od ich budowy i intensywności odwodnienia. Wiad. IMUZ, 10(3), 35-59, 1972.
5. **Mitchel A. R.:** Soil surface to estimate profile soil water. Irrig. Sci. 12, 1-6, 1991.
6. **Oleszczuk R.:** Analiza stosunków wodnych w profilu gleby torfowo-murszowej z uwzględnieniem zjawisk pęcznienia i kurczenia. Maszynopis pracy doktorskiej, Katedra Kształtowania Środowiska i Melioracji SGGW, 96 ss, 1998.
7. **Oleszczuk R., Szatyłowicz J., Brandyk T.:** Ocena zasobów wodnych gleby torfowo-murszowej na podstawie pomiarów pionowych zmian położenia powierzchni gleby. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln., 477, 121-128, 2001.
8. **Roguski W., Sarnacka S., Drupka S.:** Instrukcja wyznaczania potrzeb i niedoborów wodnych roślin uprawnych i użytków zielonych. Mat. Instr. nr 66 IMUZ Falenty, 1988.
9. **Szuniewicz J.:** Pulsacyjne ruchy powierzchni torfowiska i ich wpływ na bilansowanie zmian w zapasach wody gruntowej w profilu glebowym. Informator IMUZ, VIII-IX, 234-238, 1985.
10. **Szuniewicz J.:** Retencja pulsacji i kształtowanie się stosunków wodnych w latach suchych w zmeliorowanych torfach mechowiskowych. Wiad. IMUZ 16(), 169-183, 1989.
11. **Szuniewicz J.:** Oddziaływanie warunków wodnych na tempo zmniejszania się miąższości łąkowo użytkowanych gleb torfowo-murszowych. Wiad. IMUZ, 17(4), 181-196, 1996.
12. **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.
13. **Walczak R., Sławiński C., Malicki M., Sobczuk.:** Measurements of water characteristic in soil using TDR technique: water characteristics of loess under different treatment. Int. Agroph., 7, 175-182, 1993.

COMPARISON OF DIFFERENT METHODS OF WATER STORAGE
DETERMINATION IN PEAT-MOORSH SOIL PROFILE USED
AS A MEADOW

Tomasz Brandyk, Ryszard Oleszczuk, Jan Szatyłowicz

Department of Environmental Improvement, Warsaw Agricultural University
Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: brandyk@alpha.sggw.waw.pl

Abstract. Three methods for the determination of water storage in 1 m deep peat-moorsh (MtlIbc) soil from Kuwasy, located in the Biebrza River Valley, were compared. The empirical equations for determination of water storage using measurements of groundwater level changes (method 1) and measurements of vertical changes of soil surface elevation (method 2) were used. Soil water storage in 1 m soil layer was also determined from direct field measurements of soil water content using TDR (method 3). The results of soil water storage obtained using method 1

were generally higher than the values determined using TDR (method 3), and the values of water storage calculated using method 2 showed slightly lower values in comparison with method 3. The values of water storage determined using direct field measurements of water content were characterised by the highest variability in comparison with the other two considered methods.

Key words: water storage, peat-moorsh soil, vertical surface movements