

**Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie**

ACTA AGROPHYSICA

9

**Walczak R. T., Sławiński C.,
Sobczuk H. A., Gliński J.**

**ASPEKT HYDROLOGICZNY W MODELU EURO-ACCESS
(AGROCLIMATIC CHANGE
AND EUROPEAN SOIL SUITABILITY)**

Projekt Unii Europejskiej nr:
EV5VCT920129, CIPA3510PL923399, CIPDCT925058, CIPDCT930022

Lublin 1998

Komitet redakcyjny
prof. dr hab. Jan Gliński, czł. koresp. PAN
doc. dr hab. Krystyna Konstankiewicz
doc. dr hab. Ryszard Dębicki

Adres redakcji
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27
tel. (0-81) 744-50-61

Publikacja indeksowana przez
POLISH SCIENTIFIC JOURNALS CONTENTS - AGRIC. & BIOL. SCI.
w sieci INTERNET pod adresem <http://saturn.ci.uw.edu.pl/psjc/>
lub <http://ciuw.warman.net.pl/alf/psjc/>

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 1998

ISBN 83-87385-06-9
ISSN 1234-4125

Wydanie 1. Nakład 100 egz.
Ark. wyd. 5,3. Ark. druk. 4,1
Skład komputerowy: Dr Henryk A. Sobczuk, Dr Cezary Sławiński
Druk: "Tekst", ul. 1 Maja 51, 20-410 Lublin

SPIS TREŚCI

1. CEL I ZAŁOŻENIA PROJEKTU EURO-ACCESS	5
1.1. Podstawowe założenia projektu EURO-ACCESS	5
2. MODELOWANIE RUCHU WODY W PROFILU GLEBOWYM Z UWZGLĘDNIENIEM PRZEPLYWU PREFERENCYJNEGO	11
2.1. Podstawy teoretyczne modelu preferencyjnego przepływu	15
2.1.1. Algorytm współdziałania modelu preferencyjnego przepływu z procedurą Richardsa	19
2.2. Weryfikacja modelu preferencyjnego przepływu z makroporami o stałej regularnej strukturze w doświadczeniu laboratoryjnym	20
2.3. Fizyczno-matematyczny model makroporów	23
2.4. Podział i klasyfikacja makroporów	26
2.5. Makropory pochodzenia biologicznego i ich parametryzacja	27
2.6. Makropory powstałe w wyniku fizycznych procesów zachodzących w glebie	30
2.7. Określenie względnego pola powierzchni spękań na podstawie pomiaru osiadania gleby	32
2.8. Określenie parametrów spękań na podstawie opisu geometrii ich struktury	35
2.9. Zależność parametrów spękań od wilgotności gleby	38
2.10. Weryfikacja numeryczna modelu przepływu preferencyjnego	41
2.11. Weryfikacja modelu przepływu preferencyjnego w warunkach polowych	47
3. SZACOWANIE SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO Z ESTYMACJI INTENSYWNOŚCI OPADU	52
4. WERYFIKACJA MODELU PREDYKCJI PŁONÓW Z DANYCH GLEBOWYCH I AGROKLIMATYCZNYCH	57
4.1. Opis modelu	57
4.2. Kalibracja i weryfikacja modelu	61
4.3. Wnioski	61
5. PODSUMOWANIE	64
6. LITERATURA	66
7. SUMMARY	71

1. CEL I ZAŁOŻENIA PROJEKTU EURO-ACCESS

Projekt Unii Europejskiej nr EV5VCT920129, CIPA3510PL923399, CIPDCT925058, CIPDCT930022 (Agroclimatic Change and European Soil Suitability), finansowany przez Unię Europejską w latach 1992–1995 realizowany był przez placówki naukowe z 6 krajów w tym przez Instytut Agrofizyki Polskiej Akademii Nauk w Lublinie we współpracy z Instytutem Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Pulawach.

Koordynatorem projektu był Dr Peter Loveland [30, 31, 29], z Centrum Kartografii Gleb i Badania Ziemi Uniwersytetu Cranfield w Silsoe w Wielkiej Brytanii.

W realizacji brały udział również [1, 2, 9, 14, 19, 20, 34, 40, 42, 43, 44, 50, 57, 59]:

1. Centrum Badania Ziemi ADAS w Mansfield, Wielka Brytania;
2. Instytut Gleboznawstwa INRA w Montpellier, Francja;
3. Instytut Zasobów Naturalnych i Agrobiologii w Sewilli, Hiszpania;
4. Instytut Agrochemii i Gleboznawstwa WAN w Budapeszcie, Węgry;
5. Instytut Gleboznawstwa i Agrochemii RAN w Bukareszcie, Rumunia.

Tereny użytkowane rolniczo w obrębie UE wynoszą ok. 1,6 mln km². Unia jako całość jest jednym z największych producentów rolniczych w świecie. Po planowanej integracji krajów Europy środkowo-wschodniej z Unią jej zdolność produkcyjna jeszcze wzrośnie. Wobec tego każda trwała zmiana zdolności produkcyjnej, szczególnie w odniesieniu do głównych roślin uprawnych, ma istotne znaczenie gospodarcze a także polityczne.

Efekt cieplarniany i związane z nim ocieplenie klimatu w Europie jest dzisiaj intensywnie badany zarówno od strony meteorologicznej, klimatycznej, a także od strony jego hipotetycznego wpływu na rolnictwo.

Oczekiwane ocieplenie klimatu na terenie Europy spowoduje wzrost średniej temperatury o ok. 3 °C w okresie przyszłych 50–100 lat, zakłada się przy tym wzrost opadów o ok. 10%. Przewiduje się, że zimy będą wilgotniejsze a lata suchsze, z jednoczesnym wzrostem częstotliwości i natężenia ekstremalnych warunków meteorologicznych (burz, powodzi, wiatrów, etc.).

Zakłada się, że szczególnie deficyt wilgotności w okresie letnim będzie wymuszał zmianę sposobu gospodarowania na znacznych obszarach rozważanego regionu.

Podstawowym celem projektu EURO-ACCESS było opracowanie prognoz jak założone zmiany klimatu wpłyną na potencjal produkcyjny określonych obszarów w oparciu o znajomość występowania i właściwości gleb oraz wymagania odnośnie warunków wzrostu i rozwoju strategicznych roślin uprawnych.

1.1. Podstawowe założenia projektu EURO-ACCESS

Założono, że projekt spełni następujące warunki:

- Jego zdolność predykcyjna powinna być niezależna od skali problemu w szerokich granicach tzn. model powinien umożliwiać przewidywania zarówno dla pojedynczego pola jak i dla regionu bez znacznego wzrostu wymaganej mocy obliczeniowej komputerów.
- Wymagany zestaw danych ma się ograniczać do danych glebowych (w tym geograficznych), oraz glebowo-klimatycznych wymagań wybranych roślin uprawnych stawianych przez rozpatrywane rośliny uprawne.
- Model spożytkuje aktualne, dobrze zweryfikowane i używane submodele dotyczące gleby, transportu wody i soli, wzrostu i rozwoju roślin.
- Bezpośredni wpływ temperatury na plony poszczególnych roślin może być wydedukowany z istniejących modeli fizjologicznych roślin, przy użyciu danych historycznych zebranych w poszczególnych krajach – uczestnikach projektu.
- Użytkownik modelu EURO-ACCESS mógłby używać danych historycznych zebranych w regionie geograficznym do testowania działania modelu.
- Modelowanie regionalne (EURO-ACCESS I) powinno być poparte szczegółowym modelowaniem w wybranych punktach (EURO-ACCESS II), co zapewni sprzężenie modelu statystycznego opracowanego dla większych obszarów z modelem szczegółowym opracowanym dla pojedynczych poletek i punktów doświadczalnych.
- Model powinien umożliwiać ocenę funkcji przenoszenia wody na podstawie łatwo mierzalnych lub stałych właściwości gleb, umożliwi to rozszerzenie modelowania na duże obszary a zwłaszcza tam gdzie szczegółowe dane są niedostępne.
- Model powinien wykorzystywać jasno zdefiniowane zbiory danych z możliwością wykorzystania zarówno danych jak i wyników w istniejących systemach GIS.
- Model EURO-ACCESS może być uruchamiany na komputerze osobistym kompatybilnym z IBM, z przyjaznym dla użytkownika otoczeniem.
- EURO-ACCESS powinien dostarczyć narzędzi do oceny ryzyka erozji, zanieczyszczenia agrochemicznego i wzrostu zasolenia gleby. Czynniki te, indukowane przez zmiany klimatu, jak się sądzi, mogą mieć znacznie większy wpływ na produktywność niż sama zmiana temperatury.

Podstawowym zadaniem było opracowanie modelu i oprogramowania do przewidywania wpływu zmian klimatu według założonego scenariusza (właściwego dla rozpatrywanego obszaru), na potencjalne plony wybranych roślin, przy założeniu znajomości warunków glebowych i potrzeb roślin. Informacja taka może być również osiągnięta drogą bezpośrednich pomiarów w symulowanym eksperymencie.

Ze względu na złożoność możliwych kombinacji oddziaływań roślina–gleba–klimat zaadaptowano podejście polegające na wykorzystaniu danych z narodowych programów badawczych dotyczących interakcji roślin uprawnych i warunków klimatycznych i użycie ich do modelowania i symulacji. Zmierzone, historyczne dane, tworzące zestaw charakterystyczny dla klimatu na danym obszarze mogą być zmieniane w niewielkim stopniu symulując zmiany w klimacie. Wykorzystanie takich zmienionych danych umożliwi poznanie odpowiedzi układu gleba–roślina–atmosfera na wariację pojedynczych czynników.

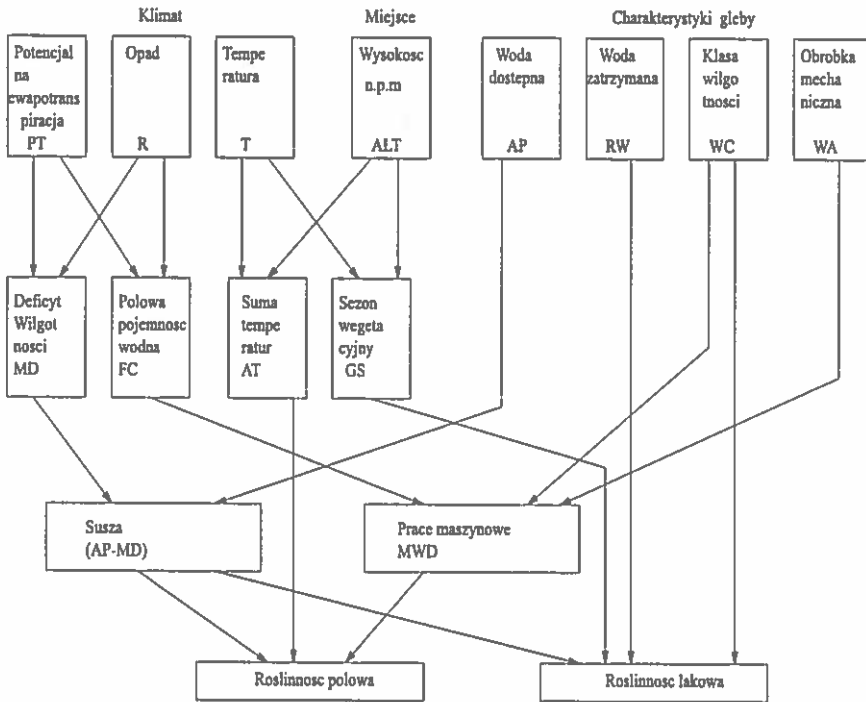
W ten sposób w ramach współdziałania istniejących, dobrze poznanych modeli, otrzymano narzędzie możliwe do szerszego wykorzystania. Szczególny nacisk położono na rozwój modułów (submodeli): hydrologicznego z uwzględnieniem przepływu preferencyjnego, roślinnego a także modułu podatności na erozję oraz zasolenie.

Model opracowano na podstawie wyjściowego modelu wg Thomassona i Jonesa [50] (Rys. 1). Każda część wyszczególniona na rysunku 1 stanowi submodel, a wyniki określają produktywność roślin uprawnych z uwzględnieniem czynników fizjograficznych i glebowo – klimatycznych:

- czynniki ukształtowania powierzchni: nachylenie, wystawa;
- czynniki glebowe: głębokość, kamienistość;
- czynniki uprawowe: intensywność użycia maszyn (roboczdni), zagrożenie ugniataniem;
- czynniki agroklimatyczne.

Model wyjściowy został stworzony do użytku w warunkach agroklimatycznych Anglii przy założeniach:

- model wzrostu i rozwoju roślin zakłada, że opady w okresie zimowym przekraczają transpirację a w okresie letnim są niższe niż transpiracja;
- istnieje pewien dobrze określony średni poziom uprawy a uprawa mechaniczna jest znormalizowana;
- nie ma ograniczeń w dostarczaniu substancji pokarmowych i mikroelementów a pH gleby jest w normie;
- nie ma zagrożenia erozją;
- typy uprawianych roślin to: trawy, zboża ozime, ziemniaki i buraki cukrowe;
- nie ma potrzeby prowadzić sztucznego nawadniania lub odwadniania.



Rys. 1. Model wyjściowy wg Thomassona i Jonesa [29, 50].

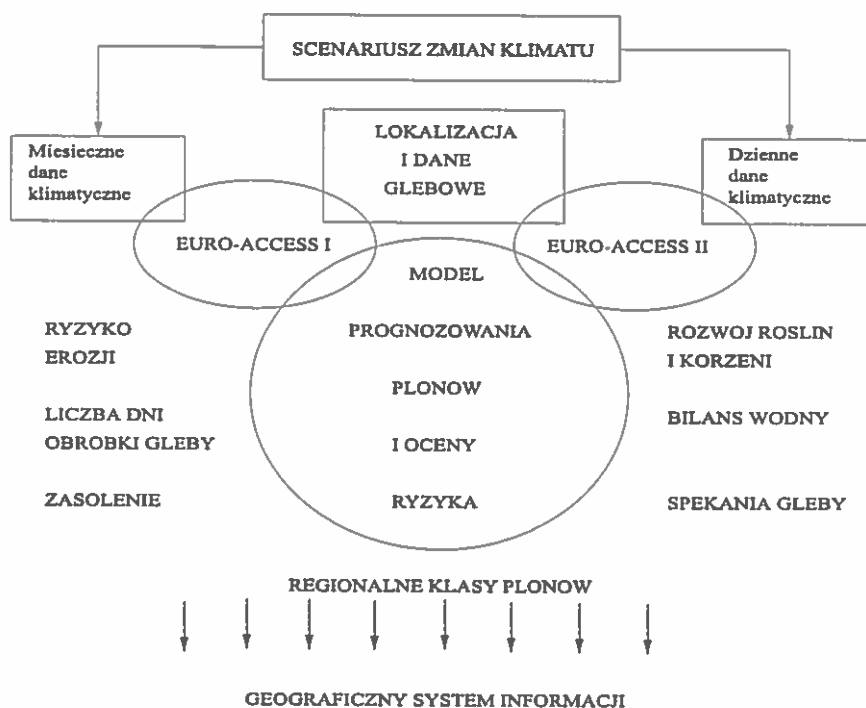
Model wyjściowy został gruntownie zmodyfikowany aż do modelu EURO-ACCESS, którego strukturę przedstawiono na rysunku 2.

Model EURO-ACCESS I wykorzystuje miesięczne dane meteorologiczne. Jest on przeznaczony do modelowania dużych obszarów bez wymagania drastycznego wzrostu mocy obliczeniowej komputera. EURO-ACCESS II wykorzystuje dzienne dane klimatyczne i modeluje procesy fizyczne w glebie i fizjologiczne roślin w skali pojedynczych dni. Model EURO-ACCESS II przeznaczony jest do modelowania zjawisk występujących na poletkach doświadczalnych utworzonych na obszarach użytych do obliczeń w EURO-ACCESS I. W ten sposób dokładniejsze modelowanie na poletkach może być użyte do weryfikacji wyników i adiustacji parametrów wielkoskalowego modelowania prowadzonego w EURO-ACCESS I.

Podstawowym zadaniem było poprawienie działania submodelu hydrologicznego i w rzeczywistości submodel ten został całkowicie zmieniony (Rys. 3).

Submodel ten oddziałuje w wielu miejscach z innymi submodelami stanowiącymi EURO-ACCESS, z tego powodu i pozostałe submodele musiały być zmodyfikowane a potem zweryfikowane i przetestowane.

Modele EURO-ACCESS I i EURO-ACCESS II zostały napisane w języku FORTRAN z uniwersalnym formatem zbioru danych wejściowych. Dane wejściowe



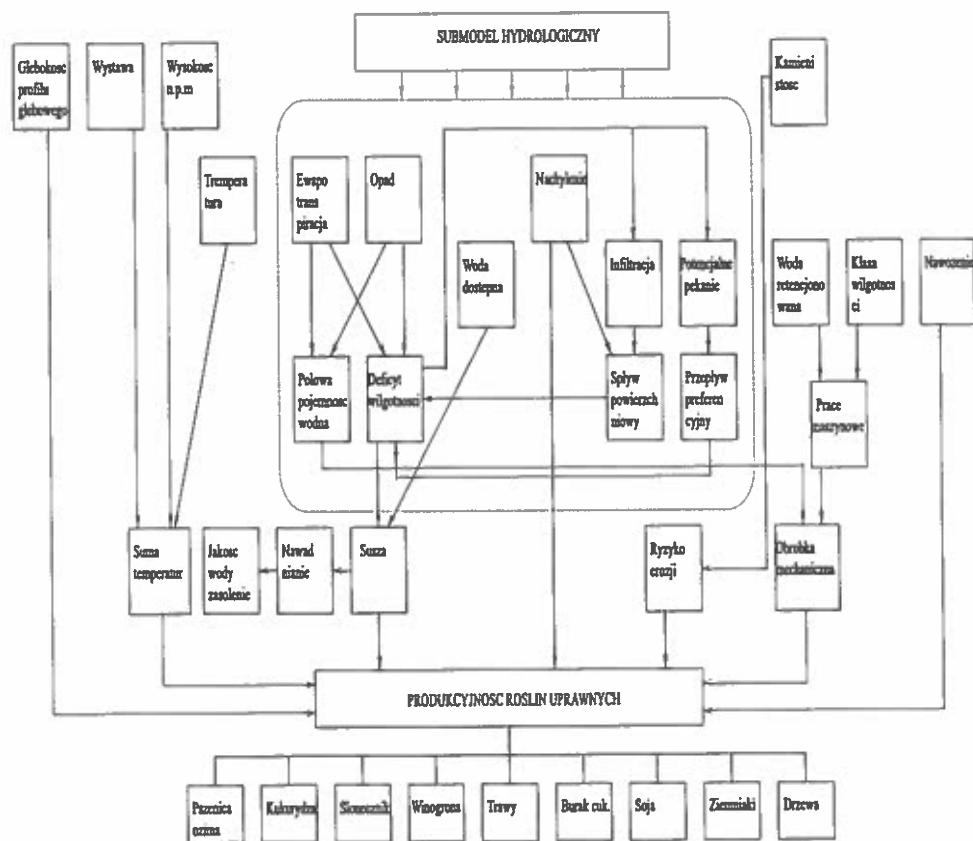
Rys. 2. Model EURO-ACCESS [30].

różnią się szczegółowością danych glebowych i klimatycznych (miesięczne, dzienne).

Obydwa modele EURO-ACCESS I i EURO-ACCESS II określają ryzyko erozji i wielkość plonów. Większość procedur obliczeniowych jest wspólna dla obu modeli. Największa różnica polega na metodzie wyznaczania bilansu wodnego. Jest ona dużo bardziej szczegółowa w EURO-ACCESS II gdzie wykorzystuje się szczegółowsze dane agroklimatyczne (Rys. 4). Format danych wyjściowych z modelu EURO-ACCESS I i EURO-ACCESS II jest podobny i kompatybilny z szeroko stosowanymi systemami np. GIS.

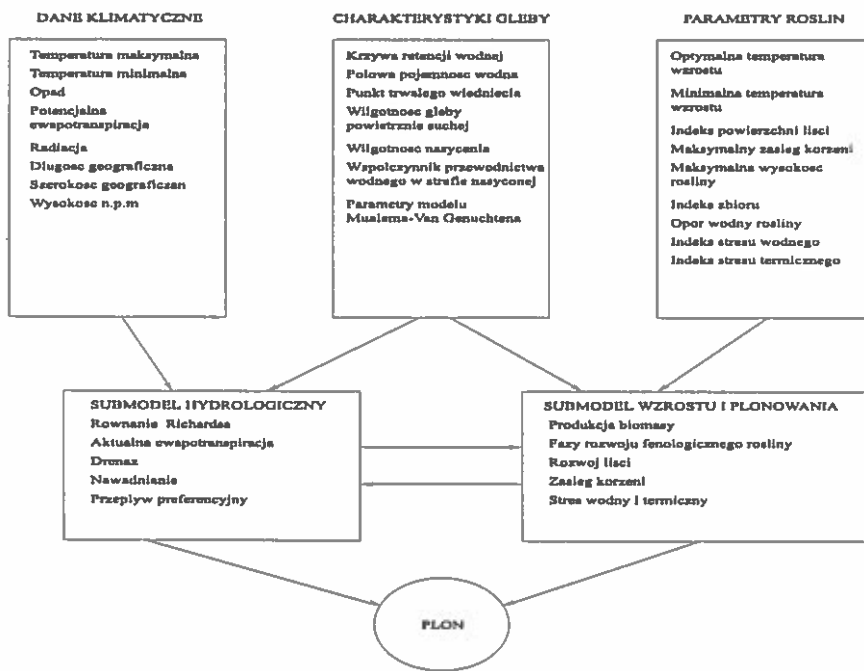
Aby umożliwić szerokie zastosowanie opracowanych modeli zastosowano w nich następujące udogodnienia (Rys. 4):

- utworzono je dla platformy IBM-PC (DOS i Windows);
- użyto standardowych formatów danych i wyników (ASCII);
- wyniki są sformatowane w sposób umożliwiający zastosowanie ich jako wejście do systemów GIS (Geographic Information System);
- uruchamiane są w środowisku Windows poprzez przyjazne otoczenie okienkowe.



Rys. 3. Submodel hydrologiczny modelu EURO-ACCESS [29].

DANE WEJŚCIOWE MODELU EURO-ACCESS II



Rys. 4. Dane wejściowe modelu EURO-ACCESS II.

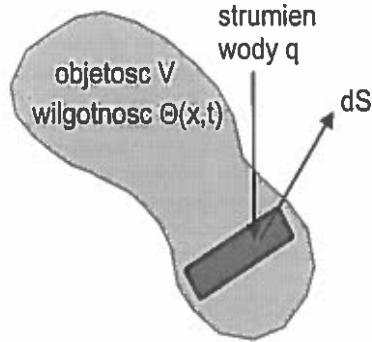
2. MODELOWANIE RUCHU WODY W PROFILU GLEBOWYM Z UWZGLĘDNIENIEM PRZEPIYU PREFERENCYJNEGO

Przepływ wody w glebie i możliwość jej retencjonowania mają decydujący wpływ na bilans wodny i warunki wzrostu i rozwoju roślin.

Modelowanie procesu przepływu wody w profilu glebowym ma na celu przewidywanie w nim dynamiki wilgotności w czasie i przestrzeni, czyli warunków dostępności wody dla systemu korzeniowego roślin, będącej wynikiem zmian właściwości fizycznych gleby i warunków agroklimatycznych. Przewidywanie kształtowania się warunków wilgotnościowych w glebie pozwala na prawidłową gospodarkę zasobami wodnymi oraz sterowanie systemami melioracji wodnych.

W submodelu hydrologicznym modelu EURO-ACCESS II (opracowanym przez Centrum Badania Ziemi ADAS w Mansfield) pionowy przepływ wody w profilu glebowym opisany został przy pomocy równania Richardsa. W celu uwzględnienia heterogeniczności profilu glebowego zaproponowany został model przepływu

preferencyjnego (opracowany przez Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie), w którym do opisu poziomej infiltracji wody z makroporów do warstw profilu glebowego wykorzystywany jest model Greena i Ampta [21] stanowiący człon źródłowy w równaniu Richardsa.



Rys. 5. Zasada zachowania masy

Do opisu procesu przepływu wody w profilu glebowym korzysta się z zasady zachowania masy (Rys. 5) wyrażonej równaniem:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int \int \int_V \Theta dV = \int_S \int \vec{q} \cdot d\vec{S} \quad (1)$$

oraz z równania Darcy dla przepływu wody w strefie nienasyconej:

$$\vec{q} = -K(\Theta) \cdot \text{grad}\psi \quad (2)$$

gdzie:

Θ – wilgotność, $[cm^3/cm^3]$,

t – czas, $[s]$,

\vec{q} – strumień wody, $[cm/s]$,

$d\vec{S}$ – element powierzchni, $[cm^2]$,

$K(\Theta)$ – współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej, [cm/s],
 ψ – potencjal wody glebowej [cmH₂O].

Przekształcając, przy pomocy twierdzenia Ostrogradskiego – Gaussa, równanie (1) do postaci różniczkowej otrzymuje się równanie ciągłości, które dla pola bezźródłowego ma postać:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{q} = 0 \quad (3)$$

a dla pola ze źródłami postać następującą:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{q} = f(\vec{r}, t) \quad (4)$$

gdzie:

∇ – operator różniczkowy nabra,

$f(\vec{r}, t)$ – funkcja źródłowa zależna od położenia i czasu.

Rolę ujemnego źródła wody w profilu glebowym spełnia system korzeniowy roślin, którego wydajność zmienia się w czasie i przestrzeni i zależy od fazy ich rozwoju fenologicznego oraz od aktualnych warunków agroklimatycznych. Dodatkowo, jak również ujemnym źródłem wody może być znajdujący się w profilu glebowym system drenów.

Podstawiając równanie Darcy (2) do równania ciągłości (4) otrzymuje się ogólne trójwymiarowe równanie przepływu wody w profilu glebowym:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \nabla \cdot K(\Theta) \text{grad} \psi + f(\vec{r}, t) \quad (5)$$

Podstawowymi wielkościami hydrofizycznymi opisującymi stan energetyczny wody w glebie i jej dostępność dla systemu korzeniowego roślin są: wilgotność Θ oraz potencjal wody glebowej ψ , który w sensie termodynamiki jest jej potencjałem chemicznym.

Całkowity potencjal wody glebowej ψ jest sumą składowych potencjałów, związanych z silami wzajemnego oddziaływania między fazami: stałą, ciekłą i gazową oraz występującymi silami zewnętrznymi [53]:

$$\psi = \psi_m + \psi_p + \psi_o + \psi_g \quad (6)$$

gdzie:

ψ_m – składowa związana ze zmianami wilgotności gleby, tzw. potencjal matrycowy,

ψ_p – składowa związana ze zmianami ciśnienia zewnętrznego, tzw. potencjal ciśnieniowy,

ψ_o – składowa związana z koncentracją soli w roztworze glebowym, tzw. potencjał osmotyczny,

ψ_g – składowa charakteryzująca działanie pola grawitacyjnego, tzw. potencjał grawitacyjny.

Równanie (6) obowiązuje dla warunków izotermicznych, jednakże na zmiany wartości składowych potencjału wody glebowej mają wpływ zmiany temperatury, ponieważ w wyniku tych zmian, zmieniają się właściwości fizyczne wody glebowej, np.: gęstość, napięcie powierzchniowe i lepkość.

Zmiany geometrii fazy stałej związane z procesem pęcznienia i kurczenia się gleby, podczas jej nawilżania i osuszania, także wpływają na zmiany składowych potencjału wody glebowej.

W procesie kapilarnego przepływu wody w matrycy glebowej decydującą rolę odgrywają potencjały: matrycowy, ciśnieniowy i osmotyczny, natomiast potencjał grawitacyjny odgrywa decydującą rolę w procesie przepływu preferencyjnego.

W zastosowaniu do przepływu wody w profilu glebowym równanie (5) ma postać:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + f(x, y, z, t) \quad (7)$$

Opisuje ono przepływ wody w trójwymiarowym ośrodku glebowym ze źródłami. Nie posiada ogólnego rozwiązania analitycznego, dlatego też należy je rozwiązać stosując metody numeryczne. Rozwiązanie tego równania pozwala określić dynamikę potencjału wody glebowej i wilgotności w profilu glebowym. Korzystając z tego równania można więc modelować przepływ wody w trójwymiarowym ośrodku glebowym uwzględniając wszystkie mechanizmy ten przepływ powodujące, w tym również przepływ preferencyjny. Wymaga to jednak scharakteryzowania profilu glebowego w trzech rozpatrywanych kierunkach, tzn. wyznaczenia jego hydrofizycznych charakterystyk lub poczynienia pewnych założeń (np. symetria zjawiska, homogeniczność profilu) co umożliwiłoby zastosowanie równania dwu- lub jednowymiarowego.

Inne bardzo poważne ograniczenie zastosowania równania trójwymiarowego to możliwości obliczeniowe komputerów. Do poprawnego rozwiązania tego równania, z rozdzielczością przestrzenną 1 cm, w objętości gleby ograniczonej sześcianiem o boku 1 m należałoby wprowadzić 100x100x100 punktów węzłowych. Oznacza to, że należałoby rozpatrywać macierz o trylionie elementów. Rozwiązanie takiego problemu ze względu na czas obliczeń jest zadaniem niemożliwym do wykonania dla większości maszyn cyfrowych. Dlatego też modelując przepływ wody w ośrodku glebowym korzysta się z pewnych jego właściwości, które umożliwiają zastosowanie równania dwu lub jednowymiarowego.

Przykładem może być modelowanie odpływu wody z drenu o określonej średnicy do profilu glebowego [60]. Ze względu na symetrię zjawiska do opisu tego procesu

można zastosować dwuwymiarowe równanie przepływu w postaci:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\Theta) \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\Theta) \frac{\partial \Psi}{\partial y} \right) + f(x, y, z, t) \quad (8)$$

Powszechnie używanymi submodelami przepływu wody i soli w profilu glebowym, wchodzących w skład modeli wzrostu i plonowania roślin, są jednowymiarowe modele, w których zakłada się homogeniczność warstw, z których jest on zbudowany. Pionowy przepływ wody w takim ośrodku można opisać wówczas jednowymiarowym równaniem Richardsa:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\Theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + f(x, y, z, t) \quad (9)$$

W modelu takim do opisu hydrofizycznych charakterystyk warstwy stosuje się wartości średnie uzyskane z analizy zmienności danego parametru. Jednakże, nie zawsze jest to możliwe ponieważ w niektórych przypadkach uproszczenie to zbyt odległe jest od przebiegu rzeczywistych przepływów zachodzących w warstwach heterogenicznych. Jednym z głównych przykładów lokalnych odchyień zmian właściwości fizycznych gleby są makropory. W naturze obserwuje się przepływ wody wraz z rozpuszonymi w niej substancjami chemicznymi i zanieczyszczeniami poprzez makropory w głąb profilu glebowego w czasie znacznie krótszym niż wynikałoby to z rozwiązania równania Richardsa.

2.1. Podstawy teoretyczne modelu preferencyjnego przepływu

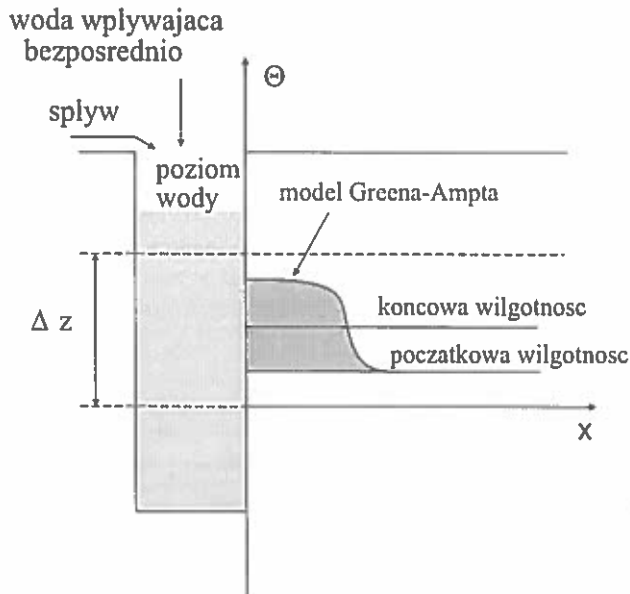
Problem przepływu preferencyjnego można rozwiązać przy pomocy modelu dwuwymiarowego. Jednakże ze względu na to iż w użyciu istnieje szereg modeli jednowymiarowego przepływu wody w profilu glebowym można zbudować algorytm uwzględniający efekt przepływu preferencyjnego w taki sposób aby istniała możliwość jego współdziałania z modelem jednowymiarowym.

Opracowano model preferencyjnego przepływu w profilu glebowym oparty na założeniach:

- Heterogeniczny profil glebowy podzielony jest na homogeniczne warstwy.
- Pionowy przepływ wody w macierzy glebowej opisany jest równaniem Richardsa (jednowymiarowy model przepływu).
- Makropory, na wybranym polu powierzchni gleby, traktowane są jako szczeliny o sumarycznym względnym polu powierzchni σ_{CR} i powierzchni ścian bocznych odniesionej do pola powierzchni gleby (powierzchnia właściwa ścian bocznych makroporów) SB_{CR} , w każdej warstwie profilu glebowego; parametry te mają stałe wartości w czasie symulacji.
- Intensywność opadu jest estymowana jako stała wartość w czasie symulowanego okresu czasu.

- Część wody wpływa bezpośrednio do makroporów (proporcjonalnie do względnej ich powierzchni na powierzchni gleby).
- Część wody, która nie może infiltrować w głąb profilu (splyw powierzchniowy) wpływa do makroporów.
- Woda wypełnia makropor do danej wysokości dając rozkład ciśnienia na jego ścianie.
- Poziomy przepływ wody z makroporów do matrycy glebowej opisany jest funkcją będącą członem źródłowym w równaniu Richardsa.
- Warunek brzegowy dla infiltracji poziomej z makroporów do gleby uwzględnia ciśnienie hydrostatyczne wody powyżej aktualnego poziomu infiltracji.
- Woda z makroporu zasila tę warstwę gdzie jest on zlokalizowany.
- Średnia wilgotność w każdej warstwie profilu glebowego jest wilgotnością początkową dla poziomej infiltracji wody w tej warstwie i z założenia jest stała w każdym kroku czasowym.

Schemat makroporu i możliwości wpływu i redystrybucji wody przedstawiono na rysunku 6. Woda w czasie opadu wpływa do makroporu, dociera do jego



Rys. 6. Schemat makroporu

dna i wypełnia do określonego poziomu, dając rozkład ciśnienia na jego ściankach.

Przepływ wody wzdłuż makroporu odbywa się tzw. ścieżkami przepływu. Oznacza to, że woda nie przemieszcza się całą powierzchnią boczną makroporu, ponieważ ta ma właściwości hydrofobowe, szczególnie dla niskich uwilgotnień gleby. Tylko około 2 % potencjalnego kontaktu pomiędzy wodą a ściankami wykorzystywana jest przez wodę do jej ruchu wzdłuż makroporu [4, 52]. Fakt ten pozwala na stwierdzenie, że udział poziomej infiltracji wody do profilu glebowego podczas jej pionowego ruchu wzdłuż makroporów jest niewielki.

Ilość wody, która w czasie opadu może znaleźć się w makroporach jest zależna od wielkości tego opadu, względnej powierzchni makroporów oraz od wilgotności wierzchniej warstwy gleby i jest równa:

$$W = W_1 + W_2 + W_3 \quad (10)$$

gdzie:

W_1 – ilość wody która w czasie dt wpłynie do makroporów ze splywu powierzchniowego, ze względu na warunek brzegowy na powierzchni gleby:

$$W_1 = P \cdot dt - (\Theta_{sat1} - \Theta_1) \cdot dz_1 \quad (11)$$

gdzie:

P – wielkość opadu, [mm],

Θ_{sat1} – wilgotność nasycenia pierwszej warstwy, [cm³/cm³],

Θ_1 – wilgotność aktualna pierwszej warstwy, [cm³/cm³],

dz_1 – grubość pierwszej warstwy, [cm],

dt – krok czasowy, [s].

W_2 – ilość wody, która w czasie dt bezpośrednio z opadu znajdzie się w makroporach, proporcjonalnie do ich względnej powierzchni:

$$W_2 = \sigma_{CR1}(\Theta) \cdot P \cdot dt \quad (12)$$

gdzie:

$\sigma_{CR1}(\Theta)$ – względne pole powierzchni makroporów na powierzchni gleby.

W_3 – ilość wody, która nie mogła infiltrować w poprzednim kroku czasowym ze względu na stan nasycenia warstwy i pozostała w makroporze.

Pionowa infiltracja wody poprzez matrycę glebową opisana jest jednowymiarowym równaniem Richardsa,

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\Theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + f(t) \quad (13)$$

a wilgotność w wybranej warstwie profilu glebowego modyfikowana jest poprzez poziomą infiltrację wody z makroporu do matrycy glebowej z zastosowaniem modelu Greena – Ampta, do wyliczenia członu źródłowego w równaniu Richardsa.

Model Greena–Ampta, charakteryzuje się tym, że:

- front zwilżania jest precyzyjnie określony tzn., że nie zmienia się jego kształt, a jedynie jego odległość od miejsca gdzie woda infiltruje;
- potencjał matrycowy na froncie zwilżania jest stały, co oznacza, że za frontem zwilżania gleba jest zwilżana jednorodnie ze stałym współczynnikiem przewodnictwa hydraulicznego.

Zgodnie z tymi założeniami równanie Darcy może być zapisane w postaci:

$$\frac{dI}{dt} = K \frac{H_o - H_f}{L_f} \quad (14)$$

gdzie:

$\frac{dI}{dt}$ – strumień wody poprzez strefę zwilżania, [cm/s],

I – skumulowana infiltracja, [cm],

K – współczynnik przewodnictwa hydraulicznego, [cm/s],

H_o – potencjał wody na powierzchni gdzie woda infiltruje, [cmH₂O],

H_f – efektywny potencjał wody na froncie zwilżania, [cmH₂O],

L_f – długość strefy zwilżania [cm].

Jeżeli front zwilżania jest jednorodny i precyzyjnie określony to infiltracja skumulowana jest równa:

$$I = L_f(\Theta_t - \Theta_i) \quad (15)$$

gdzie:

Θ_t – wilgotność gleby na froncie zwilżania w czasie infiltracji, [cm³/cm³],

Θ_i – początkowa wilgotność gleby przed frontem zwilżania, [cm³/cm³].

Wyliczając z równania (15) L_f i podstawiając do równania (14) otrzymamy:

$$\frac{dI}{dt} = K \frac{(H_o - H_f)(\Theta_t - \Theta_i)}{I} \quad (16)$$

Całkując obustronnie równanie (16), przy założeniu, że $I(0) = 0$ otrzymamy:

$$I(t) = \sqrt{2K(\Theta_t - \Theta_i)(H_o - H_f)t} \quad (17)$$

Człon źródłowy w równaniu Richardsa przyjmie wówczas następującą postać:

$$f(t) = I(t) \quad (18)$$

gdzie:

$f(t)$ – infiltracja skumulowana, [cm],

H_o – ciśnienie hydrostatyczne działające na ściankę makroporu w danej warstwie, wynikające z różnicy poziomów wody między poziomem wody w makroporze a środkiem rozpatrywanej warstwy, [cm] H_2O ,

H_f – potencjał wody glebowej w danej warstwie przed infiltracją, [cm] H_2O ,

Θ_i – wilgotność wody w rozpatrywanej warstwie profilu, [cm³/cm³],

Θ_t – wilgotność nasycenia w każdej warstwie [cm³/cm³].

2.1.1. Algorytm współdziałania modelu preferencyjnego przepływu z procedurą Richardsa

Ilość wody infiltrującej z makroporu do profilu glebowego w każdej warstwie, w czasie każdego kroku czasowego działania modelu wyliczana jest z równania:

$$V = (f(t + dt) - f(t)) \cdot SB_{CR} \quad (19)$$

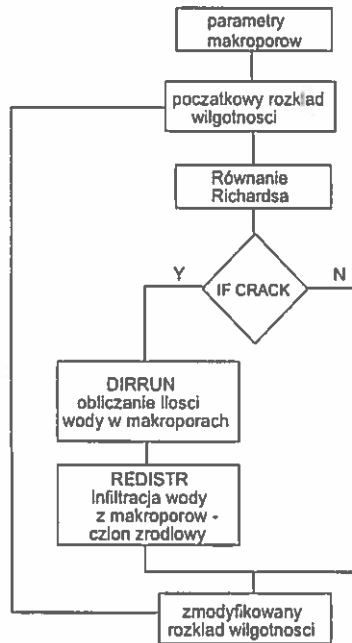
gdzie:

SB_{CR} – powierzchnia właściwa ścian bocznych makroporów w rozpatrywanej warstwie profilu glebowego.

Jako dane wejściowe do modelu preferencyjnego przepływu wprowadza się: względną powierzchnię makroporów σ_{CR} oraz powierzchnię właściwą ich ścian bocznych SB_{CR} , które to parametry są stałe w czasie symulacji komputerowej.

W submodelu hydrologicznym wartości wilgotności wyliczane są ze zmiennym krokiem czasowym zależnym od wartości strumieni przepływających pomiędzy poszczególnymi warstwami gleby. Po każdym kroku czasowym działania submodelu hydrologicznego, otrzymujemy rozkład wilgotności w profilu glebowym. W tym czasie działanie tej procedury jest zatrzymywane i następuje odwołanie do submodelu przepływu preferencyjnego. W czasie działania tego submodelu wyliczana jest ilość wody, która wpływa do makroporów, a następnie przy użyciu równania (19) będącego członem źródłowym w równaniu Richardsa, wyliczana jest ilość wody, jaka w kroku czasowym dt zasila daną warstwę profilu glebowego. W wyniku działania tej procedury, otrzymujemy zmodyfikowany rozkład wilgotności w profilu glebowym, który w następnym kroku czasowym jest początkowym rozkładem wilgotności dla submodelu hydrologicznego.

Algorytm współdziałania modelu preferencyjnego przepływu z jednowymiarowym modelem pionowego przepływu wody w profilu glebowym opisanym równaniem Richardsa przedstawiono na rysunku 7.



Rys. 7. Algorytm współdziałania submodelu preferencyjnego przepływu z procedurą Richardsa

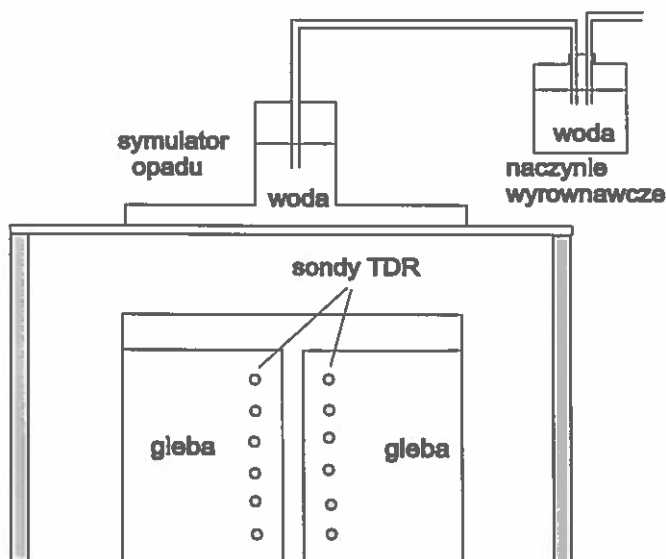
2.2. Weryfikacja modelu preferencyjnego przepływu z makroporami o stałej regularnej strukturze w doświadczeniu laboratoryjnym

W celu weryfikacji modelu preferencyjnego przepływu wody z makroporami o stałej regularnej strukturze, zaprojektowano następujące doświadczenie laboratoryjne. W kolumnie glebowej o wysokości 35 cm, szerokości 45 cm i grubości 6 cm usypano materiał glebowy w taki sposób, że po środku kolumny pozostawiono szczelinę o wymiarach 1,5 cm szerokości i 30 cm głębokości (Rys. 8). Glebę w kolumnie poddano dwukrotnemu procesowi nawilżania (podsiąk kapilarny) i osuszania w celu uzyskania jej homogeniczności [61, 63].

Do pomiaru wilgotności gleby użyto opracowanego w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie laboratoryjnego miernika, w którym zasada pomiaru oparta jest o technikę TDR (Time Domain Reflectometry) [33, 32, 46, 56, 54]. Pomiar wilgotności gleby oparty o metodę reflektometrii w domenie czasu polega na pomiarze prędkości rozchodzenia się impulsu elektromagnetycznego w badanym ośrodku, która zależy od stałej dielektrycznej tego ośrodka. Woda ma względną stałą dielektryczną

(około 81) dużo większą od stałej dielektrycznej fazy stałej gleby (około 4) i powietrza glebowego (około 1). Zawartość wody istotnie więc modyfikuje wartość stałej dielektrycznej gleby, a zatem wpływa na prędkość propagacji w niej fali elektromagnetycznej.

Po obu stronach szczeliny poprzez nawiercone otwory zainstalowano 12 sond TDR (6 po jednej stronie szczeliny i 6 po drugiej stronie), na głębokościach 2,5, 7,5, 12,5, 17,5, 22,5, 27,5 cm licząc od powierzchni gleby. System pomiarowy TDR sterowany jest komputerem, co umożliwia automatyczny pomiar wilgotności w kolumnie glebowej. Do symulacji opadu użyto deszczowni laboratoryjnej. W celu weryfikacji



Rys. 8. Schemat doświadczenia laboratoryjnego

modelu w doświadczeniu laboratoryjnym przyjęto, że intensywność opadu w modelu powinna być równa rzeczywistej intensywności opadu w doświadczeniu. Wymiary kolumny glebowej, konstrukcja deszczowni oraz właściwości hydrofizyczne wybranego materiału glebowego zdecydowały, że cykl pomiarowy powinien trwać około 3 godzin. W tym czasie górne warstwy kolumny glebowej w wyniku infiltracji przez nie wody osiągnęły wilgotność bliską wilgotności nasycenia, a dolne warstwy zostały nasycone w wyniku przepływu preferencyjnego.

Użyty w doświadczeniu materiał glebowy powinien charakteryzować się odpowiednimi właściwościami infiltracyjnymi dobranymi do parametrów deszczowni tak aby można było uzyskać opisany równaniem Richardsa pionowy przepływ wody przez matrycę glebową oraz odpowiednio duży spływ powierzchniowy, który zapewniłby wystąpienie zjawiska przepływu preferencyjnego.

Do doświadczenia użyto materiału glebowego (frakcja agregatów $< 0,25$ mm

czarnoziemiu wytworzonego z lessu) o charakterystykach hydrofizycznych przedstawionych w tabeli 1.

Tab. 1. Fizyczne i hydrofizyczne właściwości materiału glebowego

Głębokość [cm]	Gęstość [g/cm ³]	Ksat [cm/ doba]	Wilgotność % Vol.			
			maks.	PPW	PTW	pow. sucha
0-30	1,50	40,0	34,5	22,5	3,6	1,12

Decydującym czynnikiem powodującym przepływ preferencyjny jest spływ powierzchniowy, który zależy od intensywności opadu oraz od wartości współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej. Użyty w doświadczeniu materiał glebowy ma współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej zbliżony do ciężkich gleb gliniastych [21]. W takich glebach najczęściej występuje zjawisko przepływu preferencyjnego.

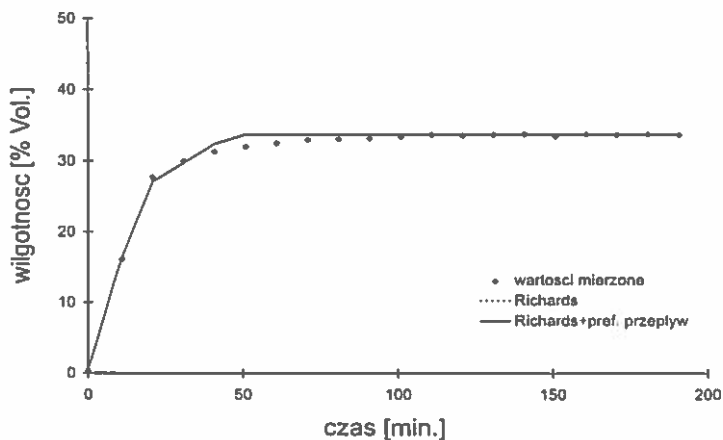
Główna pętla czasowa modelu hydrologicznego, z którym współdziała submodel przepływu preferencyjnego wynosi 24 godziny. Aby porównać zmierzone w doświadczeniu, w czasie 3 godzin, wartości wilgotności w kolumnie glebowej z wartościami wyliczonymi przez model należało dokonać zmiany głównej pętli czasowej modelu hydrologicznego z 24 do 3 godzin, co wiązało się z odpowiednim przeskalowaniem równań zawierających czas.

Zmierzone w czasie eksperymentu i wyliczone przez model wartości wilgotności w kolumnie glebowej przedstawiono na rysunkach 9-14.

Wyniki doświadczenia i ich porównanie z wynikami otrzymanymi podczas symulacji komputerowej przy użyciu modelu z procedurą uwzględniającą występowanie przepływu preferencyjnego i bez tej procedury wykazują, że podczas modelowania przepływu wody w profilu glebowym, w którym występują makropory, uwzględnienie zjawiska przepływu preferencyjnego jest niezbędne. Jedynie w górnych warstwach kolumny glebowej na głębokościach 2,5, 7,5, 12,5 cm, gdzie przepływ preferencyjny nie ma praktycznie wpływu na dynamikę wilgotności, krzywe obrazujące zmiany wilgotności w czasie, otrzymane przy użyciu modelu z procedurą przepływu preferencyjnego i bez tej procedury pokrywają się i dobrze opisują rzeczywisty przebieg procesu przepływu i akumulacji wody. W dolnych warstwach kolumny glebowej na głębokościach 17,5, 22,5 i 27,5 cm., odchylenia pomiędzy zmierzonymi wartościami wilgotności i wyliczonymi przez model, w którym nie uwzględniono zjawiska przepływu preferencyjnego są równe różnicy pomiędzy aktualną wilgotnością bliską stanowi nasycenia, a wilgotnością początkową, bliską wilgotności gleby powietrznie suchej.

W modelowaniu migracji roztworu w profilu glebowym należy uwzględnić przepływ preferencyjny, który może prowadzić do zanieczyszczenia niższych warstw profilu glebowego,

Zaproponowany model, w którym pionowy przepływ wody opisany jest przy pomocy równania Richardsa, z dołączonym submodelem gromadzenia się wody w

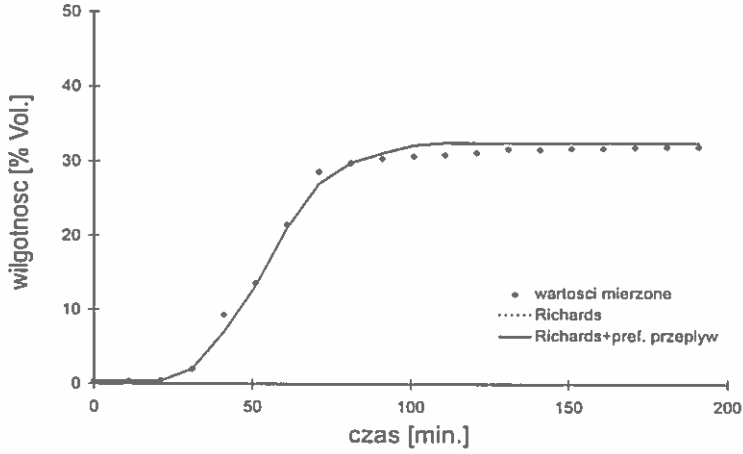


Rys. 9. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 2,5 cm

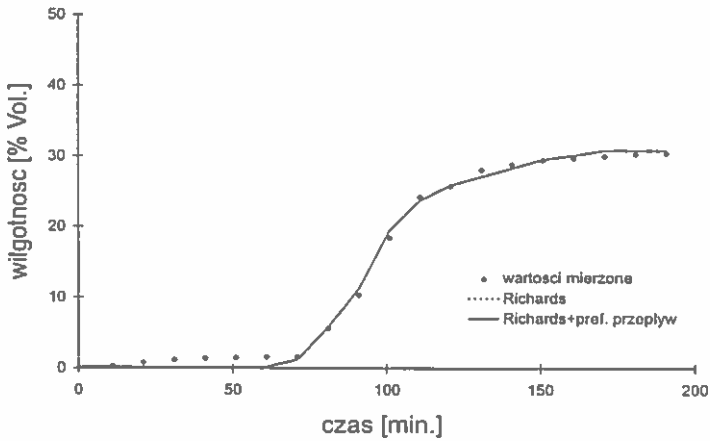
makroporach i jej infiltracji do warstw profilu glebowego opisanej przy pomocy modelu Greena i Ampta będącego członem źródłowym w równaniu Richardsa, nie narusza struktury tego modelu i dobrze opisuje zjawisko przepływu preferencyjnego.

2.3. Fizyczno–matematyczny model makroporów

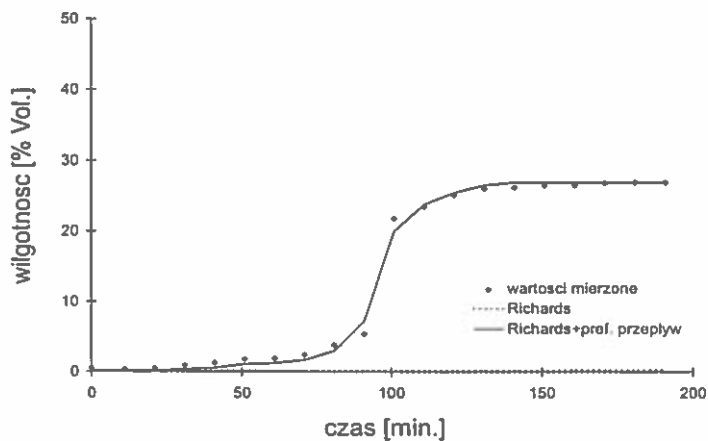
Opracowany model preferencyjnego przepływu wody w glebie został oparty na założeniu, że występujące w profilu glebowym makropory posiadają stałą regularną strukturę. Jednakże w glebie, w warunkach naturalnych, w wyniku zachodzących w niej procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych powstają makropory różnego rodzaju, a część z nich w wyniku tych procesów zmienia swoje kształty i wymiary. Dlatego też zaproponowano sposób opisu parametrów makroporów różnego typu, aby dokładniej opisać rzeczywisty profil glebowy. W celu określenia ilości wody wpływającej do makroporów i infiltrującej z nich do matrycy glebowej należy określić dwa parametry: względną powierzchnię makroporów w każdej rozpatrywanej warstwie profilu glebowego oraz powierzchnię właściwą ich ścian bocznych. Względna powierzchnia makroporów służy do określenia ilości wody wpływającej do nich bezpośrednio z opadów i ze splywu powierzchniowego, powierzchnia właściwa ścian bocznych jest niezbędna do określenia ilości wody infiltrującej poziomo z makroporów do matrycy glebowej.



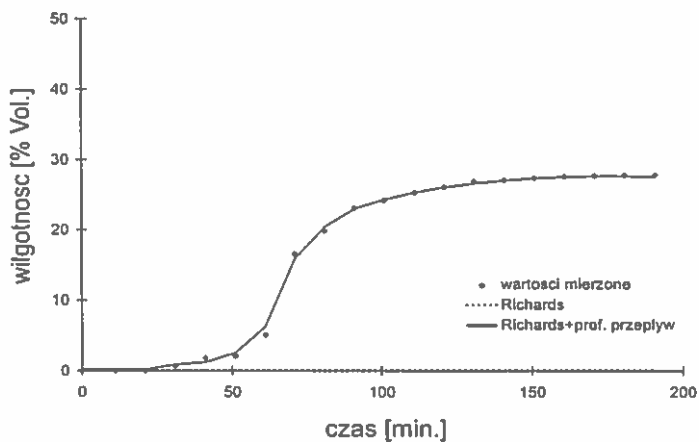
Rys. 10. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 7,5 cm



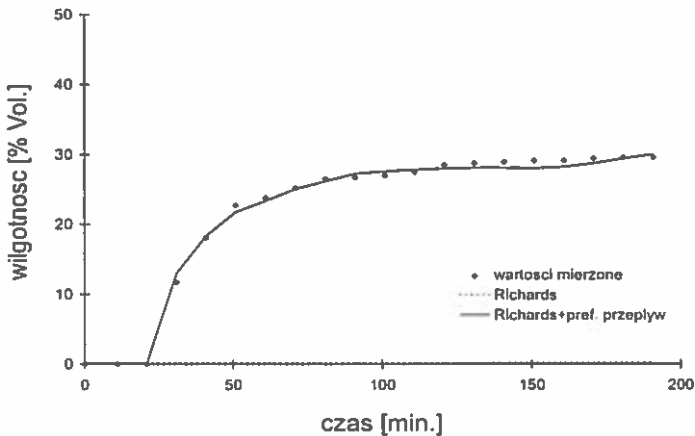
Rys. 11. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 12,5 cm



Rys. 12. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 17,5 cm



Rys. 13. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 22,5 cm



Rys. 14. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności w kolumnie glebowej na głębokości 27,5 cm

2.4. Podział i klasyfikacja makroporów

Z punktu widzenia morfologii makropory mogą być pogrupowane następująco [3]:

- makropory powstałe w procesie wzrostu i obumierania systemu korzeniowego roślin oraz w wyniku aktywności fauny glebowej (biopory);
- makropory powstałe w wyniku fizycznych procesów zachodzących w glebie (szczeliny, spękania i inne naturalne makropory).

Makropory pochodzenia biologicznego powstają w wyniku aktywności fauny glebowej oraz w wyniku wzrostu i obumierania systemu korzeniowego roślin.

Szczeliny i spękania powstają w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby związanego ze zmianą jej wilgotności.

Makropory powstają też w procesie erozji glebowej (np. w wyniku podpowierzchniowego przepływu wody) oraz w procesie wymywania oglejonych gleb torfowych [15, 23].

Zmiany w rozkładzie makroporów są wywołane czynnikami zewnętrznymi takimi jak: warunki klimatyczne, rozwój i zanik fauny i flory glebowej oraz uprawa gleby [3, 11].

2.5. Makropory pochodzenia biologicznego i ich parametryzacja

Wymiary makroporów pochodzenia biologicznego (bioporów) praktycznie nie ulegają zmianie w wyniku zmian wilgotności gleby, można więc założyć, że są one stabilne w dość długim okresie czasu (np. w okresie sezonu wegetacyjnego).

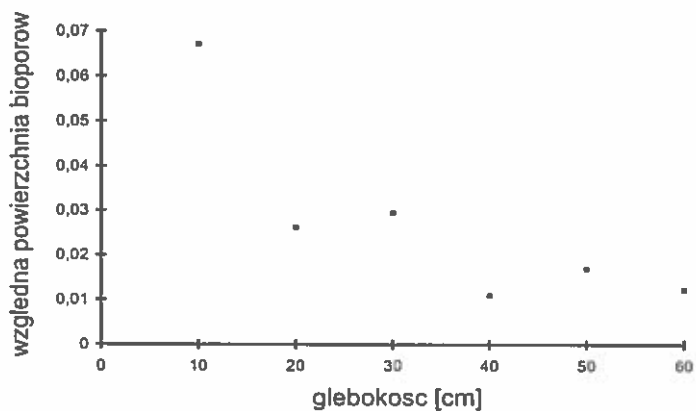
Makropory formowane przez faunę glebową mają, w przekroju, kształt zbliżony do okręgu i średnicę od 1 mm do 50 mm [22]. O tym, jaki w danej glebie jest skład fauny, a za tym jakich wymiarów makropory występują, decydują warunki wilgotnościowe w niej panujące oraz pH, silnie wpływające na populację fauny glebowej. Makropory formowane przez faunę glebową najczęściej tworzone są w powierzchniowej warstwie gleby. Na przykład w glebie gliniastej zaobserwowano otwory po dżdżownicach mające średnicę od 2 do 10 mm. Na metrze kwadratowym powierzchni zaobserwowanych zostało 100 otworów. 100 % z nich miało zasięg 14 i więcej cm., a 10 % z nich zasięg 70 cm. [38]. Do głębokości 60 cm otwory po dżdżownicach występują w takim samym stopniu zarówno w uprawianej jak również nie uprawianej glebie [13].

Została określona liczebność makroporów powstałych w wyniku aktywności dżdżownic, w blokach glebowych o wymiarach 30 cm x 30 cm x 30 cm, w poszczególnych klasach średnic [12]. Pomiar dokonywane były u podstawy bloku glebowego. W klasie średnic 2-5 mm średnia liczebność dla 9 bloków wyniosła 42, natomiast ilość bioporów o średnicach większych niż 5 mm wyniosła 10.

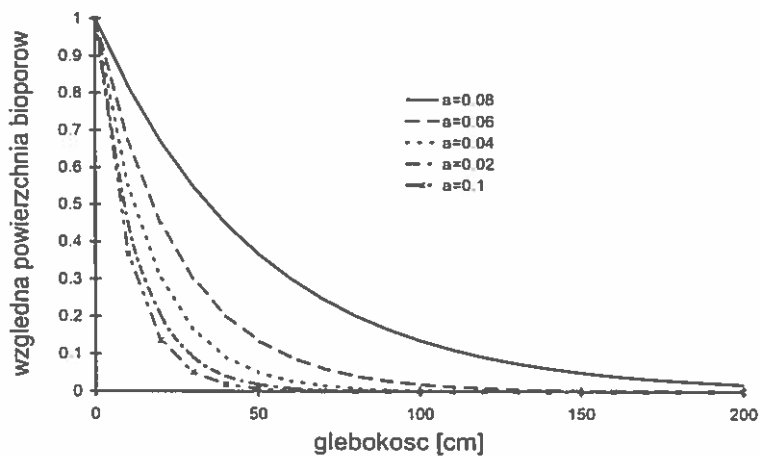
Na podstawie badań polowych określona została zależność względnej powierzchni bioporów od głębokości oraz od zagęszczenia gleby [28], (Rys. 15). Badania przeprowadzone były na poletkach o wymiarach 60 cm x 60 cm, w których występowały makropory powstałe w wyniku aktywności dżdżownic.

Makropory powstające w procesach wzrostu i obumierania systemu korzeniowego roślin są również w przybliżeniu kształtu walcowatego. Struktura systemu tych makroporów zależy od rodzaju uprawianej rośliny oraz od warunków jej wzrostu, a także od stanu fizycznego gleby. Makropory pochodzenia biologicznego odgrywają dużą rolę w procesie preferencyjnego przepływu, nawet w glebach nienasyconych [37, 12].

Względną powierzchnię bioporów na powierzchni gleby można określić eksperymentalnie, stosując barwny znacznik oraz metodę analizy obrazów, polegającą na określeniu pola powierzchni makroporów wypełnionych zabarwioną cieczą w stosunku do całkowitego pola analizowanej powierzchni gleby. Względna powierzchnia bioporów, zmienia się wraz z głębokością, ponieważ różne są ich zasięgi. Można określić względną powierzchnię bioporów w poszczególnych warstwach profilu glebowego, na podstawie znajomości funkcji opisującej zależność względnej powierzchni bioporów od głębokości. Funkcja ta powinna charakteryzować się tym, że na powierzchni gleby powinna mieć wartość σ_b , przyjmować wartość 0 gdy z dąży do nieskończoności. Warunki takie spełnia np. funkcja postaci (Rys.16):



Rys. 15. Zależność względnej powierzchni bioporów od głębokości



Rys. 16. Funkcyjna zależność względnej powierzchni bioporów od głębokości

$$\sigma(z) = \frac{\sigma_b}{e^{az}} \quad (20)$$

gdzie:

z – głębokość profilu glebowego,

$\sigma(z)$ – względna powierzchnia bioporów na głębokości z ,

a – parametr empiryczny.

Jeżeli założymy, że biopory posiadają kształt walca, to w celu określenia ich względnego pola powierzchni oraz powierzchni właściwej ścian bocznych wystarczy znać rozkład ich średnic.

Z literatury wynika, że najwięcej bioporów powstających w wyniku aktywności dżdżownic ma średnice z przedziału 2-5 mm [12]. Znacznie mniej tych bioporów posiada średnicę mniejszą niż 2 mm i większą niż 5 mm. Makropory powstające w wyniku aktywności dżdżownic posiadają średnice od 1 do 10 mm [38]. Rozkładem statystycznym, którym można by opisać taki rozkład średnic jest np. rozkład lognormalny. Znając parametry tego rozkładu tzn. wartość najbardziej prawdopodobną i odchylenie standardowe można określić względne pole powierzchni i powierzchnię właściwą ścian bocznych bioporów. Jeżeli założymy, że rozkład średnic bioporów można opisać rozkładem lognormalnym z funkcją gęstości prawdopodobieństwa $f(d)$, wartości najbardziej prawdopodobnej μ i odchyleniu standardowym σ , a na danym polu powierzchni gleby znajduje się n makroporów to liczba makroporów o średnicy d_i równa jest:

$$m_i = f(d_i) \cdot n \cdot \Delta d \quad (21)$$

gdzie:

Δd – wyznacza wybraną klasę średnic,

a ich względne pole powierzchni:

$$\sigma_i = \frac{1}{4S_{tot}} \cdot \pi d_i^2 m_i \quad (22)$$

Całkowite względne pole powierzchni bioporów wynosi:

$$\sigma_b = \sum_{i=1}^n \sigma_i \quad (23)$$

Powierzchnia właściwa ścian bocznych makroporów o średnicy d_i jest równa:

$$SB_i = \pi \cdot \frac{m_i d_i \Delta z_i}{S_{tot}} \quad (24)$$

gdzie:

S_{tot} – wybrane pole powierzchni gleby,

Δz_i – grubość warstwy.

a całkowita powierzchnia ścian bocznych makroporów w danej warstwie jest równa:

$$SB = \sum_{i=1}^n SB_i \quad (25)$$

Założenie o tym, że rozkład średnic bioporów może być aproksymowany rozkładem statystycznym znacznie ułatwia procedurę uzyskiwania niezbędnych danych wejściowych do modelu. W tym wypadku wystarcza jedynie określenie parametrów tego rozkładu. Ponieważ jednak w literaturze nie istnieje wystarczająca liczba danych, aby można było aproksymować rozkład średnic i rozkład zasięgów bioporów rozkładami statystycznymi nie istnieje aktualnie możliwość wyznaczenia parametrów tych rozkładów z danych literaturowych.

2.6. Makropory powstałe w wyniku fizycznych procesów zachodzących w glebie

Szczeliny i spękania powstają w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby związanego ze zmianami jej wilgotności. Na przebieg tego procesu mają wpływ właściwości fizyczne i chemiczne gleby. Do najważniejszych z nich należy zaliczyć: skład mineralogiczny, rozkład granulometryczny oraz koncentrację jonów określonego typu.

Decydujący wpływ na proces pęcznienia i kurczenia się gleby ma jej skład mineralogiczny a w szczególności zawartość mineralów ilastych. Minerale te posiadają strukturę warstwową. W zależności od liczby występujących warstw wyróżnia się minerały dwuwarstwowe (np. kaolinit), trójwarstwowe (np. montmorylonit, hydromika) i mieszanowarstwowe (np. połączenie montmorylonitu z hydromiką, kaolinitu z muskowitem i chlorytu z wermikulitem) [17]. Niektóre z tych mineralów mają zdolność do pęcznienia w wyniku absorpcji wody. Należą do nich minerały z grupy montmorylonitowej. Podczas nawadniania gleby, woda wbudowując się między warstwy tych mineralów powoduje powstawanie naprężeń, które prowadzą do jej pęcznienia. W procesie osuszania, w trakcie odparowywania wody wbudowanej między warstwy mineralów ilastych, siły spójności powodują kurczenie się gleby, co prowadzi do powstawania spękań.

Wpływ rozkładu granulometrycznego gleby na proces jej pęcznienia i kurczenia się jest trudny do jednoznacznego opisu. Powszechnie uważa się, że duża zawartość frakcji ilu koloidalnego powoduje silne pęcznienie i kurczenie się gleby. Jednakże należy wystrzegać się automatycznego przenoszenia zależności pomiędzy zawartością frakcji ilu koloidalnego, a pęcznieniem gleby zaobserwowanym podczas badania jednych gleb na inne [51]. W glebach o podobnym składzie granulometrycznym proces pęcznienia i kurczenia się może przebiegać w różny sposób. Zależy to od zawartości poszczególnych mineralów szczególnie tych, które znajdują się we frakcji ilu koloidalnego, jak również od ich składu chemicznego.

Zasolenie gleby ma wpływ na wiele procesów w niej zachodzących. Gleby o podobnych właściwościach fizycznych, a różniące się zasoleniem wykazują inny

przebieg krzywej retencji wodnej, inną zależność współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej od wilgotności lub potencjału wody glebowej oraz inny współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej. Zaobserwowano również wpływ zasolenia gleby na parametry spękań takie jak ich szerokość, głębokość i względna powierzchnia [27]. Zostało stwierdzone, że wraz ze wzrostem zasolenia wzrasta szerokość spękań, ich względna powierzchnia oraz objętość, maleje natomiast głębokość. Zmianie ulega również charakterystyka kurczenia się i pęcznienia gleby, czyli zależność pomiędzy zmianą objętości gleby, a jej wilgotnością.

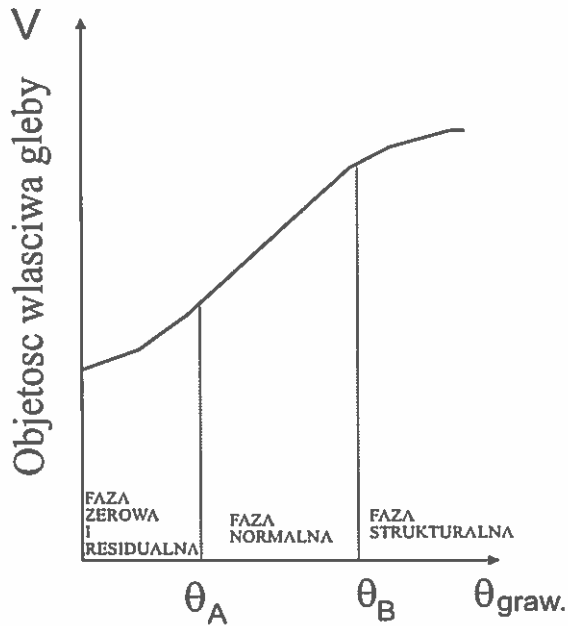
Badania procesu pęcznienia i kurczenia się gleby zostały zapoczątkowane przez Tempany'ego w 1917 roku [49]. Używał on sztucznie uformowanych bloków glebowych do określenia wpływu wilgotności na proces pęcznienia i kurczenia się gleby.

Haines w roku 1923 [18], określił eksperymentalnie cztery fazy kurczenia się gleby (Rys. 17). Faza normalna, która obejmuje ponad 50 % zakresu kurczenia się gleby [47] występuje w obszarze potencjałów wody glebowej odpowiadających pF pomiędzy 2,1 a 4,2, a objętość usuniętej wody jest wtedy równa zmianie objętości gleby. Dla potencjałów wody glebowej odpowiadających pF mniejszym niż 2,1 zachodzi strukturalne kurczenie się gleby; zmiana objętości gleby jest wtedy mniejsza od objętości usuniętej z niej wody (międzyagregatowy odpływ wody). Dla potencjałów wody glebowej odpowiadających pF większym niż 4,2 występuje faza residualna i zerowa, przy czym ta ostatnia występuje dla potencjałów wody glebowej odpowiadających pF większym niż 6,5. Kurczenie residualne zachodzi wtedy, gdy powietrze wchodzi do agregatów, a zmiana objętości gleby spowodowana osuszeniem jest mniejsza niż objętość usuniętej wody. Faza zerowa kurczenia się gleby występuje wtedy, gdy w wyniku wysuszenia nie następuje zmiana objętości gleby. Przestrzenie międzyagregatowe przyjmują najmniejszą objętość. Należy zaznaczyć, że dla poszczególnych rodzajów gleb wartości te mogą się znacznie zmieniać.

Zmiany wymiarów próbki glebowej wywołane zmianami jej wilgotności, w procesie pęcznienia i kurczenia się, zachodzą w trzech kierunkach. Zmiany te wzdłuż osi z powodują osiadanie gleby, natomiast wzdłuż osi x i y tworzenie spękań.

W literaturze spotkać można wiele modeli opisujących proces pęcznienia i kurczenia się gleby [16, 24, 35, 36, 48]. Można je podzielić na dwie grupy. W grupie pierwszej znajdują się modele opisujące zależność pomiędzy współczynnikiem porowatości zdefiniowanym jako stosunek objętości porów do objętości fazy stałej gleby, a wskaźnikiem uwilgotnienia zdefiniowanym jako stosunek objętości wody zawartej w glebie do objętości jej fazy stałej [24, 48]. Drugą grupę stanowią modele opisujące zależność pomiędzy objętością właściwą gleby zdefiniowaną jako stosunek całkowitej objętości gleby do masy jej fazy stałej, a wilgotnością grawimetryczną gleby [16, 35, 36].

Naturalne makropory w glebie, to makropory powstające w procesach erozyjnych i podczas wymywania oglejonych gleb torfowych. Podczas podpowierzchniowego przepływu wody w glebie, pojedyncze cząstki gleby mogą być przesuwane lub wymywane co może prowadzić do powstawania makroporów [64]. Generalnie warunki takie zachodzą w glebach o wysokiej przepuszczalności i względnie małych



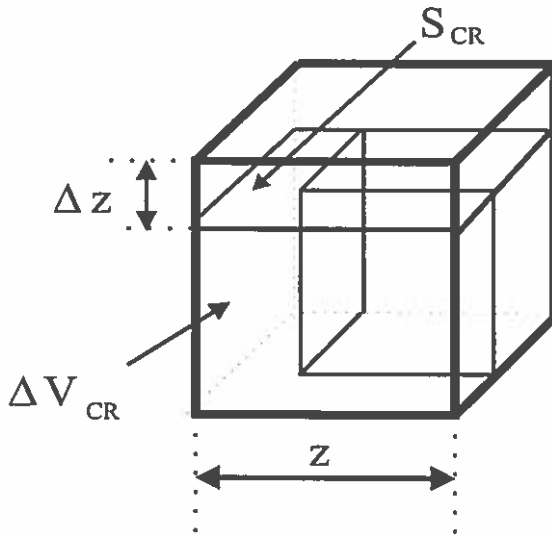
Rys. 17. Krzywa pęcznienia i kurczenia się gleby

siłach spójności, w których duże gradienty potencjału wody glebowej powodują gwałtowne jej przepływy [3].

2.7. Określenie względnego pola powierzchni spękań na podstawie pomiaru osiadania gleby

Zjawisko pęcznienia i kurczenia się gleby powoduje powstawanie makroporów (spękań), których wymiary zależne są od wilgotności gleby. Określenie parametrów spękań na podstawie znajomości właściwości fizyczno-chemicznych gleby jest zagadnieniem złożonym, trudnym i do tej pory praktycznie nie rozwiązany. Wpływ na ten proces ma wiele czynników, a występujące między nimi zależności powodują, że taki opis jest praktycznie niemożliwy. Dlatego też w pierwszym etapie badań próbowano określić względne pole powierzchni spękań na podstawie pomiaru osiadania gleby. Parametr ten jest łatwy do zmierzenia w warunkach polowych, a procedura pomiaru została zaproponowana przez Bronswijka [6, 7]. Gleba w wyniku zmian wilgotności zmienia swoją objętość. Zmiana objętości gleby w procesie osuszania jest efektem jej osiadania i powstawania spękań. Rozdzielenie i opis tych zjawisk ma duże znaczenie, ponieważ mają one różny, a czasami przeciwny wpływ na zjawiska przepływu wody w glebie.

Bronswijk do opisu zjawiska osiadania gleby proponuje równanie definiujące



Rys. 18. Osiadanie i zmiana objętości spękań.

bezwymiarowy parametr r_s :

$$\Delta V = \left[1 - \left(1 - \frac{\Delta z}{z} \right)^{r_s} \right] \cdot z^3 \quad (26)$$

gdzie:

ΔV – zmiana objętości gleby,
 z – wysokość próbki glebowej,
 Δz – wielkość osiadania.

Parametr r_s może zmieniać się w przedziale od 1 do ∞ . Jeśli parametr $r_s = 1$ występuje przypadek osiadania gleby bez powstawania spękań. W przypadku gdy $r_s \rightarrow \infty$ występują tylko spękania bez osiadania gleby. Dla wszystkich innych wartości r_s występują zarówno spękania jak i osiadanie gleby. Przy $r_s = 3$: występuje izotropowe kurczenie się gleby; przy $1 < r_s < 3$: występuje przewaga osiadania; przy parametrze $r_s > 3$: przewaga spękań.

Równanie (26) opisuje zmianę objętości gleby jako funkcję jej osiadania. Korzystając z tego równania można obliczyć względną powierzchnię spękań (Rys. 18).

Równanie (26) można zapisać w postaci:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta z}{z} \right)^{r_s} \quad (27)$$

gdzie:

V_0 – początkowa objętość próbki glebowej (przy maksymalnej wilgotności),

a ΔV jest zdefiniowane równaniem:

$$\Delta V = \Delta V_{CR} + \Delta V_S \quad (28)$$

gdzie:

ΔV_{CR} – objętość spękania,

ΔV_S – objętość osiadania.

Korzystając z równań 27 i 28 otrzymujemy:

$$\frac{\Delta V_{CR} + \Delta V_S}{V_o} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta z}{z}\right)^{r_s} \quad (29)$$

Zakładając że $V_o = S_o z$ i $\sigma_{CR} = \frac{S_{CR}}{S_o}$ można obliczyć względną powierzchnię spękań σ_{CR} jako funkcję osiadania gleby:

$$\sigma_{CR} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta z}{z}\right)^{r_s - 1} \quad (30)$$

gdzie:

S_o – pole powierzchni próbki glebowej w stanie jej nasycenia,

S_{CR} – pole powierzchni spękań,

σ_{CR} – względne pole powierzchni spękań.

Z punktu widzenia potrzeb modelu interesującym nas parametrem jest maksymalna względna powierzchnia spękań. Dlatego też, w warunkach polowych należy określić maksymalne osiadanie gleby i dla tej wielkości określić maksymalną względną powierzchnię spękań. Jeśli oznaczymy Δz_{max} jako maksymalne osiadanie gleby, a σ_{CRmax} jako maksymalna względna powierzchnia spękań to równanie 30 przyjmie postać:

$$\sigma_{CRmax} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta z_{max}}{z}\right)^{r_s - 1} \quad (31)$$

Równanie to pozwala określić maksymalne względne pole powierzchni spękań poprzez pomiar maksymalnego osiadania gleby, pod warunkiem, że znany jest parametr r_s . Określono relację pomiędzy objętością spękań, odniesioną do jednostkowej powierzchni próbki glebowej $\frac{\Delta V_{CR}}{z^2}$ i osiadaniem gleby Δz , a całkowitą zmianą objętości gleby odniesioną do jednostkowej powierzchni próbki glebowej $\frac{\Delta V}{z^2}$ w procesie jej osuszania [5]. Relacje te przedstawiono w tabeli 2.

Wynika z nich, że stosunek objętości spękań do całkowitej zmiany objętości próbki glebowej jest równy około $\frac{2}{3}$, a więc gleba w trakcie osuszania zmienia swą objętość izotropowo. Jest to przypadek dla którego r_s jest równe 3. Podstawiając tą wartość do równania 31 otrzymamy następującą zależność:

$$\sigma_{CRmax} = 1 - \left(1 - \frac{\Delta z_{max}}{z}\right)^2 \quad (32)$$

Tab. 2. Relacje pomiędzy objętością spękań, osiadaniami a całkowitą zmianą objętości gleby.

$\frac{\Delta V}{z^2}$ [mm]	Δz [mm]	$\frac{\Delta V_{GR}}{z^2}$ [mm]	$\frac{\Delta V_{GR}}{\Delta V}$
49,2	17,2	32,0	0,650
2,0	0,7	1,3	0,650
74,0	26,2	47,8	0,646
35,7	12,5	23,2	0,650
4,0	1,4	2,6	0,650
3,5	1,2	2,3	0,657

Zaproponowany opis, umożliwiający określenie względnego pola powierzchni makroporów na podstawie pomiaru osiadania gleby, pozwala na wyliczenie ilości wody do nich wpływającej. Redystrybucja wody z makroporów do matrycy glebowej, ze względu na niemożliwość określenia powierzchni właściwej ścian bocznych makroporów, może być opisana w taki sposób, że jeśli woda znajdzie się w makroporze w danej warstwie profilu glebowego, to infiltrować ona do tej warstwy w nieskończenie małym kroku czasowym. Aby redystrybucję wody opisać przy pomocy fizycznego modelu zaproponowano opis parametrów charakteryzujących makropory, umożliwiającą określenie zarówno ich względnej powierzchni jak też powierzchni właściwej ścian bocznych, oparty o bezpośredni pomiar ich maksymalnych wartości.

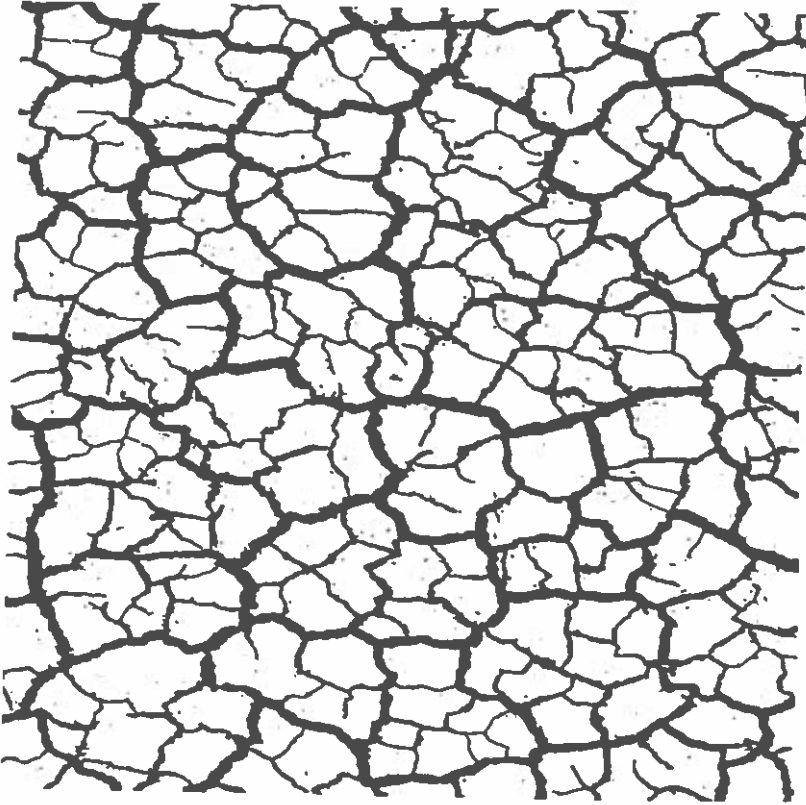
2.8. Określenie parametrów spękań na podstawie opisu geometrii ich struktury

Badania dotyczące opisu geometrii sieci spękań wykazują, że sieć ta ma układ zbliżony do regularnych wielokątów (Rys. 19) [45]. Na podstawie badań polowych stwierdzono, że w trakcie osuszania gleby powstają spękania o różnych wymiarach tzn., o różnej szerokości i objętości. Spękania o największej szerokości noszą nazwę spękań pierwszego rzędu, mniejsze rzędu drugiego itd. Jeśli spękania np. pierwszego i drugiego rzędu powstają mniej więcej w tym samym czasie to kąt zawarty między nimi wynosi około 120° , jeśli natomiast powstawanie tych spękań jest rozdzielone w czasie to przecinają się one zazwyczaj pod kątem prostym [25].

Na tej podstawie przyjęto założenie, że sieć spękań można opisać regularną formą (trójkąty, kwadraty i sześciokąty foremne [44]).

Rozpatrzono trzy typy sieci spękań: sieć trójkątna, czworokątna i sześciokątna (Rys. 20). Dla każdej z tych sieci, wyprowadzono wielkość, którą nazwano indeksem struktury l_i , $i = 3, 4, 6$, a oznaczającą najmniejszą odległość między dwoma jej środkami.

Dla każdej z rozpatrywanych struktur trójkątnej, czworokątnej i sześciokątnej z zależności geometrycznych można wyprowadzić związek pomiędzy względną



Rys. 19. Rzeczywista sieć spękań.

powierzchnią spękań σ_{CRi} , indeksem struktury l_i oraz szerokością spękań w_i .

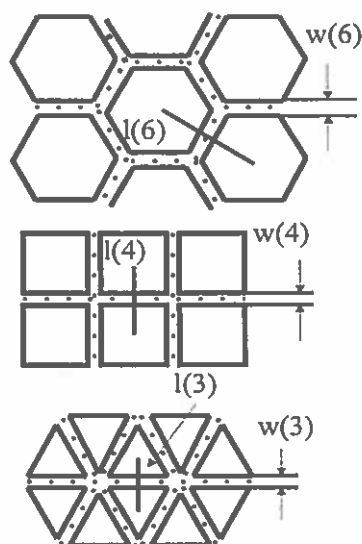
$$w_i^2 - 2l_i w_i + \sigma_{CRi} l_i^2 = 0 \quad (33)$$

Wyznaczając z równania (33) σ_{CRi} otrzymamy następującą zależność:

$$\sigma_{CRi} = 1 - \left(1 - \frac{w_i}{l_i}\right)^2 \quad (34)$$

Pomiaru parametrów struktury należy dokonywać kiedy gleba jest sucha, a więc parametry te mają maksymalne wartości. Jeśli oznaczymy w_{imax} jako maksymalną szerokość spękania, a σ_{CRimax} jako względną maksymalną powierzchnię spękania, to równanie (34) przyjmie postać:

$$\sigma_{CRimax} = 1 - \left(1 - \frac{w_{imax}}{l_i}\right)^2 \quad (35)$$



Rys. 20. Trzy typy struktury spękań.

gdzie indeksy *max* oznaczają maksymalne wartości odpowiednich wielkości.

Równanie (35) pozwala wyznaczyć względną powierzchnię spękań mierząc ich średnią szerokość na wybranym polu powierzchni gleby oraz średnią odległość między środkami dwóch elementów struktury.

Drugim parametrem niezbędnym do poprawnego opisu preferencyjnego przepływu, a dokładniej redystrybucji wody ze spękania do matrycy glebowej jest powierzchnia właściwa ścian bocznych makroporu.

Korzystając z wcześniej wyprowadzonych zależności pomiędzy parametrami struktury, dla każdej rozpatrywanej sieci spękań można wyliczyć całkowitą długość ścian bocznych makroporów na wybranym polu powierzchni gleby.

Dla struktury trójkątnej długość ta jest równa:

$$L_3 = 6 \cdot \sqrt{3} \cdot (l_3 - w_3) \quad (36)$$

dla struktury czworokątnej:

$$L_4 = 4 \cdot (l_4 - w_4) \quad (37)$$

i dla struktury sześciokątnej:

$$L_6 = \frac{6}{\sqrt{3}} \cdot (l_6 - w_6) \quad (38)$$

Mnożąc całkowitą długość ścian bocznych makroporów w każdej warstwie przez grubość tej warstwy i odnosząc ją do wybranego pola powierzchni gleby otrzymamy

powierzchnię właściwą ścian bocznych:

$$SB_{CRi} = \frac{L_i \cdot \Delta z_j}{S_{tot}} \quad (39)$$

gdzie:

SB_{CRi} – powierzchnia właściwa ścian bocznych dla i -tej struktury,

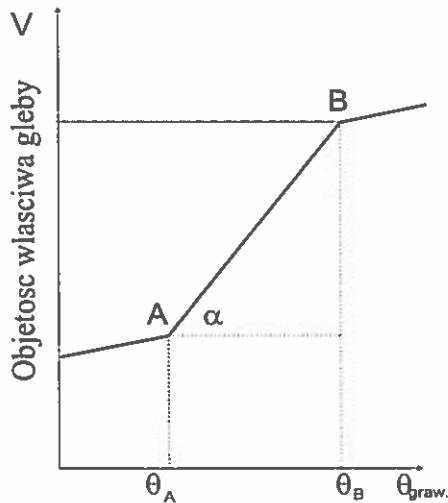
L_i – długość ścian bocznych dla i -tej struktury,

Δz_j – grubość j -tej warstwy,

S_{tot} – wybrane pole powierzchni gleby.

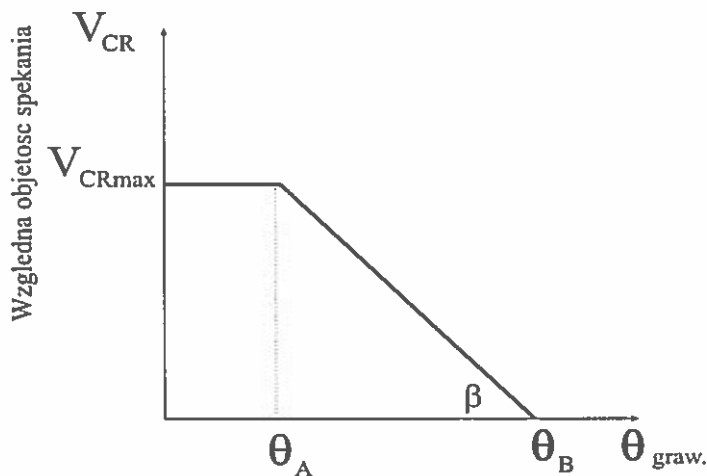
2.9. Zależność parametrów spękań od wilgotności gleby

W trakcie zmian wilgotności zmianie ulegają również wymiary makroporów. Zgodnie z modelem trzech linii prostych w poszczególnych obszarach kurczenia się gleby zależność pomiędzy jej objętością właściwą, a wilgotnością wagową może być interpolowana liniami prostymi (Rys. 21).



Rys. 21. Zależność objętości właściwej gleby od jej wilgotności wagowej, model „trzech linii prostych“.

Ponieważ w obszarach: zerowym, residualnym i strukturalnym gleba, w porównaniu z obszarem normalnym, w niewielkim stopniu zmienia swoją objętość w wyniku zmian wilgotności, z dobrym przybliżeniem można założyć, że zmiany objętości właściwej gleby w wyniku zmian jej wilgotności zachodzą tylko w obszarze normalnym.



Rys. 22. Zależność względnej objętości spękania od wilgotności wagowej gleby.

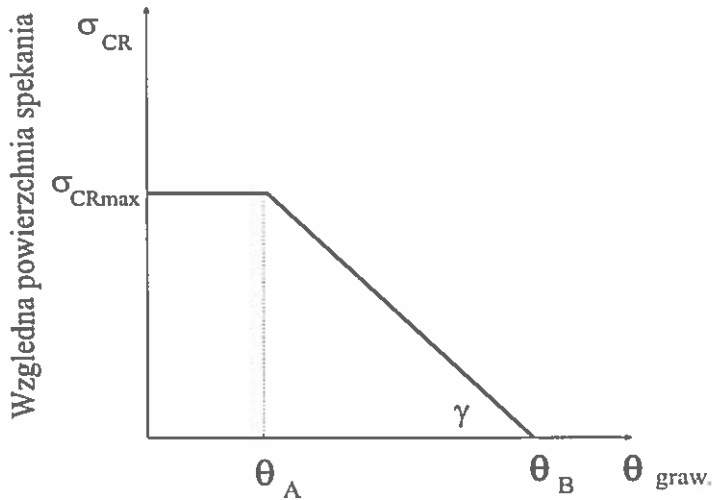
Przyjęto oznaczenia:

- Θ_A – wilgotność przy której objętość właściwa gleby ma najmniejszą wartość (shrink-
ing limit),
- Θ_B – wilgotność przy której objętość właściwa gleby ma największą wartość (swel-
ling limit),
- α – kąt zawarty pomiędzy prostą opisującą obszar normalny kurczenia się gleby,
a osią odciętych.

Zmiana objętości właściwej gleby następuje w wyniku jej osiadania i pęknięcia. Zakładając, że zmiana ta jest liniowa i podczas całego procesu kurczenia się gleby parametr opisujący stosunek zmian objętości ze względu na pęknięcie gleby do całkowitej zmiany jej objętości jest stały (dla kurczenia się izotropowego $f \approx \frac{2}{3}$), względna objętość spękania zdefiniowana jako stosunek objętości spękania do całkowitej objętości gleby w stanie nasycenia wodą jest również liniową funkcją wilgotności wagowej gleby (Rys. 22.)

Przyjęto oznaczenia:

- Θ_A – wilgotność przy której objętość spękań V_{CR} przyjmuje maksymalną wartość V_{CRmax} ,
- Θ_B – wilgotność przy której objętość spękań przyjmuje wartość zero,



Rys. 23. Zależność względnej powierzchni spękań od wilgotności wagowej gleby.

β – kąt zawarty pomiędzy prostą opisującą zmiany objętości spękania, a osią odciętych, którego tangens spełnia warunek:

$$\tan \beta = f \cdot \tan \alpha \quad (40)$$

Zalóżmy, że zmiana względnej objętości spękania wyniosła:

$$\delta V_{CR} = \sigma_{CR} \cdot \delta h \quad (41)$$

gdzie:

δh – zmiana głębokości spękania,

σ_{CR} – względna powierzchnia spękania.

Dla małych wartości δh można założyć, że ścianki spękania są pionowe, z czego wynika, że zmiana względnej powierzchni spękania jest również liniową funkcją wilgotności wagowej gleby (Rys. 23) gdzie:

$$\tan \gamma = \frac{\tan \beta}{\delta h} \quad (42)$$

Zgodnie z tym, równanie opisujące zmiany względnej powierzchni spękań w wyniku zmian wilgotności wagowej gleby ma postać:

$$\sigma_{CRi}(\Theta) = \sigma_{CRimax} \cdot \frac{\Theta_B - \Theta}{\Theta_B - \Theta_A} \quad (43)$$

W wyniku zmian wilgotności gleby zmianie ulegają również wymiary powierzchni właściwej ścian bocznych, ponieważ zmianie ulega szerokość spękań, co prowadzi do zmiany długości ścian bocznych.

Równanie:

$$\sigma_{CRi}(\Theta) = 1 - \left(1 - \frac{w_i(\Theta)}{l_i}\right)^2 \quad (44)$$

można przekształcić do postaci:

$$w_i(\Theta) = l_i(1 - \sqrt{1 - \sigma_{CRi}(\Theta)}) \quad (45)$$

Jeżeli w miejsce $\sigma_{CRi}(\Theta)$ w równaniu (45) podstawimy równanie (43) to otrzymamy:

$$w_i(\Theta) = l_i(1 - \sqrt{1 - \sigma_{CRimax} \frac{\Theta_B - \Theta}{\Theta_B - \Theta_A}}) \quad (46)$$

Podstawiając równanie (46) do równań (36), (37) i (38), otrzymamy równania opisujące zależność długości ścian bocznych spękań od wilgotności grawimetrycznej gleby:

$$L_3(\Theta) = 6\sqrt{3}l_3(1 - (1 - \sqrt{1 - \sigma_{CR3max} \frac{\Theta_B - \Theta}{\Theta_B - \Theta_A}})) \quad (47)$$

$$L_4(\Theta) = 4l_4(1 - (1 - \sqrt{1 - \sigma_{CR4max} \frac{\Theta_B - \Theta}{\Theta_B - \Theta_A}})) \quad (48)$$

$$L_6(\Theta) = \frac{6}{\sqrt{3}}l_6(1 - (1 - \sqrt{1 - \sigma_{CR6max} \frac{\Theta_B - \Theta}{\Theta_B - \Theta_A}})) \quad (49)$$

Zależność pola powierzchni właściwej ścian bocznych spękań od wilgotności grawimetrycznej gleby, dla każdej z rozpatrywanych struktur wyraża się równaniem:

$$SB_{CRi}(\Theta) = \frac{L_i(\Theta) \cdot \Delta z_j}{S_{tot}} \quad (50)$$

gdzie:

Δz_j – grubość j -tej warstwy.

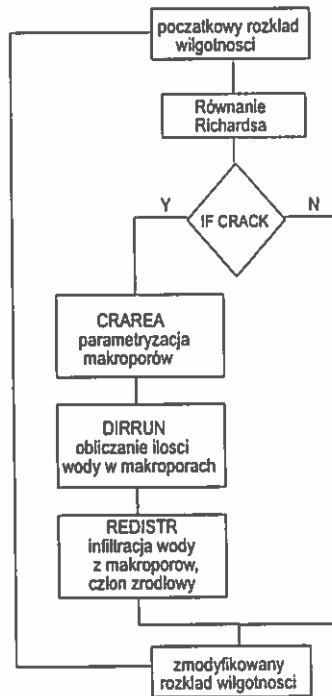
W rozważaniach pominięto zmiany pola powierzchni właściwej ścian bocznych spękań ze względu na zmianę grubości warstw, spowodowaną osiadaniem gleby, ponieważ osiadanie gleby zachodzi w powierzchniowej warstwie gleby, gdzie zjawisko przepływu preferencyjnego ma niewielki wpływ na kształtowanie się warunków wilgotnościowych w profilu glebowym.

2.10. Weryfikacja numeryczna modelu przepływu preferencyjnego

Model preferencyjnego przepływu z procedurą uwzględniającą występowanie makroporów pochodzenia biologicznego, ze względu na to, że wymiary tych makroporów

nie zależą od wilgotności jest taki, jak model preferencyjnego przepływu wody z makroporami o regularnej stałej strukturze, a różnica polega jedynie na sposobie wyznaczania parametrów tych makroporów.

Wyznaczenie parametrów makroporów powstających w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby oraz opisanie zależności wymiarów tych makroporów od jej wilgotności, pozwoliło na opracowanie fizyczno-matematycznego submodelu opisującego te makropory i dołączenie go do modelu przepływu preferencyjnego (Rys. 24).



Rys. 24. Algorytm submodelu przepływu preferencyjnego z procedurą opisującą parametry makroporów.

Taki model przepływu preferencyjnego poddano weryfikacji numerycznej. Testowanie przeprowadzono dla profilu glebowego o głębokości 160 cm używając jako danych wejściowych hydrofizycznych charakterystyk gleby gliniastej [58, 59]. Oprócz charakterystyk hydrofizycznych jako dane wejściowe wprowadzono wartości wilgotności poniżej której objętość spękań przyjmuje maksymalną wartość $\Theta_A = 10\%[cm^3/cm^3]$, oraz wilgotność powyżej której objętość spękań przyjmuje wartości zero $\Theta_B = 30\%[cm^3/cm^3]$.

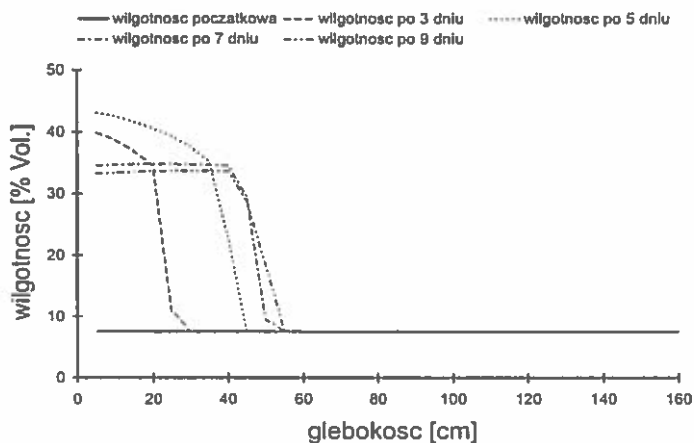
Przyjęto trzy warianty początkowego rozkładu wilgotności w profilu glebowym:

1. początkowa wilgotność w całym profilu glebowym wynosiła około 8 %,

co zapewniało, że wymiary makroporów powstających w wyniku pęcznienia i kurczenia się gleby miały maksymalne wartości i sięgały do dna profilu glebowego,

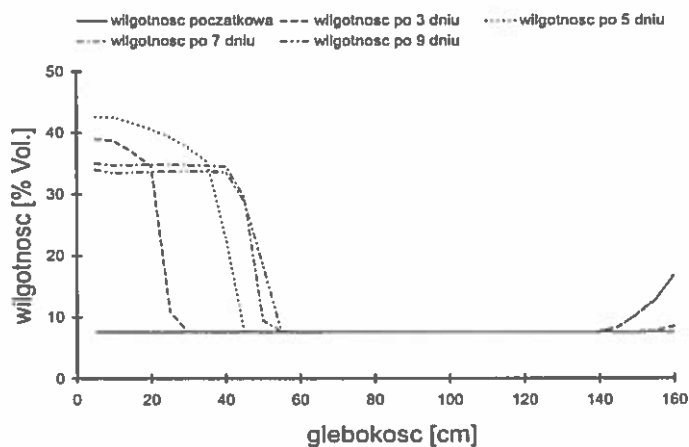
2. początkowa wilgotność w profilu glebowym była taka, że do głębokości 80 cm wynosiła 8 %, co zapewniało, że wymiary makroporów powstających w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby miały maksymalne wartości i ich dno znajdowało się na głębokości 80 cm, natomiast poniżej 80 cm wilgotność była taka (około 30 %), że makroporów nie było,
3. początkowa wilgotność w całym profilu glebowym wynosiła około 30 %, co zapewniało, że nie było makroporów powstających w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby.

Dla omówionych trzech wariantów rozkładu wilgotności w profilu glebowym, przy użyciu modelu z procedurą uwzględniającą przepływ preferencyjny i bez tej procedury, przeprowadzono 10 dniową symulację, przy czym przez pierwsze 4 dni założono średni opad 3 *cm/doba*. Wyniki tych symulacji przedstawione są na rysunkach 25-30.

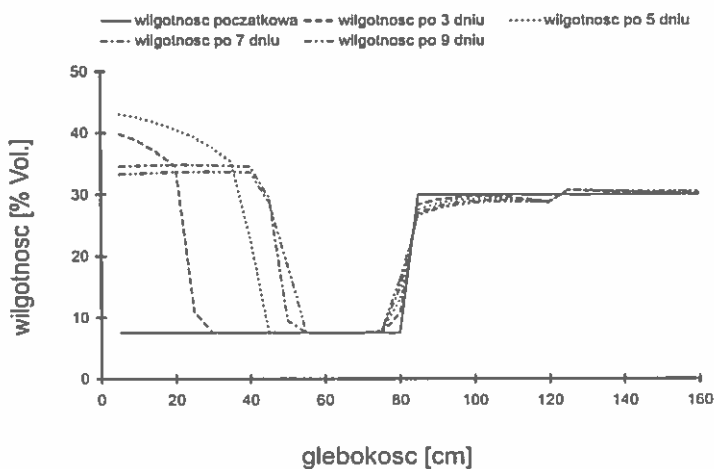


Rys. 25. Numeryczna weryfikacja modelu, pierwszy wariant początkowego rozkładu wilgotności, model bez procedury preferencyjnego przepływu.

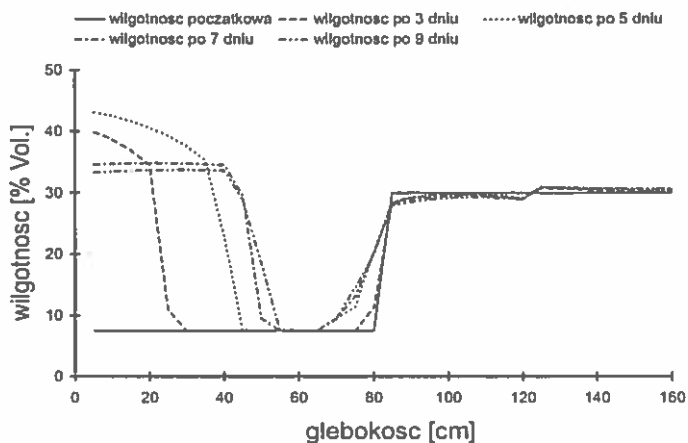
Porównując rysunek 25 i 26 widać, że na rysunku 26 w dolnej części profilu glebowego wystąpił wzrost wilgotności spowodowany wystąpieniem przepływu preferencyjnego. Porównując rysunki 27 i 28 widać, że dodatkowa ilość wody w profilu



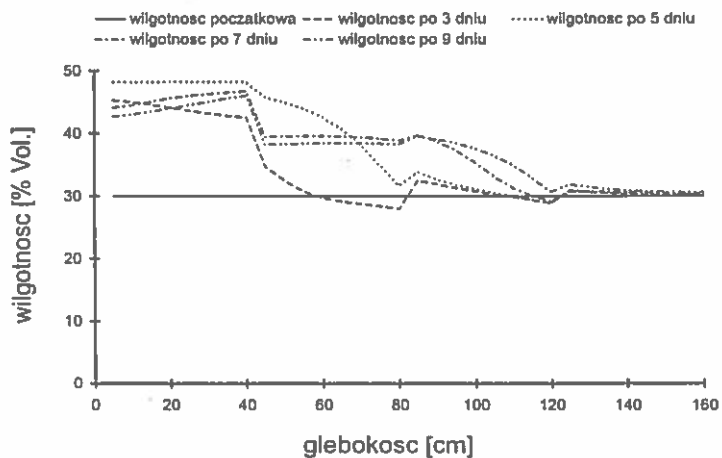
Rys. 26. Numeryczna weryfikacja modelu, pierwszy wariant początkowego rozkładu wilgotności, model z procedurą preferencyjnego przepływu.



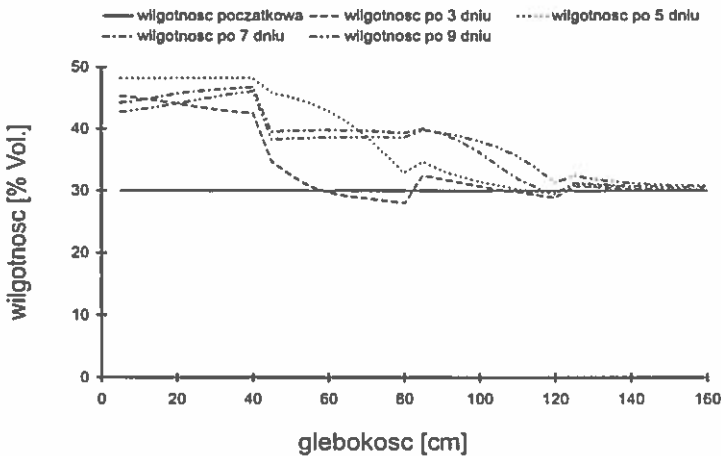
Rys. 27. Numeryczna weryfikacja modelu, drugi wariant początkowego rozkładu wilgotności, model bez procedury preferencyjnego przepływu.



Rys. 28. Numeryczna weryfikacja modelu, drugi wariant początkowego rozkładu wilgotności, model z procedurą preferencyjnego przepływu.



Rys. 29. Numeryczna weryfikacja modelu, trzeci wariant początkowego rozkładu wilgotności, model bez procedury preferencyjnego przepływu.



Rys. 30. Numeryczna weryfikacja modelu, trzeci wariant początkowego rozkładu wilgotności, model z procedurą preferencyjnego przepływu.

glebowym na rysunku 28 spowodowana wystąpieniem przepływu preferencyjnego pojawiła się na głębokości 80 cm. Rysunek 30, który przedstawia rozkład wilgotności w profilu glebowym uzyskany przy użyciu modelu z uwzględnieniem procedury preferencyjnego przepływu, nie różni się od rysunku 29, który przedstawia rozkład wilgotności uzyskany przy użyciu modelu bez procedury uwzględniającej przepływ preferencyjny. Wynika to z tego, że wilgotność w profilu glebowym była na tyle duża, iż nie było makroporów powstających w wyniku pęcznienia i kurczenia się gleby i dynamika wilgotności w obu przypadkach była jednakowa.

Analiza powstawania oraz zmienność parametrów w czasie uzasadnia podział makroporów na dwie grupy: makropory biologiczne (biopory) oraz makropory powstające w wyniku fizycznego procesu pęcznienia i kurczenia się gleby.

Wymiary i zasięgi makroporów biologicznych, które są niezmiennie w długim w porównaniu z cyklem zmian wilgotności okresie czasu, mogą być aproksymowane przy pomocy wybranych rozkładów statystycznych.

Dobrym opisem systemu makroporów powstających w fizycznym procesie pęcznienia i kurczenia się gleby związanego ze zmianami jej wilgotności, jest opis oparty o charakterystykę tego systemu przy pomocy regularnych struktur, których parametry zmieniają się liniowo wraz ze zmianami wilgotności, co potwierdziły uzyskane podczas weryfikacji numerycznej logiczne wyniki, przy ekstremalnie wybranych warunkach początkowych.

Tab. 3. Fizyczne i hydrofizyczne właściwości gleby z Grabowa

Głębokość [cm]	Gęstość [g/ cm ³]	Ksat [cm/doba]	Wilgotność % Vol.			
			maks.	PPW	PTW	pow. sucha
0-30	1,63	90,9	33,5	25,5	3,6	2,12
30-50	1,72	37,3	32,8	25,5	12,1	7,09
50-75	1,68	18,6	41,0	35,6	18,5	10,87
75-150	1,83	44,2	33,4	26,0	10,8	6,35

2.11. Weryfikacja modelu przepływu preferencyjnego w warunkach polowych

Przedstawiony model przepływu preferencyjnego został pozytywnie zweryfikowany w doświadczeniu laboratoryjnym. Weryfikacja numeryczna pokazała, że można modelować zjawisko przepływu preferencyjnego w profilu glebowym, w którym znajdują się makropory powstające w procesie pęcznienia i kurczenia się gleby. Do pełnej weryfikacji modelu, należało więc sprawdzić jego działanie w warunkach polowych.

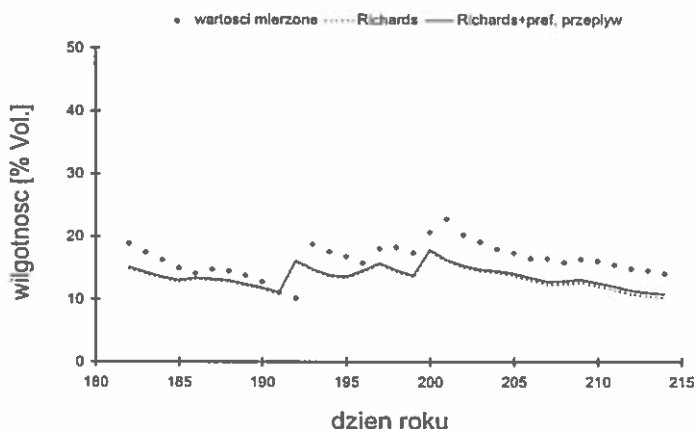
Ponieważ w Polsce gleby pęczniące, a więc takie w których powstają spękania przez które woda może preferencyjnie przemieszczać się w głąb profilu glebowego, występują w niewielkim procencie, przy wyborze miejsca weryfikacji kierowano się możliwością uzyskania danych stanowiących parametry wejściowe modelu, a w szczególności danych wielkości klimatycznych.

Do weryfikacji modelu wykorzystano dane uzyskane w doświadczeniu polowym, przeprowadzonym w ramach realizacji projektu ACCESS w latach 1993–1994 w Grabowie nad Wisłą na polu doświadczalnym Instytutu Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Pulawach. Znajduje się tam standardowa stacja agroklimatyczna, gdzie rejestrowane są podstawowe wielkości klimatyczne, takie jak: prędkość wiatru, wielkość opadu, wilgotność i temperatura powietrza oraz radiacja słoneczna, niezbędne do weryfikacji modelu. Miejsce to zlokalizowane jest w południowej części Niziny Mazowieckiej. Klimat w tym regionie jest umiarkowany ze średnią roczną temperaturą około 7°C i średnim rocznym opadem około 600 mm. Eksperyment został zlokalizowany na glebie bielcowej wytworzonej z gliny piaszczystej. Ponieważ poziom wód gruntowych znajduje się na głębokości około 150 – 200 cm, dlatego też w dolnej części profilu glebowego zachodzą procesy oglejenia. Fizyczne i hydrofizyczne właściwości gleby przedstawiono w tabelach 3 i 4. Ponieważ gleba ta nie ulega procesowi pęcznienia i kurczenia w wyniku zmian wilgotności w stopniu prowadzącym do powstawania spękań, przy weryfikacji modelu przyjęto założenie, że wymiary makroporów tzn. ich względna powierzchnia i powierzchnia właściwa ich ścian bocznych mają stałe wartości.

Doświadczenie polowe, w którym codziennie mierzona była w profilu glebowym wilgotność, przy użyciu polowego reflektometrycznego miernika wilgotności TDR (Time Domain Reflectometry) [33, 32, 46, 56, 54] zlokalizowane zostało na polu z

Tab. 4. Wodne charakterystyki gleby z Grabowa

Głębokość [cm]	Wilgotność % Vol. odpowiadająca pF.										
	0,0	1,0	1,5	2,0	2,2	2,5	2,7	3,2	3,4	3,7	4,2
0-30	34,9	31,1	28,8	27,2	25,9	24,9	24,3	10,6	9,0	8,0	6,5
30-50	28,2	25,8	23,2	21,0	19,4	18,2	17,4	9,3	8,1	6,9	5,5
50-75	33,1	31,1	28,2	25,9	25,0	24,2	23,5	15,8	14,9	13,4	11,8
75-150	36,0	33,3	31,1	29,8	29,3	28,4	27,6	17,9	16,8	15,4	14,1

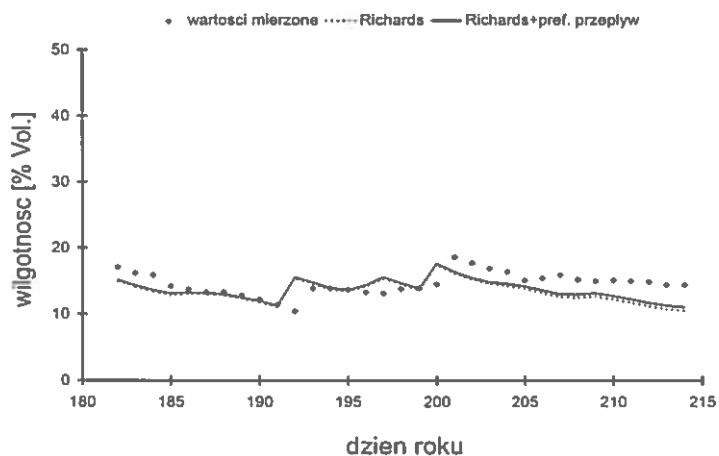


Rys. 31. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 5 cm

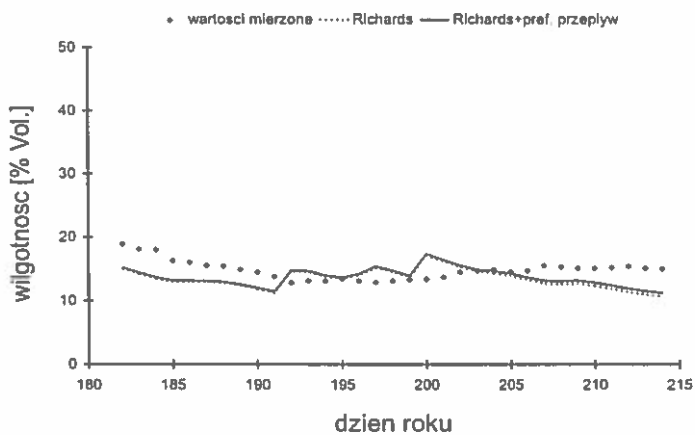
pszenicą ozimą. Pomiaru wilgotności dokonywane były na 6 głębokościach (5, 15, 25, 55, 85 i 135 cm) profilu glebowego.

Na rysunkach 31-36 przedstawiono porównanie mierzonych wartości wilgotności w profilu glebowym z wartościami otrzymanymi przy użyciu modelu.

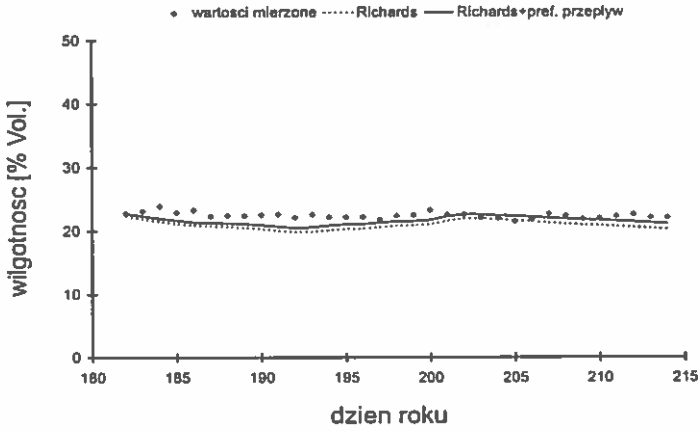
Analiza rysunków pokazuje, że w górnych warstwach profilu glebowego na głębokościach 5, 15 i 25 cm wyliczone przez model wartości wilgotności wykazują dobrą zgodność z wartościami zmierzonymi. Na głębokości 55 cm wartości wilgotności wyliczone przez model z procedurą uwzględniającą przepływu preferencyjny przewyższają nieznacznie wartości wilgotności wyliczone przez model bez procedury przepływu preferencyjnego i wykazują lepszą zgodność z rzeczywistymi wartościami wilgotności. Na głębokości 85 cm różnica pomiędzy zmierzonymi wartościami wilgotności a wyliczonymi przy użyciu modelu bez uwzględnienia przepływu



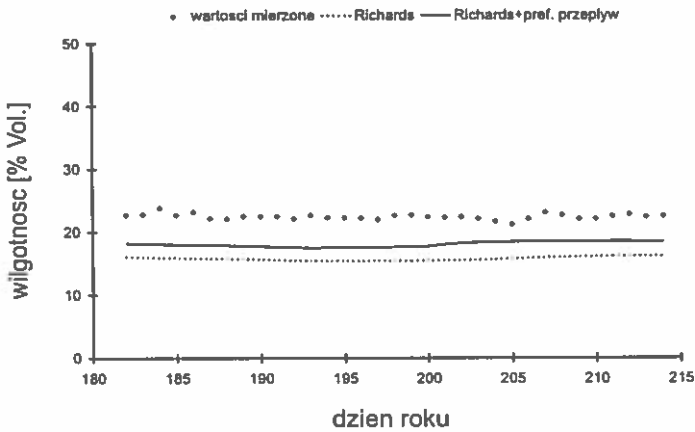
Rys. 32. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 15 cm



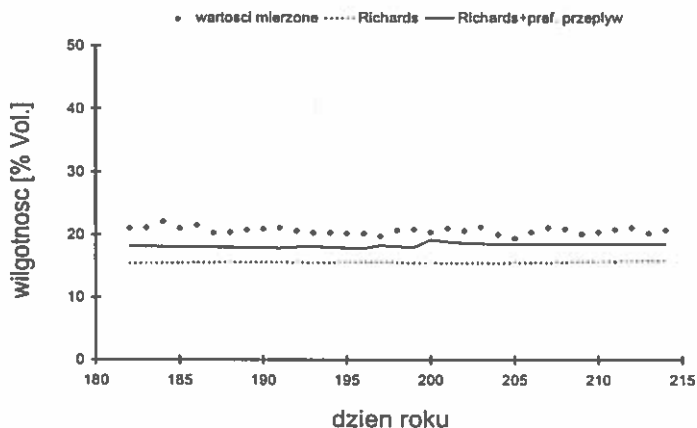
Rys. 33. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 25 cm



Rys. 34. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 55 cm



Rys. 35. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 85 cm



Rys. 36. Zmierzone i wyliczone wartości wilgotności gleby w Grabowie na głębokości 135 cm

preferencyjnego wynosi średnio około 30 %. Wprowadzenie do modelu procedury preferencyjnego przepływu poprawia zgodność wyliczonych wartości wilgotności z wartościami zmierzonymi o około 10 %. Na głębokości 135 cm wprowadzenie do modelu procedury preferencyjnego przepływu poprawia zgodność pomiędzy wartościami zmierzonymi wilgotności i wyliczonymi przez model o około 15 %.

Otrzymane przy użyciu modelu z procedurą uwzględniającą przepływ preferencyjny niższe niż zmierzone wartości wilgotności wynikają z faktu, że założona w modelu intensywność opadu jako stała średnia wartość w ciągu doby, jest niższa niż wartości intensywności występujące podczas rzeczywistych opadów. Założenie to obniża więc wartość rzeczywistego splywu powierzchniowego. Obniżenie wartości splywu powierzchniowego powoduje, że mniejsza niż rzeczywistość ilość wody przepływa preferencyjnie w głąb profilu glebowego i akumuluje się w jego niższych warstwach. Istniejące metody pośrednie szacowania splywu powierzchniowego na podstawie wielkości, czasu trwania i miejsca opadu oraz aktualnych warunków wilgotnościowych w profilu glebowym [41, 55] wymagają dodatkowej kalibracji i również są obciążone błędem. Poprawę zgodności otrzymanych wyników można uzyskać tylko poprzez wprowadzenie jako danej wejściowej do modelu wartości rzeczywistej intensywności opadu.

Uwzględnienie zjawiska przepływu preferencyjnego przy modelowaniu ruchu wody w profilu glebowym lepiej opisuje w nim dynamikę wilgotności, lecz wymaga określenia rzeczywistych wartości intensywności opadu, które determinują wielkość splywu powierzchniowego.

3. SZACOWANIE SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO Z ESTYMACJI INTENSYWNOŚCI OPADU

Splyw powierzchniowy, jako jeden ze składników bilansu wody w systemie gleba – roślina – atmosfera, musi być brany pod uwagę przy modelowaniu procesów przepływu w nim zachodzących. Jego wielkość zależy od warunków wilgotnościowych aktualnie panujących w glebie oraz od intensywności opadu. W standardowych stacjach agroklimatycznych rejestrowana jest tylko wielkość dziennego opadu, a nie jego intensywność.

Do dokładnego wyznaczenia intensywności opadu, a co za tym idzie splywu powierzchniowego konieczna jest znajomość wielkości opadu oraz czasu jego trwania. Mierząc wielkość opadu w krótszych odcinkach czasu zwiększamy dokładność wyznaczenia chwilowej intensywności opadu.

Celem pracy było zaproponowanie metody umożliwiającej określenie intensywności opadu, która to wielkość pozwala na wyznaczenie splywu powierzchniowego.

W literaturze można znaleźć opis metod umożliwiających oszacowanie intensywności opadu na podstawie danych standardowych. W pracy Dębskiego [10] przedstawione metody oszacowania intensywności deszczu określają zależność czasu jego trwania i intensywności, a zależność ta jest różna dla różnych stref klimatycznych.

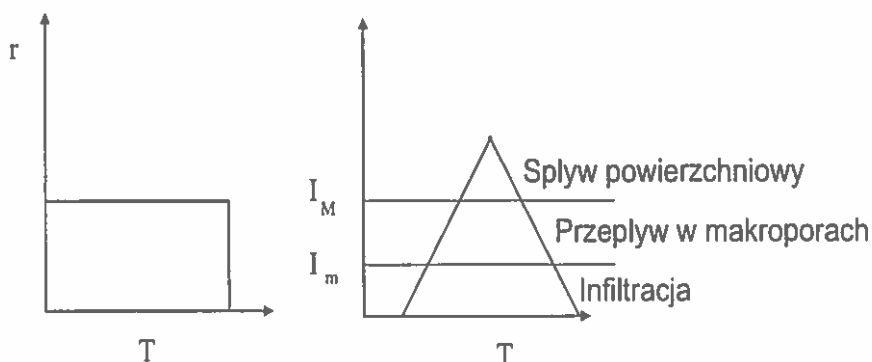
Do modelowania splywu powierzchniowego służy metoda SCS (Soil Conservation Service) [8], w której o wielkości splywu powierzchniowego decyduje zarówno wielkość opadu jak również początkowa wilgotność w górnej 150 milimetrowej warstwie gleby [41]. Na podstawie wielkości dziennego opadu oraz hydrofizycznych parametrów opisujących glebę (nasycenie, punkt trwałego wędnięcia) można wyliczyć splyw powierzchniowy.

W modelu SWAP (Soil Water Partitioning Model) splyw powierzchniowy określany na przykład jest poprzez opisanie opadu trójkątem którego pole jest równe wielkości tego opadu r (Rys. 37). T na osi odciętych oznacza czas trwania opadu.

Znając wydatek infiltracji w matrycę glebową I_m oraz przepływ przez makropory I_M , można wyliczyć splyw powierzchniowy jako ilość wody odpowiadającą części pola trójkąta ponad tymi wartościami.

Zaproponowano metodę statystycznej analizy danych pluwiograficznych przy założeniu, że: wielkość opadu oraz czas jego trwania są charakterystyczne dla danego miejsca i pory roku co stwarza możliwość predykcji intensywności opadu.

Z danych pluwiograficznych ze stacji klimatycznej UMCS w Lublinie stworzono bazę danych dla lat 1979–1991. Analizowano sześć miesięcy maj, czerwiec, lipiec, sierpień, wrzesień i październik. W miesiącach tych nie występuje problem opadów śniegu oraz zamarzania wody w profilu glebowym i pluwiografie. Utworzono sześć zbiorów danych zawierających wartości intensywności opadu które wystąpiły w danym miesiącu we wszystkich analizowanych latach. Wartości intensywności opadu wyliczane były dla każdego deszczu indywidualnie z dokładnością 0.01 mm/min.



Rys. 37. Podział wody przepływającej poprzez profil glebowy

Tak przygotowane dane poddano analizie statystycznej w celu określenia funkcji aproksymującej rozkład statystyczny jakiemu podlega intensywność opadu w analizowanym miesiącu.

Rozkład intensywności opadu ma charakter rozkładu asymetrycznego. Rozkład lognormalny jest rozkładem asymetrycznym i często używanym do opisu naturalnych procesów zachodzących w przyrodzie. Rozkładowi lognormalnemu podlegają na przykład takie wielkości meteorologiczne związane z opadami jak miesięczne, sezonowe i roczne sumy opadów atmosferycznych, wielkości kropeł w chmurach, maksymalne dobowe sumy opadów i stężenie aerozoli w atmosferze [39].

Najmniejsza możliwa wartość intensywności opadu brana pod uwagę podczas analizy statystycznej wynosi 0.01 mm/min . Brak w analizowanych zbiorach danych intensywności mniejszych niż 0.01 mm/min , która to wielkość jak wykazała analiza statystyczna jest wartością najbardziej oczekiwaną, oznacza że w tych zbiorach danych brakuje lewej gałęzi rozkładu. Fakt ten uniemożliwia klasycznymi metodami statystyki identyfikację rozkładu. Dlatego też rozkład lognormalny został użyty jako rozkład aproksymujący dane pomiarowe. Wartości oczekiwane i odchylenia standardowe rozkładu lognormalnego aproksymującego rozkład intensywności

Tab. 5. Parametry rozkładu lognormalnego aproksymującego rozkład intensywności opadów dla analizowanych miesięcy

Miesiąc	Wartość oczek. mm/h	Odch. standardowe
Maj	1,86	1,88
Czerwiec	2,50	3,06
Lipiec	2,55	3,12
Sierpień	2,55	3,05
Wrzesień	2,04	2,10
Październik	1,51	1,16

opadu dla analizowanych miesięcy przedstawiono w tablicy 5.

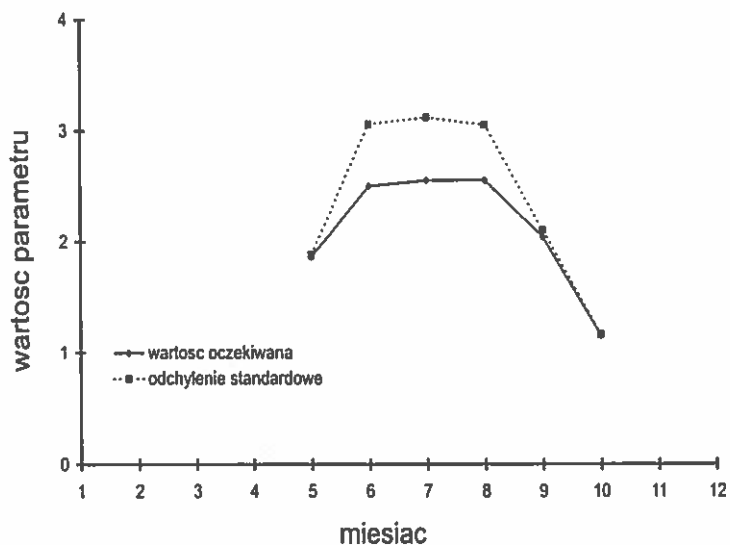
Wartości oczekiwane i odchylenia standardowe dla miesięcy letnich (czerwiec, lipiec i sierpień) mają zbliżone wartości. Zbliżone wartości tych parametrów występują również dla maja i września (Rys. 38). Wynika stąd, że rzeczywiste rozkłady intensywności opadów w czerwcu, lipcu i sierpniu mają podobne przebiegi, jak również podobne przebiegi rzeczywistych rozkładów intensywności opadów występują w maju i wrześniu.

Na rysunkach 39 i 40 przedstawiono rzeczywiste i aproksymowane rozkłady intensywności opadów w maju i lipcu jako reprezentatywne dla tych dwóch wyodrębnionych grup. Rysunek 41 przedstawia rzeczywisty i aproksymowany rozkład intensywności opadów w październiku, a rysunek 42 rzeczywisty i aproksymowany rozkład intensywności opadu w dniu 18 lipca 1984 roku.

W celu wyliczenia splywu powierzchniowego oprócz znajomości intensywności opadu, którą można wyliczyć znając parametry aproksymującego rozkładu, potrzebna jest znajomość współczynnika infiltracji wody do profilu glebowego. Estymowany końcowy współczynnik infiltracji dla wybranych gleb przedstawiono w tablicy 6 [21].

Tab. 6. Estymowany końcowy współczynnik infiltracji dla wybranych gleb [21]

Typ gleby	Infiltracja mm/h
piaszczysta	> 20
piaszczysta i pylasta	10-20
gliniasta	5-10
ilasta	1-5
ciężka gliniasta	< 1

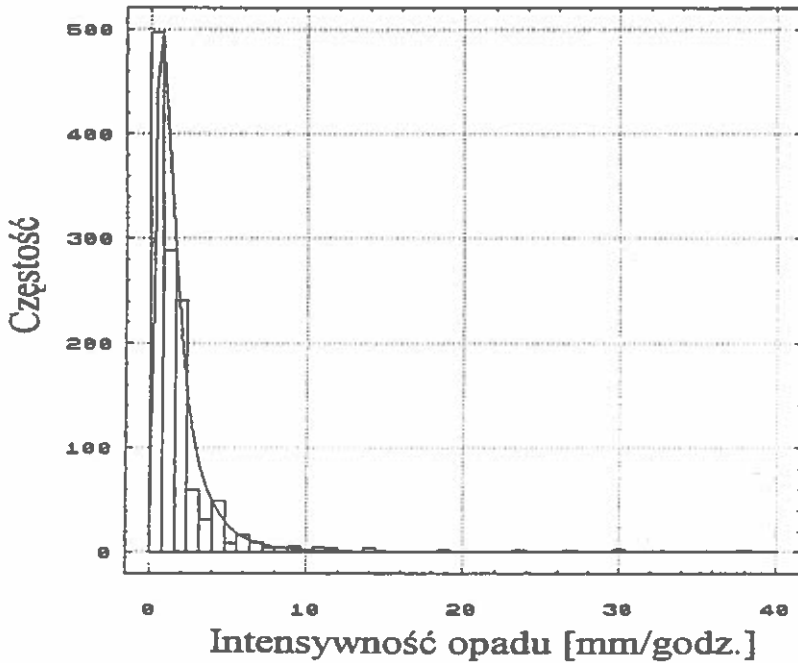


Rys. 38. Parametry rozkładu lognormalnego aproksymującego rozkład intensywności opadów dla analizowanych miesięcy

Rysunek 43 przedstawia algorytm wyliczania splywu powierzchniowego i infiltracji.

Użyte w algorytmie symbole oznaczają:

- P – opad dzienny,
- P_c – opad dzienny wyliczony z rozkładu lognormalnego,
- I – ilość wody infiltrującej,
- μ – wartość oczekiwana,
- σ – odchylenie standardowe,
- A_1 – ilość opadu z intensywnością mniejszą niż infiltracja,
- A_2 – ilość opadu z intensywnością większą niż infiltracja,
- R_{off} – splyw powierzchniowy,
- I_r – wydatek infiltracji,
- F – funkcja rozkładu.



Rys. 39. Histogram częstości intensywności opadu w maju w latach 1979-1991

Przykładowe obliczenia przeprowadzono dla sierpnia.

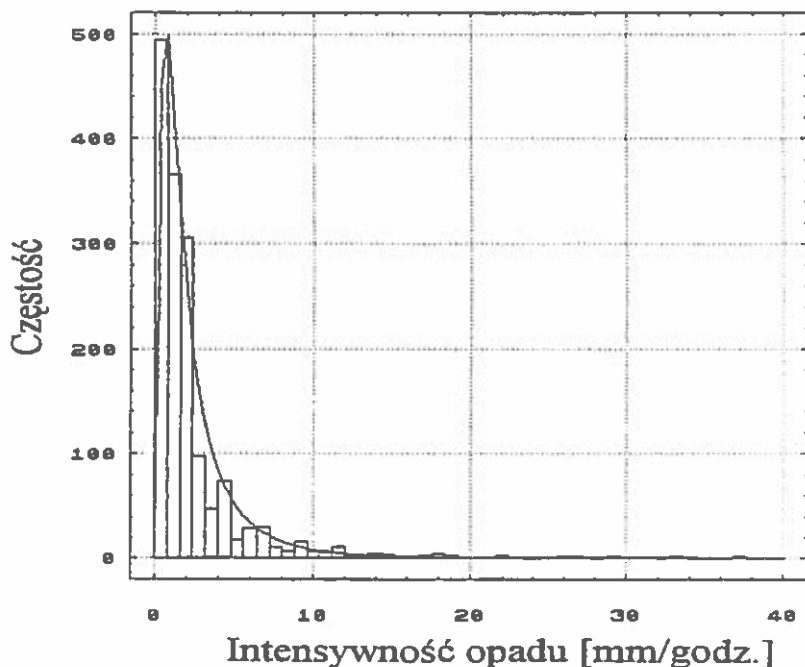
Jako dane wejściowe do modelu wprowadzane są: wartość dziennego opadu i wartość współczynnika infiltracji, które w tym przykładzie równają się:

- $P = 12 \text{ mm}$
- $I_r = 2 \text{ mm/h}$

Wynikiem działania modelu jest wartość kumulatywnej infiltracji i wartość splywu powierzchniowego:

- $P_c = 11.85 \text{ mm}$
- $I = 9.87 \text{ mm}$
- $R_{off} = 1.97 \text{ mm}$

Z praktycznego punktu widzenia można wyznaczyć parametry rozkładu używając danych ze stacji meteorologicznych gdzie zainstalowane są pluwiografy i następnie interpolować je do wybranego miejsca. Interpolacja taka używana jest między innymi przez Geographic Information System.



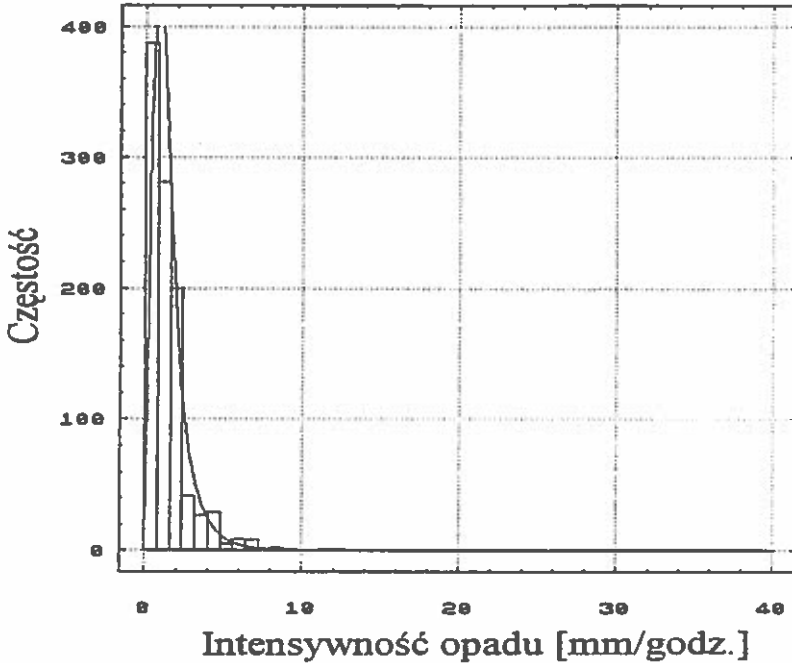
Rys. 40. Histogram częstości intensywności opadu w lipcu w latach 1979-1991

4. WERYFIKACJA MODELU PREDYKCJI PLONÓW Z DANYCH GLEBOWYCH I AGROKLIMATYCZNYCH

W 1992 roku rozpoczęto realizację projektu badawczego finansowanego przez Unię Europejską pt. "Wpływ zmian klimatu na zasięgi strategicznych upraw w krajach Unii Europejskiej". W realizacji tego projektu uczestniczyło 8 europejskich Instytutów Naukowych, a w tym National Institute of Agronomic Research (INRA-Montpellier France) i Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie. Celem tego programu było opracowanie modelu predykcji plonów (ACCESS – Agroclimatic Change and European Soil Suitability) oraz określenie przy jego pomocy wpływu zmian klimatu do roku 2020 na zasięgi strategicznych upraw w krajach Unii Europejskiej.

4.1. Opis modelu

Model EURO-ACCESS II składa się z dwóch segmentów, hydrologicznego i roślinnego. Część hydrologiczna wraz z submodelem umożliwiającym opis zjawiska przepływu preferencyjnego oraz jej weryfikacja w warunkach laboratoryjnych i polowych została opisana w rozdziale 2. Natomiast część roślinna modelu oparta



Rys. 41. Histogram częstości intensywności opadu w październiku w latach 1979-1991

została o model EPIC [62] z tym, że niektóre jej procedury zostały zmodyfikowane i dostosowane do warunków europejskich przez Instytut Gleboznawstwa INRA w Montpellier [26, 20].

Dzienny przyrost biomasy ddm jest proporcjonalny do radiacji słonecznej PAR , współczynnika wydajności fotosyntezy WA i redukowany jest poprzez współczynnik reg , którego wartość zawiera się w przedziale $< 0, 1 >$, a który określa stres wodno-termiczny.

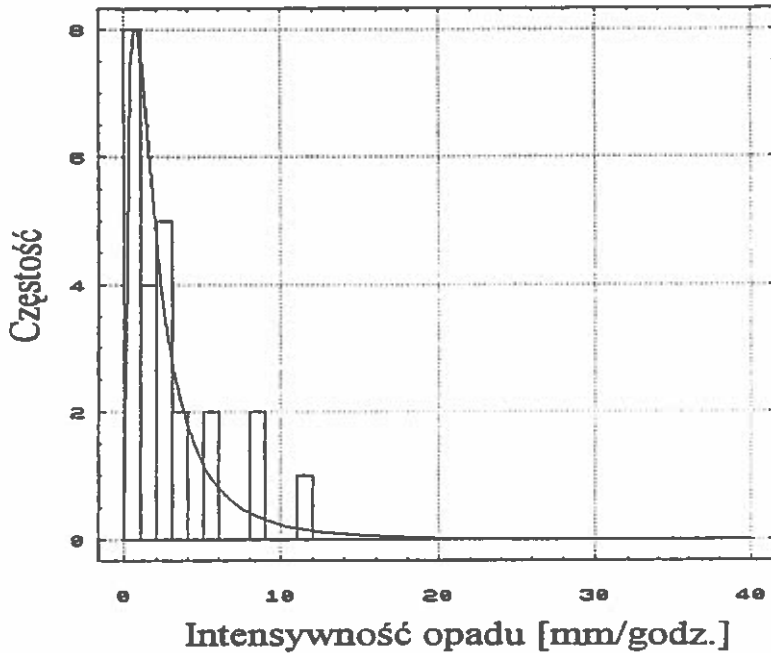
$$ddm = 0.001 \cdot PAR \cdot WA \cdot reg \quad (51)$$

Wskaźnik powierzchni liści LAI wyliczany jest na podstawie wskaźnika zakuumulowanej temperatury, który jest sumą średnich temperatur z wybranych dni. Wskaźnik powierzchni liści redukowany jest przez współczynnik określający stres wodno-termiczny.

Głębokość systemu korzeniowego estymowana jest liniową funkcją zależną od czasu.

Potencjalne parowanie z powierzchni gleby wyliczane jest ze wzoru:

$$PE = PETe^{-\beta LAI} \quad (52)$$



Rys. 42. Histogram częstości intensywności opadu 18 lipca w latach 1979-1991

gdzie β jest współczynnikiem zależnym od przestrzennej struktury rośliny, a PET jest potencjalną ewapotranspiracją, mierzoną na stacji agroklimatycznej lub estymowaną z innych parametrów agroklimatycznych. Potencjalna transpiracja wyliczana jest ze wzoru:

$$PT = PET - PE \quad (53)$$

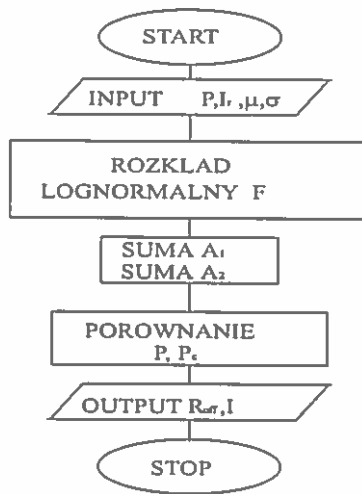
Rzeczywista wartość parowania z powierzchni gleby RE estymowana jest na podstawie aktualnej wilgotności jej powierzchniowej warstwy, przy czym wartość potencjalnego parowania PE jest wartością maksymalną. Rzeczywista wartość transpiracji jest funkcją potencjału wody glebowej, potencjału wody w liściach oraz całkowitego oporu rośliny.

Stres wodny wyliczany jest jako stosunek transpiracji rzeczywistej i potencjalnej RT/PT . Stres termiczny wyliczany jest z równania:

$$TS = \sin \left(\frac{\pi}{2} \left(\frac{T - T_g}{T_{Op} - T_g} \right) \right) \quad (54)$$

gdzie:

T - średnia dzienna temperatura powierzchni gleby,



Rys. 43. Algorytm wyliczania splywu powierzchniowego

T_g - temperatura przy której następuje zatrzymanie wzrostu rośliny,
 T_{Op} - optymalna temperatura dla wzrostu rośliny.

4.2. Kalibracja i weryfikacja modelu

Stacja agroklimatyczna w Grabowie nad Wisłą, należąca do Instytutu Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, wyposażona jest w urządzenia umożliwiające rejestrację podstawowych parametrów klimatycznych takich jak: prędkość wiatru, radiacja słoneczna, zachmurzenie, wilgotność względna powietrza, temperatura powietrza. Jedną z podstawowych roślin uprawianych na tym terenie jest pszenica ozima. Dane o wielkości plonów pszenicy ozimej z lat 1982–1993 wraz z zestawem danych klimatycznych tworzą wystarczający zbiór do kalibracji i weryfikacji modelu.

Kalibrację modelu przeprowadzono dla 6 środkowych lat 1985-1990, a następnie przeprowadzono jego weryfikację w latach 1982-1993.

Kalibracja modelu polegała na dopasowaniu wejściowych parametrów (53 parametry roślinne, 4 parametry do wyliczania temperatury gleby i 1 parametr glebowy) poprzez porównanie wartości rzeczywistych wielkości plonów z wartościami symulowanymi. Największe rozbieżności pomiędzy wartościami rzeczywistymi a symulowanymi zaobserwowano w sezonach wegetacyjnych 1984-1985 oraz 1989-1990. W pierwszym przypadku przyczyną tej rozbieżności była taka, że okres zimowy charakteryzował się bardzo niskimi temperaturami oraz brakiem pokrywy śnieżnej. W wyniku tego dużo roślin przemarzło, co w efekcie dało znacznie niższy plon niż przewidywany przez model. Duża rozbieżność pomiędzy rzeczywistą wielkością plonu a wielkością symulowaną w sezonie 1989-1990 spowodowana była niedostatkami wody w okresie letnim, czego model ze względu na charakter krzywej pF nie przewidywał.

W końcowym efekcie przeprowadzono weryfikację modelu na 12 pełnych cyklach wegetacyjnych (1981-1982 do 1992-1993). Porównanie rzeczywistych wielkości plonów z symulowanymi przedstawiono na rysunku 44. Na rysunku 45 przedstawiono błąd względny esymacji, który wyliczony jest z równania:

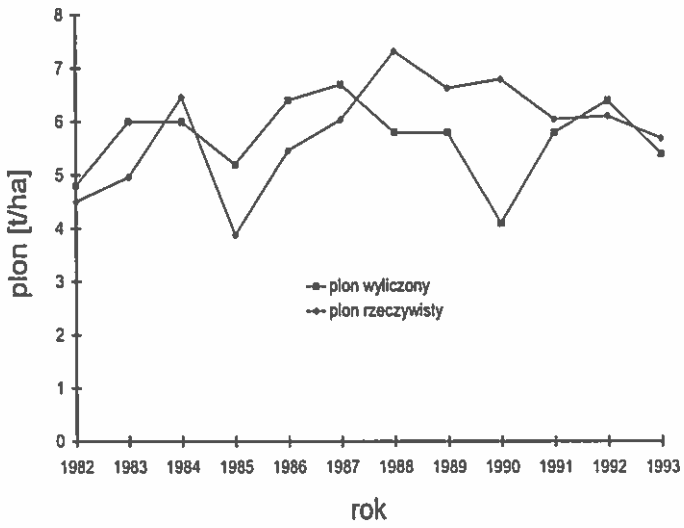
$$\text{błąd względny} = \frac{|\text{rzeczywisty plon} - \text{symulowany plon}|}{\text{rzeczywisty plon}} \quad (55)$$

4.3. Wnioski

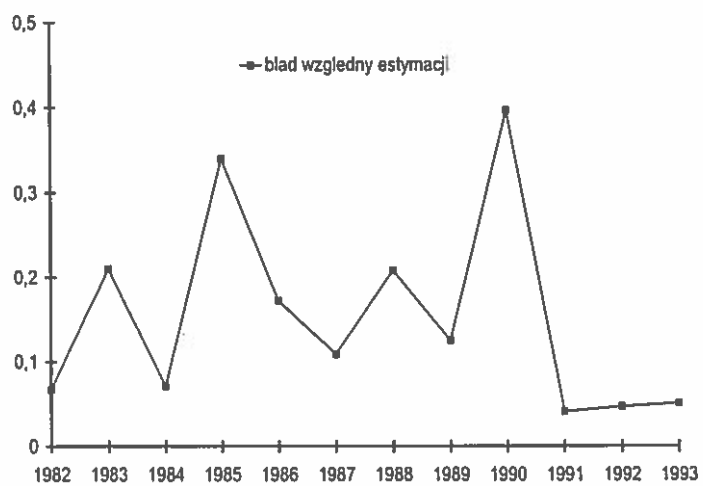
Przeprowadzona analiza błędów pokazała, że:

- w latach 1985-1990, w których kalibrowano model błąd względny wynosi 22,5 %,
- w latach 1982-1984 i 1991-1993, w których weryfikowano model błąd względny wynosi 8,0 %,
- dla całego okresu symulacyjnego błąd względny wynosi 15,3 %.

Przeprowadzona kalibracja i weryfikacja modelu pokazała, że może on być z powodzeniem używany do predykcji plonów w polskich warunkach.



Rys. 44. Porównanie plonu rzeczywistego i wyliczonego w modelu



Rys. 45. Względny błąd estymacji

5. PODSUMOWANIE

W pracy przedstawiono cel, założenia oraz sposób realizacji projektu EURO-ACCESS (Agroclimatic Change and European Soil Suitability), nr EV5VCT920129, CIPA3510PL923399, CIPDCT925058, CIPDCT930022, koordynowanego przez Dr Petera Lovelanda z Centrum Kartografii Gleb i Badania Ziemi Uniwersytetu Cranfield w Anglii, finansowanego przez Unię Europejską. Projekt realizowany był w latach 1992–1995 przez placówki naukowe z 6 krajów w tym przez Instytut Agrofizyki Polskiej Akademii Nauk w Lublinie we współpracy z Instytutem Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Pulawach.

Poza przedstawionymi powyżej informacjami ogólnymi o projekcie, praca zawiera szczegółowe dane na temat tych elementów projektu, które realizowane były przez Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie we współpracy z krajowymi i zagranicznymi placówkami naukowymi.

W opracowaniu przedstawiono kolejno wyniki prac wykonanych przez Instytut Agrofizyki PAN we współpracy z Centrum Badania Ziemi ADAS w Mansped (Wielka Brytania) (rozdział 2: "Modelowanie ruchu wody w profilu glebowym z uwzględnieniem przepływu preferencyjnego"), z Uniwersytetem Marii Curie-Skłodowskiej (rozdział 3: "Szacowanie splywu powierzchniowego na bazie estymacji intensywności opadów"), we współpracy z Instytutem Gleboznawstwa INRA w Montpellier (Francja) oraz z Instytutem Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Pulawach (rozdział 4: "Weryfikacja modelu predykcji plonów na bazie danych glebowych i agroklimatycznych").

Podstawowym zadaniem projektu EURO-ACCESS było opracowanie modelu i oprogramowania do przewidywania wpływu zmian klimatu według założonego scenariusza (właściwego dla rozpatrywanego obszaru), na potencjalne plony wybranych roślin, przy założeniu znajomości warunków glebowych i potrzeb roślin. W submodelu hydrologicznym (opracowanym przez Centrum Badania Ziemi ADAS w Mansfield) tego modelu pionowy przepływ wody w profilu glebowym opisany został przy pomocy równania Richardsa. W celu uwzględnienia heterogeniczności profilu glebowego zaproponowany został model przepływu preferencyjnego (opracowany przez Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie), w którym do opisu poziomej infiltracji wody z makroporów do warstw profilu glebowego wykorzystywany jest model Greena i Ampta [21] stanowiący człon źródłowy w równaniu Richardsa. Model ten został zweryfikowany w doświadczeniu laboratoryjnym, w eksperymencie numerycznym oraz w warunkach polowych.

Weryfikacja laboratoryjna wykazała, że nieuwzględnienie efektu przepływu preferencyjnego przy pionowym ruchu wody w głąb profilu glebowego, w którym występują makropory, może powodować w jego niższych warstwach błąd bezwzględny wilgotności sięgający nawet różnicy między stanem nasycenia, który może wystąpić przy istnieniu szczelin i intensywnym opadzie, a wilgotnością początkową, która może odpowiadać wilgotności gleby powietrznie suchej.

Weryfikacja numeryczna wykazała, że dobrym opisem systemu makroporów powstających w fizycznym procesie pęcznienia i kurczenia gleby związanego ze

zmianami jej wilgotności, jest zaproponowany opis oparty o charakterystykę tego systemu przy pomocy regularnych struktur, których łatwo mierzalne parametry zmieniają się liniowo wraz ze zmianami wilgotności.

Weryfikacja modelu w warunkach polowych dla parametrów makroporów uzyskanych drogą kalibracji wykazała, że model ten lepiej opisuje dynamikę wilgotności w profilu glebowym, jednakże używanie w modelach przepływu preferencyjnego uśrednionej, a nie rzeczywistej wartości intensywności opadu może powodować niedoszacowanie splywu powierzchniowego co może prowadzić do zaniżenia wartości wilgotności w głębszych warstwach profilu glebowego. Dlatego też opracowano metodę szacowania splywu powierzchniowego na bazie estymacji intensywności opadu rozkładem statystycznym.

Z danych historycznych z lat 1982-1993 dotyczących warunków klimatycznych i plonowania pszenicy ozimej na stacji agroklimatycznej w Grabowie n/ Wisłą, należącej do Instytutu Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa w Pulawach przeprowadzona została kalibracja i weryfikacja modelu EURO-ACCESS II. Część roślinna modelu oparta została o model EPIC z tym, że niektóre jej procedury zostały zmodyfikowane i dostosowane do warunków europejskich przez Instytut Gleboznawstwa INRA w Montpellier. Weryfikacja prowadzona była w oparciu o dzienne dane klimatyczne.

Przeprowadzona analiza błędów pokazała, że w latach 1985-1990, w których kalibrowano model błąd względny estymacji wyniósł 22,5%, w latach 1982-1984 i 1991-1993, w których weryfikowano model błąd względny wyniósł 8,0%, natomiast dla całego okresu symulacyjnego błąd względny wyniósł 15,3%.

6. LITERATURA

- [1] Armstrong, A., Legros, J., and Voltz, M. *ACCESS-II: A detail model for crop growth and water conditions*. *Int. Agrophysics*, 10(3):171–184, 1996.
- [2] Armstrong, A., Matthews, A., Portwood, A., Legros, J., Voltz, M., Rounsevell, M., Walczak, R., and Slawiński, C. *European Geophysical Society*, 6-10 May 1996.
- [3] Beven, K. and Germann, P. *Macropores and water flow in soils*. *Water Resources Research*, 18(5):1311–1325, 1982.
- [4] Bouma, J. and Dekker, L. W. *A case study on infiltration into dry clay soil. I. Morphological observations*. *Geoderma*, 20:27–40, 1978.
- [5] Bronswijk, J. *Prediction of actual cracking and subsidence in clay soils*. *Soil Science*, 148(2):87–93, 1989.
- [6] Bronswijk, J. *Vertical soil movement and water content change*. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55:1220–1226, 1991.
- [7] Bronswijk, J. J. B. *Drying, cracking and subsidence of a clay soil in a lysimeter*. *Soil Science*, 152(2):48–56, august 1991.
- [8] Chung, S., Ward, A., and Schalk, C. *Evaluation of the hydrologic component of the ADAPT water table management model*. *Trans. ASAE*, 35(2):571–579, 1992.
- [9] de la Rosa, D., Cromptvoets, J., Mayol, J., and Moreno, J. *Land vulnerability evaluation and climate change impact in Andalusia, Spain: soil erosion and contamination*. *Int. Agrophysics.*, 10(3):225–238, 1996.
- [10] Dębski, K. *Hydrologia*. PWRiL Warszawa, 1970.
- [11] Domżał, H. *Zagęszczenie fazy stałej i jego rola w kształtowaniu wodno-powietrznych właściwości gleby.. Rozprawa habilitacyjna*. Akademia Rolnicza, Lublin, T. 1,2, 1977.
- [12] Edwards, W., Shipitalo, M., Dick, W., and Owens, L. *Rainfall intensity affects transport of water and chemicals through macropores in no-till soil*. *Soil Sci Soc. Am. J.*, 56:52–58, 1992.
- [13] Ehlers, W. *Observations on earth worm channels and infiltration on tilled and untilled loess soil*. *Soil Sci.*, 119(2):242–249, 1975.

- [14] Feher, J. and Raikaj, K. *An expert system to predict climate change induced salinization processes in salt-affected soils. Int. Agrophysics*, 10(3):209–224, 1996.
- [15] Gilman, K. and Newson, M. *Soil pipes and pipeflow – A hydrological study in upland Wales. Res. Monogr.1 Brit. Geomorphol. Res. Group*, Geobooks, Norwich, U.K.:110, 1987.
- [16] Giraldez, J., Sposito, G., and Delgado, D. *A general soil volume change equation: I. The two parameter model. Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47:419–422, 1983.
- [17] Gorbunow, N. *Glebowe minerały wysokodispersyjne i metody ich badania. PWRiL, Warszawa* 1967.
- [18] Haines, W. *The volume change associated with variation of water content in soil. J. Agric. Sci.*, 13:293–310, 1923.
- [19] Henric, J., Legros, J., Sławiński, C., and Walczak, R. *Kalibracja i weryfikacja modelu ACCESS-II (Agroclimatic Change and European Soil Suitability) w oparciu o dane agroklimatyczne z grabowa n/Wisłq. IUNG Materiały konferencyjne*, pages –34, 1996. Pulawy.
- [20] Henric, J., Legros, J., Sławiński, C., and Walczak, R. *Yield prediction for winter wheat in eastern Poland (Grabów) using the ACCESS – II model. Int. Agrophysics*, 10:239–247, 1996.
- [21] Hillel, D. *Soil and Water Physical Principles and Processes. Academic Press Inc. London*, 1971.
- [22] Hole, D. *Effect of animal on soil. Geoderma*, 25:75–112, 1981.
- [23] Jones, J. *Soil piping and stream channel infiltration.. Water Resour. Res.*, 7:602–610, 1971.
- [24] Kim, D., Vereecken, H., Feyen, J., Boles, D., and Bronswijk, J. *On the characterization of properties of an unripe marine clay soil. I. Shrinkage processes of an unripe marine clay soil in relation to physical ripening. Soil Sci.*, 153:471–481, 1992.
- [25] Lachenbruch, A. H. *Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Special GSA papers*, (70):1–67, 1962.
- [26] Legros, J., Baldy, C., Fromin, N., and Bellivier, D. *Crop models, principles and adaptations to the problem of climate change. In: Soil Responses to Climate Change. NATO Series*, 23:71–98, 1995.
- [27] Lima, L. and Grismer, M. *Soil crack morphology and soil salinity. Soil Science*, 153(2):149–153, 1992.

- [28] Lipiec, J. *Materiały z badań własnych. IA PAN lublin.*, 1995.
- [29] Loveland, P. *The ACCESS project: Agro-Climatic Change and European Soil Suitability – a spatially distributed soil, agro-climatic and soil hydrological model. Int. Agrophysics*, 10(3):145–154, 1996.
- [30] Loveland, P. et al. *Agro-Climatic Change and European Soil Suitability. Technical Report*, I,(ISBN 1-871651-17-4), 1996. Edited by Loveland P. J.
- [31] Loveland, P. et al. *Agro-Climatic Change and European Soil Suitability. User manual*, II,(ISBN 1-871651-18-2), 1996. Edited by Loveland P. J.
- [32] Malicki, M., Plagge, R., Renger, M., and Walczak, R. *Application of the time-domain reflectometry (TDR) soil moisture microprobe for the determination of unsaturated soil water characteristics on standard undisturbed soil cores.. Irrig. Sci.*, 13:65–72, 1992.
- [33] Malicki, M. and Skierucha, W. *A manually controlled TDR soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse. Irrig. Sci.*, 10:153–163, 1992.
- [34] Mayr, T., Rounsevell, M., Loveland, P., and Simota, C. *Agro-climatic change and European soil suitability: regional modelling at monthly time-step. Int. Agrophysics*, 10(3):155–170, 1996.
- [35] McGarry, D. and Malafant, K. *The analysis of volume change in unconfined units of soil. Soil Sc. Soc.Am.J.*, 51:290–297, 1987.
- [36] McGarry, D. and Malafant, K. *Errata: The analysis of volume change in unconfined units of soil. Soil Sc. Soc.Am.J.*, 52:902, 1988.
- [37] Mosley, M. *Subsurface flow velocities through selected forest soils.. J. Hydrol.*, 55:98–106, 1982.
- [38] Omoti, U. and Wild, A. *Use of fluorescent dyes to mark the pathways of solute movement through soil under leaching condition: II. Field experiment. Soil Sci.*, 128(2):98–104, 1979.
- [39] Pruchnicki, J. *Metody opracowań klimatycznych.* Wydawnictwa Politechniki Warszawskiej, 1977.
- [40] Rounsevell, M., Loveland, J., Mayr, T., Legros, J., Armstrong, A., Rajkai, K., Gliński, J., Simota, C., and De la Rosa, D. *EURO-ACCESS: Spatially distributed model to predict the effects of climate change on land use potential i Europe. EC Report*, (ISBN 1-871651-17-4), 1995.
- [41] Schmidt, E. J. and Schulze, R. E. *SCS – based design runoff – user manual. Agricultural Catchment Research Unit Rep.*, Dept of Agricultural Engineering, University of Natal, South Africa(25), 1987.

- [42] Simota, C. and Mayr, T. *Predicting the soil water retention curve from readily-available data obtained during soil surveys*. *Int. Agrophysics*, 10(3):185–188, 1996.
- [43] Sławiński, C. *Modelowe badania preferencyjnego przepływu wody w ośrodku glebowym*. Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1997. Praca doktorska.
- [44] Sławiński, C., Sobczuk, H., and Walczak, R. *Submodel of bypass flow in cracking soils – Part 1. Theory*. *Int. Agrophysics*, 10(3):189–185, 1996.
- [45] Sobczuk, H. and Kabala, Z. *Hierarchical model of cracks in vertic soils (oral presentation)*. *Materials of AGU 1992 Fall Meeting*, page 214, 1992. San Francisco, California.
- [46] Sobczuk, H., Plagge, R., Walczak, R., and Roth, C. *Laboratory equipment and calculation procedures to rapidly determine the effect of hysteresis on soil hydrophysical properties under nonstationary conditions..* *Z. Pflanz. Bodenkn.*, 155:157–163, 1992.
- [47] Stirck, G. *Some aspects of soil shrinkage and the effect of cracking upon water entry into the soil*. *Aust. J. Agric. Res.*, 5(2):280–290, 1953.
- [48] Tariq, A. and Durnford, D. *Analytical volume change model for swelling clay soil*. *Soil Sci.Soc.Am.J.*, 57:1183–1187, 1993.
- [49] Tempany, H. *The shrinkage of soils*. *J. Agric. Sci.*, 8:312–333, 1917.
- [50] Thomasson, A. and Jones, R. *Computer mapping of soil trafficability in the UK*. *Proc. EC Symposium: Agriculture - computerisation of land-use data, Pisa, Italy.*, 1989.
- [51] Turski, R., Domżał, H., Słowińska-Jurkiewicz, A., and Martyn, W. *Wpływ frakcji iłu koloidalnego, węgla wapnia i próchnicy na zawartość wody silnie związanej, plastyczność i pęcznienie rędzin..* *Roczn. Glebozn.*, XXVI(3):35–43, 1975.
- [52] Van Stiphout, T., Van Lenen, H., Boersma, O., and Bouma, J. *The effect of bypass flow and internal catchment of rain on the water regime in a clay loam grassland soil*. *J. Hydrol.*, 95:1–11, 1987.
- [53] Walczak, R. *Modelowe badania energii wiązania wody w glebie o różnym zagęszczeniu*. Praca doktorska, AR Lublin., 1974.
- [54] Walczak, R. *Dobór i wykorzystanie nowoczesnej aparatury kontrolno-pomiarowej w doświadczalnictwie polowym. Część II. Monitoring parametrów fizycznych profilu glebowego*. *ZPPNR*, 447:91–100, 1997.
- [55] Walczak, R., Sławiński, C., and Kaszewski, M. *The method of rainfall intensity estimation for runoff prediction*. *ZPPNR*, 419:119–123, 1995.

- [56] Walczak, R., Sławiński, C., Malicki, M., and Sobczuk, H. *Measurement of water characteristics in soil using TDR technique; water characteristics of loess soil under different treatment.. Int. Agrophysics*, 7:175–182, 1993.
- [57] Walczak, R., Sławiński, C., Sobczuk, H., and Gliński, J. *Modeling soil crack development in ACCESS-II. ACCESS. Agoclimatic Change and European Soil Suitability. ISBN 1-871651-17-4., 1 - Technical Report(chapter 5)*, 1996.
- [58] Walczak, R., Sławiński, C., Sobczuk, H., and Gliński, J. *Validation of infiltration with bypass flow effect in cracking soils.. ACCESS. Agoclimatic Change and European Soil Suitability. ISBN 1-871651-17-4, 1 - Technical Report(chapter 13)*, 1996.
- [59] Walczak, R., Sobczuk, H., and Sławiński, C. *Submodel of bypass flow in cracking soils – Part 2. Experimental validation. Int. Agrophysics*, 10(3):197–207, 1996.
- [60] Walczak, R., Van der Ploeg, R., and Kirkham, D. *An algorithm for the calculation of drain spacing for layered soil. Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 52:336–340, 1988.
- [61] Walczak, R. and Witkowska-Walczak, B. *Effect of wetting-drying cycles on the aggregation of soil. Roczn. Glebozn.*, XXXII(3):37–44, 1981.
- [62] Williams, J., Jones, C., Kiniry, J., and Spane, D. *The EPIC crop growth model. Trans. of the ASAE*, 32(2):497–511.
- [63] Witkowska-Walczak, B. *Influence des changements d humidite des sols sur leur distribution de taille des agregats. ZPPNR*, 312:473–481, 1986.
- [64] Zaslavsky, D. and Kasiff, G. *Theoretical formulation of piping mechanism in cohesive soil. Geotechnique*, 15(3):305–316, 1965.

7. SUMMARY

HYDROLOGICAL ASPECT IN EURO-ACCESS MODEL

This paper presents the aim and realization procedures of the project EURO-ACCESS (Agroclimatic Change and European Soil Suitability, No. EV5VCT920129, CIPA3510PL923399, CIPDCT930022, CIPDCT925058, financed by EC). The project was coordinated by Dr. Peter Loveland, Soil Survey and Land Research Centre, Cranfield University, Silsoe Campus, Bedford, Great Britain.

The project was conducted in 1992–1995 by scientific institutes from 6 countries, including the Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences in Lublin.

This book consists of main information about the whole project and detailed information about tasks performed by the Institute of Agrophysics, PAS in cooperation with the Institute of Soil Science and Plant Cultivation (IUNG) Pulawy as well as with other European institutes.

There are presented results of investigations conducted in cooperation with ADAS Land Centre, Gleadthorpe Research Centre, Meden Vale, Mansfield, Great Britain, (Chapt. 2: Modelling of water movement in the soil profile with the preferential flow influence.), Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Poland (Chapter 3: The method of rainfall intensity estimation for runoff prediction), INRA Montpellier, France and IUNG Pulawy, Poland (Chapter 4: Verification of yield prediction model using soil and climatic data).

The basic task of EURO-ACCESS project was the model and program development for prediction of climate change influence onto potential yield of important crops. The climatic and physiological properties are assumed to be known. In hydrological submodel developed in ADAS, Mansfield, there was Richards one dimensional flow model assumed. In order to include heterogeneity of the soil the submodel of bypass flow was created by IA PAS and included into existing one dimensional flow procedure. The horizontal infiltration submodel is based on Green-Ampt simplified flow model. It plays role of source and/or sink term within the Richards procedure and accounts for the bypass flow of water from the surface to the deeper layers of the soil profile.

The model has been verified in the laboratory conditions, on the basis of numerical experiments and in the field condition.

Laboratory flow experiment with induced cracks shows the possibility of explanation of bypass flow with developed procedure. Numerical experiment shows adequateness of proposed crack and macropore description to the field data. The model allows easily estimate macropore parameters from the simple measurements at the soil surface or from the profile cross-section. The calibration of the model on the basis of measured data consisting soil moistures at different depths and precipitation data, soil hydraulic properties and evapotranspiration data, shows better agreement with the bypass flow model included.

The main problem was to estimate momentary rain intensity from the daily precipitation data available. This was done using the statistical model of the rain intensity distribution. The momentary rain intensity plays major role in the runoff estimation.

On the basis of long term (1982-1993) historical precipitation, climatic and yield data collected in IUNG Pulawy, the whole EURO-ACCESS II has been verified. The plant submodel based on EPIC model was modified and suited to European conditions by INRA, Montpellier. The whole verification was conducted on the basis of daily climatic data.

The error analysis shows that during 1985-1990 period when model was calibrated estimated yield error was 22.5%, for the period 1984 and 1991-1993 where model was verified the yield error was 8.0%. For the whole period of simulation the error was 15.3%.