5. PRZEMIESZCZANIE SIĘ WILGOCI W STREFIE AERACJI

Urszula Soczyńska

RÓWNANIE PRZEPŁYWU CIECZY PRZEZ OŚRODEK POROWATY

Dynamika wilgotności gleb kształtuje się w głównej mierze w zależności od rytmu klimatycznego, wielkości opadów, szaty roślinnej i zdolności gleby do magazynowania wody. Ilość wody zatrzymana w glebie zależy od jej własności fizycznych, m.in. od składu mechanicznego, zawartości koloidów organicznych i mineralnych, budowy profilu pionowe-

go itp. Wilgotność gleby wykazuje znaczną zmienność zarówno w profilu glebowym, jak i w czasie.

Matematyczny opis przepływu cieczy przez jednorodny ośrodek glebowy może być rozpatrywany w aspekcie zachowania masy i energii, a zatem na podstawie równań ciągłości i ruchu. Równanie ruchu przy przepływie cieczy przez glebę jest reprezentowane prawem Darcy, w myśl którego objętość przepływającej cieczy V przez ośrodek porowaty jest proporcjonalna do przestrzennego gradientu potencjału cieczy Φ. Współczynnik proporcjonalności k zwany jest przewodnością hydrauliczną gleby. Prawo Darcy wyraża się równaniem:

$$\bar{V} = -k \text{ grad } \Phi \tag{27}$$

Potencjał cieczy obejmuje dwie składowe: komponent grawitacyjny Z steruje przemieszczaniem się cieczy w polu grawitacyjnym; drugi komponent — to potencjał kapilarny — charakteryzowany ciśnieniem ssącym gleby h_s, ssaniem macierzystym S_m lub potencjałem macierzystym gleby Ψ_m, zależnie od przyjętych jednostek. Można zatem napisać:

$$\Phi = Z + \Psi \tag{28}$$

Uwzględniając równanie ciągłości oraz równanie Darcy, dochodzi się do ogólnej postaci równania opisującego dynamikę przemieszczania się wilgoci w strefie aeracji w postaci:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z}\right) - \left(\frac{\partial k}{\partial \Theta}\right)\left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right) \tag{29}$$

gdzie: $D(\Theta) = k(\Theta) \dfrac{d\Psi}{d\Theta}$ i oznacza dyfuzyjność cieczy w glebie;

Θ — objętościowa wilgotność gleby [cm³/cm³];
k — przewodność hydrauliczna gleby [cm/s];
z — kierunek przemieszczania się wilgoci w glebie (pionowa oś układu współrzędnych skierowana ku dołowi);
t — czas.

Pierwszy człon równania (29) reprezentuje ruch cieczy pod wpływem potencjału kapilarnego i grawitacyjnego w pierwszej fazie procesu infiltracji. W okresie tym potencjał grawitacyjny osiąga niewielkie wartości a dominującą siłą ruchu wilgoci jest potencjał kapilarny. Po osiągnięciu przez glebę wilgotności odpowiadającej stanowi polowej pojemności wodnej (wypełnienie wszystkich przestrzeni kapilarnych gleby) rozpoczyna się drugi etap infiltracji reprezentowany przez drugi człon równania (29), w którym dominującą rolę odgrywa potencjał grawitacyjny. Ten drugi etap charakteryzuje ustaloną fazę infiltracji, równą

co do wielkości współczynnikowi przewodności hydraulicznej gleby w stanie saturacji, tj. współczynnikowi filtracji k_s.

Rozwiązanie równania (29) wymaga oszacowania dwóch parametrów będących funkcją rodzaju gleby oraz jej wilgotności. A zatem każdy typ gleby występującej w zlewni musi mieć określone funkcje: potencjału kapilarnego $\Psi(\Theta)$ oraz współczynnika przewodności hydraulicznej $k(\Theta)$.

PODSTAWY IDENTYFIKACJI PARAMETRÓW RÓWNANIA PRZEMIESZCZANIA WILGOCI W GLEBIE

Wielkość potencjału kapilarnego zależy od aktualnej wilgotności gleby; najczęściej jest on charakteryzowany ciśnieniem ssącym wody glebowej, reprezentującym różnicę aktualnego wskazania tensjometru (p) i ciśnienia atmosferycznego (p_o)

$$h_s = -(p_o - p) \tag{30}$$

Wielkość ciśnienia ssącego jest często określana jako „ssanie macierzyste", co wskazuje na rolę sił macierzy glebowej (cząstki i ziarna fazy stałej) wiążących wodę w glebie. Ciśnienie ssące wody glebowej zależy od zawartości wody w glebie (Θ). W miarę ubywania wilgoci następuje stopniowe opróżnianie kapilar, w kolejności od największych do najmniejszych średnic porów. Relacja pomiędzy ciśnieniem ssącym (h_s) i zawartością wody w glebie (Θ) jest określana jako wilgotnościowa i retencyjna charakterystyka gleby. Dla wygody przy określaniu zależności $h_s = f(\Theta)$ zastępuje się wartość ciśnienia ssącego jego logarytmem (log $h_s = pF$). Tak opisane krzywe retencyjności nazywa się także krzywymi pF. Krzywe pF konstruuje się na podstawie wyników eksperymentalnych pomiarów ciśnienia ssącego w glebie, w różnych warunkach jej wilgotności. Przykładowe krzywe pF dla podstawowych gleb występujących w Polsce pokazano i szeroko przedyskutowano w pracach Kowalika (1973), Kowalika i Zaradnego (1970) oraz Święcickiego i Borka (1976). Krzywa pF jest wyczerpującą charakterystyką retencyjności określonego typu gleby. Pomiary eksperymentalne ciśnienia ssącego wody w glebie wykazały zjawisko histerezy krzywej pF. Tym samym wartościom wilgotności Θ odpowiadają różne wartości pF, w zależności od kierunku przemieszczania się wilgoci w glebie (większe wartości pF towarzyszą procesowi odwadniania, mniejsze — procesowi zwilżania). O tej własności należy pamiętać przy modelowaniu przemieszczania się wilgoci w glebie. Parametr ten powinien być zatem oszacowany w postaci dwu funkcji, odrębnie dla zwilżania i odwadniania gleby.

Drugą charakterystyką, odgrywającą dużą rolę przy przemieszczaniu się wody w glebie, jest potencjał grawitacyjny (Z). Wskaźnikiem potencjału grawitacyjnego jest współczynnik przewodności hydraulicznej gleby, wyrażony w funkcji jej wilgotności $k = f(\Theta)$. Współczynnik k zależy od oporów tarcia, czyli od przewodności ośrodka glebowego względem przepływającej wody. Opory przemieszczania się wilgoci w glebie zależą od wzajemnego przyciągania molekuł wodnych (lepkości wody) oraz od wiązania wody na ściankach kapilarów glebowych. Siły tarcia wyrażone współczynnikiem k są większe, im większa jest powierzchnia kontaktu (na jednostkę masy wody) pomiędzy wodą a fazą stałą. Powierzchnia kontaktu zależy z kolei od kształtu geometrycznego ziarn, czyli od struktury gleby oraz jej uwilgotnienia (Θ). Współczynnik k rośnie wraz ze wzrostem wilgotności, osiągając wartość maksymalną w stanie maksymalnego nasycenia gleby (stan saturacji). Maksymalna wartość współczynnika przewodności hydraulicznej (k_s) jest znana pod nazwą współczynnika filtracji. Rozwiązanie równania (29) wymaga zatem oszacowania dla wszystkich rodzajów gleb w zlewni funkcji $k = f(\Theta)$. Przykłady tego typu zależności dla piasku i iłu podają Kowalik i Zaradny (1970).

W przypadku trudności eksperymentalnego określenia funkcji $k = f(\Theta)$ dla wszystkich rodzajów gleb występujących w zlewni istnieje możliwość oszacowania wartości k w glebie, przy różnych stanach jej nawilgocenia, na podstawie wzorów ustalonych eksperymentalnie. Wszystkie formuły uzależniają współczynnik przewodności hydraulicznej od jego wartości przy pełnym nasyceniu (współczynnika filtracji) oraz aktualnego potencjału ciśnienia ssącego.

Wartość współczynnika filtracji k_s zależy od rodzaju gleby (średnicy ziarn) oraz lepkości wody, wyrażanej najczęściej jej temperaturą. Wartości liczbowe k_s są określone dla większości rodzajów gleb i powszechnie dostępne w literaturze polskiej. Przybliżone wartości k_s (cm/s) dla podstawowych gleb osiągają następujący rząd wielkości:

żwiry	$10—10^{-1}$
piaski gruboziarniste	10^{-2}
piaski drobnoziarniste	10^{-3}
pyły	10^{-4}
gliny	$10^{-6}—10^{-8}$
iły	10^{-8}

Slyater podaje następującą charakterystykę przepuszczalności gleb, w zależności od wartości współczynnika filtracji (Kowalik, 1973):

k_s (cm/s)	Klasa przepuszczalności
$3 \cdot 10^{-6}$	wyjątkowo niska przepuszczalność
$3 \cdot 10^{-6}$—$3 \cdot 10^{-5}$	bardzo niska przepuszczalność
$3 \cdot 10^{-5}$—$3 \cdot 10^{-4}$	niska przepuszczalność
$3 \cdot 10^{-4}$—$3 \cdot 10^{-3}$	średnia przepuszczalność
$3 \cdot 10^{-3}$—$3 \cdot 10^{-2}$	wysoka przepuszczalność
$3 \cdot 10^{-2}$	bardzo wysoka przepuszczalność

Z uwagi na to, że charakterystyki $h_s(\Theta)$ i $k(\Theta)$ mogą być określone dla poszczególnych gatunków gleb, wykorzystanie tych informacji w modelu matematycznym przemieszczania się wilgoci w całej zlewni wymaga podziału jej powierzchni na quasi-jednorodne obszary z punktu widzenia przestrzennego rozmieszczenia różnego rodzaju gleb. Problem ten komplikuje dodatkowo zmienność gleb w profilu pionowym strefy aeracji w różnych punktach zlewni. Narzuca to konieczność dwustrefowego podziału obszaru zlewni. Według Fleminga (1975) profil glebowy może być podzielony na cztery warstwy poziome (horyzonty) zgodnie z następującą klasyfikacją:

A — warstwa gleby do materiału organicznego,
B — warstwa gleby leżąca pod horyzontem A (strefa akumulacji koloidalnej),
C — warstwa podglebia, obejmująca skałę napowietrzoną,
D — skała macierzysta.

Drugi etap podziału przestrzennego zlewni będzie przeprowadzony w każdym horyzoncie osobno. Ten dwustrefowy podział pozwoli na wyodrębnienie jednostkowych objętości gleby o strukturze w miarę jednorodnej, które będą scharakteryzowane właściwymi sobie parametrami $h_s(\Theta)$ i $k(\Theta)$. Tak określone parametry będą punktem wyjścia do oszacowania ich przeciętnych wartości (średnich ważonych) w węzłach siatki geometrycznej pokrywającej obszar zlewni.