



## **OCENA WPŁYWU ZMIAN KLIMATYCZNYCH I SUSZY ATMOSFERYCZNEJ NA WILGOTNOŚĆ GLEB**

**Krzysztof W. Książński**  
*Politechnika Krakowska*

### ***AN ASSESSMENT OF IMPACT OF CLIMATE CHANGES AND ATMOSPHERIC DROUGHT ON SOIL MOISTURE***

#### ***Streszczenie***

W artykule przeprowadzono analizę przebiegu zmian wilgotności gleby wynikających ze zmian intensywności opadów burzowych oraz przebiegu procesu kształtowania się suszy glebowej. Obliczenia przeprowadzono za pomocą uproszczonego modelu infiltracji nieustalonej – tzw. modelu tłokowego. Jest on dogodny szczególnie do symulacji zmian wilgotności gleb i przebiegu infiltracji do płytkich wód gruntowych. Na przykładzie konkretnego gruntu przedstawiono analizę wpływu czasu trwania opadu o zadanej wysokości dobowej na uwilgotnienie gleby, wielkość spływu powierzchniowego i intensywność zasilania wód gruntowych. W oparciu o wyniki tej analizy przedyskutowano oddziaływanie zmian klimatu, przejawiających się wzrostem częstotliwości występowania opadów o zadanych natężeniach. Drugi przykład przedstawia obliczenie przebiegu zmian wilgotności gleby w okresie bezopadowym, uwzględniające zachodzące równocześnie zmiany intensywności transpiracji. Pozwoliło to na ocenę wpływu suszy na stan ekosystemów wilgociolubnych, występujących na glebach bielcowych.

#### ***Summary***

*The publication analyzes the changes of soil moisture due to changes in storm rainfall intensity and the process of formation of soil drought.*

*Calculations were performed using a simplified model of transient infiltration – the so-called piston model. It is especially suitable for simulation of soil moisture changes and the process of infiltration to shallow groundwater. On the example of particular soil were presented an analysis of the impact of the duration of precipitation of predetermined daily height on a soil moisture, the volume of surface runoff and groundwater recharge intensity. Based on the results of this analysis are discussed impacts of climate change, manifested by an increase in the frequency of precipitations for a given intensity. The second example shows the calculation of the course of soil moisture changes during the period without precipitation, at the same time taking into account the changes in the intensity of transpiration. This allowed for an assessment of the impact of drought on hygrophilic ecosystems occurring on podzolic soils.*

## WPROWADZENIE

W ramach projektu GENESIS realizowanego w obszarze tematycznym *Environment* Siódmego Programu Ramowego Unii Europejskiej, służącego rozwojowi badań, technologii i aktywności naukowej, dokonywana była ocena wpływu zmian klimatu i użytkowania terenu na ekosystemy zależne od wód podziemnych. Celem licznych projektów badawczych wykonywanych w Programie była prognoza zmian wilgotności gleb związanych z opadami atmosferycznymi. W niniejszej pracy użyto do tego celu jednowymiarowego modelu infiltracji, znanego jako model tłokowy (Sisson et al., 1980), co można uzasadnić występującą w strefie aeracji dominacją ruchu pionowego. Model został zastosowany do oceny stanu obszarów podmokłych. W pierwszej części publikacji dokonano oceny wpływu zmian intensywności opadów ulewnych na wielkość tzw. opadu skutecznego – wywołującego spływ powierzchniowy. W części drugiej zbadana została odporność ekosystemów wilgociolubnych na susze glebowe pojawiające się w wyniku przedłużających się okresów bezopadowych.

## OPIS MODELU INFILTRACJI

Zastosowany do opisu infiltracji nieustalanej *model tłokowy*, w klasycznej wersji jest znany jako model Greena-Ampta (Green, Ampt, 1911). W wersji pełnej model ten pozwala przeprowadzać obliczenia zarówno infiltracji nasyconej, jak i nienasyconej, czy redystrybucji wilgoci w glebie (Charbeneau, 2000; Książczyński, 2007, 2010). W niniejszej pracy został on uzupełniony przez moduł umożliwiający obliczanie ewapotranspiracji rzeczywistej z uwzględnieniem

różnych typów roślinności (pokrycia terenu) i faz jej rozwoju, jak też ograniczeń transpiracji związanych z przebiegiem procesu osuszania (Książczyński, 2014a).

Model wykorzystano do obliczeń zmian wilgotności gleby wynikających z przebiegu opadów i ewapotranspiracji. Pozwala on również na ocenę dynamiki zmian zasilania wód podziemnych. Ze względu na słaby związek hydrauliczny poszczególnych profili w strefie aeracji, model może być stosowany w odniesieniu do poszczególnych obszarów o jednorodnej charakterystyce geotechnicznej, środowiskowej i hydrologicznej, lub do poszczególnych elementów sieci elementów skończonych. Racjonalne jest używanie go dla płytkich wód gruntowych, jako że przy większych miąższościach strefy nienasyconej dynamika infiltracji traci na znaczeniu.

Jak z tego wynika model może być użytecznym narzędziem do oceny wpływu opadów i zasilania wód podziemnych na pobór wody przez rośliny z warstw przypowierzchniowych. Taka sytuacja występuje w przypadku biotopów ekosystemów określanych jako zależne od wód gruntowych (czyli wodo – i wilgociolubnych). Symulacje mogą uwzględniać zarówno zmiany sezonowe, jak i sekularne, wynikające ze zmian klimatycznych. Można również modelować wpływ zmian antropogenicznych na biotopy (poprzez zmiany pokrycia terenu i poziomu wód gruntowych). Uzasadnione jest też stosowanie modelu w symulacjach nieustalonego zasilania wód podziemnych przy prognozowaniu przebiegu zmian ich zasobów.

## **WARUNKI MODELOWANIA INFILTRACJI DLA BIOTOPÓW WILGOCIOLUBNYCH**

Ekosystem zależny od wód podziemnych czerpie wodę głównie ze strefy aeracji. Istotną rolę odgrywa w takiej sytuacji wilgotność gleby. Ona właśnie decyduje o możliwości poboru wody przez rośliny (przede wszystkim musi być wyższa od odpowiadającej punktowi wędnięcia). Na wilgotność profilu glebowego, czyli do głębokości około 1 m, wpływają opady, ewapotranspiracja i podsiąk kapilarny, wywołując przemienne fluktuacje wilgotności. Właśnie w takich warunkach uzasadnione jest zastosowanie modelu łokowego.

Jeśli chodzi o tzw. podglebie, to jego wilgotność jest wynikiem bilansu wody obejmującego również sływ podpowierzchniowy, który stabilizuje głębszą infiltrację. Do oceny wielkości zasilania głębiej położonych wód podziemnych wystarcza długoterminowy bilans opadu netto, który uwzględnia zasilanie przez opad efektywny sływu powierzchniowego. Istotną rolę w takich warunkach pełni zasilanie z cieków powierzchniowych. Tak więc stosowanie modelu łokowego ma sens szczególnie w przypadku gleb biotopów naturalnych i upraw.

## UWZGLĘDNIENIE ZMIAN KLIMATYCZNYCH

Zmiany klimatyczne powodują lokalnie przede wszystkim zmiany wielkości opadu rocznego i średniej temperatury powietrza. Te podstawowe wskaźniki decydują jednak o dynamice procesów atmosferycznych, zmieniając częstotliwość i intensywność opadów ulewnych i rozlewnych, prędkość wiatrów itp. Z punktu widzenia bilansu wodnego gleb istotną rolę odgrywają:

- zmiany intensywności opadów,
- zmiany intensywności ewapotranspiracji wywołane zmianą natężenia szeregu parametrów meteorologicznych,
- zmiany rozdziału wody pomiędzy spływ powierzchniowy i infiltrację wywołane zmianą intensywności dobowych opadów efektywnych,
- zmiany uwilgotnienia gruntu związane ze zmianami infiltracji.

Opisany tu uproszczony model infiltracji pozwala przewidzieć zasadnicze zmiany w procesach obiegu wody w gruncie. Obliczenia zostały przeprowadzone dla kilku wartości opadów dobowych o różnych rzeczywistych czasach trwania. Połączenie natężenia opadu z czasem jego trwania wiąże się z konkretnym prawdopodobieństwem występowania takiego zdarzenia. Zależność pomiędzy natężeniem opadu i jego intensywnością o różnym prawdopodobieństwie przewyższenia badana była dla historycznych warunków polskich przez wielu autorów, m.in. Lambora i Wołoszyna (Lambor, 1971; Wołoszyn 1963). Tu wykorzystany został wzór Błaszczyka:

$$v_r = \frac{0.04 \sqrt[3]{h_y^2}}{t^{0.67} \sqrt[3]{p}}, \quad (1)$$

gdzie:  $v_r$  – natężenie opadu [mm/min],  $h_y$  – średnia roczna suma opadów [mm],  $t$  – czas opadu [min],  $p$  – prawdopodobieństwo przekroczenia natężenia [–].

Pozwala on ocenić prawdopodobieństwo wystąpienia danej korelacji pomiędzy natężeniem opadu i czasem jego trwania:

$$p = \frac{0.000064 h_y^2}{t^2 v_r^3}, \quad (2)$$

co umożliwiło sklasyfikowanie opadów odpowiadających analizowanym sytuacjom.

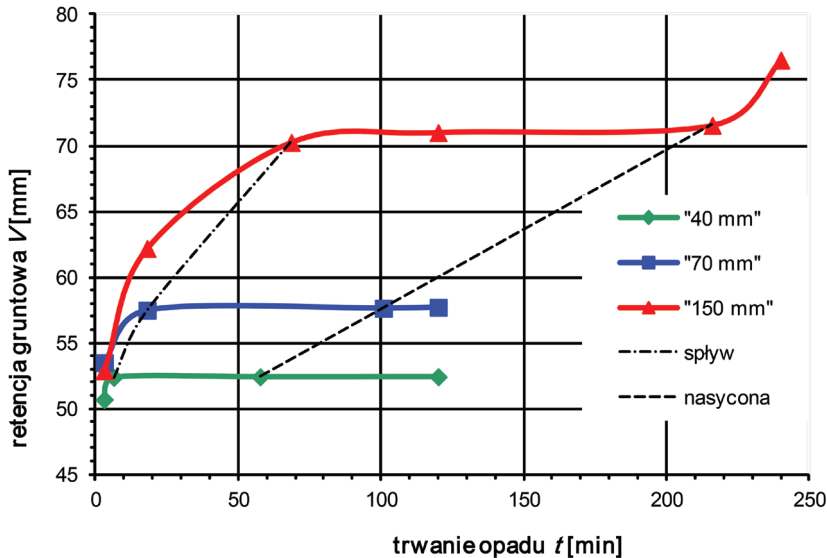
Przewidywane dla środkowej Polski scenariusze przewidują wzrost średniej rocznej temperatury powietrza i związany z tym wzrost szybkości cyrkulacji atmosfery (Kundzewicz, Kowalczak, 2008). W jego wyniku podwyższy się prawdopodobieństwo występowania różnych ekstremalnych zjawisk atmosferycznych, m.in. opadów ulewnych, huraganowych wiatrów, a także bardzo mokrych i bardzo suchych lat. W tej sytuacji postanowiono przeprowadzić analizę rozmiarów retencji gruntowej dla kilku ekstremalnych opadów dobowych o różnym czasie trwania  $t$ . W zależności od tego czasu kształtuje się natężenie opadu:

$$v_r = \frac{h_d}{t} \quad (3)$$

Prawdopodobieństwo przekroczenia intensywności opadu o danej wysokości  $h_d$  jest zatem proporcjonalne do czasu jego trwania w ciągu doby.

### WPLYW ZMIAN INTENSYWNOŚCI OPADÓW NA WIELKOŚĆ INFILTRACJI

Na podstawie modelu łokowego można przewidzieć wpływ zmian intensywności opadów na rozdział wody pomiędzy spływ powierzchniowy i infiltrację, czy uwilgotnienie gruntu. Wzrost tej intensywności powoduje zwiększenie ilości wody pozostającej na powierzchni gruntu. Wywołuje to przyspieszenie odpływu do cieków, ale jednocześnie obniża ilość wody retencjonowanej przez grunt. W rezultacie zmniejsza się tzw. odpływ bazowy do cieków, zwiększając prawdopodobieństwo występowania suszy podwyższone już znacznie przez działania człowieka. Podsumowując – przy wyższych natężeniach opadów zachodzi szybszy odpływ do cieku.



**Rysunek 1.** Zależność retencji gruntowej od czasu trwania opadu  
**Figure 1.** The relationship between groundwater retention and the duration of precipitation

Obliczenia zostały przeprowadzone dla opadów dobowych 40, 70 i 150 mm, dla czasów ich trwania od kilku (3) minut do doby (24 godz.). Maksymalne

z uzyskanych w ten sposób natężeń są porównywalne z notowanymi w Polsce opadami maksymalnymi – 36 mm w ciągu 2 minut. Zawartość wody w strefie aeracji oceniano po 3 dobach (72 godz. od początku opadu).

Wyniki symulacji przedstawiono przy różnych warunkach infiltracji dla tego samego gruntu. Za najlepiej odpowiadający potrzebom modelu uznano grunt o charakterze piasku drobnego, którego wodoprzepuszczalność  $k_o$  wynosi 2 m/d, współczynnik porowatości  $n = 39\%$ , a wysokość wzniosu kapilarnego  $h_k = 120$  cm. Oznacza to maksymalną wilgotność przy nawilżaniu  $\theta_n = 31,2\%$ , przy której wodoprzewodność wynosi  $k(\theta_n) = k_n = 1$  m/d, czyli 41,7 mm/h. Jako warunek początkowy przyjęto wilgotność  $\theta_o = 4,3\%$ , odpowiadającą średniemu rocznemu opadowi wynoszącemu  $h_v = 791,6$  mm. Analizę wyników zilustrowano wykresem zależności pomiędzy zawartością wilgoci w strefie aeracji do głębokości 80 cm (dalsze 120 cm to strefa kapilarna) a czasem trwania  $t$  opadu (rys. 1), z którego wynika jego chwilowe natężenie. Początkowa retencja wody w gruncie wynosi 34,5 mm, do tej wielkości należy zatem odnosić jej przyrost (akumulację).

### Infiltracja zatopiona

Pojawienie się spływu powierzchniowego jest możliwe jedynie wtedy, gdy chłonność gruntu  $v_g$  spadnie przed końcem opadu poniżej jego natężenia ( $v_g \leq v_r$ ). W wyniku pojawienia się spływu, ilość wody wsiąkającej w grunt spada, a wraz z nią zmniejsza się głębokość penetracji nasyconego frontu zwilżania. Przy chłonności wyższej od chwilowego natężenia opadu prędkość  $v_f$  frontu zwilżania w gruncie pozostaje stała:

$$v_f = \frac{v_r - k(\theta_o)}{\theta_n - \theta_o}, \quad (4)$$

Zmiany w rozdziale wody na powierzchni wystąpią zatem po spełnieniu warunku:

$$v_r > v_g = k_n \left( 1 + \frac{h_k}{z_f} \right). \quad (5)$$

Położenie frontu  $z_f$  w takim momencie wyniesie:

$$z_f = \frac{v_r - k(\theta_o)}{\theta_n - \theta_o} t, \quad (6)$$

a sytuacja taka wystąpi przy czasie trwania opadu:

$$t > \frac{k_n h_k (\theta_n - \theta_o)}{[v_r - k(\theta_o)][v_r - k_n]}. \quad (7)$$

Wyznaczenie minimalnego czasu trwania deszczu, przy którym wystąpi spływ, dla zadanej jego wysokości dobowej wymaga już rozwiązania iteracyjnego. Na rysunku 1. granicę tę wyznaczono linią przerywaną opisaną jako

„splyw”. Przy większych wysokościach opadu dobowego chłonność gruntu zapewniająca wystąpienie splywu utrzymuje się dłużej, a czas graniczny szybko się wydłuża – dla opadu 40 mm wynosi on 6,4 min, dla 70 mm – 18 min, a dla 150 mm już 68,5 min. Równocześnie natężenie opadu maleje od 6,29 do 2,19 mm/min. Czas redystrybucji jest odwrotnie proporcjonalny do czasu trwania opadu, w podobny sposób wydłuża się jednak obszar redystrybucji. Zatem należy spodziewać się zmniejszenia zawartości wilgoci przy krótszych czasach opadu.

Objętość wody w strefie aeracji zależy od natężenia i czasu trwania opadu oraz wielkości splywu powierzchniowego. Deszcz krótszy niż podany wzorem (7) zostanie wchłonięty w całości, podczas dłuższego do gruntu dostanie się mniej wilgoci. Obliczenie objętości wody w gruncie po zakończeniu opadu nie jest proste, ze względu na wzajemną zależność chwilowego natężenia infiltracji i położenia frontu zwilżania. W tej sytuacji najlepszym rozwiązaniem są obliczenia obu tych wielkości w kolejnych, odpowiednio dobranych krokach czasowych.

Opad o wyższej wysokości dobowej dostarcza więcej wody zarówno dla infiltracji jak i splywu powierzchniowego. Porównanie ilości wody zasilającej splyw powierzchniowy przeprowadzono dla opadów trwających 3 minuty. W przypadku objętości dobowej wynoszącej 40 mm na powierzchni pozostaje zaledwie 5 mm. Dla opadu 70 mm będzie to już 40, a dla opadu 150 mm aż 109 mm. W efekcie do gruntu dostaje się odpowiednio 88, 57 i 27% opadu, co w liczbach bezwzględnych nie wskazuje na istnienie jakiegoś trendu.

### Infiltracja nasycona

Przy założeniu, że czas trwania opadu nie przekroczy czasu wystąpienia splywu (wzór 7), możliwe jest obliczenie położenia frontu w chwili ustania deszczu:

$$z_f = v_f t = \frac{h_d}{\theta_n - \theta_o} . \quad (8)$$

Dla danego opadu dobowego, niezależnie od czasu jego trwania, wielkość ta pozostaje stała. Oznacza to, że czas redystrybucji wilgoci stanowiący okres od zakończenia opadu do założonego momentu oceny zawartości wilgoci w gruncie, jest tym dłuższy im krótszy jest czas trwania opadu. W efekcie po krótszych, a zatem intensywniejszych opadach powinno pozostawać w gruncie mniej wilgoci. Obliczenia wykazują jednak tylko nieznaczny spadek retencji gruntowej (0.08-1.8%), nieco większy przy wyższych opadach dobowych, zmiany te jednak nie przekraczają błędów obliczeń. Można zatem przyjąć, że w okresie redystrybucji, który jest wielokrotnie dłuższy od okresu infiltracji, następuje wyrównanie początkowych różnic.

Również teraz opad o wyższej objętości dobowej dostarcza więcej wody dla infiltracji, ale w wyniku redystrybucji i odpływu do wód podziemnych reten-

cja gruntowa stanowi tylko część tej objętości. W przypadku wysokości dobowej wynoszącej 40 mm po trzech dobach w strefie aeracji pozostaje zaledwie 52 mm. Dla opadu 70 mm będzie to już 58, a dla opadu 150 mm – 71 mm. Oznacza to akumulację odpowiednio 18, 23 i 37 mm ponad stan pierwotny, czyli w liczbach względnych 45, 33 i 24%.

### Infiltracja nienasycona

Przy natężeniach opadu mniejszych niż maksymalna wodoprzewodność gruntu ( $v_r < k_n$ ) również zostanie wchłonięty cały opad, ale wilgotność za frontem zwilżania będzie mniejsza od  $\theta_n$ . Minimalny czas trwania opadu, przy którym wystąpi infiltracja nienasycona wynosi:

$$t < \frac{h_d}{k_n}. \quad (9)$$

Głębokość penetracji frontu do końca opadu będzie odwrotnie proporcjonalna do jego natężenia:

$$z_r = \frac{v_r - k(\theta_o)}{\theta(v_r) - \theta_o} t = \frac{h_d - k(\theta_o)t}{\theta\left(\frac{h_d}{t}\right) - \theta_o}, \quad (10)$$

jako że wilgotność jest nieliniową jego funkcją. Natomiast będzie proporcjonalna do czasu trwania opadu. Zatem przy dłuższych czasach trwania opadu czas redystrybucji ulega skróceniu, ale zmniejsza się też jej tempo. Można zatem spodziewać się ustabilizowania zawartości wilgoci w gruncie w tych warunkach. Obliczenia wykazują, że przy małych opadach dobowych retencja gruntowa w takich warunkach tylko nieznacznie zależy od czasu ich trwania. Dla objętości opadu 40 mm nawet po wydłużeniu czasu jego trwania o godzinę wielkość retencji nie uległa zmianie. Przy wyższych opadach wzrost ich czasu trwania powoduje coraz wyraźniejszy wzrost retencji gruntowej. Wydłużenie czasu trwania opadu o 24 minuty przy objętości 150 mm spowodowało niemal 7% wzrost retencji, a akumulacji o 13%.

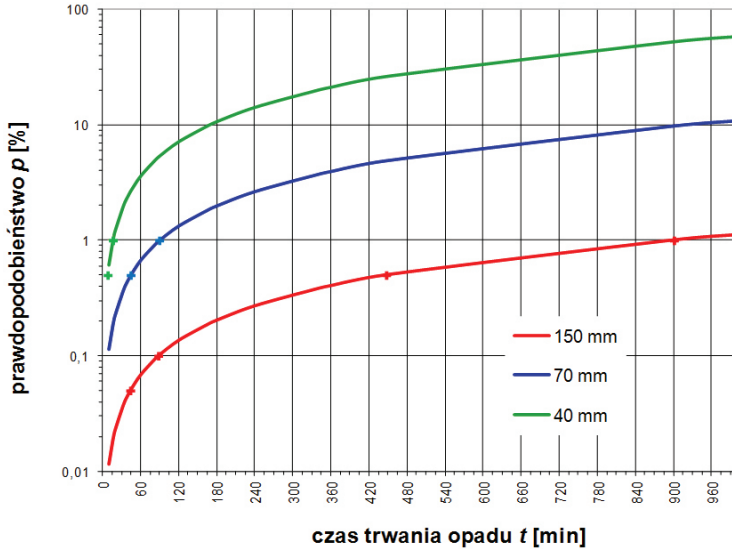
Odrębną kwestią jest zależność zasilania wód podziemnych od czasu trwania opadu. Przy braku spływu wielkość zasilania jest odwrotnie proporcjonalna do zawartości wilgoci w strefie aeracji, jako że nadmiar wilgoci spływa do strefy saturacji. Przy intensywnych opadach do gruntu dociera mniej wody, a zatem spadek zasilania jest jeszcze wyraźniejszy.

### Zmiany relacji składników bilansu wodnego zlewni

Prawdopodobieństwo przewyższenia intensywności opadu wynikającej z danego czasu jego trwania przy wysokościach od 40 do 150 mm przedstawia rys. 2. Obliczenia wykazują, że opad stuletni (prawdopodobieństwo 1%) miałby inny charakter przy każdej z tych wysokości. Dla 40 mm/d opad taki powinien



trwać odpowiednio 16 min. i byłby to opad katastrofalny, przy wysokości 70 mm – 1,5 godz. i miałby charakter ulewny, natomiast opad 150-milimetrowy musiałby trwać aż 15 godzin, czyli byłby to już opad rozlewny. W przypadku opadu tysięcletniego (0,1%) odpowiednie czasy trwania wynoszą 1,5 min, 9 min. i 1,5 godz. i zawsze są to opady katastrofalne.



**Rysunek 2.** Prawdopodobieństwo przewyższenia intensywności opadu dla różnych jego wysokości i czasu trwania

**Figure 2.** The probability of exceeding the intensity of rainfall for its various height and duration

## WPLYW SUSZY ATMOSFERYCZNEJ NA WARUNKI GLEBOWE

Susza stanowi główne zagrożenie dla ekosystemów, zwłaszcza wilgociolubnych. Poniżej przedstawiono wyniki oceny odporności obszarów o glebach bielicowych na susze uzyskane na drodze symulacji.

Konieczne do modelowania dane hydrogeologiczne uzyskano ze szczegółowych pomiarów przeprowadzonych w zlewni Wiercicy (Malina et al., 2007). Parametry niestandardowe zostały wyliczone na podstawie związków korelacyjnych z danymi standardowymi. (Książczyński, 2014b). W obliczeniach wykorzystano dane meteorologiczne dla stacji Częstochowa dla okresu bezopadowego trwającego od 21 czerwca do 15 września 2012 r. (weatheronline.pl). Za najbardziej odpowiadający warunkom gleb bielicowych uznano grunt o charakterze piasku aluwialnego (współczynnik filtracji  $k_0 = 2,5$  m/d, porowatość  $n = 35\%$ ,

wznios kapilarny  $h = 102$  cm, wykładnik charakterystyki przewodnościowej  $m_k = 3,1$ ) oraz muł o podobnych parametrach ( $k_o = 2$  m/d,  $n = 39\%$ ,  $h = 1,2$  m,  $m_k = 3,1$ ).

### Wyznaczenie wielkości ewapotranspiracji i opadu netto

Analizie poddano skutki suszy meteorologicznej (brak opadów) w lecie 2012 r., kiedy większe opady zaobserwowano pod koniec czerwca, a wysokie temperatury panowały aż do połowy września. Rozważone zostały dwie różne sytuacje pogodowe: krótki, stosunkowo intensywny deszcz (25 mm) pierwszego dnia badanego okresu (21 czerwca), po którym do końca tygodnia wystąpiło kilka słabych i krótkotrwałych, oraz okres całkowicie bezopadowy przy tej samej wilgotności początkowej (przyjęto wartości temperatur od 1 lipca). Wilgotność początkową założono na poziomie 6,2% odpowiadającym opadowi średniemu rocznemu. W drugim przypadku symulacje przeprowadzono dla upraw o typowych wymaganiach wilgotnościowych oraz dla roślin o wymaganiach wysokich (160%). Wartości ewapotranspiracji wyliczono na podstawie uproszczonego modelu Turca, uwzględniającego tylko średnią temperaturę i radiację netto (Zlewnia, 2007). Parowanie rzeczywiste wyliczono biorąc pod uwagę wilgotności progowe, przy których następuje spowolnienie wzrostu roślin, aż do trwałego wędnięcia. Dla piasku aluwialnego spowolnienie wzrostu pojawiało się przy wilgotności  $\theta_p = 4,0\%$ , intensywne hamowanie rozpoczynało się przy  $\theta_o = 3,3\%$ , całkowite zahamowanie wzrostu występowało przy  $\theta_f = 3,1\%$ , a punktem trwałego wędnięcia była wilgotność  $\theta_t = 3,0\%$ .

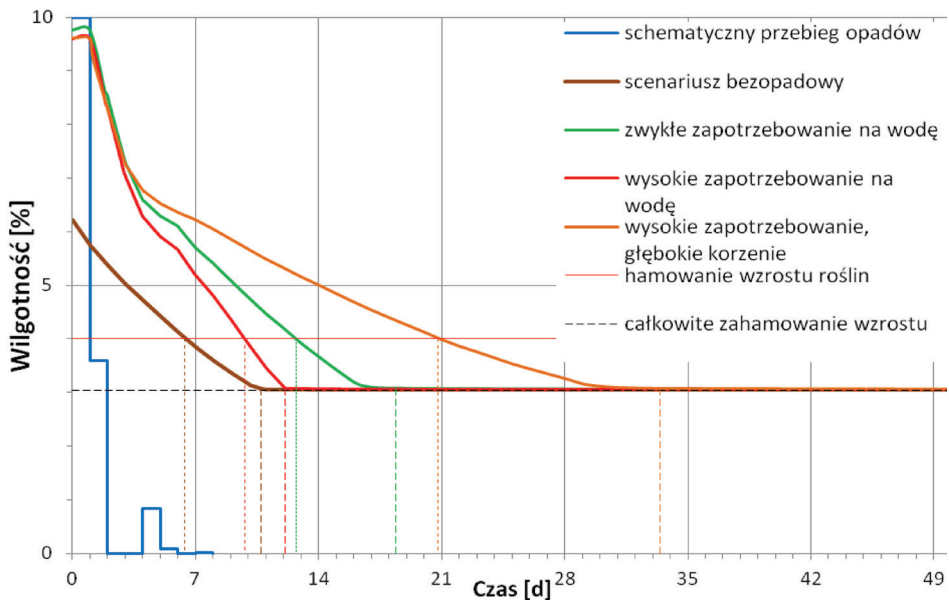
Ocenie poddano wilgotność gruntu przy powierzchni wyliczaną przy założeniu stałego poziomu wód gruntowych. Założono w ten sposób, że procesy zachodzące w strefie nasyconej nie wpływają na wilgotności strefy korzeniowej. Dopływu wody z tej strony można by spodziewać się jedynie w przypadku wzrostu poziomu zwierciadła, co w czasie suszy jest mało prawdopodobne.

### Analiza wyników symulacji zmian wilgotności gleby na skutek suszy

Dla scenariusza bezopadowego symulacja wykazała pierwsze symptomy suszy glebowej ( $\theta_p$ ) już po 6,5 dniach bez deszczu, a znaczne zahamowanie wzrostu ( $\theta_f$ ) po 10 suchych dniach (rys. 3). Wzrost roślin został całkowicie zatrzymany już w następnym dniu suszy (11 dni), ale związana z tym dramatyczna redukcja poboru wody umożliwiła roślinom o głębokiej strefie korzeniowej przetrwanie znacznie dłużej. Rośliny o płytkich korzeniach zginą wcześniej, ale zależy to w dużym stopniu od gęstości pokrywy roślinnej, a nawet od właściwości gatunkowych i indywidualnych warunków poszczególnych roślin.

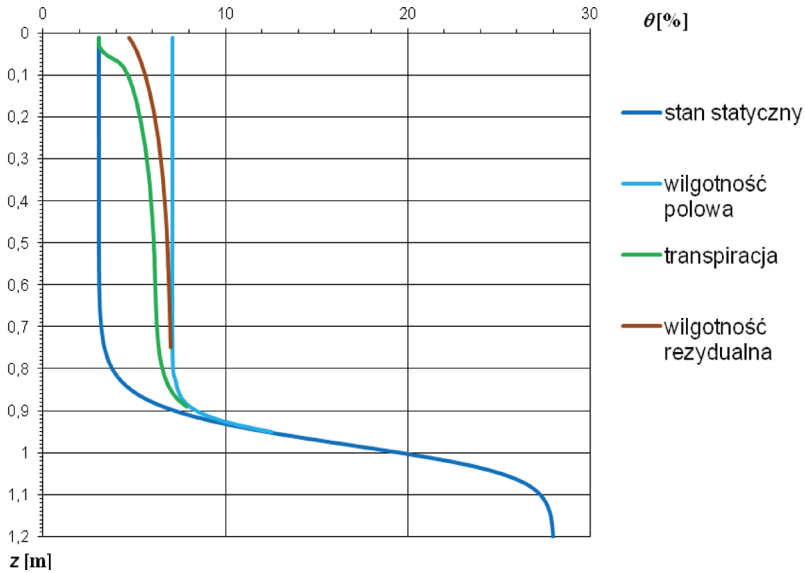
Po dwudniowych intensywnych deszczach na początku lata, pojawiające się przez kilka następnych dni niewielkie opady jedynie na krótko powiększały wilgotność gleby. W efekcie trwało to około 6 dni, czyli do dnia ostatniego

znaczącego deszczu. O tyle też przesuwają się terminy wystąpienia skutków suszy. Większość upraw wykazuje pierwsze objawy niedoboru wody po 6,5 dniach bezopadowych. Pełne skutki suszy glebowej pojawią się po kolejnych 3 dniach, natomiast częściowe wędnięcie będzie obserwowane po 12,5 suchych dniach. Roślinność o wysokim zapotrzebowaniu na wodę, wyczerpie jej zasoby szybciej. Zwiększona wilgotność zostanie wyczerpana już po 4 dniach, a więc jeszcze przed końcem opadów, natomiast stopniowe hamowanie wzrostu pojawi się między 4 a 6 dniem suszy, zaś kryzys rozpocznie się po tygodniu jej trwania.



**Rysunek 3.** Skutki suszy atmosferycznej  
**Figure 3.** Effects of atmospheric drought

Obliczenia na modelu nieciągłym wykazują, że przy stałym poziomie zwierciadła wód gruntowych spadek wilgotności strefy aeracji nie jest w żadnym stopniu rekompensowany przez dopływ ze strefy saturacji. Wymagane do tego celu gradienty wilgotności są tak duże, że zaobserwować je można tylko w cienkiej warstwie przypowierzchniowej, gdzie na pobór wody przez korzenie roślin nakłada się odpływ grawitacyjny (rys. 4). Pobór wody przez korzenie roślin wyraźnie zmniejsza wilgotność gruntu, powodując szybsze wysychanie gleby. Przedstawione na rysunku krzywe dla transpiracji i wilgotności rezydualnej (osuszanie grawitacyjne) ukazują rzeczywisty przebieg zmian wilgotności po 3 dniach suszy z udziałem i bez udziału poboru korzeniowego. Ruch wody w porach zmienia kierunek jedynie w obszarze 10-centymetrowej warstwy gleby.



**Rysunek 4.** Wpływ transpiracji na wilgotność gruntu  
**Figure 4.** Effect of transpiration on soil moisture

## WNIOSKI

Jak wynika z powyższych analiz, wzrost natężenia opadów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia powoduje najczęściej jedynie proporcjonalne skrócenie czasów trwania takich opadów. Poważniejsze zmiany jakościowe wiążą się dopiero z przekroczeniem granicy chłonności lub nasycenia gruntu.

Z drugiej strony obliczenia wykazują, że ekosystemy występujące na glebach bielcowych są bardzo wrażliwe na suszę atmosferyczną (brak opadów ponad 20 dni). Ograniczenie roślinom dostępu do wody najczęściej już po tygodniu osłabia uprawy, ale naturalne biocenozy są w stanie przetrwać okres bezopadowy bez jakichś nieodwracalnych skutków przynajmniej przez pierwsze dwa tygodnie. W przypadku roślin o wysokim zapotrzebowaniu na wodę spadek wilgotności notowany jest jeszcze podczas trwania opadów o mniejszym natężeniu, a czas trwałego wędnięcia skraca się do połowy. Gleby cięższe są mniej wrażliwe pod tym względem, gdyż odpływ wody odbywa się wolniej.

## LITERATURA

Charbeneau Randall J. (2000). *Groundwater hydraulics and pollutant transport*. Upper Saddle River: Prentice Hall, XIII+593

- Green W.H., Ampt G.A. (1911). *Studies on soil physics: 1. The flow of air and water through soils*. J. Agr. Sci., 1911/4, 1-24
- Książczyński, K.W. (2007). *Tłokowy model filtracji w strefie niepełnego nasycenia*. Seria Inżynieria Środowiska, Monografia 353. Kraków: Politechnika Krakowska, 188.
- Książczyński K.W. (2010). *The piston model of groundwater recharge*. Extended Abstracts, 458. XXXVIII IAH Congress "Groundwater Quality Sustainability", Krakow, 12–17 September 2010. University of Silesia Press, 1063-1070
- Książczyński, K.W. (2014a). *Calculation of actual evapotranspiration on vegetation-covered soils*. sent to series "Environmental Engineering" of "Technical Transactions"
- Książczyński, K.W. (2014b). *Determination of non-standard filtration parameter values basing on standard parameter values*. sent to series "Environmental Engineering" of "Technical Transactions"
- Kundzewicz Z., Kowalczak P. (2008). *Zmiany klimatu i ich skutki*. Poznań: Kurpisz, 214
- Lambor J. (1971). *Hydrologia inżynierska*. Warszawa: Arkady, 364
- Malina, G., Kaczorowski, Z., Mizera, J. (2007). *Zintegrowany system gospodarowania i ochrony zasobów wodnych GZWP 326*. Częstochowa: Wodociągi Częstochowskie, 190
- Sisson J.B., Ferguson A.H., van Genuchten M.Th. (1980). *Simple methods for predicting drainage from fields plots*. Soil Sci. Soc. Amer. J., 1980/44, 1147-1152
- Wołoszyn J. (1963). *Probabilistyczna metoda obliczenia natężenia deszczów (na przykładzie Wrocławia)*. Wrocław: Katedra Budownictwa Wodnego WSR
- WeatherOnline* [online]. WeatherOnline Ltd. 1999-2014. <http://www.weatheronline.pl/cgi-bin>
- Zlewnia. Właściwości i procesy* (2007). red. Joanna Pociask-Karteczka. Kraków: IGGP UJ, 296

dr hab. inż. Krzysztof Wojciech Książczyński,  
Instytut Inżynierii i Gospodarki Wodnej,  
Politechnika Krakowska,  
ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków,  
tel. 12 628 2084, 607 658 969  
[krzysztof.ksiazczynski@iigw.pl](mailto:krzysztof.ksiazczynski@iigw.pl).

Wpłynęło: 27.11.2014

Akceptacja do druku: 11.02.2015