GOSPODARKA WODNA ZDRENOWANYCH GRUNTÓW ORNYCH W SUDETACH ŚRODKOWYCH

GRZEGORZ PĘCZKOWSKI

GOSPODARKA WODNA ZDRENOWANYCH GRUNTÓW ORNYCH W SUDETACH ŚRODKOWYCH

WROCŁAW 2011 UWP

Autor
dr inż. Grzegorz Pęczkowski

Opiniodawcy:
prof. zw. dr hab. inż. Piotr Kowalik
prof. dr hab. inż. Krzysztof Ostrowski

Redaktor merytoryczny
prof. dr hab. inż. Krzysztof Pulikowski

Opracowanie redakcyjne
Magdalena Kozińska

Korekta
Ewa Jaworska
Elżbieta Winiarska-Grabosz

Łamanie
Paweł Wójcik

Projekt okładki
Stanisław Rogowski

Monografie CXXXVI

© Copyright by Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu,
Wrocław 2011

ISSN 2083–5531
ISBN 978–83–7717–075–5

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU PRZYRODNICZEGO WE WROCŁAWIU
Redaktor Naczelny – prof. dr hab. Andrzej Kotecki
ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel. 71 328 12 77
e-mail: wyd@up.wroc.pl

Nakład 150??? + 16 egz. Ark. wyd. 5,9. Ark. druk. 6
Druk i oprawa: F.P.H. „Elma”

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP. 7
2. PRZEGLĄD PIŚMIENNICTWA. 8
3. CEL, ZAKRES PRACY I METODYKA BADAŃ 12
4. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA SUDETÓW I OBIEKTU BADAŃ . .16
4.1. Środowisko Sudetów. 16
4.2. Fizjografia rejonu obiektu 17
4.3. Geomorfologia i pokrywa glebowa 17
4.4. Doświadczalne działy drenarskie 22
4.5. Warunki klimatyczne 25
5. GOSPODARKA WODNA GLEB NA OBIEKCIE 31
5.1. Potrzeba melioracji gleb terenów podgórskich i górskich… 31
5.2. Oddziaływanie systemu drenarskiego na gospodarkę wodną terenu 31
5.2.1. Odpływy drenarskie 31
5.2.2. Dynamika zwierciadła wody gruntowej 48
5.2.3. Właściwości retencyjne utworów i zmiany uwilgotnienia profilu glebowego 58
6. ZASOBY WODNE NA OBSZARZE ZDRENOWANYM W UJĘCIU MODELOWYM 64
6.1. Parametryzacja i przestrzenny dobór parametrów ośrodka glebowego 66
6.2. Weryfikacja i ocena jakości modelu 76
6.3. Zastosowanie modelu, prognozowanie uwilgotnienia w skali profilu glebowego . . 79
7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI. 82
8. PIŚMIENNICTWO 84

1. WSTĘP

Krajobraz Sudetów ukształtowany pod wpływem naturalnych procesów i gospodarczej działalności człowieka zaliczany jest do cennych zasobów przyrody. Różnorodność form krajobrazowych i bogactwo odnawialnych zasobów wodnych skłania do zwrócenia szczególnej uwagi na zagrożenia, jakie pociąga za sobą rozwój gospodarczy, powodujący przekształcanie środowiska naturalnego.

Bardzo ważnym elementem środowiska, decydującym o warunkach życia ludności wiejskiej, są użytki rolne. Tereny użytkowane rolniczo – agroekosystemy terenów podgórskich i górskich stanowią 5,6% całkowitych użytków rolnych Polski i są jednym z głównych źródeł utrzymania ludności na tych terenach. Warunki topograficzne oraz klimatyczne sprawiają, że obszary te charakteryzują się odmiennymi cechami niż niziny. Wyróżniają się krótszym okresem wegetacji, niższą temperaturą powietrza, wyższą amplitudą temperatur dobowych i rocznych, wyższymi opadami atmosferycznymi, płytszymi szkieletowymi profilami glebowymi, silnie zróżnicowaną ekspozycją stoków, dużymi spadkami terenu potęgującymi spływ powierzchniowy oraz erozję gleb. Uprawa wielu roślin na tych terenach jest znacznie trudniejsza niż na nizinach, dlatego konieczne jest szukanie rozwiązań umożliwiających optymalne rolnicze wykorzystanie tych obszarów. W porównaniu do innych regionów fizjograficznych kraju Sudety wraz z Przedgórzem Sudeckim stanowią specyficzne środowisko. Specyfika ta wyraża się bogatą rzeźbą terenu, złożonymi warunkami hydrogeologicznymi, różnorodnością typów zasilania terenu w wodę, licznie występującymi źródliskami i wysiękami, dużą energią przemieszczania się wód powierzchniowych, gruntowych i podziemnych, słabo przepuszczalnymi glebami [Bac i in. 1998, Czarnecka i in. 2003, Drabiński i in. 2008, Fatyga, Górecki 1996, Kostrzewa, Pływaczyk 1985, Marcilonek i in. 1995, Misztal 2000, Pulikowski 2004, Somorowski 1993, Walczak 1970, 1974, Wiszniewski, Chełchowski 1975, Żmuda 2006]

Właściwe rozpoznanie i sterowanie gospodarką wodną gleb stanowi istotny element intensyfikacji produkcji rolnej. Przedsięwzięcia melioracyjne powinny opierać się na prawidłowej parametryzacji środowiska glebowego, jak również na znajomości obiegu wody w zlewni rolniczej. Bilans wodny zlewni powinien stanowić punkt wyjścia w kierunku przeobrażania jej środowiska przyrodniczego [Mosiej, Somorowski 2001, Nyc 1985, Pierzgalski 2003, Żyromski 2001].

Świadome i racjonalne wykorzystanie zasobów środowiska naturalnego, a także jego kształtowanie wymaga znajomości mechanizmów zmian najbliższego otoczenia. W odniesieniu do środowiska przyrodniczo-rolniczego konieczna jest znajomość procesów wymiany wody, energii cieplnej i materii w atmosferze, biosferze, hydrosferze, pedosferze i litosferze. Systemy melioracyjne powodują zmiany w strukturze gleby, zasobach wodnych zlewni, mikroklimacie, a w szczególności regulują poziom wody w glebie, likwidują wysięki i źródliska, przyspieszają odpływ w rejonach zasilanych wodami obcymi i prowadzą do zmian w krajobrazie naturalnym [Kostrzewa i in. 1988, Marcilonek i in. 1995, Marcinek 1992, Miler 1994, 1998, Słupik 1978, 1980, Soczyńska 1997].

2. PRZEGLĄD PIŚMIENNICTWA

Jednym z podstawowych problemów rolnictwa na terenach górskich są wadliwe stosunki powietrzno-wodne płytkich profili glebowych, uniemożliwiające lub znacznie ograniczające wykorzystanie tych obszarów jako grunty orne [Fatyga, Górecki 1996, Kopeć, Misztal 1981, Baker 2008, Marcilonek i in. 1980, Kostrzewa i in. 1988, Kostrzewa i in. 1994a, 1994b; Kostrzewa i in. 1997, Kosturkiewicz 1988, Ostrowski i in. 1991, Szafrański 1993]. Bilans wodny tych terenów jest na ogół dodatni. Aby poprawić warunki siedliskowe roślin uprawnych, nadmiernie uwilgotnione gleby terenów podgórskich i górskich należy poddać regulacjom stosunków powietrzno-wodnych. Najczęściej stosowanym zabiegiem pozwalającym na osiągnięcie optymalnych warunków jest drenowanie [Kopeć 1970, Kopeć, Misztal 1981, Kurek 1991, Pływaczyk 1991, Szafrański 1988].

Potrzeba melioracji odwadniających, a w szczególności drenowania, jest ciągle aktualna. Problemy związane z regulacją stosunków powietrzno-wodnych gleb górskich na obszarze Polski oraz brak odrębnych zasad melioracji tych terenów w zależności od ich położenia zmuszaja do prowadzenia badań i poszukiwań nowych rozwiązań [Janowski, Ilnicki 1988, Mioduszewski 1990, Ritzema, Braun 1994, Somorowski 1994, Śniadowski 1984]. Trzeba dobrze rozpoznać potrzeby odwodnienia gleb terenów podgórskich i górskich, a podjęte rozwiązania muszą być prawidłowo zaprojektowane, tak aby nie naruszyć równowagi bilansu wodnego. Konieczne jest możliwie ścisłe określenie stosunków wodnych gleb oraz kompleksowych skutków zabiegów melioracyjnych, również na terenach przyległych, których stosunki powietrzno-wodne w glebie nie wymagają regulacji. Tereny górskie i podgórskie znacznie częściej potrzebują niesystematycznego odwadniania, a nawet tylko punktowego przechwycenia występujących źródlisk i wysięków. Jednak nie należy zapominać o ograniczonych możliwościach uprawowych gleb terenów podgórskich i górskich, spowodowanych warunkami siedliskowymi, a w szczególności ukształtowaniem powierzchni, spadkami terenu, ekspozycją stoków oraz warunkami glebowych.

Gospodarką wodną gleb terenów podgórskich i górskich zajmował się m.in. Kopeć, Twardy i Misztal [Kopeć 1970, Kopeć, Twardy 1973, Kopeć, Misztal 1981]. Badając wpływ zróżnicowanej rozstawy drenowania na uwilgotnienie gleb w warunkach regionu karpackiego (ok. 600 m n.p.m.), nie zanotowano znaczących różnic w stopniu uwilgotnienia gleby. Przeprowadzone badania nad wskaźnikami i współczynnikami odpływu wykazały znaczną sprawność systemów drenarskich. Na podstawie wyników badań stwierdzono, że blisko połowa rocznych opadów atmosferycznych w terenach podgórskich i górskich odprowadzana jest z profili glebowych przez system drenarski. Zbyt niskie obowiązujące normy odpływu powodują, że przepływ wody może występować całym przekrojem rurociągów. W latach mokrych zaobserwowano pozytywny wpływ zagęszczonej sieci urządzeń melioracyjnych na plonowanie roślin. Równocześnie zwrócono uwagę na konieczność

badania możliwości zwiększania rozstawy drenowania oraz zastosowania drenowań niesystematycznych. Przeprowadzone przez Kurka [1986, 1991] badania na obszarze Karpat wykazały, że sumy odpływów i czasy ich trwania malały wraz ze wzrostem rozstawy sączków. Zwiększanie rozstawy powodowało z reguły obniżenie wielkości maksymalnych odpływów jednostkowych. Na obiekcie położonym w Beskidzie Śląskim, w działach drenarskich o zasilaniu złożonym, wielkości odpływu nie wykazywały na ogół zależności od rozstawy drenowania. Ostrowski i Rajda [Ostrowski 1997, Ostrowski, Rajda 1992] w badaniach przeprowadzonych na obszarze Karpat wykazali skrócenie czasu pracy rurociągów o około 25% wskutek zwiększenia rozstawy normatywnej o 50%. Zastosowanie doświadczalnej rozstawy nie miało jednak zasadniczego wpływu na głębokość wody i uwilgotnienie w profilu glebowym. Natomiast złożone zasilanie niektórych działów w badanych obiektach okazało się czynnikiem mającym większy wpływ na częstotliwość występowania i wielkość odpływu niż rozstawa drenowania. Badania przeprowadzone w Sudetach przez Kostrzewę, Pływaczyk, Szymańskiego, Nowackiego [Kostrzewa 1991, Kostrzewa, Pływaczyk 1985, Kostrzewa i in. 1988, 1994a, 1994b, 1997] wykazały znikomy wpływ rozstawy drenowania na wielkość odpływu. Decydujące znaczenie na głębokość wód gruntowych i czas trwania odpływów miały czynniki meteorologiczne i położenie działów w rzeźbie terenu. Badania prowadzone przez Szafrańskiego i Kosturkiewicza na Pojezierzu Gnieźnieńskim [Szafrański 1993, 1994, Kosturkiewicz 1988], w bogato rzeźbionym obszarze zdrenowanym, wykazały pracę systemów drenarskich jedynie w latach o znacznych opadach atmosferycznych. Czas trwania i wielkość odpływów uzależnione były nie tylko od czynników atmosferycznych, ale także od położenia działów w rzeźbie terenu. Czas trwania odpływu w działach położonych u podnóża zbocza był nawet dwukrotnie dłuższy niż w leżących w górnych partiach obiektu. Badania przeprowadzone przez Solarskiego na Pojezierzu Mazurskim [Solarski i in. 1986] wykazały bardzo krótki czas pracy systemów drenarskich jedynie w okresie roztopowym.

Ocena istniejących stosunków wodnych zarówno w skali regionu lub zlewni, jak i poszczególnych siedlisk i stanowisk powinna opierać się na analizie bilansu wodnego. Jednym z istotnych elementów wpływających na bilans wodny w glebie jest odpływ wody z systemu drenarskiego. Zagadnieniami odpływu wody z terenów niezmeliorowanych i zmeliorowanych zajmowali się m.in. Pawlik-Dobrowolski [1971], Pietrygowa [1976], Kopeć i Misztal [1981]. Procesy związane z ruchem wody w profilu glebowym, a także z dopływem wody do drenu w warunkach zmiennych form mikroreliefu są procesami złożonymi i trudnymi do opisania. Złożoność zagadnień modelowania czy symulacji może wynikać z niejednorodności profilu glebowego i niewielkiej przepuszczalności utworów. W badaniach eksperymentalnych, w których zmierza się do kompleksowego opisu procesów zachodzących w przyrodzie, szczególną uwagę poświęca się występującym w nim parametrom. Należy pamiętać, że nie wszystkie parametry są jednakowo istotne, aby uzyskać zgodność w modelowaniu. Konieczne mogą okazać się badania ważności tych parametrów, dlatego należy zwrócić uwagę na doskonalenie zastosowanych metod optymalizacyjnych, zmierzających do określenia funkcji celu zarówno w odniesieniu do poszczególnych procesów, jak i do całego modelu integralnego [Ozga-Zielińska 1979, Kindler, Brzeziński 1979, Kowalski 1987]. W zagadnieniach związanych z elementami bilansu wodnego gleby należy dokonywać opisu tych procesów z uwzględnieniem ich wpływu na reżim wodny gleb. Analiza bilansu wodnego pozwala na szczegółowszą analizę przyczyn, które w danym stanowisku mogą wywoływać niekorzystne dla gospodarki wodnej roślin zjawiska

nadmiernego uwilgotnienia lub deficytu wody, co wymaga stosowania odpowiednich zabiegów melioracyjnych. Po ich przeprowadzeniu składniki bilansu wodnego tworzą nowy układ stosunków wodnych. Na obiektach zmeliorowanych stosunki wodne mogą być odmienne na poszczególnych stanowiskach w zależności od stopnia zróżnicowania warunków geomorfologicznych, glebowych, wodnych i gospodarczych. W związku z tym wymagana jest prawidłowa klasyfikacja stanowisk pod względem stosunków wodnych, zarówno w fazie studiów przedprojektowych, jak i w fazie realizacji gospodarki wodnej [Somorowski 1993].

W celu zoptymalizowania gospodarki wodnej profilu glebowego konieczne jest dokonanie opisu zjawisk zachodzących w strefie aeracji, dlatego też na etapie projektowania i eksploatacji systemów melioracyjnych wymagany jest opis ilościowy i jakościowy procesów ruchu wody glebowej. W opisach oraz występujących w nich stałych i zmiennych określających warunki fizycznogeograficzne zlewni, często stosuje się szacowanie, a także interpolację i generalizację. Wiąże się to z systemami informacji przestrzennej (SIP), przetwarzaniem i analizą danych – wielkości zmiennych i położenia w przestrzeni [Magnuszewski 1997, Wysocki 1998, Niemiec, Brożek 1998]. Szacowanie i aproksymację przeprowadza się, aby ograniczyć liczbę punktów pomiarowych z uwagi na koszty badań. Przy opracowaniu danych pomiarowych przydatnymi narzędziami są metody geostatystyczne. Podstawowa procedura szacowania wartości średniej parametru to procedura krigingu. Polega ona na traktowaniu analizowanego parametru jako zmiennej zregionalizowanej, zdefiniowanej jako ciągła funkcja współrzędnych przestrzeni. Wartości zmiennej rozpoznawane są jedynie w obrębie określonych lokalizacji pomiarowych i posiadają niewielkie rozmiary w porównaniu z analizowaną przestrzenią [Bishop, McBartney 2001, Bourennane i in. 2000, Cressie 1991, Goovaerts 2001, Licznar i in. 2007, Mucha 1991].

Można wyróżnić dwie grupy modeli matematycznych pozwalających na opis rozpatrywanych zjawisk. Pierwsza z nich to modele opisujące procesy fizyczne oparte o rozwiązanie równań różniczkowych, przedstawiających ruch wody glebowej. Drugą grupę stanowią modele bilansowe. Dokładność modeli pierwszej grupy zależy od dokładności określenia parametrów fizycznych. Wśród nich możemy wyróżnić modele oparte na opisie ruchu ustalonego przy pomocy prawa Darcy`ego (przy przepływie pionowym jednowymiarowym):

$$q = -K(h)\left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1\right]$$

gdzie:
q – jednostkowe natężenie przepływu [m·d^{-1}],
z – zmienne przestrzenne, współrzędna pionowa [m],
K(h) – przewodność hydrauliczna [m·d^{-1}],
h – ciśnienie ssące (wysokość ciśnienia) [m]

lub w postaci dyfuzyjnej:

$$q = -\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta)\right]$$

Do rozwiązania niezbędna jest znajomość przebiegu funkcji D(θ) i K(θ). Równanie ciągłości przepływu uwzględnia bilans wodny w nieskończenie małej objętości gleby:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(h)$$

gdzie:
θ – wilgotność objętościowa [$m^3\ m^{-3}$],
t – czas [d],
S(h) – człon źródłowy reprezentujący pobór wody przez korzenie roślin [$m^3\ m^{-3}\ d^{-1}$].

Z równań tych otrzymujemy powszechnie stosowane równanie Richards'a, opisujące ruch wody w glebie [Brandyk 1990, Brandyk, Skąpski 1993, Chalfen 1990, Kool, van Genuchten 1991, Kool i in. 1987, Reinhard 1992, Šimůnek i in. 1992, Szulczewski 2003, 2008, van Dam i in. 1996, 1997, van Dam, Feddes 2000].

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \cdot \left[K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(h)}{\partial z} - S(h)$$

gdzie:
C(h) – różniczkowa pojemność wodna [m^{-1}].

W przypadku ruchu nieustalonego istnieje szereg rozwiązań, które przedstawili m.in.: Belmans i in. [1983], Federer [1979], Feddes i in. [1978], Hansen [1975], Kowalik [2001], Neuman i in. [1975], Rowse i in. [1978], Soczyńska [1997], Van der Ploeg i in. [1978], Zaradny [1990].

Ważną grupę stanowią modele bilansowe, niewymagające określania parametrów fizycznych. Potrzebują natomiast weryfikacji, a ich zastosowanie jest ograniczone do warunków zbliżonych do tych, w jakich została przeprowadzona kalibracja. Można tu wyróżnić modele bilansowe, gdzie profil glebowy traktowany jest jako jednorodny [van Bavel, Ahmed 1976] oraz wielowarstwowy [de Jong, Shaykewich 1981, Makkink, van Heemst 1975].

Autorzy, którzy opisali modele bilansowe ze szczególnym uwzględnieniem gleb drenowanych to: Brandyk [1990], Brandyk i Skąpski [1993], Finsterle i in. [2008], Chescheir [2008], Healy [2008], Lorre i Lesaffre [1994], Moroizumi [2003], Mosley [1998], Oostindie i Bronswijk [1992], Panday, Huyakorn [2008], Šimůnek, van Genuchten [2008], Skaggs i in. [1981], Skaggs [1982], Vanclooster i in. [1994], van Dam i in. [1997, 2008], Wesseling i in. [1989]. Większość z omawianych modeli różni się głównie danymi i warunkami brzegowymi.

3. CEL, ZAKRES PRACY I METODYKA BADAŃ

Celem pracy była ocena oddziaływania urządzeń drenarskich i wpływ rzeźby terenu na gospodarkę wodną gleb oraz składniki bilansu wodnego i typologia obszarów narażonych na występowanie nadmiernego uwilgotnienia. W opracowaniu przyjęto hipotezę, że stosowane w racjonalny sposób drenowanie na glebach bielicowych, położonych w obszarze podgórskim – użytkowanym rolniczo – ma pozytywny wpływ na środowisko glebowo-wodne. Badaniami objęto 10 działów drenarskich oznaczonych numerami 1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 11, 12 i 14, które stanowiły część większego zmeliorowanego kompleksu w miejscowości Stare Bogaczowice.

Na podstawie badań powstały dwie prace doktorskie i jedna habilitacyjna. Pierwsza praca doktorska Nowackiego [Kostrzewa i in. 1997] oparta na badaniach w latach 1991/1992 oraz 1996/1997 dotyczyła wpływu wybranych warunków fizjograficznych i elementów technicznych drenowania na sprawność odwodnienia gleb w Sudetach Środkowych i Zachodnich, ze szczególnym uwzględnieniem zastosowania otulin filtracyjnych. Druga praca doktorska Strzelczyk [Kostrzewa i in. 1999] związana była z wpływem rozstawy drenowania i niektórych warunków fizjograficznych na zmienność sezonową odpływów z sieci drenarskiej. Napisano ją na podstawie pomiarów w latach 1991/1992 i 1998/1999. W 2004 r. ukazała się praca habilitacyjna Pulikowskiego na temat zanieczyszczeń obszarowych w małych zlewniach rolniczych, w której wykorzystano wyniki badań z lat 1996–2002 [Pulikowski 2004].

Podstawą pracy były badania terenowe prowadzone przez Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska w latach 1991/1992 i 2006/2007. Autor pracy prowadził badania w latach 2002/2003 oraz 2006/2007, m.in. w ramach projektu 2-P06S06326 – Modelowanie zasobów wodnych w zlewni górskiej.

Zakres pracy obejmował badanie materiału glebowego, w tym:

- skład granulometryczny;
- pomiary retencji wodnej gleb w zakresie od 0,1 $kJ \cdot m^{-3}$ do 1 500 $kJ \cdot m^{-3}$, dla następujących wartości potencjału wody glebowej:
  - 0,1 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 0;
  - 1 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 1;
  - 3,16 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 1,5;
  - 4,9 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 1,7;
  - 9,8 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 2;
  - 16 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 2,2;
  - 100 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 3;
  - 155 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 3,2;
  - 500 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 3,7;
  - 1 500 $kJ \cdot m^{-3}$ pF 4,2.

Pomiary wykonano za pomocą zestawu pomiarowego LAB 012 (Soil Moisture Equipment Corporation, Santa Barbara, Kalifornia).

Maksymalną higroskopijną pojemność wodną pF 4,7 określono metodą Nikołajewa.

W pracy przyjęto punkty rozgraniczające kategorie zdolności retencyjnych gleb wartości potencjału wody glebowej pF [Zawadzki 1999]:

- 0,1 kJ·m^{-3} pF 0 – pełne nasycenie wodą;
- 4,9 kJ·m^{-3} pF 1,7 – początek poboru wody przez korzenie;
- 16 kJ·m^{-3} pF 2,2 – polowa pojemność wodna;
- 100 kJ·m^{-3} pF 3 – punkt początku hamowania wzrostu roślin;
- 1500 kJ·m^{-3} pF 4,2 – punkt trwałego więdnięcia roślin.

Zdolność retencjonowania wody wyrażono różnicą jej zawartości w przedziałach potencjału wody (pF) [Walczak i in. 2002]:

- pF 0–pF 2,2 – zasoby wody wolnej, grawitacyjnej;
- pF 2,2–pF 4,2 – zasoby wody użytecznej dla roślin;
- pF 2,2–pF 3 – zasoby wody łatwo dostępnej dla roślin;
- pF 3–pF 4,2 – zasoby wody trudno dostępnej dla roślin.

Rozpoznanie warunków meteorologicznych przeprowadzono na podstawie danych opadowych i temperaturowych pochodzących z pobliskiego posterunku Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w miejscowości Szczawno Zdrój. W latach 2002/2003 w okresach wegetacyjnych (IV–IX) prowadzono systematycznie pomiary automatyczną stacją zlokalizowaną przy obiekcie. W szczególności rejestrowane były temperatury i wilgotności powietrza, opad i ciśnienie atmosferyczne, prędkość i kierunek wiatru oraz promieniowanie słoneczne za pomocą czujnika promieniowania słonecznego Kipp & Zonen SP LITE w zakresie 0–2000 W·m^{-2} i czułości 100 mV·W·m^{-2}. Pomiary te pozwoliły na opracowanie modelu matematycznego, opisanego w dalszej części pracy.

Pomiary głębokości wód gruntowych we wszystkich analizowanych działach drenarskich wykonano z wykorzystaniem studzienek kontrolnych, piezometrycznych, po dwie w każdym dziale drenarskim (w latach 1991/1992 oraz 2006/1907 pomiary prowadzone były cyklicznie 2–3 razy w tygodniu). Dodatkowo pomiary wykonywano na powierzchni kontrolnej – niezdrenowanej. W wybranych działach 1, 2, 4, 10, 11 w latach 2002/2003 pomiary prowadzono w sposób ciągły w czasie rzeczywistym za pomocą sond hydrostatycznych z automatyczną rejestracją.

Pomiary odpływów drenarskich prowadzono, używając naczynia podstawianego (w latach 1991/1992 i 2006/2007), a w działach 1, 2, 4 i 10 w latach 2002/2003 pomiary wykonywane były przy wykorzystaniu korytek przechyłowych, które wyposażono w czujnik impulsów współpracujący z rejestratorem firmy Onset Computer – HOBO U11–001.

Pomiary uwilgotnienia profilu glebowego prowadzono w okresie wegetacyjnym (IV–IX) z użyciem metody suszarkowo-wagowej. Z uwagi na pewne trudności związane ze znaczną zawartością frakcji szkieletowych w badanych utworach, oznaczenia wykonywano w kilkukrotnych powtórzeniach. Zastosowano także pomiary techniką TDR – reflektometrii domenowo-czasowej (time domain reflektometry). Do pomiarów wykorzystano zainstalowane na stałe sondy w profilu metrowej warstwy gleby (na głębokości 0,25; 0,50; 0,75; 1,0 m, a także pod powierzchnią gleby). W ramach prowadzonych badań porównano wyniki pomiarów wilgotności uzyskanych metodą TDR i metodą grawimetryczną (suszarkowo-wagową). W wyniku uzyskanych analiz statystycznych (oprogramowanie statistica ver. 8) stwierdzono korelację na zadowalającym poziomie. Obserwowane różnice w zmierzonej wartości uwilgotnienia mogły wynikać ze zmienności przestrzennej właściwości gleb,

zmiany gęstości na przestrzeni czasu oraz dokładności urządzenia pomiarowego [Janik 2009, Pęczkowski i in. 2008b].

Warunki glebowe na obiekcie określono w każdym z działów drenarskich, wykonując badania polowe i laboratoryjne. Próbki gleby pobrano z odkrywek do głębokości 1,0 m. Skład granulometryczny oznaczono metodą Casagrande'a, w modyfikacji Prószyńskiego do każdej warstwy genetycznej profilu glebowego. Na podstawie procentowego udziału poszczególnych frakcji określony został gatunek gleby według podziału przyjętego przez PTG – Polskie Towarzystwo Gleboznawcze wg Branżowej Normy BN-78/9180–11 oraz zgodnie z Polską Normą PN-R-04033, PN-R-04032.

Gęstość właściwą oznaczono za pomocą piknometru, natomiast gęstość objętościową na podstawie pobranych prób o nienaruszonej strukturze z wykorzystaniem cylindrów pomiarowych o objętości 100 cm^3 zgodnie z Polską Normą PN-ISO 11508 i PN-ISO 11272 [Myślińska 2001]. Na podstawie gęstości właściwej i objętościowej obliczono porowatość utworów.

Współczynnik przewodności wodnej przy stanie pełnego nasycenia (czyli współczynnik filtracji) określono metodą polową, w której wykorzystano metodę infiltracji zatopionej (podwójnych cylindrów) [Ostromęcki 1980, Stąpel 1982]. Aby porównać uzyskane wyniki, zastosowano metodę laboratoryjną stałego gradientu opartą na równaniu Darcy`ego, gdzie zmierzono gradient hydrauliczny oraz objętość wody przepływającą przez próbki [Klute, Dirksen 1986].

Ocenę warunków geologicznych badanego obszaru i okolic dokonano na podstawie dostępnych publikacji i map geologicznych Sudetów dla Starych Bogaczowic [Teisseyre 1972, Szczepankiewicz 1954].

Właściwości chemiczne wybranych gleb określono według ogólnie przyjętych zasad. Zawartość żelaza w glebie w przeliczeniu na Fe_2O_3 określono metodą kolorymetryczną. Do oznaczenia węglanu $CaCO_3$ wykorzystano metodę objętościową Scheiblera. Jednak w próbkach gleb poddanych analizie nie stwierdzono obecności węglanu wapnia. Oznaczenie kwasowości wykonano metodą potencjometryczną przy użyciu pH-metru w 1 mol dm^{-3} KCl.

Na podstawie zgromadzonych wyników badań sporządzono bazę danych. Do obliczeń i przetworzenia wykorzystano arkusz kalkulacyjny Excel 2003, oprogramowanie Statistica v. 8.0, pakiet Bentley Systems MicroStation v. 8.0 XM, Bentley InRoads Storm XM oraz Surfer v. 8.0.

Modelowe rozwiązanie zagadnień układu gleba – roślina – atmosfera w odniesieniu do obiektu oparto na równaniu Richards'a oraz algorytmie opisanym w pracy [Pęczkowski i in. 2008a]. W części związanej tematycznie z modelem matematycznym dokonano próby przestrzennego doboru parametrów ośrodka glebowego, a także opracowano i przeprowadzono szczegółowe obliczenia ewapotranspiracji wskaźnikowej i potencjalnej. Algorytm ten opracowano, opierając się na pracach Feddesa i Lenselinka [1994], Łabędzkiego [1997], van Dama i in. [1997]. Wpływ rozstawy drenowania, lokalnych spadków terenu i rodzaju zasilania na odpływ drenarski oraz głębokość wody gruntowej poddano szczegółowej analizie statystycznej. Wyodrębniono w tym celu grupy działów drenarskich i okresy o zbliżonych właściwościach. Wydzielono 5 grup ze względu na wysokość opadów atmosferycznych: lata lub okresy mokre, średnio mokre, normalne, średnio suche i suche. Z powodu wysokości średnich temperatur powietrza wyodrębniono okresy bardzo ciepłe, ciepłe, normalne, chłodne, bardzo chłodne. Uwzględniając rozstawę drenowania analizowane działy podzielono na dwie grupy: działy o rozstawie normatywnej (11 m) oraz działy o rozstawie doświadczalnej – podwojonej

(22 m). Natomiast ze względu na wielkość spadku terenu wyodrębniono trzy grupy: działy drenarskie o małym spadku, nieprzekraczającym 6% (do tej grupy zaklasyfikowano dział 1), o średnim spadku, wynoszącym 6–8% (dział 2, 4, 9, 14), dużym, większym od 8% (dział 3, 8, 10, 11, 12). Położenie działów na stoku i związana z tym możliwość zasilania ich wodami z terenów przyległych pozwoliła na wyodrębnienie dwóch grup. Pierwsza z nich to działy zasilane: dział 1 położony u podnóża zbocza, którego średni spadek terenu jest zdecydowanie niższy od pozostałych oraz działy położone w wyższych partiach terenu, mające wklęsłą budowę zbocza lub znajdujące się bezpośrednio pod skarpą (dział 3, 10, 11). Druga grupa to działy drenarskie niezasilane, o wypukłych zboczach (dział 2, 4, 8, 9, 12, 14). Analizę przeprowadzono w półroczach zimowych XI–IV, letnich V–X oraz XI–X. W przypadku badania wpływu wymienionych czynników na głębokość wód gruntowych dodatkowo rozpatrywano okres wegetacyjny IV–IX. W odniesieniu do materiału, jakim dysponowano, zbadano zgodność rozkładów empirycznych (odpływów drenarskich i głębokości wód gruntowych) z rozkładem normalnym. Testowano hipotezę zerową H_0: rozkład wartości badanej cechy jest rozkładem normalnym przy hipotezie alternatywnej H_1: rozkład nie jest rozkładem normalnym. Do weryfikacji hipotezy zastosowano test χ^2, przyjmując hipotezę zerową na poziomie istotności $\alpha > 0{,}05$. Odpływy drenarskie nie wykazywały zgodności z rozkładem normalnym, więc poddano analizie ich zgodność z innymi rozkładami. Przeprowadzona analiza głębokości wód gruntowych wykazywała całkowitą zgodność z rozkładem normalnym.

Ocenę różnic pomiędzy badanymi populacjami w odniesieniu do odpływów przeprowadzono na podstawie nieparametrycznego testu znaków, a także nieparametrycznego odpowiednika analizy wariancji – Kruskala-Wallisa. W przypadku testu znaków testowano hipotezę zerową H_0: czas trwania i wskaźniki odpływów drenarskich nie zależą od analizowanego czynnika, przy hipotezie alternatywnej H_1: istnieje wpływ jednego z analizowanych czynników. W przypadku przeprowadzonych testów Kruskala-Wallisa testowano hipotezę zerową H_0: czas trwania oraz odpływ drenarski nie zależy od badanego okresu, wobec hipotezy alternatywnej H_1: badane okresy mają wpływ na czas trwania oraz odpływ drenarski. W teście *t* testowano hipotezę H_0: $\mu_n = \mu_m$ przy hipotezie alternatywnej H_1: $\mu_n = \mu_{m.}$

Wszystkie analizy przeprowadzono na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$, ponieważ w naukach przyrodniczych zwykle zakłada się 5-procentowy błąd [Ostasiewicz i in. 2006, Stanisz 2006].

Szacowanie wartości poza określonymi lokalizacjami pomiarowymi (poziomów wody gruntowej i uwilgotnienia profilu glebowego) przeprowadzono za pomocą metody estymacji zwanej metodą krigingu. Metoda ta dała najlepsze nieobciążone oszacowanie wartości punktowych badanej zmiennej [Cressie 1991, Webster 1985].

4. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA SUDETÓW I OBIEKTU BADAŃ

Sudety wraz z Przedgórzem Sudeckim stanowią specyficzne środowisko, odmienne pod wieloma względami od innych regionów fizjograficznych kraju. Specyfika ta wyraża się bogatą rzeźbą terenu, znacznymi spadkami, złożonymi warunkami hydrogeologicznymi i klimatycznymi, różnorodnością typów zasilania terenów w wodę, a także płytkimi, słabo przepuszczalnymi i silnie szkieletowymi utworami glebowymi.

4.1. Środowisko Sudetów

Sudety należą do najstarszych obszarów górskich Europy, a ich wiek szacuje się na około 500 milionów lat. Rozciągają się od Bramy Łużyckiej na zachodzie, po Bramę Morawską na wschodzie na długości ok. 300 km. Są to stare góry bryłowe (zrębowe) o dużej różnorodności form rzeźby i złożonej budowie geologicznej. Można tu spotkać płaskowyże, strome pasma górskie i głęboko wcięte doliny oraz płaskie śródgórskie kotliny. Ta różnorodność form wynika z bogatych dziejów tego obszaru. Dzieje Sudetów sięgają głęboko w czasy przedhistoryczne naszego globu, w ery archaiczną i proteozoiczną. Utwory tych er, zarówno krystaliczne, jak i osadowe uległy wtedy fałdowaniu i potężnym ciśnieniom ówczesnych ruchów górotwórczych i wskutek tego są silnie zmetamorfizowane. Skały Sudetów odznaczają się dużym zróżnicowaniem petrograficznym. Składa się na to bogata mozaika występujących tu skał magmowych, wulkanicznych, osadowych i metamorficznych pochodzących niemal ze wszystkich formacji geologicznych od archaiku po trzeciorzęd, a nawet holocen.

Dzisiejsza rzeźba Sudetów jest obrazem działalności czynników wewnętrznych (endogenicznych) oraz zewnętrznych (egzogenicznych) działających przez miliony lat, a w szczególności wielokrotnych fałdowań, zalań wynikających z ożywionej w pewnych okresach działalności wulkanicznej, spękań, działania sił niszczących i wypiętrzeń [Walczak 1970, 1974].

W przeważającej większości gleby Sudetów są kwaśne z powodu braku węglanu wapnia. Zazwyczaj są to gleby gliniaste, silnie szkieletowe, przy czym zawartość części szkieletowych rośnie w głąb profilu. Jedynie skały osadowe, zwłaszcza piaskowce dające w wyniku wietrzenia gleby głębsze i bardziej drobnoziarniste, stwarzają lepsze warunki siedliskowe dla roślin [Marcilonek i in. 1995, Szałamacha i in. 1995, Urban 1984].

Wśród typów gleb sudeckich najczęściej spotykane są gleby brunatne i bielicowe, zalegające na podłożu skalnym. Gleby te występują prawie na całym obszarze górskim. Najlepsze ziemie znajdują się w kotlinach, gdzie znajdują się ciężkie, morenowe gleby pylaste, często po-

wstałe w wyniku zmywów z terenów wyżej położonych. Doliny rzeczne wysłane są madami gliniastymi lub gliniasto-pylastymi o potencjalnie dużej żyzności. W miarę wzrostu wysokości warunki glebowe pogarszają się – powyżej 600 m n.p.m. rzadko spotyka się uprawy rolne. Gleby brunatne terenów górskich charakteryzują się słabym zróżnicowaniem profilu i równomiernością rozmieszczenia składników mineralnych. Barwa tych ziem zależy od nieługowanych w głąb profilu i pozostających w pewnej równowadze nieorganicznych związków żelaza. Gleby bielicowe terenów górskich są znacznie mniej rozprzestrzenione niż gleby brunatne. Występują łącznie z glebami brunatnymi podtypu górskiego i rozwijają się na podłożu zwietrzeliny skał magmowych, metamorficznych i zwartych skał osadowych.

Bardzo istotnymi czynnikami wpływającymi na rozwój gleb sudeckich (i gleb górskich w ogóle) są spadek terenu, wystawa stoków oraz wysokość położenia nad poziomem morza. Spadki stoków decydują o przemieszczaniu się gleby i miąższości profilu glebowego. Duże spadki i złe użytkowanie zboczy mogą potęgować erozję i prowadzić do całkowitego zniszczenia gleby. Ekspozycja zboczy decyduje o warunkach termicznych i mikroklimatycznych. Stoki południowe nagrzewają się i obsychają znacznie szybciej niż stoki północne. Wzrost wysokości położenia nad poziomem morza decyduje o wzroście rocznej sumy opadów, dłuższym zaleganiu pokrywy śnieżnej oraz o obniżeniu temperatury powietrza i jej większej amplitudzie zarówno dobowej, jak i okresowej.

Problem regionalizacji klimatu Polski poruszany był w wielu pracach naukowych, a w szczególności przez Chomicza [1977], Gumińskiego [1948], Kondrackiego [2002], Kożuchowskiego i Żmudzką [2003], Romera [1949], Schmucka [1965], Ziemnicką-Wojtaszek i Zaworę [2008]. Klimat Sudetów zaliczany jest do przejściowego – między morskim i kontynentalnym – z częstymi zmianami pogody, zależnie od napływu mas atmosferycznych. W porównaniu z nizinną częścią Polski Sudety stanowią obszar o większym zachmurzeniu i mniejszej ilości godzin usłonecznienia. Charakterystyczną cechą są niezbyt korzystne warunki klimatyczne dla rozwoju roślin. Warunki pogarszają się wraz ze wzrostem wysokości, gdzie następuje spadek średniej rocznej temperatury powietrza o około 2°C, skrócenie czasu wegetacji nawet o 4 tygodnie oraz wydłużenie okresu zimowego o około 7 tygodni. Bardzo wyraźną cechą Sudetów są deszcze nawalne, gdyż wykazują największą częstotliwość w Polsce (częściej niż w Karpatach). Pociąga to za sobą duże szkody powodziowe i erozję wodną gleb [Walczak 1974].

4.2. Fizjografia rejonu obiektu

Rejon Starych Bogaczowic (rys. 1) położony jest na pograniczu Pogórza Bolkowsko-Wałbrzyskiego i Gór Wałbrzyskich [Kondracki 2002]. Obiekt badawczy Stare Bogaczowice (16°11' E; 50°52' N) stanowią grunty orne, położone na północnych i północno-wschodnich stokach na wysokości od 430 do 470 m n.p.m. Oddalone są o około 2 km w kierunku północnym od trasy Świebodzice – Kamienna Góra, biegnącej w zachodniej części Starych Bogaczowic. Administracyjnie rejon ten należy do gminy Stare Bogaczowice powiatu wałbrzyskiego w województwie dolnośląskim.

4.3. Geomorfologia i pokrywa glebowa

Obiekt badawczy położony jest w rejonie Sudetów Środkowych, obejmujących środkowo-sudecką nieckę tektoniczną z szeregiem pasm górskich o zróżnicowanej budowie geologicznej i urzeźbieniu. W zespole geologicznym tego obszaru wyróżnia się podłużna strefa obniżeń

Rys. 1. Położenie obiektu badawczego
Fig. 1. Localisation of experimental object

z wystąpieniami górnej kredy i otaczające ją z obu stron starsze elementy różnorodnych serii skalnych. Stare Bogaczowice należą do pogórza niskiego z resztkami zrównań, które są częściowo okryte osadami pochodzącymi ze zlodowaceń. Gleby obiektu powstały w erze kenozoicznej w okresie czwartorzędu, w plejstocenie i w ordowiku dolnym. Utworzone są z glin stokowych i eluwialnych na wychodniach osadowych [Czamara 2001].

Na obiekcie Stare Bogaczowice występują gleby bielicowe [Bogda i in. 1998, Kuźnicki 1989], najczęściej o składzie granulometrycznym glin średnich i ciężkich (tab. 1). Profile glebowe są dość płytkie, z dużą zawartością części szkieletowych, w tym także kamieni od 15% – dział 12 do 35,7% – dział 11 i zalegają na rumoszu skalnym. Właściwości fizyczne i chemiczne gleb wywierają istotny wpływ na kształtowanie się stosunków wodnych na danym obszarze. W glebach tych występują znaczne ilości żelaza (Fe_2O_3) od 3,1% do 6,13%, nie wykryto natomiast węglanu wapnia ($CaCO_3$). Są to gleby kwaśne o odczynie (pH w 1 mol dm^{-3} KCl) wynoszącym do 6,5.

Gęstość właściwa, jako mało zmienna właściwość fizyczna, zależy głównie od zawartości materii organicznej oraz składu granulometrycznego poszczególnych poziomów glebowych i wynosi średnio 2,65 $g \cdot cm^{-3}$ (od 2,3 do 2,8 $g \cdot cm^{-3}$). Wartość gęstości właściwej warstwy ornej jest na ogół znacznie mniejsza. Gęstość właściwa badanych gleb w Starych Bogaczowicach wynosi od 2,51 do 2,8 $g \cdot cm^{-3}$. Najczęściej przyjmowanym wskaźnikiem stanu zagęszczenia utworów glebowych jest ich gęstość objętościowa, która w glebach mineralnych może wy-

Tabela 1
Table 1

Skład granulometryczny gleb na obiekcie Stare Bogaczowice
Granulometric composition of the soil at the Stare Bogaczowice object

		BN-78/9180–11			PN-R-04033			Grupa granulometryczna Formation according BN-78/9180–11	Grupa granulometryczna Formation according PN-R-04033
Dział Sect.	Warstwa Layer (–) (cm)	spławialne clayey parts (<0,02) (mm)	pylaste silty (0,02–0,1) (mm)	piaszczyste sand (0,1–1,0) (mm)	ił clay (<0,002) (mm)	pyłowe silty (0,002–0,05) (mm)	piaskowe sand (0,05–0,5) (mm)		
1	2	3	4	5	7	8	9	10	11
1	0–20	44	27	29	21	46	33	glina średnia pylasta – medium silty clay	glina pylasta – silty clay
	20–45	52	20	28	20	50	30	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	45–120	35	19	46	13	36	51	glina lekka – light clay	glina zwykła – clay
2	0–30	56	13	31	17	50	33	glina ciężka – heavy clay	glina zwykła – clay
	30–50	54	15	31	22	43	35	glina ciężka – heavy clay	glina zwykła – clay
	50–70	58	11	31	20	45	35	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	70–110	33	33	34	18	39	43	gl. lekka pyl. – light silty clay	glina zwykła – clay
3	0–25	50	22	28	24	45	31	glina średnia – medium clay	glina pylasta – silty clay
	25–60	48	22	30	17	49	34	glina średnia – medium clay	glina pylasta – silty clay
	60–100	47	22	31	19	45	36	glina średnia – medium clay	glina pylasta – silty clay
4	0–30	52	21	27	22	49	29	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	30–45	58	21	21	28	46	26	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	45–105	56	25	19	26	47	27	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
8	0–30	51	15	34	8	54	38	glina ciężka – heavy clay	pył piaszcz. – silty sand
	30–50	53	13	34	21	43	36	glina ciężka – heavy clay	glina zwykła – clay
	50–100	62	12	26	27	46	27	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
9	0–25	53	24	23	28	45	27	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	25–65	62	17	21	34	42	24	glina ciężka – heavy clay	glina ciężka – heavy clay
	65–105	51	21	28	18	51	31	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay

Tabela 1 cd.
Table 1cont.

1	2	3	4	5	7	8	9	10	11
10	0–25	48	20	32	26	36	38	glina średnia – medium clay	glina ciężka – heavy clay
	25–50	57	19	24	31	37	32	glina ciężka – heavy clay	glina ciężka – heavy clay
	50–100	58	20	22	30	44	26	glina ciężka – heavy clay	glina ciężka – heavy clay
11	0–30	46	23	31	21	43	36	glina średnia – medium clay	glina pylasta – silty clay
	30–50	55	21	24	24	45	31	glina ciężka – heavy clay	glina zwykła – clay
	50–100	51	18	31	21	41	38	glina ciężka – heavy clay	glina zwykła – clay
12	0–25	57	17	26	24	47	29	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	25–50	66	18	16	25	55	20	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	50–100	47	26	27	21	48	31	glina średnia pylasta – medium silty clay	glina pylasta – silty clay
14	0–25	57	18	25	20	52	28	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay
	25–100	56	17	27	20	49	31	glina ciężka – heavy clay	glina pylasta – silty clay

nosić 0,75–1,90 g·cm^{-3}, a nawet więcej. Określenie gęstości objętościowej gleb górskich może sprawiać pewne trudności ze względu na znaczną ilość części szkieletowych lub kamieni. Dlatego też różnice w otrzymanych wynikach mogą dochodzić do 40–50%. Na obiekcie Stare Bogaczowice najluźniejsze są warstwy wierzchnie (orne), a ich gęstość objętościowa waha się od 1,33 g·cm^{-3} w dziale 4 do 1,48 g·cm^{-3} w dziale 12. Zarówno wartości gęstości właściwej, jak i objętościowej rosną w głąb profilu (tab. 2).

Tabela 2
Table 2

Niektóre właściwości chemiczne i fizyko-wodne na obiekcie Stare Bogaczowice
Some chemicals and water-phisical properties of the Stare Bogaczowice object

Dział Section	Głębokość Depth	Gęstość właściwa Density bulk	Gęstość objętościowa Density volumetric	Porowatość ogólna Porosity	Odczyn Reaction	Fe_2O_3
	(cm)	(g·cm^{-3})	(g·cm^{-3})	(% obj.)	pH	(%)
1	0–20	2,53	1,39	45,1	6,1	4,20
	20–45	2,62	1,50	42,7	5,8	4,05
	45–120	2,72	1,75	35,7	5,6	4,31
2	0–30	2,51	1,37	45,4	6,3	4,22
	30–50	2,55	1,67	34,5	6,3	3,77
	50–70	2,78	1,84	33,8	6,3	4,39
	70–110	2,80	1,83	34,6	6,2	4,27
3	0–25	2,56	1,38	46,1	5,9	4,27
	25–60	2,72	1,42	47,8	5,9	3,95
	60–100	2,69	1,70	36,8	5,6	3,64
4	0–30	2,72	1,33	51,1	6,4	3,88
	30–45	2,64	1,65	37,5	6,5	3,10
	45–105	2,78	1,64	41,0	6,5	3,82
8	0–30	2,60	1,35	48,1	6,1	4,41
	30–50	2,63	1,52	42,2	5,7	3,65
	50–100	2,69	1,80	33,1	4,6	5,56
9	0–25	2,66	1,44	45,9	5,4	4,57
	25–65	2,67	1,63	39,0	5,2	3,85
	65–105	2,74	1,79	34,7	5,1	4,12
10	0–25	2,64	1,41	46,6	5,1	4,63
	25–50	2,64	1,59	39,8	5,0	3,40
	50–100	2,77	1,72	37,9	5,0	4,43
11	0–30	2,64	1,42	46,2	5,7	4,67
	30–50	2,70	1,70	37,0	5,5	6,13
	50–100	2,75	1,75	36,4	5,4	5,13
12	0–25	2,61	1,48	43,3	6,0	4,53
	25–50	2,70	1,75	35,2	5,3	5,12
	50–100	2,69	1,67	37,9	5,2	4,91
14	0–25	2,66	1,45	45,5	6,2	4,65
	25–100	2,71	1,70	37,3	5,9	4,20

Porowatość charakteryzująca stosunki powietrzno-wodne w profilu glebowym zależy od składu granulometrycznego, struktury, głębokości zalegania warstw, świata zwierzęcego i roślinnego oraz od uprawy badanych gleb. W wierzchnich warstwach wynosi od 45,1% objętości (dział 1) do 51,1% (dział 4) i maleje wraz z głębokością. Badane gleby są słabo przepuszczalne, a ich współczynnik przewodności wodnej przy stanie pełnego nasycenia (współczynniku filtracji) $k = 1{,}74 \cdot 10^{-7}–5{,}8 \cdot 10^{-7}$ $m \cdot s^{-1}$. Zależy on od składu granulometrycznego, porowatości, struktury gleby i lepkości wody, a w tym przypadku również od znacznej zawartości związków żelaza. Tak niski współczynnik jest charakterystyczny dla iłów i glin ciężkich [Ilnicki 1980, Myślińska 2001]. Określono go, wykorzystując metodę polową z zastosowaniem podwójnych cylindrów [Olszta 1974, Stąpel 1982]. Metoda ta jest powszechnie stosowana w różnych modyfikacjach w zależności od sposobu wyrównania pomierzonych wartości, m.in. wg Kostiakowa [Jury, Horton 2004, Ostromęcki 1980, Philip 1987]. Określenie współczynnika za pomocą tej metody może okazać się niewystarczająco miarodajne. Zależy to m.in. od warunków panujących w terenie, a w szczególności wielowarstwowości profilu glebowego oraz występującej frakcji szkieletowej. Wówczas część wody może infiltrować w kierunku innym niż pionowy, co spowoduje, że zmierzona prędkość wsiąkania będzie wyższa od prędkości rzeczywistej. Warstwy o mniejszej przepuszczalności i głębiej położone, a także zalegający rumosz skalny mogą również zmienić kierunek infiltracji na infiltrację poziomą, wskutek czego front zwilżania będzie poruszał się na obszarze większym od zajętego przez infiltrometr. W ostateczności prędkość wsiąkania w cylindrze przekroczy wartość prędkości występującej w glebie [Bouwer 1986]. Uzyskane wyniki porównano z wynikami pomiarów laboratoryjnych za pomocą metodą stałego gradientu [Klute, Dirksen 1986]. Aby uzyskać parametry do przyszłego modelu, próbki do oznaczeń pobrano kilkakrotnie, zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym.

4.4. Doświadczalne działy drenarskie

W 1990 roku na obiekcie Stare Bogaczowice wykonano nowe drenowanie systematyczne metodą rowkową, aby umożliwić regularną produkcję rolniczą na gruntach należących do Rolniczej Spółdzielni Produkcyjnej. Nadmierne uwilgotnienie tych terenów uniemożliwiało lub znacznie opóźniało zabiegi agrotechniczne w okresach jesiennym i wczesnowiosennym. Grunty objęte badaniami położone są na zboczu o spadkach od 5,0 do 9,2%.

Zbadano 10 działów drenarskich o łącznej powierzchni 15,93 ha, stanowiących część większego zmeliorowanego kompleksu (tab. 3). Powierzchnia analizowanych działów waha się od 1,03 do 2,45 ha.

Do analizy głębokości wód gruntowych wykorzystano pomiary z 20 studzienek kontrolnych – piezometrycznych o głębokości 2,50 m. Na obiekcie zastosowano drenowanie systematyczne z dwoma wariantami. W pierwszym – zgodnie z Polską Normą PN-B-12042 – normatywna rozstawa sączków wynosiła 11 m, a w drugim podwojono ją do celów doświadczalnych (22 m). Średnia głębokość drenowania przyjęta na podstawie tej normy we wszystkich działach drenarskich wynosi 0,95 m. Odbiornikami wód drenarskich są rowy melioracyjne (rys. 2) prowadzące wodę okresowo – niekiedy stale, najczęściej jednak w czasie występowania odpływów drenarskich. Rów A, będący północną granicą obiektu prowadzi wody z działów: 1, 2, 3, 4 oraz z systemów odwadniających położonych powyżej działu 4. Odbiera on jednocześnie wody z rowów B i C. Wszystkie wody odprowadzane są rowem A w kierunku wschodnim do pobliskiego cieku Sikorka. Rów B dochodzi do rowu A w najniżej położonej części obiektu. Bezpośrednio odprowadza on wody z działów: 7, 8, 9, 10, 11 o łącznej

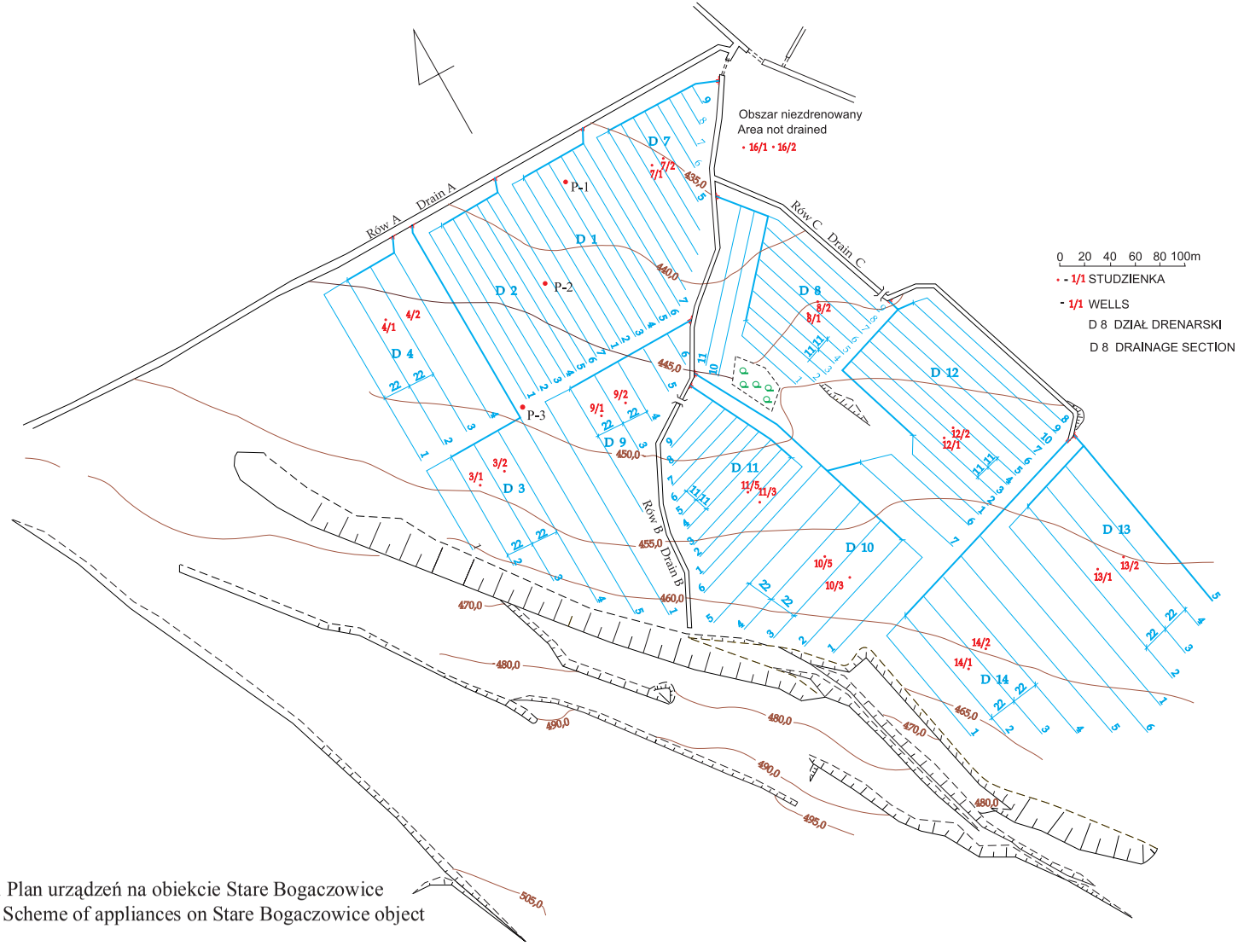
powierzchni ok. 7,1 ha. Rów C odprowadza wody z pozostałych trzech działów – 12, 13 i 14 o powierzchni 6,3 ha i łączy się z rowem B około 100 m od ujścia rowu B do rowu A. Rów C oraz 100-metrowy odcinek rowu B stanowią wschodnią granicę obiektu. Głębokość rowów waha się od 1,3 do 1,7 m. Miejscowo (u podnóża zbocza) występują przegłębienia rowów, co jest wynikiem erozji dna podczas ulewnych deszczy letnich, jakie wystąpiły między innymi w sierpniu 1991, w lipcu 1997 oraz w 1999 roku. Spadki dna rowów są znaczne i dochodzą do 60%, co decyduje o występowaniu prędkości przepływu uniemożliwiającej zarastanie dna roślinnością. Znaczna ilość rumoszu skalnego zalegającego w rowie jest naturalnym ubezpieczeniem dna i skarp. Od strony południowej naturalną granicę obiektu stanowi skarpa porośnięta roślinnością trawiastą, krzewami i drzewami. Powyżej tej skarpy znajdują się również gleby zdrenowane.

Tabela 3
Table 3

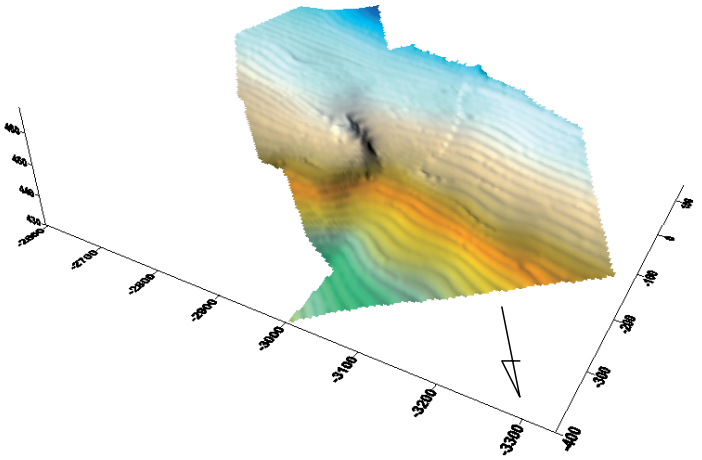
Charakterystyka działów drenarskich
Specification for drainage sections

Dział Section	Rozstaw drenowania Drainage sparing (m)	Średni spadek terenu Mean area slope (%)	Położenie w rzeźbie Situation in relief
1	11	< 6	Podnóże zbocza wklęsłego Foot concave of slope
2	11	6 ÷ 8	Środkowe partie zbocza wypukłego Middle parts of convex slope
3	22	> 8	Górne partie zbocza wklęsłego Top parts of concave slope
4	22	6 ÷ 8	Środkowe partie zbocza wypukłego Middle parts of convex slope
8	11	> 8	Środkowe partie zbocza wypukłego Middle parts of convex slope
9	22	6 ÷ 8	Środkowe partie zbocza wypukłego Middle parts of convex slope
10	22	> 8	Górne partie zbocza wklęsłego Top parts of concave slope
11	11	> 8	Górne partie zbocza wklęsłego Top parts of concave slope
12	11	> 8	Partie wierzchołkowe zbocza wypukł. top parts of convex slope
14	22	6 ÷ 8	Partie wierzchołkowe zbocza wypukł. top parts of convex slope

Na rysunku 3 przedstawiono model morfologii terenu obszaru badań. Widoczne są nieciągłości terenu w miejscach skarp rowów i na załamaniach spadków.



Rys. 2. Plan urządzeń na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 2. Scheme of appliances on Stare Bogaczowice object



Rys. 3. Model morfologii terenu obiektu Stare Bogaczowice
Fig.3. The model of surface morphology on Stare Bogaczowice object

4.5. Warunki klimatyczne

Podział na rejony klimatyczne zaproponowany przez Baca [Bac i in. 1998] pozwolił zakwalifikować obiekt Stare Bogaczowice do rejonu (C9) wilgotnego, chłodnego i pochmurnego (w półroczu letnim). Na podstawie mapy regionów klimatycznych Romera [1949] ustalono, że panuje w nim klimat górski i podgórski-chłodny, o znacznej ilości opadów, z niskimi temperaturami w wyższych partiach gór oraz o dużych kontrastach klimatów lokalnych. Według klasyfikacji Gumińskiego [1948] rejon ten zaliczyć można do Dzielnicy Podsudeckiej, gdzie średni okres wegetacyjny trwa od 200 do 220 dni, zaś okres gospodarczy od 230 do 240 dni. Zdaniem Wiszniewskiego obiekt leży w Regionie Klimatycznym Sudeckim. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi w nim 6,5–7,0°C, w półroczu zimowym 0,5–1,0°C, w półroczu letnim 12,5–13,0°C, a liczba dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0°C to 70–80 dni [Wiszniewski i Chełchowski 1975]. Przeciętna liczba dni w roku z pokrywą śnieżną w rejonie Starych Bogaczowic wynosi 80–90 dni. Średni udział opadów stałych w ogólnej sumie rocznej to 16–20%. Na podstawie klasyfikacji przyjętej przez Schmucka obiekt badawczy położony jest w przedgórskim regionie pluwiotermicznym, na pograniczu z regionem wałbrzyskim [Schmuck 1965].

Temperatury i ich przebieg mają pośredni wpływ na zjawiska hydrologiczne, poziomy wód gruntowych, odpływ drenarski i inne. Latem temperatura powietrza wpływa na wielkość parowania, zimą na kumulację opadów stałych, a wiosną decyduje o pojawieniu się i przebiegu roztopów. Rozkład temperatur na obszarach podgórskich i górskich jest ściśle związany z wysokością n.p.m. – przeciętnie na każde 100 m wzniesienia temperatura spada o 0,5°C. Do oceny warunków termicznych przyjęto kryterium ustalone przez Kaczorowską, która wydzieliła okresy na podstawie odchylenia od średniej temperatury z wielu lat. [Kaczorowska 1962]:

- bardzo ciepłe – odchylenie powyżej +2,0°C;
- ciepłe – odchylenie od +0,5 do +2,0°C;

– normalne – odchylenie od +0,5 do –0,5°C;
– chłodne – odchylenie od –0,5 do –2,0°C;
– bardzo chłodne – odchylenie poniżej –2,0°C.

Wieloletnie obserwacje meteorologiczne w rejonie obiektu badań umożliwiły ocenę warunków termicznych i opadowych. Wykorzystano w tym celu 20-letnie obserwacje sprzed okresu badawczego (1991/1992). W dalszej części opracowania przeprowadzono analizę na podstawie tego okresu. Średnia roczna temperatura powietrza w latach 1971/1972 oraz 1990/1991 w obiekcie Stare Bogaczowice wynosi 7,3°C, w półroczu letnim 13,1°C, w półroczu zimowym 2,1°C, natomiast w okresie wegetacyjnym 12,7°C.

Według zastosowanego kryterium można stwierdzić, że najczęściej występowały okresy ciepłe (lata hydrologiczne 1991/1992, 1993/1994, 1994/1995, 1997/1998, 1999/2000, 2000/2001, 2001/2002) oraz okresy normalne (lata hydrologiczne 1992/1993, 1996/1997, 1998/1999, 2002/2003, 2003/2004, 2004/2005, 2005/2006). Najchłodniejszym był rok 1995/1996, w którym półrocze letnie (V–X) było chłodne, natomiast półrocze zimowe (XI–IV) zakwalifikowane zostało do okresów bardzo chłodnych (odchylenie –3,2°C), tabela 4.

Wieloletnie obserwacje meteorologiczne wykazały, że rejon ten jest nieco zimniejszy niż rejon Wrocławia. Podobnie jak w innych obszarach Polski najcieplejszym miesiącem jest lipiec (średnia temperatura w latach 1971/1972 i 1990/1991 wynosiła 16,2°C). Najzimniejszy jest styczeń (średnia temperatura wynosiła –1,8°C), (tab. 4a).

Tabela 4
Table 4

Średnie miesięczne, okresowe i roczne temperatury powietrza dla stacji IMGW Szczawno Zdrój
Average of monthly, periodic and annual air temperatures in IMGW Szczawno Zdrój station

Lata Years	Miesiące – Month											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1991/1992	2,5	-1,7	-0,1	1,5	3,0	7,2	12,4	16,4	18,5	20,6	12,8	5,7
1992/1993	3,7	-0,7	0,6	-1,9	0,8	8,4	14,3	14,4	15,4	15,6	11,6	7,7
1993/1994	-0,5	2,0	2,0	-2,2	4,8	7,2	11,5	15,4	20,2	17,2	13,1	7,2
1994/1995	4,8	1,8	-1,2	3,3	2,0	7,0	11,6	14,3	19,2	16,9	11,8	10,9
1995/1996	0,7	-3,5	-5,5	-5,4	-2,7	6,0	11,5	13,2	15,1	15,8	8,9	8,9
1996/1997	4,5	-5,6	-4,5	1,6	2,9	4,0	12,3	15,5	16,3	17,4	12,8	6,0
1997/1998	2,7	1,0	0,8	3,1	1,9	9,3	13,4	16,3	16,7	15,8	12,3	6,9
1998/1999	-0,9	-1,3	0,2	-1,8	3,6	8,2	12,5	14,6	16,0	16,0	15,1	8,0
1999/2000	1,7	0,2	-2,0	1,8	2,9	10,7	14,0	16,7	15,0	17,0	11,9	11,3
2000/2001	6,3	1,4	-0,6	0,3	2,5	6,7	13,4	13,8	17,9	18,1	11,0	11,9
2001/2002	1,7	-3,7	-0,8	4,4	4,1	7,5	15,6	16,8	18,3	18,6	11,4	7,0
2002/2003	4,8	-4,2	-2,8	-4,7	2,7	6,6	14,7	18,2	17,8	18,7	13,1	5,4
2003/2004	6,3	0,6	-4,2	-0,3	1,9	7,4	10,7	14,6	16,5	17,6	12,3	9,0
2004/2005	3,1	-0,1	-0,3	-3,7	-0,4	7,6	12,9	15,8	17,8	15,2	13,2	8,7
2005/2006	2,0	-1,3	-5,6	-3,2	-0,7	7,6	12,6	16,6	21,6	15,3	14,8	10,4
2006/2007	6,0	3,6	3,3	2,0	4,5	9,4	14,5	17,8	17,7	17,0	10,9	6,6
1971/1972	3,0	0,3	-1,8	-1,3	2,5	6,1	11,2	14,4	16,2	15,9	12,2	8,5
1990/1991												

Tabela 4a
Table 4a

Lata Years	Okresy – Periods					
	XI–IV	odchylenie deviation	V–X	odchylenie deviation	XI–X	odchylenie deviation
1	2	3	4	5	6	7
1991/1992	2,1	0,6	14,4	1,3	8,2	0,9
1992/1993	1,8	0,3	13,2	0,1	7,5	0,2
1993/1994	2,2	0,7	14,1	1,0	8,2	0,9
1994/1995	3,0	1,5	14,1	1,0	8,5	1,2
1995/1996	-1,7	-3,2	12,2	-0,9	5,3	-2,0
1996/1997	0,5	-1,0	13,4	0,3	6,9	-0,4
1997/1998	3,1	1,6	13,6	0,5	8,4	1,1
1998/1999	1,3	-0,2	13,7	0,6	7,7	0,4
1999/2000	2,6	1,1	14,3	1,2	8,4	1,1
2000/2001	2,8	1,3	14,4	1,3	8,6	1,3
2001/2002	2,2	0,7	14,6	1,5	8,4	1,1
2002/2003	0,4	-1,1	14,7	1,6	7,5	0,2
2003/2004	2,0	0,5	13,5	0,4	7,7	0,4
2004/2005	1,0	-0,5	13,9	0,8	7,5	0,2
2005/2006	-0,2	-1,7	15,2	2,1	7,5	0,2
2006/2007	4,8	3,3	14,1	1,0	9,4	2,1
1971/1972	2,1		13,1		7,3	
1990/1991						

Procesy życiowe roślin są ściśle związane z temperaturą powietrza. Na potrzeby rejonizacji roślin uprawnych przyjmowane są umowne termiczne pory roku. Dotyczy to zwłaszcza zimy, gdy średnie temperatury powietrza nie przekraczają 0°C. W przedwiośniu średnia temperatura wynosi 0–5,0°C, wiosną – 5,0–15°C, jesienią 15,0–5,0°C, a w przedzimiu 5,0–0°C. Okres, w którym średnie temperatury powietrza są wyższe od 15,0°C, określany jest jako klimatyczne lato. Z punktu widzenia rolnictwa bardzo istotne może być pojawienie się i ustanie temperatur przekraczających 2,5 i 5,0°C. Średnie dobowe temperatury powietrza powyżej 2,5°C to okres gospodarczy, a powyżej 5,0°C – okres wegetacyjny. Skuteczne systemy odwadniające powinny odprowadzić nadmiar wód pochodzących z roztopów wiosennych przed rozpoczęciem prac polowych. Szybsze osiągnięcie poziomu wody gruntowej pozwala na przeprowadzenie prac oraz na uruchomienie procesów życiowych roślin. Jest to szczególnie ważne na terenach podgórskich i górskich, gdzie okresy wegetacyjne i gospodarcze są krótsze niż na terenach nizinnych i później się rozpoczynają. Na podstawie średnich miesięcznych temperatur powietrza, dzięki metodzie opracowanej przez Baca [Bac i in. 1998], określono charakterystyczne dla obiektu okresy gospodarcze (tab. 5). W 1993 roku wynosił on 227 dni, a w 2002 roku – do 294 dni. Okres gospodarczy najwcześniej rozpoczął się w 2002 roku (4.02), natomiast najpóźniej w 1996 roku (3.04). Zakończenie okresu gospodarczego przypadło między 1 listopada (1998 r.) a 28 grudnia (2006 r.), a przeciętny czas wyniósł 256 dni. Okres wegetacyjny na obiekcie trwał od 189 dni w 1997 roku do 245 dni w 2000 roku. Termin jego rozpoczęcia przypadał pomiędzy 16 marca (2007 r.) a 19 kwietnia (1997 r.). Przeciętnie okres ten

trwał 220 dni. Na podstawie literatury można stwierdzić, że może on wynosić 200–220 dni [Wiszniewski, Chełchowski 1975].

Na obiekcie Stare Bogaczowice średnia roczna suma opadów atmosferycznych w latach 1971/1972 i 1990/1991 wyniosła 655 mm, z czego na półrocze zimowe przypadło około 35%, a na półrocze letnie i okres wegetacyjny ok. 65%. W ciągu 16 lat obserwacji roczne sumy opadów atmosferycznych na stacji meteorologicznej Szczawno Zdrój, zlokalizowanej w pobliżu obiektu, kształtowały się w granicach 571–1044 mm. Sumy opadów w okresie letnim (V–X) wynosiły od 273 do 795 mm (średnie wieloletnie 427 mm). Prawdopodobieństwo występowania opadów atmosferycznych p (%) wraz z wyższymi ustalono metodą Dębskiego. Lata o prawdopodobieństwie mniejszym od 20% zaliczono do mokrych, 20–39% do średnio mokrych, 40–60% do normalnych, 61–80% do średnio suchych, a powyżej 80% do lat suchych. W analizowanym okresie wystąpiła duża zmienność opadów, od lat średnio suchych (2002/2003, p = 71%) do mokrych (2001/2002, p = 2%). Lata hydrologiczne 1991/1992 i 1993/1994 oraz 1998/1999 nie były obfite w opady atmosferyczne. Prawdopodobieństwo ich wystąpienia wynosiło od 50 do 67% (okresy średnio suche i normalne). Pozostałe lata można zaliczyć do okresów średnio mokrych (lata hydrologiczne 1994/1995, 1997/1998, 1999/2000, 2004/2005) oraz mokrych (1995/2096, 1996/1997, 2000/2001, 2001/2002, 2005/2006, 2006/2007). Na uwagę zasługują lata 2001/2002 (P = 1044 mm, p = 2%). Na szczególnie wysoką sumę opadów atmosferycznych miały wpływ opady w lipcu (P = 160 mm) oraz w sierpniu (348 mm). Sumaryczna wielkość tych opadów przekroczyła średnią sumę z lat 1971/1972 i 1990/1991, wynoszącą w półroczu letnim 427 mm. W czasie prowadzenia badań wystąpiło 8 mokrych półroczy zimowych (XI–IV), (1991/1992, 1993/1994, 1997/1998, 2000/2001, 2003/2004, 2004/2005, 2005/2006 oraz 2006/2007), 4 okresy średnio mokre (1995/1996, 1999/2000, 2001/2002, 2002/2003), jeden okres normalny (1994/1995), dwa średnio suche (1992/1993 i 1988/1989) i jeden okres suchy (1996/1997) o zdecydowanie najniższych opadach, które wynosiły 187 mm przy prawdopodobieństwie ich wystąpienia p = 84% (tab. 6). Szesnaście lat badań pozwoliło na uchwycenie różnorodności warunków termicznych i opadowych, jakie wystąpiły na danym obszarze. Zmienność tych warunków i stosunkowo długi czas obserwacji umożliwiły szczegółową analizę gospodarki wodnej gleb.

Tabela 5
Table 5

Meteorologiczne okresy wegetacyjne i gospodarcze w latach 1992–2007 dla obiektu Stare Bogaczowice
Meteorological vegetative and agricultural periods in years 1992–2007 for Stare Bogaczowice object

Rok Year	Data – Date				Czas trwania – Time last	
	Rozpoczęcia – Beginning		Zakończenia – Termination			
	Okres gospodarczy Farming period	Okres wegetacyjny Vegetative period	Okres gospodarczy Farming period	Okres wegetacyjny Vegetative period	Okres gospodarczy Farming period	Okres wegetacyjny Vegetative period
	dzień/miesiąc day/month	dzień/miesiąc day/month	dzień/miesiąc day/month	dzień/miesiąc day/month	dni – days	dni – days
1992	11,03	30,03	23,11	25,10	258	210
1993	23,03	2,04	4,11	24,10	227	206
1994	19,02	17,03	7,12	14,11	293	243
1995	18,03	3,04	9,11	3,11	237	215
1996	3,04	12,04	20,11	12,11	232	215
1997	6,03	19,04	19,11	24,10	259	189
1998	19,03	29,03	1,11	22,10	228	208
1999	10,03	25,03	10,11	30,10	246	220
2000	3,03	25,03	9,12	24,11	282	245
2001	15,03	3,04	12,11	5,11	243	217
2002	4,02	24,03	23,11	11,11	294	233
2003	13,03	3,04	6,12	22,11	269	234
2004	20,03	3,04	22,11	6,11	248	218
2005	28,03	6,04	14,11	2,11	232	211
2006	29,03	6,04	28,12	27,11	275	236
2007	20,02	16,03	10,11	26,10	265	225
Średnia Average	2,03	29,03	29,11	7,11	256	220

Tabela 6
Table 6

Miesięczne, okresowe i roczne sumy opadów atmosferycznych i prawdopodobieństwo występowania p (%) dla stacji IMGW Szczawno Zdrój
Monthly, periodic and annual sums of atmospheric precipitations and probability of their occurrence p (%) for IMGW Szczawno Zdrój station

Lata	Miesiące – Month												XI–IV	p	V–X	p	XI–X	p
Years	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X						
1991/1992	74	55	31	46	92	31	48	53	57	37	27	51	329	6	273	97	602	61
1992/1993	29	29	30	39	47	24	45	62	119	25	73	65	197	70	390	57	587	67
1993/1994	40	54	50	14	63	71	80	31	45	85	71	32	292	13	344	77	636	50
1994/1995	26	31	31	30	34	58	79	135	51	130	93	8	211	54	495	26	706	32
1995/1996	61	48	8	35	38	60	78	45	110	117	119	56	250	25	525	19	775	18
1996/1997	19	25	12	32	37	61	79	57	431	42	32	63	187	84	703	2	890	7
1997/1998	49	47	57	20	63	37	35	130	72	42	92	94	273	19	465	34	738	24
1998/1999	32	20	27	41	37	45	65	136	88	24	40	40	202	66	393	56	595	63
1999/2000	40	26	66	51	65	17	112	56	175	44	69	17	265	20	473	32	738	25
2000/2001	45	20	34	40	70	77	50	80	201	114	122	21	286	15	588	12	874	8
2001/2002	52	57	29	42	35	34	100	64	160	348	65	58	249	25	795	< 1	1044	2
2002/2003	65	37	53	8	19	44	101	35	64	43	48	55	226	39	346	77	571	71
2003/2004	16	69	45	52	102	33	60	78	78	42	37	30	317	8	325	82	641	46
2004/2005	98	22	65	62	36	35	77	42	161	93	40	4	318	8	417	46	735	25
2005/2006	35	72	41	34	42	67	33	60	13	369	33	39	290	12	545	19	836	11
2006/2007	60	35	80	41	55	5	54	98	133	94	136	56	276	18	571	14	848	9
1971/1972	46	42	31	28	34	47	66	87	93	85	52	44	228		427		655	
1990/1991																		

5. GOSPODARKA WODNA GLEB NA OBIEKCIE

Tereny podgórskie i górskie, ze względu na swoje specyficzne warunki przyrodnicze, mogą spełniać szereg istotnych funkcji w życiu gospodarczym i społecznym kraju. Aby tak się stało, konieczne jest stworzenie warunków sprzyjających prowadzeniu racjonalnej gospodarki zasobami środowiska przyrodniczego.

5.1. Potrzeba melioracji gleb terenów podgórskich i górskich

W racjonalnym wykorzystaniu środowiska tych terenów ważne jest kompleksowe ujęcie problematyki kształtowania, ochrony i wykorzystania zasobów wodnych w zlewniach użytkowanych rolniczo, szczególnie w związku z pogarszaniem się struktury bilansu wodnego. Należy zwrócić uwagę na zmiany w sposobie zagospodarowania rolniczych terenów górskich, które stanowią znaczący udział w kształtowaniu tego bilansu. W terenach podgórskich i górskich najczęściej spotykane są gleby ciężkie. Przy potencjalnej żyzności charakteryzują się słabą przepuszczalnością, małą przewiewnością i odciekiem, niekorzystną strukturą rozkładu porów glebowych, a także dużą zwięzłością ograniczającą rozwój systemów korzeniowych roślin. Zmiana tych cech wpływa decydująco na warunki rozwoju roślin. Drenowanie sprzyja racjonalnej gospodarce i pozwoli na uregulowanie stosunków powietrzno-wodnych w glebach o nadmiernym uwilgotnieniu, zapewniając sprawne odprowadzenie nadmiaru wody z ich czynnej warstwy i przyczyni się do utrzymania optymalnego uwilgotnienia upraw polowych [Pęczkowski i in. 2007, Radczuk 2000].

5.2. Oddziaływanie systemu drenarskiego na gospodarkę wodną terenu

Systemy drenarskie są najczęściej spotykanymi urządzeniami regulującymi stosunki powietrzno-wodne. Zmniejszają częstotliwość występowania szkodliwych warunków do wzrostu i rozwoju roślin uprawnych. Nadmiar wody oraz niedobór powietrza w glebie mają niekorzystny wpływ na szereg procesów zachodzących w profilu. Przy zbyt dużym uwilgotnieniu korzenie roślin nie są w stanie pobierać wody (w przedziale od pF 0 do pF 1,7).

5.2.1. Odpływy drenarskie

Odpływy drenarskie kształtowane są przez szereg czynników, takich jak: wysokość, rozkład i natężenie opadów, temperatury powietrza, rodzaj i właściwości wodne gleb, sposób użytko-

wania terenu, spadki terenu, położenie w rzeźbie, a także parametry techniczne drenowania i inne. Określenie wpływu tych czynników na czas i wskaźniki odpływu dokonuje się na podstawie analizy statystycznej. Działy drenarskie, w których można wydzielić dwie rozstawy, normatywną (11 m) i doświadczalną (22 m), trzy grupy spadków (< 6%, 6–8%, > 8%), a także położenie w rzeźbie terenu i budowę zbocza (o budowie wklęsłej oraz wypukłej) (tab. 2) poddano niezależnej analizie statystycznej. Zgodnie z podziałem zastosowanym w pracy w rozdziale 4.5 badano wpływ rozkładu opadów atmosferycznych (okresy mokre, średnio mokre, normalne, średnio suche i suche) oraz temperatur powietrza (okresy bardzo ciepłe, ciepłe, normalne, chłodne i bardzo chłodne) na czas trwania (T_q, dni) oraz wskaźniki odpływów drenarskich (H, mm). Na kolejnym etapie zbadano wpływ czynników charakteryzujących działy drenarskie wśród wybranych działów różniących się jednym parametrem. Analizę wpływu rozstawy drenowania przeprowadzono między działami: 2 oraz 4 i 9, a także 11 oraz 3 i 10. Zbadano wpływ rzeźby terenu między działami: 8 a 11, 8 a 12 oraz 11 a 12, natomiast przy spadku terenu przeprowadzono analizę między działem 2 oraz 8 i 12.

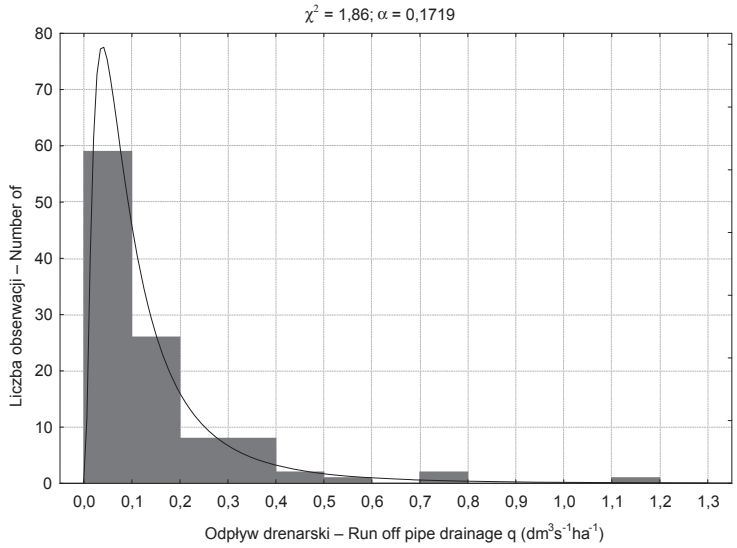
Wykorzystanie prostych miar i narzędzi statystycznych, takich jak średnia arytmetyczna, mediana, odchylenie standardowe czy współczynnik zmienności nie zawsze jest możliwe. Wybór niewłaściwego testu może przekreślić wartość badań naukowych. Odpowiedni test zawsze będzie wymagał spełnienia postawionych założeń. Na tym etapie istotne jest sformułowanie hipotezy zerowej (H_0) i hipotezy alternatywnej (H_1) oraz przyjęcie odpowiedniego poziomu istotności α. Obliczone prawdopodobieństwo a_t pozwala odrzucić hipotezę zerową (jeżeli poziom istotności $\alpha > a_t$) lub gdy $\alpha < a_t$ teoretycznie można nie mieć podstaw do odrzucenia tej hipotezy. Większość procedur statystycznych wymaga, aby rozkład badanej cechy był rozkładem normalnym N (μ, σ) lub przynajmniej zbliżonym do normalnego. Na podstawie innych opracowań wiadomo, że odpływy drenarskie zwykle mają rozkład o charakterze asymetrycznym – skośnym [Ostrowski i in. 1991]. W odniesieniu do materiału empirycznego przeprowadzone testy zgodności z różnymi rozkładami prawdopodobieństwa wykazały, że najlepsze dopasowanie uzyskiwano za pomocą rozkładu logarytmiczno-normalnego. Niewielka ilość populacji (około 3%) wykazywała zgodność z rozkładem gamma. Dopasowanie weryfikowano testem χ^2. Jednoznacznie stwierdzono, że przeprowadzone testy wskazują na konieczność sprawdzania zgodności badanych populacji z rozkładem normalnym.

Funkcję gęstości rozkładu logarytmiczno normalnego dla odpływu jednostkowego z drenów (q) można przedstawić w postaci:

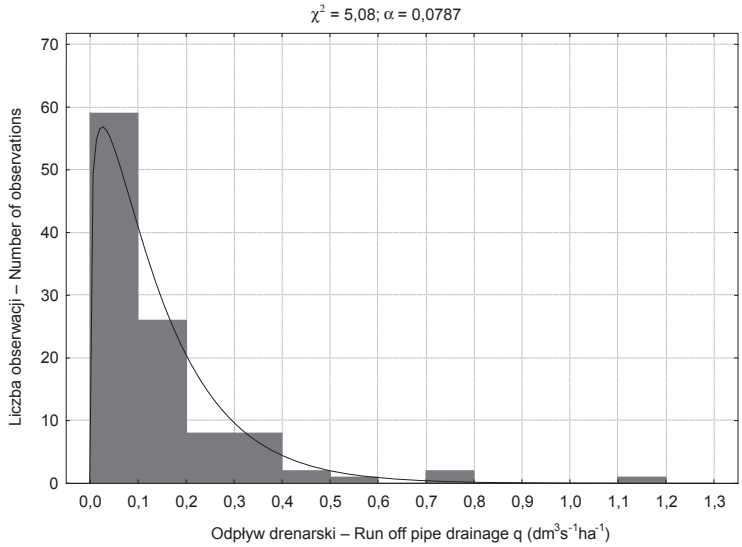
$$f(q) = \frac{1}{q \cdot \sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln q - \mu)^2}{2\cdot\sigma^2}}$$

gdzie:
μ – parametr skali,
σ – parametr kształtu,
e – stała Eulera.

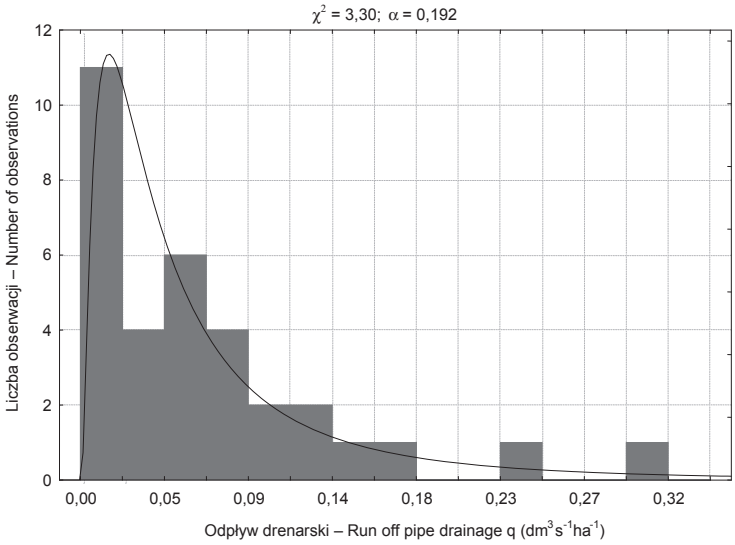
Przykładowy rozkład okresowych odpływów jednostkowych w XI–IV (1994/95) zalicza się do normalnego w dziale 1. Dopasowanie za pomocą rozkładu log-normalnego przedstawiono na rysunku 4, a rozkładu gamma – na rysunku 5. W pierwszym przypadku przy tej samej liczbie klas uzyskano dobre dopasowanie ($\chi^2 = 1{,}86$, $\alpha_\tau = 0{,}1719$), natomiast w przypadku zastosowania rozkładu gamma nie otrzymano zadowalających rezultatów ($\chi^2 = 5{,}08$, $\alpha_\tau = 0{,}0787$).



Rys. 4. Histogram częstotliwości występowania odpływów drenarskich o rozkładzie log-normalnym w okresie normalnym XI–IV (dział 1, 1994/1995) na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 4. Frequency histogram of runoff pipe drainage occurrence in normal winter period (section 1, 1994/1995) about the lognormal distribution on Stare Bogaczowice object



Rys. 5. Histogram częstotliwości występowania odpływów drenarskich o rozkładzie gamma w okresie normalnym XI–IV (dział 1, 1994/1995) na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 5. Frequency histogram of runoff pipe drainage occurrence in normal winter period (section 1, 1994/1995) about the gamma distribution on Stare Bogaczowice object



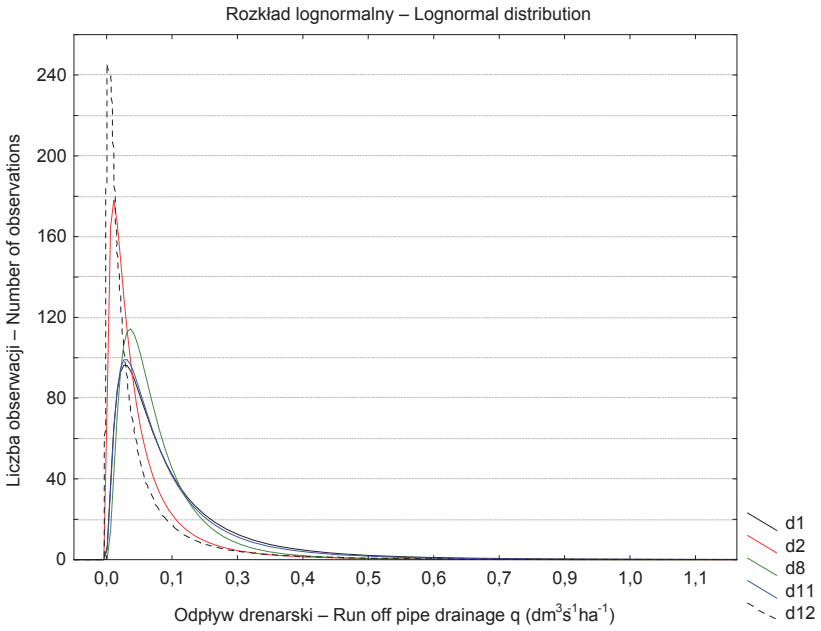
Rys. 6. Histogram częstotliwości występowania odpływu drenarskiego o rozkładzie log-normalnym w okresie mokrym V–X (dział 1, 2005/2006) na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 6. Frequency histogram of runoff pipe drainage occurrence in wet summer period (section 1, 2005/2006) about the lognormal distribution on Stare Bogaczowice object

Histogram oraz dopasowanie za pomocą rozkładu log-normalnego dla odpływów w dziale 1, w okresie V–X (2005/2006) zaliczonym do mokrego przedstawia rysunku 6.

Rozkłady log-normalne odpływów jednostkowych z drenów o rozstawie normatywnej (11 m) przedstawiono na rysunku 7, a wartości parametrów tych rozkładów (skala – μ, kształt – σ) oraz obliczoną wariancję na podstawie zależności $\exp(2\mu + \sigma^2)(\exp(\sigma^2) - 1)$ w tabeli 7. Zaobserwowane różnice między rozkładami odpływów mogą zależeć m.in. od położenia działów w rzeźbie terenu lub budowy zbocza. W działach drenarskich położonych na zboczach wypukłych (dz. 2 i 12) najczęściej pojawiały się odpływy jednostkowe do 0,05 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$. W dziale 2 i 8 wariancja na niewielkim poziomie (odpowiednio 0,01 i 0,007) może świadczyć o najmniejszym zróżnicowaniu odpływów.

Reasumując, zastosowanie testów parametrycznych w sytuacji, gdy dopasowanie rozkładu normalnego do materiału empirycznego jest prawie niemożliwe, może budzić poważne wątpliwości. W takich przypadkach zastosowanie testów nieparametrycznych mimo ich mniejszej dokładności może być jedyną alternatywą. W dalszej części rozdziału do przeprowadzenia analiz zastosowano test znaków oraz test Kruskala-Wallisa – nieparametryczny odpowiednik jednoczynnikowej analizy wariancji. Test zakłada, że zmienna została zmierzona co najmniej w skali interwałowej. Dzięki niemu możemy stwierdzić, czy n niezależnych próbek pochodzi z tej samej populacji, czy z populacji o tej samej medianie. Hipotezy zweryfikowano za pomocą testu x^2 na poziomie $\alpha = 0,05$.

W całym cyklu badań czas pracy systemu drenarskiego był bardzo zróżnicowany, biorąc pod uwagę lata hydrologiczne, jak i działy drenarskie. Analiza średnich czasów trwania oraz wskaźników odpływu drenarskiego w zależności od wydzielonych warunków termicznych (tab. 8) wykazała, że w półroczach letnich (V–X) najdłuższe czasy trwania odpływów towa-



Rys. 7. Rozkłady log-normalne dla odpływów jednostkowych z drenów w działach d1, d2, d8, d11, d12 w normalnym półroczu zimowym (XI–IV) 1994/1995 na obiekcie Stare Bogaczowice.
Fig. 7. Lognormal distribution for runoff pipe drainage section d1, d2, d8, d11, d12 in normal winter period 1994/95 on Stare Bogaczowice object

Tabela 7
Table 7

Parametry rozkładu normalnego dla odpływów jednostkowych z drenów
Value of lognormal distribution parameters for runoff pipe drainage

Numer działu Drainage section	μ	σ	Wariancja Variance
1	-2,3972	0,9277	0,026
2	-3,1037	1,0123	0,010
8	-2,5252	0,7254	0,007
11	-2,4478	0,8907	0,020
12	-3,4158	1,2681	0,021

rzyszyły okresom chłodnym. Przykładowo w dziale 1 wynosiły 151 dni, a w dziale 11–133 dni. Jednocześnie wartości wskaźników odpływów wynosiły odpowiednio 80 i 100 mm. W półroczach letnich najdłuższym czasom trwania odpływów niekoniecznie towarzyszyły najwyższe wartości wskaźników odpływu, wyjątkiem były działy 9, 10 i 14. W dziale 9 w okresie chłodnym (odchylenie od wartości wieloletniej średniej od – 0,5 do 2,0°C) odpływ trwał 103 dni, ale już wskaźnik odpływu wynosił jedynie 22 mm. W tym samym dziale drenarskim w okresie zaliczonym do normalnego wskaźnik wynosił 35 mm w ciągu 50 dni trwania odpływu.

W półroczach zimowych najwyższą liczbę dni z odpływem odnotowano w okresach ciepłych i bardzo ciepłych, a najniższą w okresach bardzo chłodnych (z wyjątkiem działu 4). Najwyższej liczbie dni z odpływem, jaki notowano w dziale 3 (152 dni) oraz w dziale 10 (153 dni) odpowiadały wskaźniki 55 i 43 mm. Może to wynikać nie tylko z przebiegu i wysokości temperatur powietrza, ale również z wielkości opadów atmosferycznych. W przypadku półroczy zimowych do okresów chłodnych zaliczono lata hydrologiczne 1996/1997, 2002/2003 oraz 2005/2006. Pierwsze było jednocześnie najmniej obfite w opady atmosferyczne i jako jedyne w całym okresie badawczym zostało zaliczone do suchych na podstawie przyjętej klasyfikacji. Półrocze zimowe na przełomie 1995/1996 zaklasyfikowano do bardzo chłodnego, a stosunkowo wysokie opady zaliczyły go do średnio mokrych. Wynika z tego, że najdłuższe odpływy występowały w okresach chłodnych. Przykładowo, w dziale 1–233 dniom odpowiadał odpływ 177 mm, a w dziale 11–217 dniom 255 mm.

Określenie wpływu średnich temperatur powietrza na czas trwania oraz wskaźniki odpływów poprzedziło sformułowanie następujących hipotez; H_0: czas trwania oraz wskaźniki odpływów z drenów nie zależą od charakterystyki okresu obserwacji, wobec alternatywnej H_1: czas trwania oraz odpływ drenarski jest zależny od okresu.

Tabela 8
Table 8

Średnie czasy trwania Tq (dni) oraz wskaźniki odpływów drenarskich H (mm) w okresach mokrych, średnio mokrych, normalnych, średnio suchych i suchych w latach 1991/1992, 2006/2007
Average duration and drainage runoff indicators Tq (days), H (mm) in period wet, on average wet, normal, on average dry, dry in years 1991/1992, 2006/2007

Dział Section	Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)		Półrocze letnie Summer half year (V–X)		Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)	
		T_q	H	T_q	H	T_q	H
1	2	3	4	5	6	7	8
1	a)	135	115	6	1	–	–
	b)	113	78	48	13	171	147
	c)	144	141	48	26	156	121
	d)	120	127	67	41	166	157
	e)	116	128	111	85	232	206
2	a)	133	54	–	–	–	–
	b)	123	79	29	9	174	127
	c)	139	98	37	14	143	83
	d)	119	68	57	17	159	94
	e)	117	78	103	50	219	100
3	a)	134	81	27	1	–	–
	b)	138	118	38	10	202	163
	c)	145	120	60	22	163	112
	d)	119	112	71	29	180	146
	e)	121	121	117	79	233	176

Tabela 8 cd.
Table 8 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8
	a)	123	51	–	–	–	–
	b)	95	62	20	8	149	115
4	c)	137	99	24	9	121	86
	d)	84	60	35	15	121	79
	e)	100	82	69	46	161	108
	a)	107	46	–	–	–	–
	b)	124	97	28	11	159	136
8	c)	142	98	32	15	109	103
	d)	87	71	62	30	132	106
	e)	107	86	76	35	184	91
	a)	130	47	–	–	–	–
	b)	107	75	22	9	157	117
9	c)	139	81	23	13	124	63
	d)	51	67	49	18	123	74
	e)	93	60	59	29	135	71
	a)	107	66	–	–	–	–
	b)	137	131	16	6	173	153
10	c)	133	94	34	21	139	108
	d)	118	101	57	21	146	138
	e)	119	116	93	55	210	142
	a)	123	116	–	–	–	–
	b)	128	146	38	16	169	192
11	c)	143	138	27	17	160	133
	d)	103	155	53	37	142	194
	e)	115	147	90	82	201	198
	a)	118	38	–	–	–	–
	b)	136	79	24	7	166	103
12	c)	139	74	29	8	127	72
	d)	100	57	54	19	140	67
	e)	99	56	67	27	164	64
	a)	125	31	–	–	–	–
	b)	144	119	17	6	185	137
14	c)	135	79	41	20	126	84
	d)	120	112	52	19	150	105
	e)	114	93	86	52	198	132

a) suchy – dry, b) średnio suchy – on average dry, c) normalny – normal,
d) średnio mokry – on average wet, e) mokry – wet
–) w latach badawczych okres taki nie występował – during the research years such period did not occur

Według analizy statystycznej w zdecydowanej większości przypadków w badanych okresach nie występowały istotne różnice. Wyjątek stanowiły działy 1, 3 i 11, gdzie poziom prawdopodobieństwa testowego $\alpha_{t,}$ – mniejszy od założonego $\alpha = 0{,}05$ – pozwolił na odrzucenie

hipotezy wyjściowej H_0 oraz na stwierdzenie, że badane okresy mają istotny statystycznie wpływ na wskaźniki odpływów drenarskich (okres XI–IV – dział 1 i 11, okres XI–X – dział 3). Czas trwania odpływów nie zależał od temperatur powietrza (tab. 9).

Tabela 9
Table 9

Wpływ średnich temperatur powietrza na czas trwania Tq (dni) oraz wskaźniki odpływów drenarskich H (mm) w latach 1991/1992, 2006/2007
Influence of air temperature on duration Tq (days) and indicator H (mm) of drainage outflow from years 1991/1992, 2006/2007

Dział Section	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)		Półrocze letnie Summer half year (V–X)		Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)	
	Tq	H	Tq	H	Tq	H
1		*)				
3						
11						

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice pomiędzy okresami
– hypothesis H_0 rejected, important differences between periods

Analiza średnich czasów trwania oraz wskaźników odpływu drenarskiego w zależności od warunków opadowych (tab. 10) wykazała, że w półroczach letnich (V–X) największej sumie opadów atmosferycznych w okresach mokrych towarzyszyły najdłuższe czasy trwania odpływów. Przykładowo, w dziale 3 wynosiły 117 dni, dziale 1–111 dni, w dziale 2–103 dni, a w dziale 11–90 dni. W tym samym czasie wskaźniki odpływów kształtowały się odpowiednio na poziomie 79 mm (dz. 3), 85 mm (dz. 1), 50 mm (dz. 2) i 82 mm (dz. 11). W półroczach zimowych (XI–IV) zaliczonych do mokrych czasy trwania odpływów wynosiły maksymalnie 121 dni (dz. 3) oraz 119 dni (dz. 10). W tym samym czasie odpływ wynosił odpowiednio 121 i 116 mm. Największy wskaźnik odpływu odnotowano w dziale 11, podczas 115 dni pracy systemu odpłynęło 147 mm. W latach hydrologicznych najdłuższe czasy odnotowano w dziale 3 (233 dni) oraz w dziale 1 (232 dni). W tym samym okresie wskaźnik odpływu wynosił odpowiednio 176 i 206 mm, a w dziale 11 był on najwyższy i wynosił 198 mm.

Czas pracy systemu drenarskiego może być pewną wypadkową panujących warunków pogodowych, takich jak wielkość i rozkład opadów atmosferycznych, temperatur powietrza oraz warunków lokalnych, do których można zaliczyć warunki glebowe, uprawowe, mikrorzeźbę terenu, jak również położenie działu na stoku i związaną z nim możliwość zasilania wodami obcymi. W terenach podgórskich i górskich przy dużych spadkach terenu możliwość złożonej alimentacji obszarów zdrenowanych jest dość znaczna. Trudno jest jednak określić skalę tego zjawiska, które może występować po intensywnych opadach deszczu lub w trakcie wiosennych roztopów. Alimentacja działu drenarskiego może wynikać z jego położenia i jest wtedy zjawiskiem cyklicznym. Może też występować okresowo, wskutek technologii zabiegów agrotechnicznych. Należy podkreślić, że złożona alimentacja w połączeniu z niewielkimi powierzchniami działów stosowanych w terenach podgórskich i górskich mogą znacząco wpływać na wyniki obserwacji. W Polsce południowej czasy trwania odpływów należą do długich i porównywalne są z wynikami badań w terenach górskich re-

gionu karpackiego [Kopeć 1970, Kopeć i Misztal 1981, Kurek 1986, 1991, Ostrowski 1990, Ostrowski i Rajda 1992]. Generalnie liczba dni z odpływem na terenach górskich jest zdecydowanie wyższa od liczby dni na terenach nizinnych. Na terenach nizinnych w południowo-zachodniej Polsce liczba dni z odpływem dochodzi do około 150 [Kostrzewa 1977, Pływaczyk 1991], zaś na Nizinie Szczecińskiej nie przekracza kilkudziesięciu [Durkowski i Wesołowski 1990]. Natomiast w latach mokrych w niektórych obiektach na terenach górskich regionu karpackiego sieć drenarska pracowała bez przerwy, nawet przez cały rok [Kurek 1986, 1991, Ostrowski 1997].

Tabela 10
Table 10

Średnie czasy trwania Tq (dni) oraz wskaźniki odpływów drenarskich H (mm) w okresach bardzo chłodnych, chłodnych, normalnych, ciepłych i bardzo ciepłych w latach 1991/1992, 2006/2007
Average duration and drainage runoff indicators Tq (days), H (mm) in period very cold, cold, normal, warm, very warm in years 1991/1992, 2006/2007

Dział Section	Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)		Półrocze letnie Summer half year (V–X)		Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)	
		T_q	H	T_q	H	T_q	H
1	2	3	4	5	6	7	8
1	a)	143	84	33	20	215	96
	b)	141	165	66	39	216	216
	c)	84	65	69	70	156	130
	d)	129	122	151	80	233	177
	e)	82	97	–	–	–	–
2	a)	146	30	53	8	215	44
	b)	139	108	61	27	208	141
	c)	89	49	52	29	153	76
	d)	128	65	99	23	181	90
	e)	82	67	–	–	–	–
3	a)	152	55	62	28	224	70
	b)	143	158	72	40	226	210
	c)	100	77	83	41	177	118
	d)	130	104	121	59	203	152
	e)	82	93	–	–	–	–
4	a)	128	29	21	4	153	34
	b)	119	115	36	22	159	145
	c)	68	37	38	27	121	63
	d)	116	60	101	39	180	107
	e)	79	69	–	–	–	–
8	a)	129	21	20	6	176	28
	b)	127	124	47	20	165	150
	c)	83	54	53	37	133	75
	d)	114	53	105	32	225	117
	e)	82	85	–	–	–	–

Tabela 10 cd.
Table 10 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8
	a)	79	13	35	6	90	14
	b)	106	87	30	14	140	102
9	c)	68	39	50	35	131	68
	d)	129	54	103	22	185	113
	e)	82	91	–	–	–	–
	a)	153	43	33	13	219	54
	b)	133	155	59	33	200	198
10	c)	104	86	43	28	151	103
	d)	123	75	48	10	130	74
	e)	82	64	–	–	–	–
	a)	146	28	30	13	173	33
	b)	129	194	47	34	187	240
11	c)	97	105	57	66	152	148
	d)	128	117	133	100	217	255
	e)	84	156	–	–	–	–
	a)	118	12	19	5	163	19
	b)	123	82	48	15	177	100
12	c)	90	42	24	22	128	55
	d)	115	41	82	27	162	108
	e)	80	81	–	–	–	–
	a)	118	38	46	10	163	56
	b)	138	120	60	32	206	159
14	c)	101	76	36	24	153	88
	d)	126	58	21	7	103	137
	e)	82	130	–	–	–	–

a) bardzo ciepły/ very warm, b) ciepły/ warm,
c) normalny/ normal, d) chłodny/ cold, e) bardzo chłodny/ very cold
–) w latach badawczych okres taki nie występował – during the research years such period did not occur

W celu określenia wpływu opadów atmosferycznych na czas trwania oraz wskaźniki odpływów sformułowano hipotezę H_0: czas trwania i wskaźniki odpływów z drenów nie zależą od charakterystyki okresu, wobec alternatywnej H_1: czas trwania i odpływ drenarski jest zależny od okresu. Przeprowadzone analizy pozwalają stwierdzić, że jedynie dla półroczy letnich, w działach 3 i 10 (poziom prawdopodobieństwa testowego α_t mniejszy od założonego $\alpha = 0{,}05$) badane grupy, w których wydzielono okresy suche, średnio suche, normalne, średnio mokre i mokre mają istotny statystycznie wpływ na wskaźniki odpływów drenarskich. Nie stwierdzono takiej zależności na czas trwania odpływów drenarskich (tab. 11). Przyczyną braku bezpośredniego wpływu opadów na czas trwania odpływów może być zróżnicowany rozkład temperatur powietrza lub zmiana sposobu użytkowania gruntów.

Tabela 11
Table 11

Wpływ sum opadów atmosferycznych na czas trwania Tq (dni) oraz wskaźniki odpływów drenarskich H (mm) w latach 1991/1992, 2006/2007

Influence of fall sum on duration Tq (days) and indicator H (mm) of drainage outflow from years 1991/1992, 2006/2007

Dział Section	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)		Półrocze letnie Summer half year (V–X)		Rok hydrologiczny Hydrological Year (XI–X)	
	T_q	H	T_q	H	T_q	H
3				*)		
10						

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice pomiędzy okresami
– hypothesis H_0 rejected, important differences between periods

Tabela 12
Table 12

Wpływ rozstawy drenowania, spadku terenu i budowy zbocza na średnie czasy trwania odpływów drenarskich Tq (dni) w okresie badań 1991/1992, 2006/2007

Influence of drainage spacing, area slope and slope structure on duration of drainage outflow Tq (days) in period 1991/1992, 2006/2007

Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)					Półrocze letnie Summer half year (V–X)					Półrocze zimowe Winter half year (XI–X)				
Rozstawa Sparing	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10
11 m	2	*)				2					2				
22 m	11					11					11				
Kształt zbocza	Dział Section	11	12			Dział Section	11	12			Dział Section	11	12		
Formation slope	8					8					8				
wklęsłe concave	11					11					11				
wypukłe convex															
Spadek terenu	Dział Section	8	12			Dział Section	8	12			Dział Section	8	12		
Area slope	2					2					2				
< 6%															
6–8%															
> 8%															

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice pomiędzy okresami w teście znaków
– hypothesis H_0 rejected, important differences between periods in sign test

Kolejna analiza pozwoliła na stwierdzenie, czy czas pracy i wskaźniki odpływu z systemu drenarskiego uzależnione były od rozstawy drenowania, spadku terenu i położenia w rzeźbie terenu. Badaniom poddano działy drenarskie różniące się między sobą jednym z wymienionych czynników. Wpływ rozstawy drenowania testowano w dziale 2 i 11 oraz 3, 4, 9 i 10, wpływ kształtu zbocza w dziale 8 i 11 oraz 11 i 12, a wpływ spadku terenu w dziale 2 oraz 8 i 12. Zastosowano test znaków – nieparametryczną odmianę testu – t. Sformułowano następującą hipotezę H_0: czas trwania lub wskaźniki odpływów drenarskich nie zależą od analizowanego czynnika przy hipotezie alternatywnej H_1: istnieje wpływ jednego z analizowanych czynników na czas trwania lub wskaźniki odpływów drenarskich. Uzyskane wyniki zestawiono w tabelach 12 i 13. Przeprowadzone testy wykazały istotne różnice u każdego z czynników (na poziomie $\alpha = 0{,}05$). U większości par stwierdzono występowanie istotnych różnic w okresach XI–IV, V–X i XI–X. Dzięki analogicznej analizie, dotyczącej oddziaływania czynników na wskaźniki odpływu, uzyskano podobne rezultaty. Przeprowadzone testy wpływu kształtu zbocza na wskaźniki odpływów pozwoliły znaleźć zasadnicze różnice u wszystkich par, a ze względu na czas trwania odpływów w 6 przypadkach umożliwiły przyjęcie hipotezy zerowej o równości rozkładów. Istotne różnice uzyskano w okresie XI–IV oraz w XI–X, w pierwszym przypadku w dziale 8 i 11, w drugim w dziale 11 i 12. Dział 11 – położony na zboczu wklęsłym – zasilany jest nie tylko wodą pochodzącą z opadów atmosferycznych, ale także wodami z terenów przyległych.

Tabela 13
Table 13

Wpływ rozstawy drenowania, spadku terenu i budowy zbocza na średnie wskaźniki odpływu H (mm) w okresie badań 1991/1992, 2006/2007
Influence of drainage spacing, area slope and slope structure on average outflow indicator H (mm) in period 1991/1992, 2006/2007

Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)					Półrocze letnie Summer half year (V–X)					Półrocze zimowe Winter half year (XI–X)				
Rozstawa Sparing	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10
11 m	2	*)				2					2				
22 m	11					11					11				
Kształt zbocza Formation slope wklęsłe concave	Dział Section	11	12			Dział Section	11	12			Dział Section	11	12		
	8					8					8				
wypukłe convex	11					11					11				
Spadek terenu Area slope	Dział Section	8	12			Dział Section	8	12			Dział Section	8	12		
< 6%	2					2					2				
6–8%															
> 8%															

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice pomiędzy okresami w teście znaków
– hypothesis H_0 rejected, important differences between periods in sign test

Średni czas trwania odpływu z drenów w latach hydrologicznych 1991/1992 i 2006/2007 w półroczu zimowym wahał się od 96 w dziale 9 do 135 w dziale 3. W półroczu letnim oscylował między 37 w dziale 9 a 77 w dziale 1, zaś w roku hydrologicznym między 133 w dziale 9 a 221 w dziale 3 (tab. 14).

Tabela 14
Table 14

Średni czas trwania odpływów drenarskich Tq (dni) w analizowanych działach drenarskich w okresie 16 lat (1991/1992 oraz 2006/2007)
Average duration of drainage outflow Tq (days) in analyzed drainage sections between 16 years time 1991/1992 and 2006/2007

Numer działu Drainage section	Średni czas trwania odpływu Tq Time average drainage run off Tq		
	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)	Półrocze letnie Summer half year (V–X)	Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)
1	130	77	207
2	130	73	203
3	135	66	221
4	107	48	155
8	115	57	172
9	96	37	133
10	130	70	200
11	126	60	186
12	115	52	167
14	134	69	200

Stosunkowo płytkie, słabo przepuszczalne gleby Sudetów nie są w stanie zatrzymać w swoim profilu większych ilości wody. Wysokie i długotrwałe opady przy znacznych spadkach terenu przyczyniają się do dużej energii spływających wód oraz potęgują erozję gleb i wezbrania w ciekach [Kostrzewa i in. 1997]. Drenowanie gleb może spowodować zamianę części odpływu powierzchniowego na odpływ gruntowy, ograniczając tym samym występowanie zjawisk niepożądanych. Ilość wody odprowadzanej z profilu glebowego za pomocą drenów zależy od szeregu czynników naturalnych i antropogenicznych. Wielkość i dynamika odpływu zależne są od tych samych czynników, co czas ich trwania. Złożoność czynników determinujących wysokość wskaźników odpływów na obszarze Polski powoduje ich znaczne zróżnicowane, mogą one wahać się od kilkudziesięciu do kilkuset milimetrów [Durkowski, Wesołowski 1990, Durkowski, Woroniecki 1999, Kopeć i Misztal 1981, Kostrzewa, Pływaczyk 1985, Kurek 1991, Ostrowski i Rajda 1992, Szafrański 1993].

W 16-letnim cyklu badawczym w półroczach zimowych (XI–IV) zdecydowanie najwięcej wody odprowadzała sieć drenarska z działu 11 (166 mm), następnie sieć działu 1 (139 mm) oraz działu 3 (137 mm). Należą one do grupy działów o rozstawie normatywnej (11 m). Najmniej wody odprowadzono w półroczach letnich i zimowych z powierzchni działu 12, odpowiednio 75 i 21 mm. Najwyższe miesięczne wskaźniki odpływu najczęściej występują w trakcie roztopów wiosennych i przypadają na luty i marzec, w zależności od przebiegu temperatur półrocza

zimowego. Ich wielkość nie idzie w parze z największą liczbą dni z odpływem. Dział 11 – o zdecydowanie najwyższych wskaźnikach odpływu – należy wprawdzie do działów o dużej, lecz nie najwyższej liczbie dni z odpływem. Dział 3, w którym odpływy trwały najdłużej, jest trzeci pod względem ilości odprowadzanej wody (tab. 15). Znaczne różnice między ilością wody odprowadzaną w tym samym okresie z poszczególnych działów drenarskich wskazują na to, że na wskaźnik ten wpływa zespół różnych czynników omówionych w pierwszej części rozdziału.

Tabela 15
Table 15

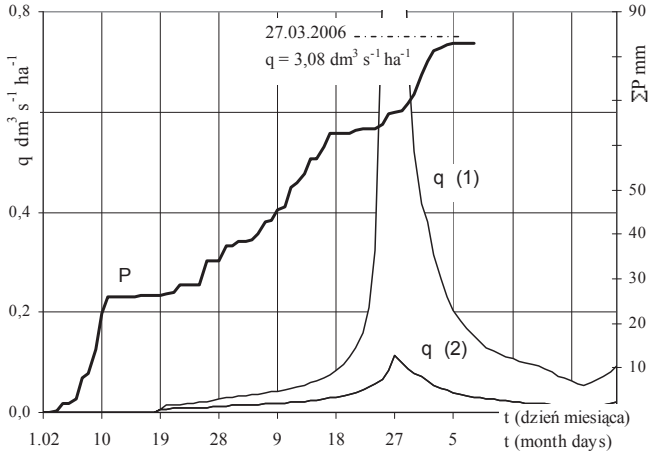
Średnie wskaźniki odpływów drenarskich H (mm) w analizowanych działach drenarskich w okresie 16 lat (1991/1992, 2006/2007)
Average outflow indicators H (mm) in analyzed drainage sections between 16 years time 1991/1992, 2006/2007

Numer działu Drainage section	Wskaźnik odpływu H Coefficient run off H		
	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)	Półrocze letnie Summer half year (V–X)	Rok hydrologiczny Hydrological Year (XI–X)
1	139	54	193
2	104	36	140
3	137	54	191
4	105	32	137
8	108	27	135
9	82	18	100
10	133	41	174
11	166	52	218
12	75	21	96
14	112	39	151

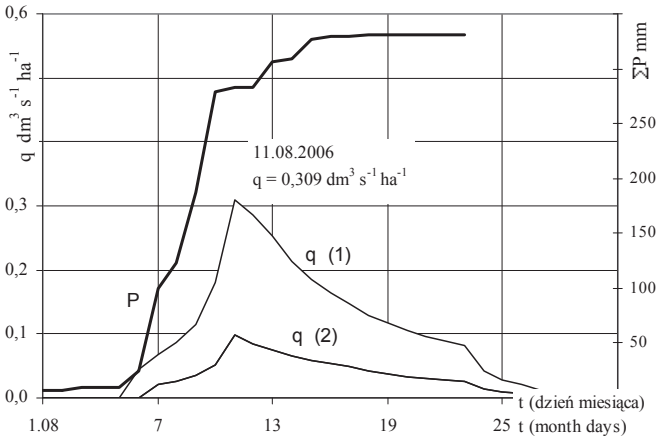
Odpływ jednostkowy z sieci drenarskiej może być bardzo zróżnicowany i zmieniać się w granicach 0,1–10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$, niekiedy więcej, w zależności od warunków fizjograficznych, klimatycznych i glebowych [Durkowski i Wesołowski 1990, Kopeć 1970, Kopeć 1981, Kopeć i Misztal 1981, Kopeć i Twardy 1973, Kostrzewa 1977, Kurek 1991, Ostrowski 1997, Ostrowski 1990, Pływaczyk 1991].

Wraz ze wzrostem odpływu maleje ich częstotliwość. Z reguły notuje się odpływy o wielkości do 0,05 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$. Odpływy przekraczające 0,05 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ stanowiły około 1% wszystkich zmierzonych. Przeciętnie występują od jednego do kilku dni, głównie w okresach roztopowych, a także po obfitych opadach letnich. W czasie badań zmierzone odpływy maksymalne nie występowały zbyt często, jak na tereny podgórskie. Najwyższe powstawały na przedwiośniu w okresie luty–kwiecień wskutek szybkiego wzrostu temperatur powietrza. Przykładem może być wczesna wiosna (marzec 2006 r.), gdy po opadach atmosferycznych – wynoszących około 80 mm i trwających 10 dni – odnotowano maksymalny odpływ w dziale 1 położonym na zboczu wklęsłym, którego q_{max} = 3,08 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$. Należy zauważyć, że opady atmosferyczne nie były jedyną, bezpośrednią przyczyną odpływu o tak znacznej wielkości, gdyż przyczyniły się do tego zasoby wodne nagromadzone w okresie zimowym. W dziale położonym na zboczu wypukłym (dział 2) w tym samym czasie wartość odpływu była zdecydo-

wanie niższa i wynosiła 0,113 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ (rys. 8). W 2006 roku po wystąpieniu intensywnych opadów na przełomie lipca i sierpnia (8 dni, około 280 mm), w dziale położonym na zboczu wklęsłym odnotowano odpływ wynoszący jedynie 0,309 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ (dział 1) oraz 0,099 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ w dziale położonym na zboczu wypukłym (dział 2) (rys. 9).



Rys. 8. Kształtowanie się odpływów jednostkowych z drenów q ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$) na tle sum opadów atmosferycznych SP (mm) w okresie roztopowym w 2006 roku, w działach drenarskich położonych na zboczu wklęsłym (1) i wypukłym (2)
Fig. 8. Forming individual outflows form drains q ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$) on background of weather fall sums SP (mm) in melting period in 2006 year, in drainage sections situated on concave (1) and convex (2) slope



Rys. 9. Kształtowanie się odpływów jednostkowych z drenów q ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$) na tle sum opadów atmosferycznych SP (mm) w okresie intensywnych deszczy letnich w sierpniu 2006 r., w działach drenarskich położonych na zboczu wklęsłym (1) i wypukłym (2)
Fig. 9. Forming individual outflows from drains q ($dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1)}$ on background of weather falls amount SP (mm) in period of intensive summer rains in August 2006 year, in drainage sections situated on concave (1) and convex (2) slope

W badanym okresie najwyższe średnie odpływy jednostkowe – przewyższające normę dla tego obiektu wynoszącą 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ – występowały w dziale 11 z częstotliwością do 8 na rok, w tym w okresie zimowym nieco ponad 6 (tab. 16). W cyklu rocznym działami o dużej częstotliwości przekraczania normy odpływu jednostkowego były działy 1, 3, 10, 11 i 12. Suma częstotliwości przekraczania odpływów normatywnych (q_{norm}) przez odpływ rzeczywisty w ciągu 16 lat prowadzenia badań wynosiła od 34 razy w dziale 8 do 101 w dziale 11 w półroczach zimowych (XI–IV), a w półroczach letnich (V–X) od 11 razy w dziale 8 i 9 do 31 w dziale 11.

Tabela 16
Table 16

Średnia ilość dni w okresie badań przekraczająca odpływ jednostkowy q = 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$
Average days amount exceeding individual outflow q = 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ in research period

Numer działu Drainage section	Czas (dni) Time (days)		
	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)	Półrocze letnie Summer half year (V–X)	Rok hydrologiczny Hydrological Year (XI–X)
1	4,1	1,8	5,9
2	3,2	0,9	4,1
3	5,0	1,9	6,9
4	3,9	1,1	5,0
8	2,1	0,7	2,8
9	3,2	0,7	3,9
10	4,6	0,8	5,4
11	6,3	1,9	8,2
12	4,5	1,6	6,1
14	3,3	1,8	5,1

U większości par poddanych analizie test znaków nie wykazał istotnych różnic i pozwolił na przyjęcie hipotezy zerowej o równości rozkładów. Znaczące różnice uzyskano jedynie dla rozstawy drenowania w działach 11 i 4 oraz 11 i 9 (okresy XI–IV i XI–X), a ze względu na kształt zbocza w tych samych okresach w działach 8 i 11 (tab. 17).

Współczynniki odpływu – podobnie jak wskaźniki na badanym obiekcie – są bardzo zróżnicowane w poszczególnych okresach, jak i w działach drenarskich. Są one wyższe dla działów o rozstawie normatywnej oraz działów zasilanych wodami napływającymi z terenów przyległych (tab. 18). Miesiącami o zdecydowanie najwyższych współczynnikach są luty, marzec i kwiecień, gdy występują roztopy wiosenne. W tym okresie w zasilanych działach drenarskich o rozstawie normatywnej średnie współczynniki były wyższe od współczynników w półroczu zimowym (XI–IV), np. w dziale 1 o 36%, a w dziale 11 o 35%. W dziale 10 o rozstawie podwojonej o 37%, zaś w dziale 14 – położonym na wierzchołku zbocza wypukłego – aż o 40%, co nie znajduje potwierdzenia w poprzednich wnioskach.

Tabela 17
Table 17

Wpływ rozstawy drenowania, spadku terenu i budowy zbocza na częstotliwość T przekraczania odpływów normatywnych q = 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ w okresie badań 1991/1992, 2006/2007
Influence of drainage spacing, area slope and slope structure on excaedance frequency T of normative outflow q = 0,5$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ in period 1991/1992, 2006/2007

Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)					Półrocze letnie Summer half year (V–X)					Półrocze zimowe Winter half year (XI–X)				
Rozstawa Sparing	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10
	2					2					2				
11 m 22 m	11		*)			11					11				b b b
Kształt zbocza Formation slope	Dział Section	11	12			Dział Section	11	12			Dział Section	11	12		
	8					8					8				
wklęsłe concave wypukłe convex	11					11					11				
Spadek terenu Area slope	Dział Section	8	12			Dział Section	8	12			Dział Section	8	12		
	2					2					2				
< 6% 6–8% > 8%															

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice pomiędzy okresami w teście znaków
– hypothesis H_0 rejected, important differences between periods in sign test

Tabela 18
Table 18

Średnie współczynniki odpływów drenarskich α w ciągu 16 lat (1991/1992, 2006/2007)
Average outflow ratio runoff drainage α in analyzed between 16 years time 1991/1992, 2006/2007

Współczynnik odpływu a Coefficient run off a				
Numer działu Drainage section	Okres roztopowy Thaw period (II–IV)	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)	Półrocze letnie Summer half year (V–X)	Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)
1	2	3	4	5
1	67	49	8	26
2	41	31	5	16
3	64	46	7	24

Tabela 18 cd.
Table 18 cont.

1	2	3	4	5
4	39	29	4	15
8	44	33	4	16
9	33	25	3	12
10	59	43	5	21
11	77	57	7	28
12	32	23	3	11
14	52	37	5	18

W półroczach letnich średnie współczynniki odpływu są niskie i na ogół nie przekraczają kilku procent. Spowodowane jest to dużym zużyciem wody przez rośliny. Na wysokość współczynników rocznych znaczący wpływ mają współczynniki półrocza zimowego, okresu z dużymi nadwyżkami wody, a zwłaszcza okresu roztopowego II–IV. Badania wykonane przez innych autorów w terenach górskich na zdrenowanych użytkach rolnych wykazały, że średnie współczynniki odpływu kształtowały się na podobnym poziomie. W Sudetach w miejscowości Długopole Górne w okresie wegetacyjnym wynosiły średnio 18% [Pływaczyk 1991]. Na terenie Pogórza Śląskiego w zależności od rozstawy oscylowały między 4 a 14% na wiosnę, zaś w półroczu zimowym między 11 a 21% [Ostrowski, Rajda 1992].

5.2.2. Dynamika zwierciadła wody gruntowej

Wpływ na dynamikę zmian położenia wody gruntowej mają czynniki naturalne (czynniki meteorologiczne, budowa geologiczna i glebowa, uwarunkowania fizjograficzne) oraz antropogeniczne, będące wynikiem działalności człowieka i jego ingerencji w środowisko naturalne [Czamara i Chalfen 1997, Pływaczyk 1992, Szafrański 1988]. Wody mogą być zasilane infiltracyjnie z opadów, a także napływającą wodą z terenów przyległych. Zasilanie może być powierzchniowe i podziemne, co ma miejsce głównie na terenach o urozmaiconej rzeźbie i o dużych spadkach. Głębokość zalegania zwierciadła wody gruntowej odgrywa dużą rolę w produkcji rolnej, ponieważ decyduje ona o stanie wilgotności profilu glebowego, a zwłaszcza o jego czynnej warstwie. Głębokość położenia zwierciadła wody gruntowej w wierzchniej warstwie profilu zależy od intensywności poboru wody przez rośliny. Zatem zależna jest od wielkości ewapotranspiracji i zasilania wodą opadową lub napływającą. Przy małej wilgotności profilu glebowego niskie opady zasilają tylko strefę nienasyconą i nie mają wpływu na położenie zwierciadła wody gruntowej. Istotne z rolniczego punktu widzenia płytkie położenie zwierciadła wód gruntowych może podlegać wieloletnim oraz sezonowym wahaniom, które w długoletnich cyklach są głównie efektem zmian klimatycznych. Zmiany sezonowe zależą od warunków zasilania i zasobów wód podziemnych.

Badania przeprowadzone w ciągu 16 lat wykazały, że najpłycej zalegało zwierciadło wody gruntowej w działach drenarskich położonych na zboczach wklęsłych, o utrudnionych warunkach odpływu wód powierzchniowych i gruntowych. Na zboczach wypukłych średnie głębokości wody gruntowej były większe. Zmierzone w miejscach kontrolnych – niezdrenowanych były płytkie i zbliżone do tych, jakie wystąpiły na zboczach wklęsłych. Szczególnie wyraźne różnice zaobserwowano w okresach mokrych (tab. 19). Analiza wyników potwierdza istotną rolę położenia działów drenarskich w rzeźbie terenu oraz warunków meteorolo-

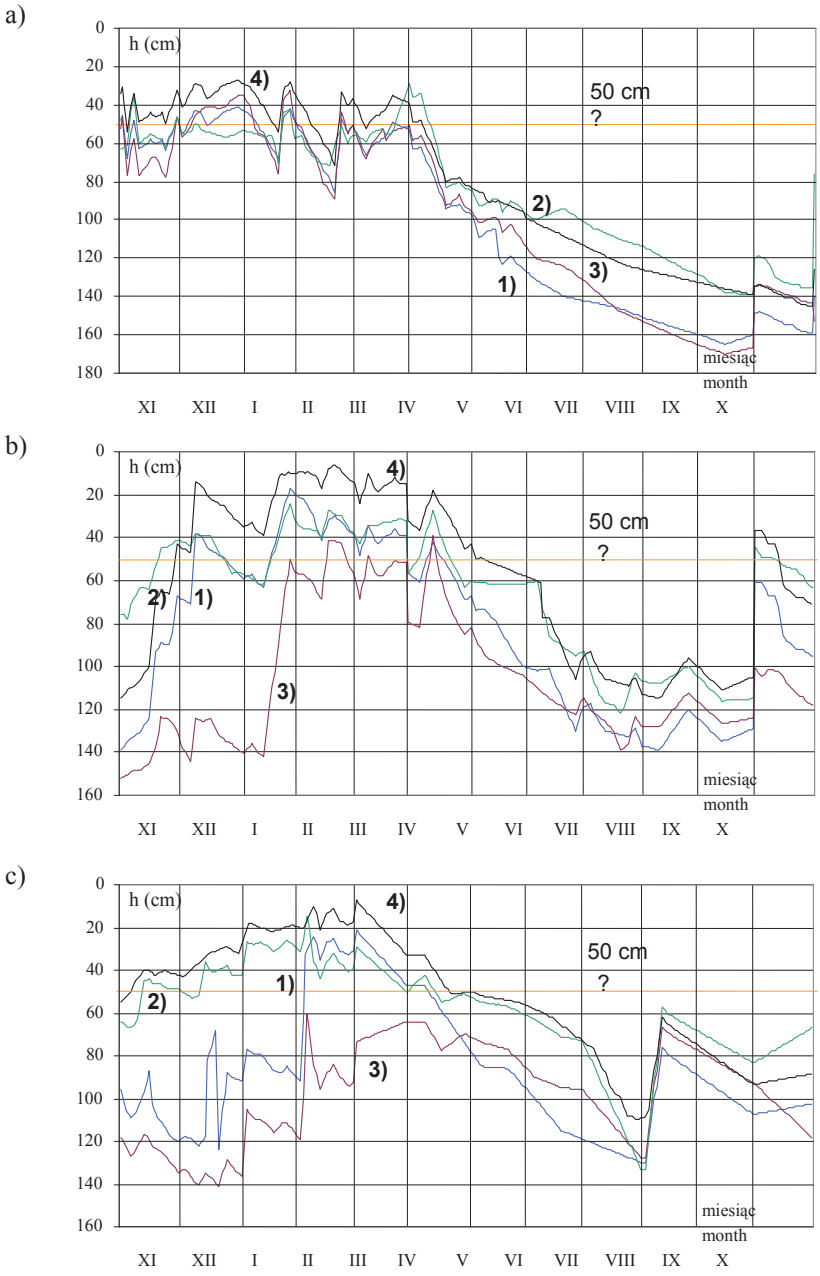
gicznych na kształtowanie się zwierciadła wód gruntowych. Przykładem może być rozkład średnich głębokości wód gruntowych w latach normalnych 2003/2004, średnio mokrych 2004/2005 i mokrych 2005/2005 (zwłaszcza w dwóch ostatnich latach hydrologicznych). W studzienkach zainstalowanych na powierzchni niezdrenowanej oraz w działach drenarskich o rozstawie normatywnej u podnóża zbocza (dział 1) i na zboczu wklęsłym (dział 11) głębokości wód gruntowych były płytsze niż w dziale usytuowanym na zboczu wypukłym (dział 2). W pierwszym analizowanym normalnym roku hydrologicznym – od połowy kwietnia (a w latach 2004/2005 i 2005/2006 na początku maja) głębokość wody gruntowej kształtowała się poniżej 0,5 m od powierzchni terenu, co zapewniało właściwe warunki na analizowanym obszarze (rys. 10). Poziom wody gruntowej w skali obiektu przedstawiono w postaci hydroizobat w okresie wegetacyjnym (IV–IX) w normalnym roku 2004/2005 (rys. 11), jak również wczesną wiosną 1 kwietnia 2006 r. (rys. 12).

Tabela 19
Table 19

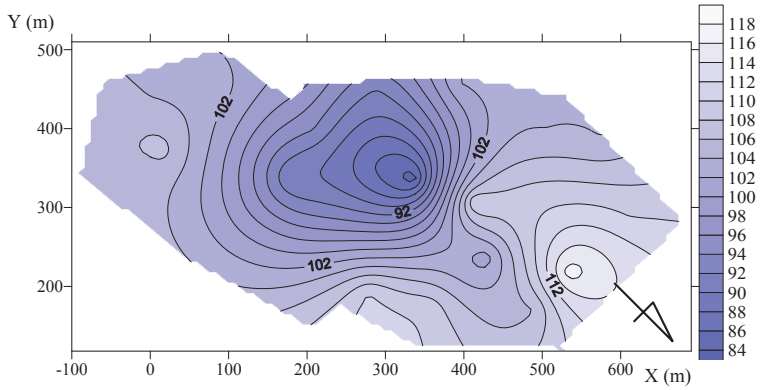
Średnie z lat 1991/1992 i 2006/2007 głębokości wód gruntowych (cm) na zboczach wklęsłych, wypukłych i na obszarze niezdrenowanym w półroczach zimowym, letnim i w okresie wegetacyjnym na obiekcie Stare Bogaczowice

Average of ground water depth (cm) from years 1991/1992 and 2006/2007 on concave and convex slope and on area not drained) in winter and summer half year and in wegetative period on Stare Bogaczowice object

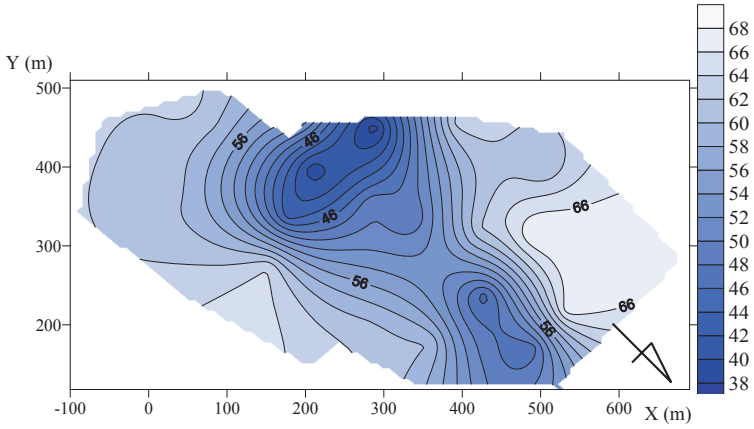
Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)			Półrocze letnie Summer half year (V–X)			Okres wegetacyjny Vegetation period (IV–IX)		
	Zbocze wklęsłe Concave slopes	Zbocze wypukłe Convex slopes	Obszar kontrolny Area control	Zbocze wklęsłe Concave slopes	Zbocze wypukłe Convex slopes	Obszar kontrolny Area control	Zbocze wklęsłe Concave slopes	Zbocze wypukłe Convex slopes	Obszar kontrolny Area control
1) suchy dry	68	85	59	119	135	100	90	113	77
2) średnio suchy on average dry	67	84	60	98	119	80	94	117	83
3) normalny normal	70	85	57	93	109	77	87	110	74
4) średnio mokry on average wet	73	89	59	88	105	72	75	98	62
5) mokry wet	63	83	50	71	90	57	73	96	58



Rys. 10. Średnie poziomy wód gruntowych (h) u podnóża zbocza (1), na zboczach wklęsłych (2), wypukłych (3) i na powierzchni niedrenowanej (4) w normalnym roku hydrologicznym 2003/2004 (a), w średnio mokrym 2004/2005 (b) i mokrym 2005/2006 (c)
Fig. 10. Average levels of ground water (h) at slope foot (1), on concave slopes (2), convex slopes (3) and on not drained area (4) in normal hydrologic year 2003/2004 (a), in middle wet 2004/2005 (b) and wet 2005/2006 (c)



Rys. 11. Hydroizobaty (średnie) w okresie wegetacyjnym (IV–IX) w średnio mokrym roku 2004/2005 na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 11. Hydroizobaths (average) in vegetative period (IV–IX) in middle wet year 2004/2005 on Stare Bogaczowice object

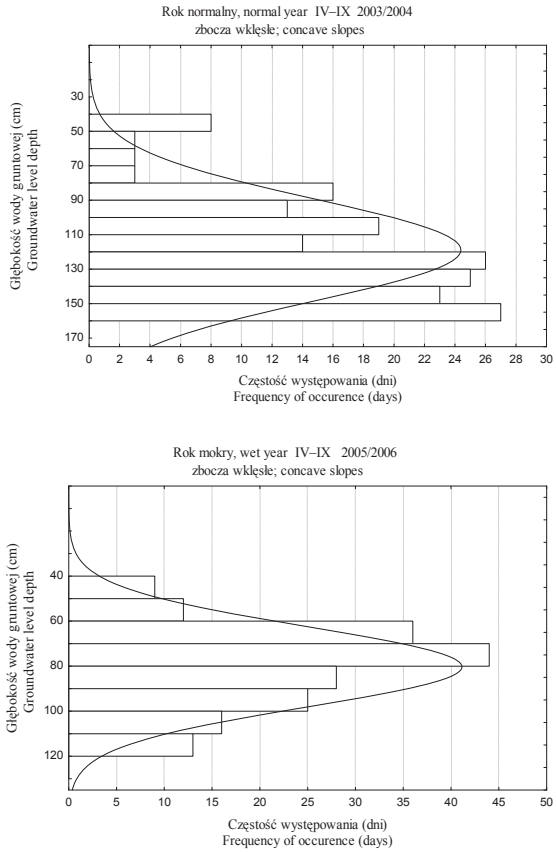


Rys. 12. Hydroizobaty w dniu 1 kwietnia w mokrym roku 2005/2006 na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 12. Hydroizobaths on 1 April in wet year 2005/2006 on Stare Bogaczowice object

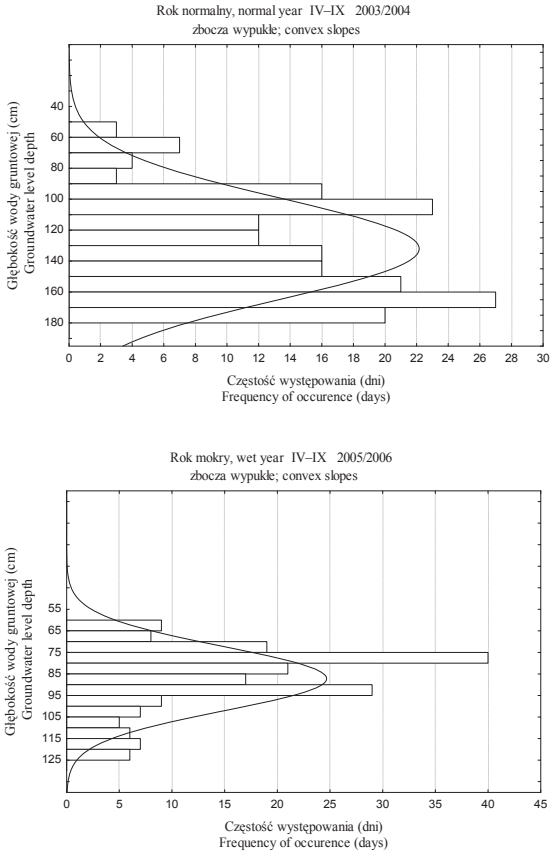
Na obszarach położonych u podnóża zbocza oraz w wyższych partiach obiektu w miejscach, które często powodowały stagnowanie wody w nierównościach i rynnach terenowych (w głównej mierze pochodzącej z napływu z terenów przyległych), zaobserwowano płytsze zwierciadło wody gruntowej. Średnie częstotliwości głębokości wód gruntowych w przedziale do 100 cm w okresach wegetacyjnych w latach normalnych 2003/2004 i mokrych 2005/2006 znacząco się różniły. W działach położonych na zboczach wklęsłych, w roku normalnym częstotliwość ta wynosiła 46 dni, a w roku mokrym 154 dni, natomiast na zboczach wypukłych odpowiednio 33 i 151 dni (rys. 13, 14). Można zatem stwierdzić, że niezależnie od położenia działów w rzeźbie terenu system drenarski oddziaływał na stosunki wodne w glebie. W odniesieniu do materiału empirycznego jakim dysponowano, sprawdzono zgodność rozkładu głębokości wód z rozkładem normalnym. Testowano hipotezę zerową H_0: rozkład głębokości wód gruntowych jest rozkładem normalnym przy hipotezie alternatywnej H_1: rozkład ten nie

jest rozkładem normalnym. Do weryfikacji hipotezy zastosowano test χ^2, odrzucając hipotezę zerową H_0 przy poziomie istotności $\alpha < 0{,}05$. Przebadane populacje wykazywały zgodność z rozkładem normalnym, co umożliwiło wykorzystanie testów parametrycznych.

W dalszej części pracy przeprowadzono analizę pozwalającą na określenie wpływu rozstawy drenowania, spadku terenu oraz położenia działów w rzeźbie terenu na głębokość wód gruntowych. Ocenę różnic pomiędzy badanymi populacjami (średnimi głębokościami wód gruntowych w działach drenarskich) przeprowadzono na podstawie testu *t* dla prób niezależnych. W tym celu wyodrębniono okresy i grupy działów różniące się między sobą jednym z analizowanych czynników. W teście t testowano hipotezę H_0: $\mu_n = \mu_m$ przy hipotezie alternatywnej H_1: $\mu_n \neq \mu_m$ na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$ (gdzie μ_n, μ_m to średnie głębokości wód gruntowych w badanych działach drenarskich). Ponieważ test *t* wymaga sprawdzenia, iż wariancje w poszczególnych grupach są jednorodne, zastosowano test Levene'a. Hipotezę o jednorodności wariancji odrzucano, gdy test ten okazał się istotny, wykorzystując test z niezależną estymacją wariancji.



Rys. 13. Średnia częstotliwość występowania głębokości wód gruntowych w normalnym (2003/2004) i mokrym (2005/2006) okresie wegetacyjnym (IV–IX) w działach drenarskich położonych na zboczach wklęsłych (działy 1, 11)
Fig. 13. Average frequency of ground water depth occurrence in normal (2003/2004) and in wet (2005/2006) vegetative period (IV–IX) in drainage sections situated on concave slopes (sections 1, 11)



Rys. 14. Średnia częstotliwość występowania głębokości wód gruntowych w normalnym (2003/2004) i mokrym (2005/2006) okresie wegetacyjnym (IV–IX) w działach drenarskich położonych na zboczach wypukłych (działy 2, 8, 12)
Fig. 14. Average frequency of ground water depth occurrence in normal (2003/2004) and in wet (2005/2006) vegetative period (IV–IX) in drainage sections situated on convex slopes (sections 2, 8, 12)

Na podstawie przeprowadzonej analizy należy stwierdzić, że w przypadku kształtu zbocza i spadku terenu w zdecydowanej większości występowały znaczące różnice między głębokościami wód gruntowych. W rozstawie drenowania uzyskano istotne różnice między działami 11 oraz 4 i 9 (okres XI–IV), 2 z 10, a także 11 z 4 (okres V–X). W okresie wegetacyjnym (IV–IX) w działach 2 z 10, 11 z 3 i 4. Lata hydrologiczne (XI–X) oraz pary w innych okresach – w przypadku niespełnienia założenia o jednorodności wariancji (test Levene'a) – mierzono testem z niezależną estymacją wariancji (Cochrana i Coxa) (tab. 20).

Głębokość wody gruntowej powinna wahać się między minimalną i maksymalną normą odwodnienia [Kostrzewa 1977, Ostromęcki 1980, Pływaczyk 1991]. Normy te zależą od gatunku uprawianych roślin, ich fazy rozwojowej, rodzaju gleby i jej składu granulometrycznego, czynników meteorologicznych (opadów, temperatury powietrza, parowania terenowego). W okresie wegetacji powinny zapewnić roślinom prawidłowe warunki powietrzno-wodne oraz umożliwić wykonanie zabiegów agrotechnicznych w odpowiednim terminie.

Tabela 20
Table 20

Wpływ rozstawy drenowania, spadku terenu i budowy zbocza na kształtowanie się głębokości wód gruntowych w okresie badań 1991/1992 i 2006/2007
Influence of drainage spacing, area slope and slope structure on configuration of ground water level in period 1991/1992 and 2006/2007

Okres Period	Półrocze zimowe Winter half year (XI–IV)					Półrocze letnie Winter half year (V–X)					Okres wegetacyjny Vegetation period (IV–IX)					Rok hydrologiczny Hydrological year (XI–X)				
Rozstawa Sparing	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10	Dział Section	3	4	9	10
11 m	2				♦	2					2					2				♦
22 m	11	♦	*)			11	♦		♦		11			♦		11	♦	♦	♦	
Kształt zbocza Formation slope wklęsłe – concave wypukłe convex	Dział Section	11	12			Dział Section	11	12			Dział Section	11	12			Dział Section	11	12		
	8					8					8					8				
	11	–				11	–	*)			11	–	*)			11	–	♦		
Spadek terenu Area slope < 6% 6–8% > 8%	Dział Section	8	12			Dział Section	8	12			Dział Section	8	12			Dział Section	8	12		
	2					2					2					2				

*) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice w teście t
– hypothesis H_0 rejected, important differences in t-test

♦) hipoteza H_0 odrzucona, istotne różnice w teście t z oddzielną oceną wariancji (Cochrana i Coxa)
– hypothesis H_0 rejected, important differences in t-test with separate estimation of variance (Cochran's and Cox's test)

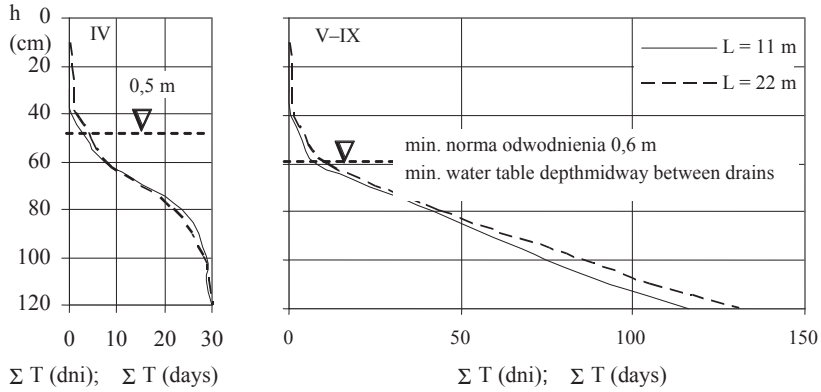
Minimalna norma odwodnienia musi zapewnić niezbędną ilość powietrza glebowego w strefie korzeniowej roślin. Norma maksymalna wskazuje, jaka powinna być najmniejsza ilość wody użytecznej w profilu glebowym, która jest niezbędna do prawidłowego rozwoju roślin. Właściwy dobór norm odwodnienia i związanych z tym rezerw wodnych w profilu glebowym zależy od zaprojektowanego systemu melioracyjnego. Na podstawie wieloletnich pomiarów poziomu wody gruntowej i uwilgotnienia profilu glebowego zakłada się, że minimalny stan uwilgotnienia gleby nie powinien przekroczyć 85% pełnej pojemności wodnej. Dla obiektu badań przyjęto minimalną normę odwodnienia wynoszącą 0,6 m w okresie wegetacji. W kwietniu, gdy system korzeniowy jest płytszy, ustalona norma to 0,5 m.

W kwietniu w działach o rozstawie normatywnej (11 m) i podwojonej wieloletniej średniej sumaryczny czas trwania zwierciadła wody gruntowej – wraz z wyższymi, na głębokości płytszej od przyjętej normy odwodnienia (0,5 m) – był krótki i wynosił do 4 dni. W okresie od V do IX przyjętą normę (0,6 m) przekroczono średnio przez 9 dni (rys. 15). W kwietniu w latach posusznych w działach drenarskich wykonanych z rozstawą normatywną położonych na zboczach wypukłych czas ten wynosił 3 dni, a na zboczach wklęsłych dochodził do 6 dni. W okresie od V do IX nie przekroczono minimalnej normy odwodnienia (rys. 16).

W latach mokrych (rys. 17) ten sam czas był znacznie dłuższy, zwłaszcza na zboczach wklęsłych. W kwietniu na stokach wypukłych normy zostały przekroczone przez 3 dni, a na wklęsłych aż przez 15 dni. W miesiącach V–IX odpowiednio 3 i 19 dni. Dla średnich z wielu lat wartości te wynosiły w kwietniu 2 i 11 dni, a w okresie V–IX 3 i 8 dni (rys. 18).

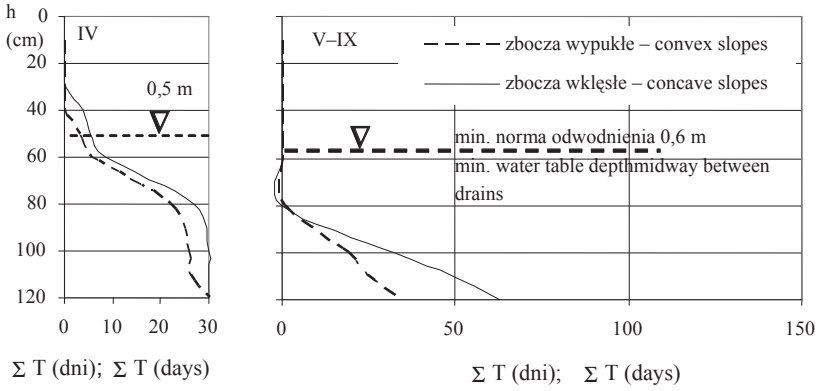
O potrzebie drenowania w terenach podgórskich i górskich Sudetów może świadczyć długotrwałe płytkie zaleganie zwierciadła wody gruntowej kwietniu, zwłaszcza w latach mokrych i na stokach wklęsłych. Uniemożliwia to wykonanie prac agrotechnicznych i przyczynia się do skrócenia okresu wegetacji roślin. Podobne wyniki badań uzyskano na obiektach doświadczalnych zlokalizowanych w Kotlinie Kłodzkiej [Kostrzewa 1992, Pływaczyk 1991], gdzie średni czas trwania zwierciadła wody gruntowej powyżej minimalnych norm odwodnienia w kwietniu w latach mokrych wynosił około 11 dni, a w miesiącach V–IX dochodził aż do 46 dni. O skuteczności drenowania decyduje więc sprawne odprowadzenie nadmiaru wody z gleby. Krótkotrwałe przekroczenie minimalnych norm odwodnienia dochodzące do 3 dni w kwietniu i około 5 dni od maja do września nie powoduje znacznych strat w plonach. Natomiast długotrwałe płytkie zaleganie zwierciadła wody gruntowej wpływa niekorzystnie na rozwój roślin i powoduje straty wynoszące 10–20% [Benetin i in. 1987]. Jednym z ważnych czynników decydujących o potrzebie drenowania na tych terenach jest prędkość obniżania się zwierciadła wody gruntowej. Do oceny prędkości obniżania wybrano okresy bezopadowe (wczesna wiosna) z płytko zalegającym zwierciadłem wody gruntowej i przeanalizowano czas obniżania się do minimalnej normy odwodnienia.

W kwietniu prędkość opadania poziomu wody gruntowej na obiekcie wynosiła średnio 0,03 m·doba^{-1}. Czas i prędkość opadania zwierciadła wody gruntowej nie zależały od budowy zbocza i badano je niezależnie od położenia działów w rzeźbie terenu. Poziom wody gruntowej – odpowiadający minimalnej normie odwodnienia wynoszącej 0,5 m – osiągano w ciągu 2–5 dni. W okresie V–IX czas opadania poziomu wody gruntowej do wartości odpowiadającej minimalnej normie odwodnienia na zboczach wklęsłych wynosił 3–4 dni, natomiast na zboczach wypukłych norma ta nie została przekroczona (rys. 19).



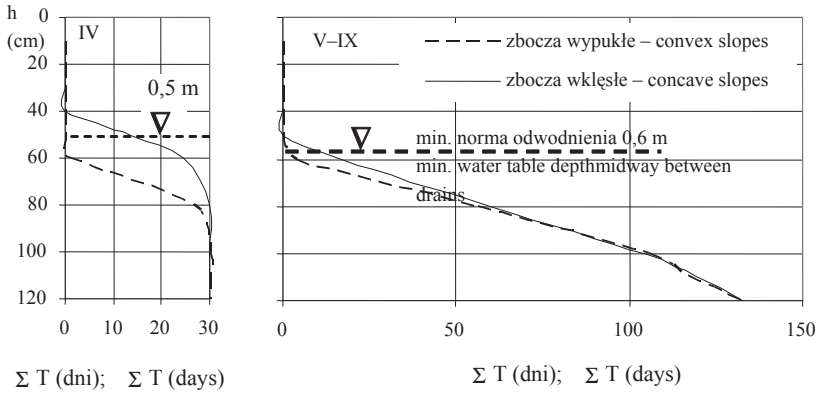
Rys. 15. Średni z 16 lat sumaryczny czas trwania (ΣT) głębokości wód gruntowych (h) w okresie wegetacyjnym w działach drenarskich o rozstawie normatywnej 11 m i doświadczalnej 22 m na obiekcie Stare Bogaczowice. Dane mierzone w kwietniu (IV) (płytkie głębokości) oraz od maja do września (V–IX)

Fig. 15. Average, from 16 years time, total duration (ΣT) of ground water depth (h) together with shallower ones in April (IV) and in the period from May to September (V–IX) situated in drainage sections with normative spacing 11 m and experimental one – 22 m on Stare Bogaczowice experimental object.

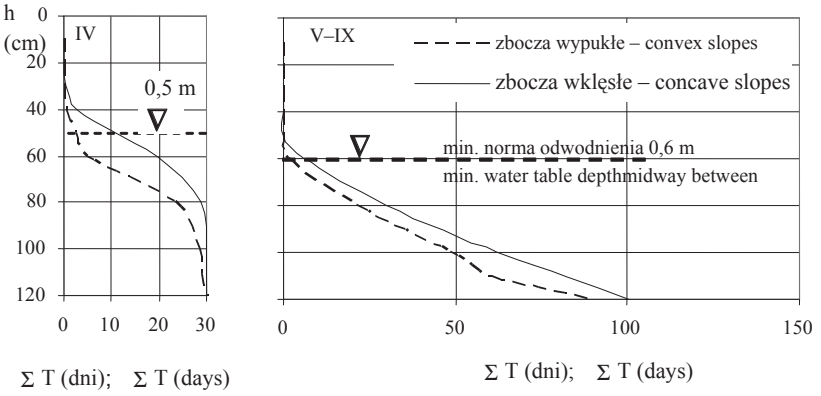


Rys. 16. Średni w posusznych okresach wegetacyjnych sumaryczny czas trwania (ΣT) głębokości wód gruntowych (h) w działach drenarskich położonych na zboczach wypukłych i wklęsłych na obiekcie Stare Bogaczowice. Dane mierzone w kwietniu (IV) (płytkie głębokości) oraz od maja do września (V–IX)

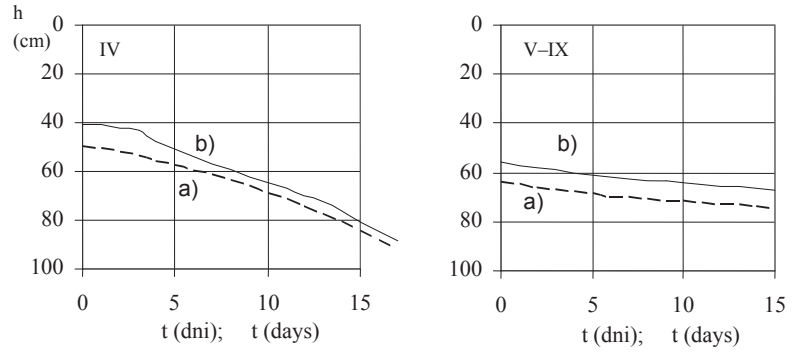
Fig. 16. Average total duration (ΣT) of ground water depth (h) together with shallower ones in April (IV) and in the period from May to September (V–IX) situated on convex slopes and concave ones in dry vegetative periods in drainage sections on Stare Bogaczowice object



Rys. 17. Średni w mokrych okresach wegetacyjnych sumaryczny czas trwania (ΣT) głębokości zwierciadła wód gruntowych (h) w działach drenarskich położonych na zboczach wypukłych i wklęsłych na obiekcie Stare Bogaczowice. Dane mierzone w kwietniu (IV) (płytkie głębokości) oraz w okresie od maja do września (V–IX)
Fig. 17. Average total duration (ΣT) of ground water depth (h) together with shallower ones in April (IV) and in the period from May to September (V–IX) situated on convex slopes and concave ones in wet vegetative periods in drainage sections on Stare Bogaczowice object



Rys. 18. Średni z wielu lat sumaryczny czas trwania (ΣT) głębokości zwierciadła wód gruntowych (h) w działach drenarskich położonych na zboczach wypukłych i wklęsłych na obiekcie Stare Bogaczowice. Dane mierzone w kwietniu (IV) (płytkie głębokości) oraz w okresie od maja do września (V–IX)
Fig. 18. Average total duration (ΣT) of ground water depth (h) together with shallower ones in April (IV) and in the period from May to September (V–IX) situated on convex slopes and concave ones in multiyears in drainage sections on Stare Bogaczowice object



Rys. 19. Średni w mokrych okresach wegetacyjnych sumaryczny czas opadania (Σt) zwierciadła wody gruntowej (h) w kwietniu (IV) oraz od maja do września (V–IX) w terenie położonym na zboczu wypukłym (a) i wklęsłym (b) na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 19. Average time of lowering (Σt) of the ground water level (h) in April (IV) and in the period from May to September (V–IX) situated on convex slopes (a) and concave ones (b) in wet vegetative periods on Stare Bogaczowice object

Podobne badania prowadzone na obiekcie Marciszów i Stare Bogaczowice wykazały zróżnicowanie między górnymi a dolnymi partiami zboczy. Głębsze poziomy wód gruntowych zaobserwowano w górnych partiach na wysoczyźnie – najgłębsze z nich na zboczach wypukłych, zaś płytsze na wklęsłych. Wskutek zwiększenia spadku powierzchni terenu na zboczach wypukłych następuje poprawa warunków hydraulicznych spływu wód. Dzięki temu zwierciadło wody gruntowej zalega głębiej. Na zboczu wklęsłym sytuacja jest odwrotna. Z powodu zmiany spadku z większego na mniejszy następuje pogorszenie warunków spływu wód powierzchniowych i gruntowych. Wody w tej części zbocza kumulują się, wpływając na podniesienie poziomu wody gruntowej [Kostrzewa 1992, Kostrzewa i in. 1994a, 1994b, 1997].

5.2.3. Właściwości retencyjne utworów i zmiany uwilgotnienia profilu glebowego

Właściwości hydrofizyczne gleby, a w szczególności retencja wodna w strefie nasyconej i nienasyconej, kształtują bilans wodny gleb i wpływają na warunki wzrostu i rozwoju roślin, determinując dostępność wody. Znajomość tych właściwości jest zatem niezbędna do interpretacji i przewidywania przebiegu procesów zachodzących w glebie. Dostępność wody dla roślin zależy w głównej mierze od siły, z jaką związana jest z cząsteczkami gleby. W celu określenia charakterystycznych stanów uwilgotnienia i ciśnienia z działów drenarskich pobrano próbki gleby i poddano je badaniom. Oznaczenia wykonano za pomocą zestawu firmy Soil Moisture Equipmeent Corporation, dla następujących zakresów potencjału wody glebowej: pF 0 (0,1 $kJ \cdot m^{-3}$), pF 1,7 (4,9 $kJ \cdot m^{-3}$), pF 2 (9,8 $kJ \cdot m^{-3}$), pF 2,2 (16$kJ \cdot m^{-3}$), pF 3 (100$kJ \cdot m^{-3}$). Maksymalną higroskopowość pF 4,7 określono metodą Nikołajewa. Na jej podstawie, wykorzystując odpowiednie mnożniki w zależności od rodzaju warstwy profilu i jej składu granulometrycznego, obliczono współczynnik pF 4.2 (1500 $kJ \cdot m^{-3}$) oznaczający retencję wody w punkcie trwałego więdnięcia roślin. Charakterystyczne dla materiału badawczego dane profilów zamieszczono w tabeli 21.

Badane gleby posiadają podobne właściwości fizyko-wodne. W warstwach wytworzonych z glin średnich i ciężkich ilość wody silnie związanej (przy pF 4,2) wynosi od 12,6 do 23,6% objętości, wody dostępnej (przy pF 3,0) od 20,4 do 39,7%, wody łatwo dostępnej (przy pF 2,2) od 25,7 do 49,9%. Gleby te wykazują dość dobre właściwości retencyjne, ale budowa profilu może powodować utrudnienia w przemieszczaniu się wody infiltrującej do głębszych warstw.

Czynnikiem najlepiej określającym rodzaj stosunków wodnych w skali zlewni lub pola, obok zmienności położenia zwierciadła wody gruntowej, jest wielkość i przebieg uwilgotnienia. Analizie poddano wyniki badań z lat 2005 i 2006 w okresie wegetacyjnym, średnio mokrym i mokrym (rys. 20, 21). W 2005 roku okres wegetacyjny zaliczono do średnio mokrego, z prawdopodobieństwem występowania opadów równym 38%. Prawdopodobieństwo wystąpienia opadów wynoszące 40% kwalifikowałoby go do okresu normalnego. Obliczone zapasy wody przedstawiono na tle charakterystycznych stanów retencji takich jak: Z_1 – retencja określona przy 15% zawartości powietrza w glebie, Z_2 – retencja wody odpowiadająca polowej pojemności wodnej (pF 2,2), Z_3 – retencja wody w punkcie trwałego więdnięcia roślin (pF 4,2). Zapasy te wykazywały najwyższe wartości wczesną wiosną w czasie roztopów, a także po dłuższych okresach opadowych. W okresie mokrym w kwietniu 2006 roku zaobserwowano podobne wartości zapasu początkowego, niezależnie od położenia działów drenarskich na stoku. W średnio mokrym okresie wegetacyjnym w kwietniu 2005 roku różnice te były nieco wyższe, jednak nie korespondowały z położeniem działów drenarskich w rzeźbie terenu. W okresie mokrym zapasy te były wyższe od odpowiadających polowej pojemności wodnej.

Tabela 21
Table 21

Właściwości powietrzno-wodne wybranych profilów glebowych oraz procentowy rozkład wielkości porów glebowych na obiekcie Stare Bogaczowice
Air-water properties of analyzed soil profiles and proportional distribution of soil pores size on Stare Bogaczowice object

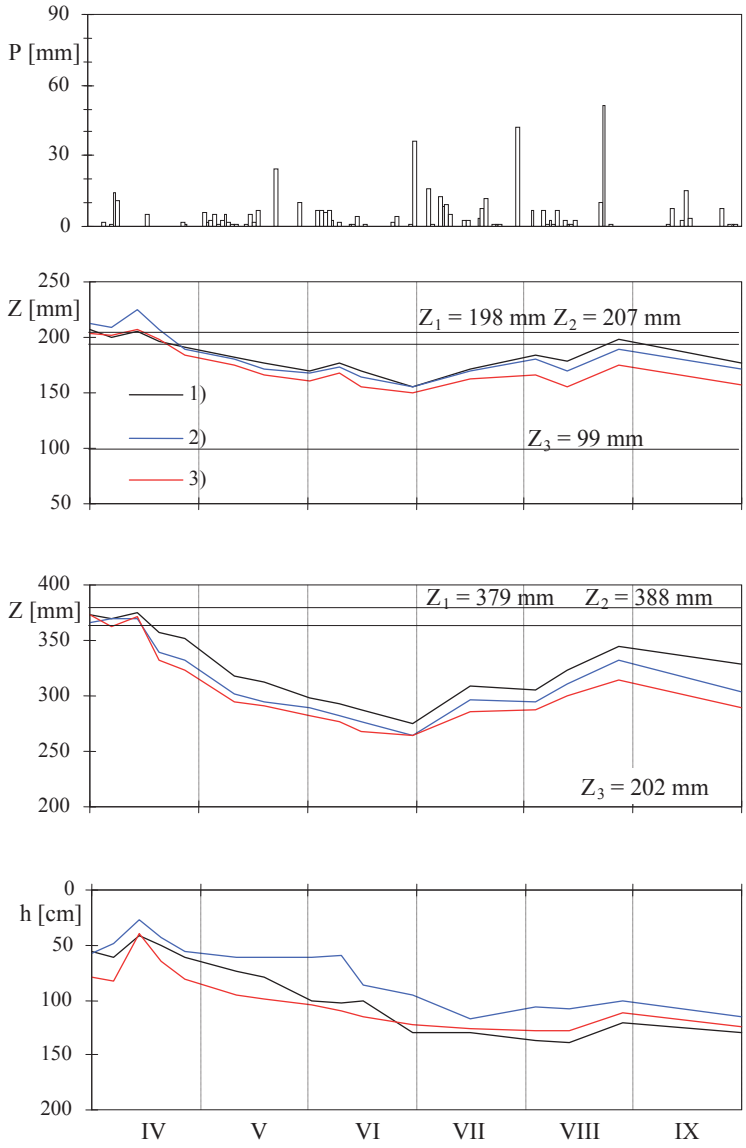
Dział section	Poziom genet. genetic level	Głębokość depth (cm)	Woda (% objętości) przy pF Water (% of volume) by pF				Rozkład wielkości porów (% objętości) Spacing of pores size (% of volume)					Woda niedostępna water inaccessible
			0,0	2,2	3,0	4,2	woda graw. graw. water	woda dostępna dla roślin water accessible for plants				
			PW	PPW	POS	PTWR	makropory macro-pores		mezopory mezo-pores		Σ	mikropory micro-pores
							> 30 mm	30–8,5 mm	8,5–4 mm	4–0,2 mm	0,2–30 mm	<0,2 mm
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Ap	0–20	45,6	38,1	30,3	19,2	7,5	3,2	1,8	13,9	18,9	19,2
	B	20–45	49,5	41,8	34,0	20,1	7,7	3,7	2,5	15,5	21,7	20,1
	C	45–120	39,1	36,7	30,9	20,9	2,4	2,2	2,3	11,3	15,8	20,9
2	Ap	0–30	53,7	44,4	35,8	20,3	9,3	4,5	2,3	17,4	24,2	20,3
	B	30–50	40,5	32,4	26,0	14,6	8,1	3,5	1,4	12,8	17,7	14,6
	B	50–70	33,9	25,7	20,4	12,6	8,2	2,3	2,1	8,8	13,2	12,6
		70–110	34,6	31,4	26,5	16,0	3,2	2,0	1,6	11,8	15,4	16,0

Tabela 21 cd.
Table 21 cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
3	Ap	0–25	57,0	45,3	37,0	21,5	11,7	4,8	2,5	16,5	23,8	21,5
	B	25–60	58,0	46,9	39,1	22,5	11,1	4,9	1,9	17,6	24,4	22,5
		60–100	41,6	30,8	24,1	16,1	10,8	3,7	2,2	8,8	14,7	16,1
4	Ap	0–30	57,8	49,9	39,7	23,6	7,9	5,2	3,0	18,1	26,3	23,6
	B	30–45	55,2	45,2	36,0	22,7	10,0	4,9	2,6	15,0	22,5	22,7
		45–105	42,6	36,3	28,8	17,1	6,3	3,2	2,8	13,2	19,2	17,1
8	Ap	0–30	46,2	40,8	34,3	21,3	5,4	3,7	0,9	14,9	19,5	21,3
	B	30–50	41,5	37,0	31,2	16,8	4,5	2,3	1,0	16,9	20,2	16,8
		50–100	42,7	40,2	34,9	23,0	2,5	1,8	0,8	14,6	17,2	23,0
9	Ap	0–25	42,8	37,4	32,6	19,9	5,4	3,0	0,6	13,9	17,5	19,9
	B	25–65	45,4	40,5	33,0	18,7	4,9	4,4	1,1	16,3	21,8	18,7
		65–105	33,3	29,7	25,5	16,9	3,6	2,2	0,8	9,8	12,8	16,9
10	Ap	0–25	49,6	39,7	32,3	20,3	9,9	5,4	0,7	13,3	19,4	20,3
	B	25–50	41,9	32,2	26,6	13,8	9,7	3,0	0,7	14,7	18,4	13,8
	C	50–100	38,2	33,4	27,1	21,9	4,8	3,6	0,7	7,2	11,5	21,9
11	Ap	0–30	51,6	44,6	36,0	21,2	7,0	3,7	3,0	16,7	23,4	21,2
	B	30–50	45,0	42,4	36,4	23,3	2,6	2,0	2,4	14,7	19,1	23,3
	C	50–100	39,9	36,2	30,2	22,0	3,7	2,8	2,1	9,2	14,1	22,0
12	Ap	0–25	48,9	40,5	33,7	14,7	8,4	5,0	1,1	19,7	25,8	14,7
	B	25–50	40,2	34,2	27,6	22,0	6,0	3,8	0,9	7,5	12,2	22,0
		50–100	56,7	46,3	39,1	23,2	10,4	3,7	0,8	18,6	23,1	23,2
14	Ap	0–25	48,0	39,2	30,8	13,8	8,8	3,4	2,4	19,6	25,4	13,8
	B/C	25–100	43,4	37,5	30,1	14,9	5,9	3,0	2,2	17,4	22,6	14,9

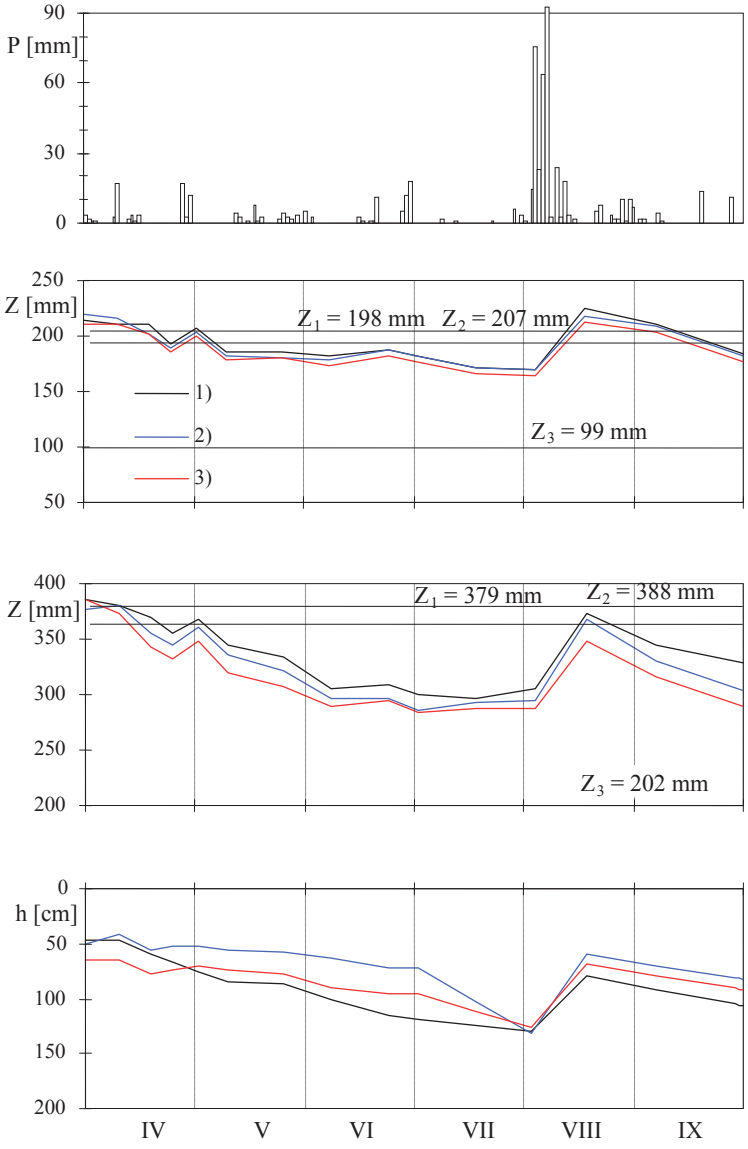
PW – pełna pojemność wodna – total water volume
PPW – polowa pojemność wodna – field water volume
POS – pojemność okresu suszy – volume of a drought period
PTWR – punkt trwałego więdnięcia roślin – point of stable plant wilting

W pełni sezonu wegetacyjnego w okresach posusznych zanotowano niższe wartości zapasów wodnych. Oznacza to, że udział podsiąku kapilarnego w gospodarce wodnej mógł być nieznaczny przy głębiej zalegającym zwierciadle wody gruntowej. Występujące w tym okresie niewielkie opady deszczu nie wpływały istotnie na zwiększenie zasobów wody w profilu glebowym. Przykładowo, w średnio mokrym okresie wegetacyjnym 2004/2005 pod koniec czerwca i w mokrym okresie 2005/2006 pod koniec lipca przy niewielkich opadach atmosferycznych odnotowano wartości zasobów wodnych od 68 do 80% PPW (mniejsze od zapasów odpowiadających pojemności okresu suszy przy pF 3,0). Uwilgotnienie płytszych warstw gleby na obiekcie wykazywało zgodność z przebiegiem warunków meteorologicznych, a w szczególności opadów atmosferycznych. W działach położonych na zboczach wklęsłych i u podnóża zbocza obliczone zasoby były o kilka procent wyższe niż w działach położonych na zboczach wypukłych. We wszystkich przypadkach w ciągu całego okresu wegetacyjnego wraz ze wzrostem ewapotranspiracji i stosunkowo niewielkimi opadami atmosferycznymi następował stopniowy ubytek retencji. W okresie mokrym 1.04–30.09 2006 r. u podnóża zbocza



Rys. 20. Rozkład zapasów wody Z w profilach glebowych 0–50 cm i 0–100 cm położonych u podnóża zbocza (1) (dział 1), na zboczu wklęsłym (2) (dział 11) i na zboczach wypukłych (3) (dział 2, 8, 12) na tle opadów atmosferycznych P i głębokości wód gruntowych h. w średnio mokrym okresie wegetacyjnym 2004/2005 na obiekcie Stare Bogaczowice

Fig. 20. Localization of water resources Z in ground profiles 0–50 cm and 0–100 cm situated at foot slope (1) (section 1) on concave slope (2) (section 11) and on convex slopes (3) (section 2, 8, 12) on background of atmospheric falls P and ground water depth h in middle wet wegetative period in 2004/2005 year on Stare Bogaczowice object

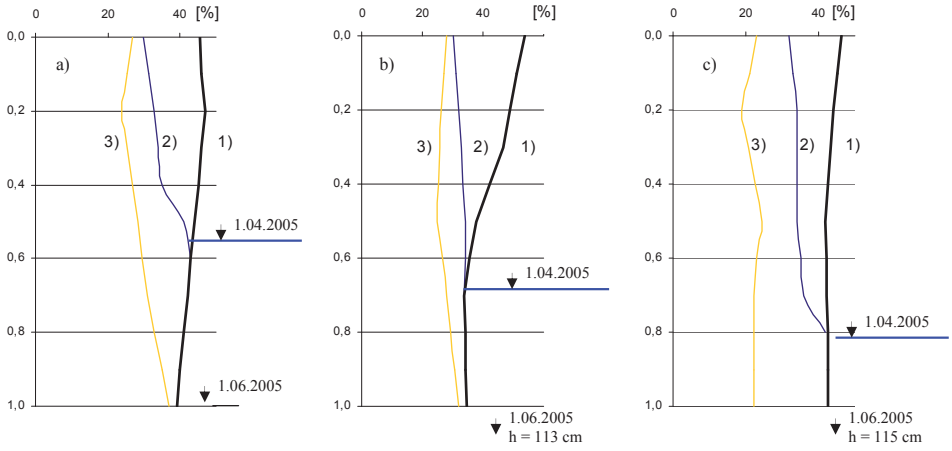


Rys. 21. Rozkład zapasów wody Z w profilach glebowych 0–50 cm i 0–100 cm położonych u podnóża zbocza (1) (dział 1), na zboczu wklęsłym (2) (dział 11) i na zboczach wypukłych (3) (dział 2, 8, 12) na tle opadów atmosferycznych P i głębokości wód gruntowych h. w mokrym okresie wegetacyjnym 2005/2006 na obiekcie Stare Bogaczowice

Fig. 21. Localization of water resources Z in ground profiles 0–50 cm and 0–100 cm situated at foot slope (1) (section 1) on concave slope (2) (section 11) and on convex slopes (3) (section 2, 8, 12) on background of atmospheric falls P and ground water depth h in wet wegetative period in 2005/2006 year on Stare Bogaczowice object

wartość ta wynosiła ΔR = –56 mm, na stoku –82 mm, a na zboczach wypukłych ubytek wyniósł do 95 mm. W średnio mokrym okresie 2004/05 o stosunkowo równomiernie rozłożonych opadach atmosferycznych, które pozwoliły na pokrycie strat wynikających z ewapotranspiracji ubytek ten wyniósł odpowiednio –43 mm, –63 mm, –82 mm.

Zmiany zasobów wilgoci glebowej (w % objętości) w średnio mokrym okresie wegetacyjnym w 2005 roku w działach położonych u podnóża zbocza (dział 1), na stoku wklęsłym (dział 11) i wypukłym (dział 2, 8, 12) przedstawiono na rysunku 22. W zależności od usytuowania działów drenarskich można zaobserwować zróżnicowanie, zarówno w zasobach wilgoci, jak i głębokości wód gruntowych. Jednak wilgotność nie zależy w aż tak dużym stopniu od rozstawy drenowania. Badania przeprowadzone na zdrenowanych gruntach ornych w terenach górskich regionu karpackiego wykazały, że średnia wilgotność w profilach glebowych i zapasy wody również nie zależą od rozstawy drenowania. Średnie zapasy wody w 90 cm warstwie profilu glebowego wynosiły od 353 do 367 mm [Ostrowski, Rajda 1992].



1) wilgotność przy pełnej pojemności wodnej, 2) wilgotność 1 kwietnia, 3) wilgotność 1 czerwca
1) humidity at saturated water capacity, 2) humidity 1 April, 3) humidity 1 June

Rys. 22. Zmiany zapasów wilgoci glebowej θ w działach położonych u podnóża zbocza (a) (dział 1), na stoku wklęsłym (dział 11) (b) i wypukłym (c) (dział 2, 8, 12) w średnio mokrym okresie IV–IX 2004/2005 na obiekcie Stare Bogaczowice
Fig. 22. Changes of ground wet resources θ in sections located at foot slope (a) (section 1), on concave slope (section 11 (b) and convex one (c) (section 2, 8, 12) in middle wet period IV–IX 2004/2005 hydrological year on Stare Bogaczowice object

6. ZASOBY WODNE NA OBSZARZE ZDRENOWANYM W UJĘCIU MODELOWYM

Do podstawowych czynników warunkujących produkcję rolniczą należą woda, powietrze, światło, ciepło i składniki pokarmowe. Znaczenie wody jest o tyle istotne, że poprzez jej regulację można pośrednio oddziaływać na pozostałe czynniki. Ocena istniejących stosunków wodnych zarówno w regionach wodno-gospodarczych i w zlewniach, jak i w poszczególnych siedliskach powinna opierać się na analizie bilansu wodnego. Bilans wodny jest ilościowym opisem przepływającej przez glebę wody w odniesieniu do innych czynników. Pozwala ustalić prawidłowości rządzące wymianą wody w środowisku glebowym, dokładnie ocenić przydatność zabiegów i urządzeń oraz efektywność wywołanych zmian w reżimie wodnym.

Jednym z ważniejszych elementów wpływających na stosunki wodne i bilans wodny w glebie jest system drenarski umożliwiający odpływ nadmiaru wody z profilu glebowego. Procesy związane z ruchem wody w glebie – a więc również z odpływem wody do drenów – są procesami złożonymi i trudnymi do opisania. W zagadnieniach związanych z elementami bilansu wodnego gleby potrzebne jest dokonywanie opisu tych procesów dla zoptymalizowania gospodarowania wodą w profilu glebowym. Opierając się na prawie zachowania masy, bilans wodny dla danej jednostki obszarowej i przedział czasu można zapisać w następujący sposób:

przychód – rozchód = zmiany w zasobach

Równanie to może być zastosowane zarówno dla większego obszaru jakim jest zlewnia, jak i dla niewielkich obiektów. Bilans wodny w przedziałach rocznych lub miesięcznych określa się równaniem:

$$Z_p + P = E + H + Z_k \tag{1}$$

lub

$$P - (E + H) = \Delta R \tag{2}$$

gdzie:

P – opad atmosferyczny [mm],

E – parowanie terenowe [mm],

H – odpływ [mm],

$\Delta R = Z_k - Z_p$ – zmiany retencji określone jako różnica zasobów wodnych na końcu i początku rozpatrywanego okresu [mm].

Bilans wodny profilu glebowego, charakteryzującego warunki siedliskowe na obiekcie melioracyjnym, można zapisać jako:

$$(P + H'_p + H'_{gr}) - (E + H''_p + H''_{gr}) = \Delta F + \Delta L + \Delta C \tag{3}$$

gdzie:
H'_p – dopływ powierzchniowy (mm),
H'_{gr} – dopływ gruntowy (mm),
H''_p – odpływ powierzchniowy (mm),
H''_{gr} – odpływ gruntowy (mm).

Zmiany w zasobach w okresie bilansowania obejmują: zmiany zasobów wody na powierzchni terenu ΔF, zmiany zasobów wody w strefie aeracji gleby ΔL oraz zmiany zasobów w strefie saturacji ΔC. Uwzględniając w bilansie odpływ wody z drenów, niezbędne jest rozpoznanie reżimu wodnego w strefie aeracji, która rozciąga się od powierzchni terenu do zwierciadła wody gruntowej. Szczególnie w tej strefie muszą być stworzone optymalne warunki do rozwoju roślin. Przepływ wody glebowej powodowany jest przez występującą różnicę potencjałów. Jednowymiarowy przepływ w kierunku pionowym można opisać równaniem Darcy-Buckinghama:

$$q = -K(h) \cdot \frac{\partial(h+z)}{\partial z} \tag{4}$$

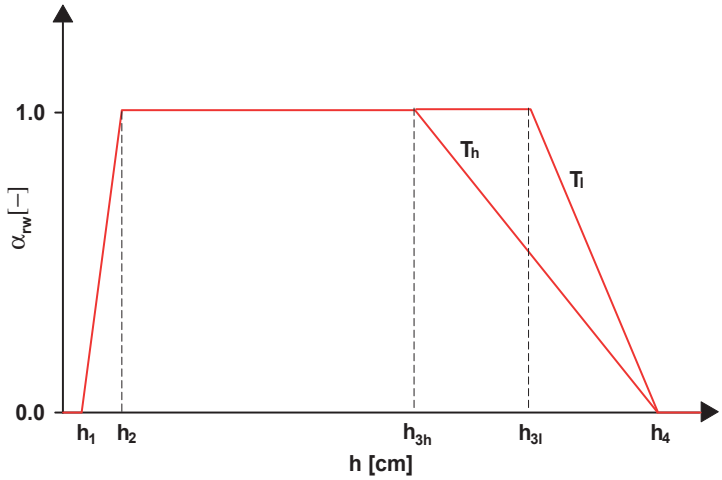
Równanie ciągłości przepływu uwzględnia bilans wodny w nieskończenie małej objętości gleby:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S(h) \tag{5}$$

gdzie:
$S(h) = S_{max}(z) \cdot \alpha_{rw}(h)$ [Feddes i in. 1978],
α_{rw} – parametr redukcyjny [-], zależny od potencjału wody glebowej h (rys. 23),
$S_{max} = T_p \cdot D_{rot}^{-1}$,
T_p – transpiracja potencjalna ($T_p = ET_p - E_p$),
E_p – ewaporacja potencjalna,
D_{rot} – głębokość strefy korzeniowej [m].

Krytyczne wartości ciśnień z uwagi na produkcję roślin:

h_1 – początek poboru wody przez korzenie (m),
h_2 – warunki optymalne poboru wody przez korzenie (m),
h_{3h} – zahamowanie poboru przy wysokiej ewapotranspiracji (m),
h_{3l} – zahamowanie poboru przy niskiej ewapotranspiracji (m),
h_4 – punkt trwałego więdnięcia roślin (m),
T_h – wysoka transpiracja ($m \cdot d^{-1}$),
T_l – niska transpiracja ($m \cdot d^{-1}$).



Rys. 23. Zależność między parametrem redukcyjnym wykorzystywanym do opisu poboru wody przez korzenie i ciśnieniem ssącym
Fig. 23. Correlation between reductive parameter used for description of water consumption by roots and high pressure

Z równań (4) i (5) otrzymuje się powszechnie stosowane równanie Richards'a, opisujące ruch wody w glebie:

$$C(h)\cdot\frac{\partial h}{\partial t}=+\frac{\partial}{\partial z}\cdot\left[K(h)\cdot\frac{\partial h}{\partial z}\right]+\frac{\partial K(h)}{\partial z}-S(h) \tag{6}$$

Wykorzystane do modelowego opisu zjawisk zachodzących na omawianym obiekcie równanie Richards'a zastosowano jako dwuwymiarowe (7):

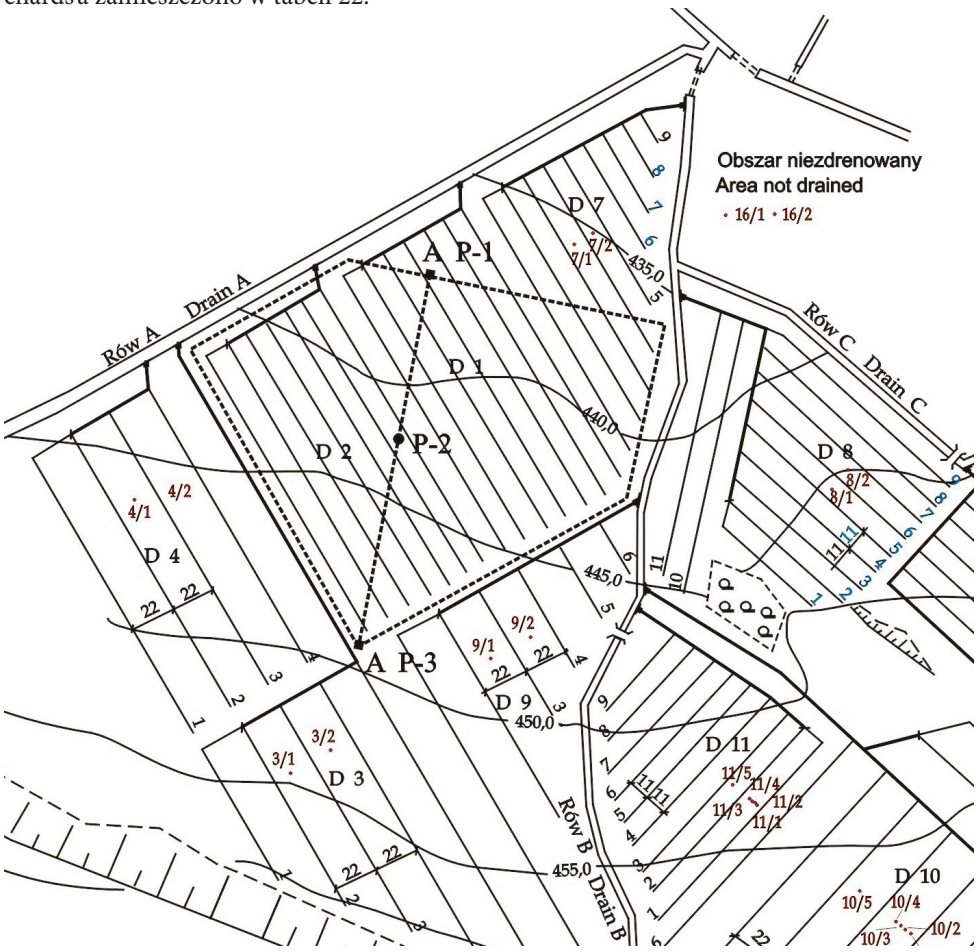
$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(K_1(h)\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_2(h)\frac{\partial h}{\partial z}+K_2(h)\right)-Q(x,z,h) \tag{7}$$

gdzie:
x, z – zmienne przestrzenne (m),
$K_1(h)$, $K_2(h)$ – przewodność hydrauliczna odpowiednio w kierunku osi OX i OZ (m d^{-1}),
$Q(x, z, h)$ – funkcja źródłowa (d^{-1}).

6.1. Parametryzacja i przestrzenny dobór parametrów ośrodka glebowego

Zagadnienia związane z parametrami niezbędnymi do rozwiązania równania Richards'a, charakteryzujące zdolności retencyjne i hydrauliczne gleby oraz człon źródłowy, reprezentujący pobór wody przez korzenie roślin, zostały omówione w dalszej części rozdziału. Do budowy modelu matematycznego wybrano reprezentatywny obszar (rys. 24). Na podstawie składu granulometrycznego występującego na tym obszarze wyróżniono cztery gatunki gleb. War-

tości parametrów szczegółowo scharakteryzowanych w pracach Kowalika [2001] i Driessena [1986] występujących w zależnościach empirycznych (8) i (9) dla rozwiązania równania Richards'a zamieszczono w tabeli 22.



Rys. 24. Modelowany obszar (P1, P2, P3 studzienki kontrolne)
Fig. 24. Modelled area (P1, P2, P3 control sumps)

Loam – badany utwór zawierał od 17 do 21% frakcji o średnicy ziaren < 0,002 mm, od 43 do 50% frakcji o średnicy ziaren 0,05–0,002 mm oraz od 39 do 41% frakcji o średnicy ziaren 2,0–0,05 mm. Według PN-R-04033 utwór zaklasyfikowano jako glinę pylastą lub glinę zwykłą. Loamy sand – utwór glebowy zawierający od 13 do 18% frakcji o średnicy ziaren < 0,002 mm, od 36 do 39% frakcji o średnicy ziaren 0,05–0,002 mm oraz od 47 do 55% frakcji o średnicy ziaren 2,0–0,05 mm (glina zwykła). Silty loam – utwór glebowy o zawartości 20% frakcji o średnicy ziaren < 0,002 mm, 50% frakcji o średnicy ziaren 0,05–0,002 mm, 34% frakcji o średnicy ziaren 2,0–0,05 mm (glina pylasta). Clay loam – utwór glebowy zawierający od 28 do 34% frakcji o średnicy ziaren < 0,002 mm, od 42 do 45% frakcji o średnicy ziaren 0,05–0,002 mm i od 29 do 32% frakcji o średnicy ziaren 2,0–0,05 mm (glina ciężka).

Tabela 22
Table 22

Właściwości hydrauliczne i retencyjne w rozpatrywanym ośrodku glebowym
Hydraulic and retention properties in reconsidered soil centre

Warstwa Layer	θ_s $cm^3 \cdot cm^{-3}$	μ cm^{-2}	h_{max} cm	K_s $cm \cdot d^{-1}$	α_k $cm^{-0,4} \cdot d^{-1}$	a cm^{-1}
Glina piaszczysta Loamy sand	0,439	0,0330	200	26,5	16,4	0,0398
Glina pylasta Silty loam	0,509	0,0185	300	6,5	47,3	0,0200
Glina zwykła Loam	0,503	0,0180	300	5,0	14,4	0,0231
Glina ciężka Clay loam	0,445	0,0058	300	0,98	1,69	0,0248

Do rozwiązania podstawowego równania różniczkowego przepływu, jakim jest równanie Richards'a, najczęściej wymagany jest analityczny opis krzywej pF, czyli zależności pomiędzy ciśnieniem ssącym a wilgotnością. Do analitycznego opisu krzywych retencyjności wodnej gleby można m.in. wykorzystać równanie van Genuchtena lub Driesena [Driessen 1986, van Genuchten 1980].

Występujące w opisie procesu parametry charakteryzujące własności fizyczne profilu przyjęto w postaci (8), (9)

$$\theta(h) = \theta_s \exp\left\{-\mu\left(\ln|h|\right)^2\right\} \tag{8}$$

$$K_i(h) = \begin{cases} K_s e^{(ah)}, & h \geq h_{max} \\ \alpha_k (-h)^{1.4}, & h < h_{max} \end{cases} \quad i = 1, 2 \tag{9}$$

gdzie:

θ – wilgotność objętościowa ($m^3 \cdot m^{-3}$),
θ_s – uwilgotnienie przy stanie peBnego nasycenia ($m^3 \cdot m^{-3}$),
K_s – przewodność hydrauliczna dla wilgotności θ_s ($m \cdot s^{-1}$),
μ, a, h_{max}, α_κ – parametry empiryczne odpowiednio (m^{-2}), (m^{-1}), (m), ($m^{-0.4} \cdot d^{-1}$).

Współczynnik przewodności wodnej przy stanie pełnego nasycenia (czyli współczynnik filtracji) określono, stosując metodę polową infiltracji zatopionej, w której wykorzystano podwójne cylindry [Olszta 1974, Ostromęcki 1980, Stąpel 1982]. W obliczeniach przyjęto współczynnik filtracji równy $1{,}74 \cdot 10^{-7}$ m $\cdot$ s^{-1}. Przeprowadzone badania pozwoliły na przyjęcie założenia, iż współczynnik przewodności hydraulicznej nie zależy od kierunku ruchu, przyjęto więc przybliżenie $K_1 = K_2$.

Ewapotranspirację wskaźnikową obliczono, wykorzystując metodę Penmana-Monteith, według algorytmu opisanego w pracach: Feddesa i Lenselinka [1994], Kowalika [2001], Łabędzkiego [1997], van Dama i Feddesa [2000], van Dama i in. [1997].

$$ET_{P-M} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \cdot R'_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} \cdot E_a \tag{10}$$

gdzie:
$ET_{P\text{-}M}$ – ewapotranspiracja wskaźnikowa wg Penmana-Monteith ($m \cdot d^{-1}$).

Do obliczeń wykorzystano zmierzone na obiekcie:
T_{max} – dobową maksymalną temperaturę powietrza;
$T_{miń}$ – dobową minimalną temperaturę powietrza;
h_a – wilgotność względną powietrza (%);
$V_{śr.}$ – średnią dobową prędkość wiatru ($m \cdot s^{-1}$);
p_a – średnie dobowe ciśnienie atmosferyczne (kPa);
F – zachmurzenie (%).

Składowe do wzoru to:
– stała psychrometryczna γ ($kPa \cdot °C^{-1}$)

$$\gamma = 1615 \cdot \frac{p_a}{\lambda} \tag{11}$$

gdzie:
p_a – ciśnienie atmosferyczne (kPa),
λ – utajone ciepło parowania wody równe $2.45 \cdot 10^6$ ($J \cdot kg^{-1}$).

– zmodyfikowana stała psychrometryczna γ’ ($kPa \cdot °C^{-1}$)

$$\gamma' = (1 + 0.337 \cdot v) \cdot \gamma \tag{12}$$

gdzie:
v – średnia dobowa prędkość wiatru ($m \cdot s^{-1}$).

– nachylenie krzywej ciśnienia pary wodnej Δ ($kPa \cdot °C^{-1}$)

$$\Delta = \frac{4098 \cdot e_d}{(T_a + 237.2)^2} \tag{13}$$

– radiacja netto R_n ($W \cdot m^{-2}$)

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \tag{14}$$

gdzie:
R_{ns} – promieniowanie krótkofalowe netto ($W \cdot m^{-2}$),
R_{nl} – promieniowanie długofalowe netto ($W \cdot m^{-2}$).

– czynnik radiacyjny R'_n ($m \cdot d^{-1}$)

$$R'_n = 86000 \cdot \frac{R_n}{\lambda} \tag{15}$$

– czynnik aerodynamiczny E_a ($m \cdot d^{-1}$)

$$E_a = \frac{900}{(T_a + 275)} \cdot v \cdot (e_d - e_a) \tag{16}$$

gdzie:
e_a – ciśnienie aktualne pary wodnej (kPa),
e_d – ciśnienie nasyconej pary wodnej (kPa).

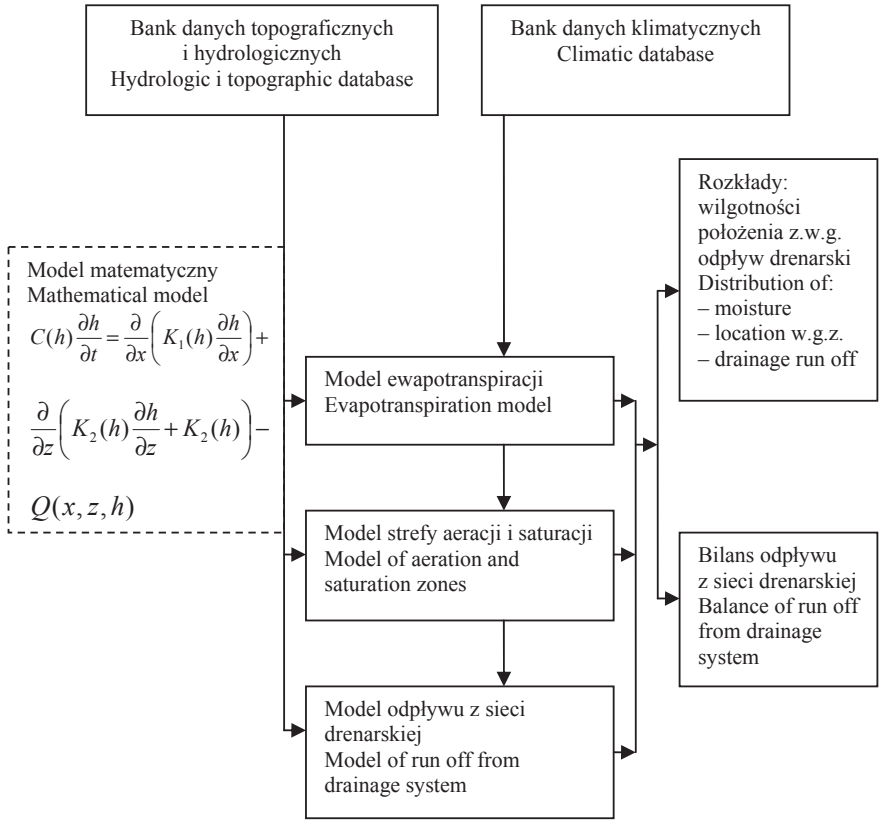
Ewapotranspirację potencjalną obliczono, wykorzystując metodę współczynników roślinnych k_c, uzyskując ją z zależności:

$$ET_P = k_c \cdot ET_{P-M} \tag{17}$$

Współczynnik roślinny k_c wyraża wpływ zespołu czynników roślinnych zależących od faz rozwojowych i aktualnej masy roślin na ewapotranspirację przy braku wpływu uwilgotnienia gleby na natężenie tego procesu, tj. w przedziale stanów dostatecznego uwilgotnienia. Współczynnik ten zależny jest również od rodzaju uprawianej rośliny oraz plonu [Brandyk i in. 1996, Łabędzki i in. 1996, Musiał 2001, Rojek 1983].

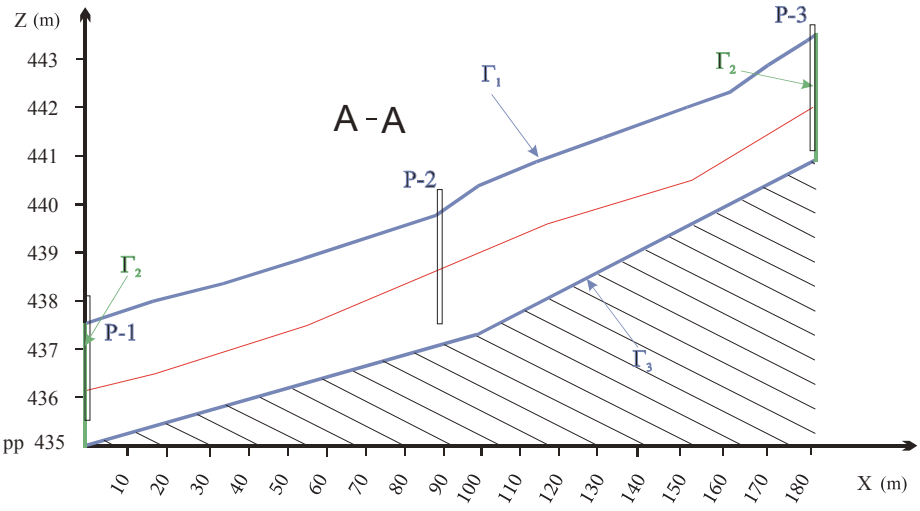
W opisywanym modelu wymagana jest znajomość współczynnika roślinnego dla warunków pokrycia gleby przez roślinność w okresie wegetacji (IV–IX). Przyjęto stabelaryzowane wartości współczynnika k_c do opisu modelu dla pszenicy jarej Bac i in. [1998].

Schemat blokowy działania modelu przedstawiono na rysunku 25. Do opisu wybrano przekrój pionowy (rys. 26). Ze względu na sytuację hydrogeologiczną – znaczne nachylenie terenu – przyjęto założenie, że zmiany wilgotności objętościowej, położenie zwierciadła wody oraz odpływ drenarski w każdym z punktów przekroju są równe, i że wzdłuż osi *oy* nie występuje ruch wody. Założenie to pozwoliło na rozpatrywanie zagadnienia w układzie dwuwymiarowym.



Rys. 25. Schemat blokowy działania modelu
Fig. 25. Flow chart of model operating

W studzienkach kontrolnych (piezometrach) P1, P2 i P3 (rys. 26) wykonywano codziennie pomiary poziomów wód gruntowych, zaś okresowo – pomiary uwilgotnienia profilu glebowego w czterech warstwach 0–0,25 m, 0,25–0,50 m, 0,50–0,75 m i 0,75–1,0 m, a także pomiary w warstwie podpowierzchniowej 0–0,1 m. Odpływy drenarskie mierzono automatycznie za pomocą koryta przechyłowego (rozdział 3 – metodyka badań). Dzięki pomiarom można było zbadać zgodność opracowywanego modelu z rzeczywistymi procesami, a także przeprowadzić analizę wpływu przestrzennego doboru parametrów ośrodka glebowego na uzyskiwane rozwiązania.



Rys. 26. Przekrój pomiarowy A–A z zaznaczonymi rodzajami warunków brzegowych realizowanych w trakcie obliczeń. Przez Γ_1 oznaczono brzeg, na którym realizowano warunek Neumanna, Γ_2 brzeg, na którym realizowano warunek Dirichleta, natomiast przez Γ_3 brzeg, na którym realizowano warunek Neumanna z zerowym przepływem

Fig. 26. Measuring intersection A–A with types of border terms marked, realized during the process of evaluation. By Γ_1 there is marked the border on which Neumann's condition was realized, by Γ_2 – the border on which there was realized Dirichlet's condition, whereas by Γ_3 – the border on which Neuman's condition was realized with zero flow

Zależność (8) wilgotności objętościowej od ciśnienia ssącego pozwoliła na wyznaczenie funkcji różniczkowej pojemności wodnej $C(h)$ (18) definiowanej jako:

$$C(h) = \frac{d(\theta(h))}{dh} \tag{18}$$

Człon źródłowy uzależniono od różnicy wysokości zalegania zwierciadła wody gruntowej i głębokości drenu. Po wielokrotnych próbach dostosowania odpowiedniej rodziny funkcji przyjęto:

$$Q(x,z,h) = \begin{cases} \eta(z_w(x) - g(x))e^{-\omega(z-z_w(x))^2}, & (z_w > g) \\ 0, & (z_w \le g) \end{cases} \tag{19}$$

gdzie:
z_w – głębokość zalegania zwierciadła wody (m),
z – współrzędna rozpoczynająca się na powierzchni zwierciadła wody (m),
g – głębokość położenia drenu od powierzchni terenu (m),
$\boldsymbol{\eta}$, $\boldsymbol{\omega}$ – stałe ($m^{-1}\ s^{-1}$), (m^{-1}).

Warunek początkowy $h(x,z,0)$ został tak dobrany, aby uwzględnić poziom zwierciadła wody w studzienkach na brzegu obszaru $\boldsymbol{\Gamma}_2$. Ciśnienie zmniejszano w sposób liniowy – od spągu warstwy (warstwa nieprzepuszczalna) do powierzchni terenu. Warunek początkowy uzupełniono okresem wyrównywania przed uruchomieniem procesu o rzeczywistych danych wejściowych. Zabieg ten polegał na symulowaniu przepływu przy stałym poziomie zwierciadła wody na brzegu $\boldsymbol{\Gamma}_2$ i od t = 0 oraz braku przepływu na brzegach $\boldsymbol{\Gamma}_1$ i $\boldsymbol{\Gamma}_3$. W trakcie symulacji o rzeczywistych danych wejściowych na brzegu $\boldsymbol{\Gamma}_2$ realizowano warunek Dirichleta, zdeterminowany pomiarami poziomu wody ze studzienek. Natomiast na brzegu górnym $\boldsymbol{\Gamma}_1$ realizowano warunek oddziałujący na proces przepływu na powierzchni terenu. Określono go na podstawie zmierzonych opadów atmosferycznych oraz obliczonej ewapotranspiracji (warunek brzegowy II–rodzaju Neumanna w kierunku normalnym do brzegu). Gdy opady atmosferyczne przekroczyły zdolności infiltracyjne profilu glebowego, na powierzchni terenu przyjęto warunek Dirichleta realizujący maksymalny przepływ. Czas realizacji procesu był równy czasowi opadów. Na brzegu $\boldsymbol{\Gamma}_3$ realizowano warunek Neumanna polegający na przyjęciu zerowego przepływu.

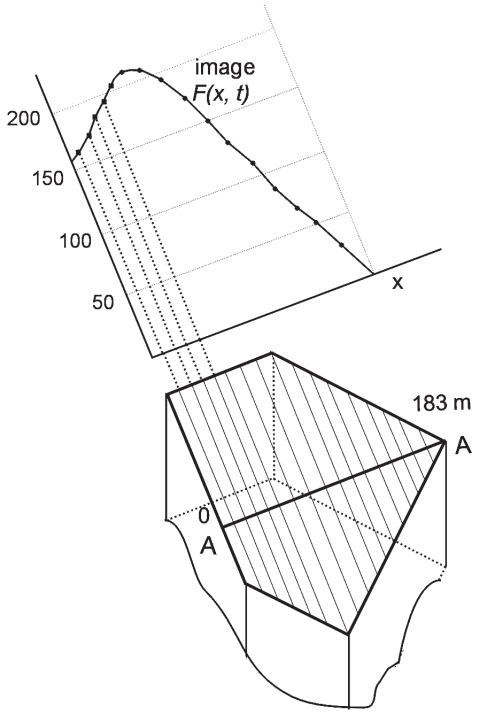
Do przybliżonego rozwiązania zagadnienia zastosowano metodę elementów skończonych (trójkątnych) [Neuman i in. 1975]. Równanie (6) z warunkami początkowymi i brzegowymi przetransformowano do postaci całkowej oraz zdefiniowano równoważne zagadnienie wariacyjne. W wyniku otrzymano układ równań liniowych, który rozwiązano metodą dekompozycji. Występującą na tym etapie rozwiązania pochodną względem czasu przybliżono, stosując schemat Cranka-Nicholsona. Do obliczeń symulacyjnych wykorzystano m.in. oprogramowanie omówione w literaturze [Pęczkowski i in. 2008a].

Otrzymane tą metodą wartości strat wody w każdym punkcie przekroju (A–A) i czasie – wynikające z działania wyżej zdefiniowanej funkcji źródłowej – posłużyły do określenia odpływu drenarskiego.

$$H(t) = \int_0^d \left(F(x) \int_0^g Q(x,z,t)dz \right) dx \tag{20}$$

gdzie:
x – zmienne przestrzenne, współrzędna w kierunku osi OX przekroju (A–A) [m],
F(x) – szerokość rozpatrywanego obszaru w punkcie x [m],
d – długość przekroju (A–A) [m].

Modelowany obszar podzielono na 17 części wzdłuż przekroju A–A o długości 183 m. Funkcję transformującą obszar modelowany do funkcji szerokości y = F(x) prezentuje rysunek 27.



Rys. 27. Schemat transformacji rozpatrywanego obszaru do funkcji szerokości $y = F(x)$ od zmiennej niezależnej x – punktu reprezentatywnego dla tego wycinka obszaru
Fig. 27. Scheme of reconsidered area transformation for width function $y = F(x)$ from independent variable x – representative point for the area part

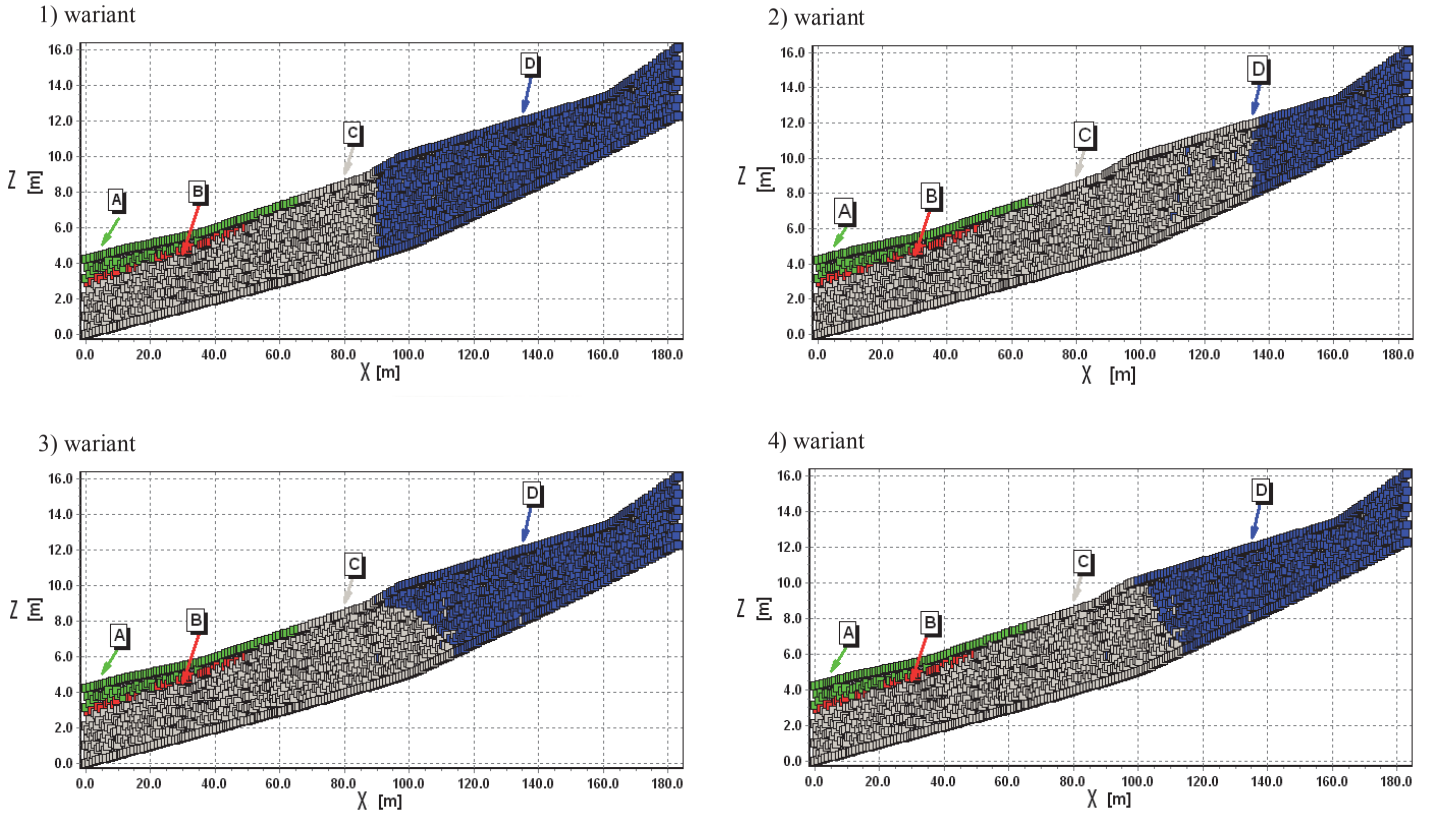
Tereny podgórskie i górskie ze względu na swą różnorodność mogą sprawiać wiele problemów przy budowie modeli matematycznych. Już na niewielkich obszarach występuje duże zróżnicowanie składu granulometrycznego, a także znaczne ilości rumoszu skalnego. Dodatkowym problemem może być położenie warstwy nieprzepuszczalnej i miąższość ośrodka porowatego. Bardzo trudne jest dokładne rozpoznanie cech takiego obszaru, który niewątpliwie ma wpływ na stosunki hydrologiczne. W takich przypadkach przydatne może okazać się badanie wpływu ekstrapolowanych cech hydrogeologicznych na uzyskiwane wyniki. W pracy podjęto próbę analizy przestrzennego doboru parametrów ośrodka glebowego na otrzymywane rozwiązania. Przeprowadzone symulacje w dużej mierze zależały od zakładanej z góry warstwowości profilu. Wielokrotne powtórzenia pozwoliły na uzyskanie parametrów realizujących w zadowalający sposób dopasowanie obliczonych wartości uwilgotnienia i głębokości wód gruntowych. Otrzymane rezultaty symulacji porównano z wartościami zmierzonymi dla różnych układów parametrów. Jako podstawowe miary charakteryzujące występujący błąd przybliżenia przyjęto współczynnik korelacji – r oraz względny błąd – S. W tabeli 23 przedstawiono rezultaty symulacji wilgotności teoretycznej (θ_t) i ich porównanie z wielkościami pomierzonymi (θ_p) oraz głębokościami zwierciadła wody gruntowej (odpowiednio (z_{wt}) i (z_{wp})).

Tabela 23
Table 23

Zestawienie charakterystycznych miar w porównaniu teoretycznych i zmierzonych wilgotności W oraz głębokości wód gruntowych h w kolejnych symulacjach dla rozkładu przestrzennego parametrów
Specification of characteristic measures in comparison with theoretical and calculated humidity W and ground water depth h in consecutive simulations for factorization of spatial parameters

Wariant Variant	Wilgotność Moisture $\boldsymbol{\theta}$ [$m^3 m^{-3}$]		Głębokość Depth z_w [m]	
	wsp. korelacji correlation coefficient	Względny błąd Relative error S [%]	wsp. korelacji correlation coefficient	Względny błąd Relative error S [%]
1	0,791	24,29	0,954	58,77
2	0,613	11,47	0,996	27,99
3	0,809	6,27	0,999	2,21
4	0,781	3,64	0,999	4,18
5	0,797	2,03	0,999	8,83

Symulacja dotyczyła przekroju piezometru 2 dla kilku różnych rozkładów przestrzennych parametrów ośrodka glebowego. Wybrane z nich przedstawiono na rysunku 28. Poszczególne przypadki różnią się zasięgiem utworu zwięzłego – gliny ciężkiej (clay loam) – powyżej studzienki kontrolnej nr 2. Przeprowadzone badania terenowe dowodzą, że każdy z wariantów wykazuje cechy prawidłowego zachowania modelu, jednak rezultaty są zróżnicowane. Pierwszy z analizowanych przypadków dotyczy sytuacji, gdy w wyniku przypływu wody w kierunku zgodnym ze spadkiem terenu (w warstwie o wyższej przewodności hydraulicznej) doszło do zdecydowanego obniżenia się zwierciadła wody gruntowej i wilgotności w otoczeniu studzienki nr 2. W drugim przypadku zasięg gleby o małej przewodności jest na tyle niewielki, że praktycznie nie wpływa na wahania w kontrolowanym przekroju – wtedy wyraźnie występuje przeszacowanie. W wariantach 3 i 4 wyniki można uznać za zadowalające, a dla wahań zwierciadła wody gruntowej (teoretycznej i zmierzonej) nawet bardzo dobre.



Rys. 28. Przestrzenny rozkład przyjętych gatunków gleb dla analizowanych wariantów, gdzie:
A – glina zwykła (loam), B – glina pylasta (silty loam),
C – glina piaszczysta (loamy sand), D – glina ciężka (clay loam)
Fig. 28. Spatial distribution of accepted sort of soils for analyzed cases, where:
A – loam, B – silty loam, C – loamy sand, D – clay loam

6.2. Weryfikacja i ocena jakości modelu

Szczegółową ocenę jakości modelu przeprowadzono z wykorzystaniem miar statystycznych, takich jak błąd maksymalny, względny średniokwadratowy błąd resztkowy, współczynnik determinacji i współczynnik odchylenia resztkowego [Loague, Green 1991, Oleszczuk i in. 1999].

Odchylenie przeciętne α:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left| y'_{pom} - y'_{obl} \right|}{n} \tag{21}$$

Błąd maksymalny ME (maksymalna różnica między wartością obserwowaną a obliczoną):

$$ME = \max \left| y^i_{pom} - y^i_{obl} \right| \tag{22}$$

Względny średniokwadratowy błąd resztkowy RMSE (określający przeszacowanie lub niedoszacowanie wyników pomiarów przez wartość obliczoną):

$$RMSE = \sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n} \frac{\left(y^i_{obl} - y^i_{pom} \right)^2}{n} \right]} \times \frac{100}{\bar{y}_{pom}} \tag{23}$$

Współczynnik determinacji CD (określenie zależności między rozproszeniem obliczonych a rozproszeniem pomierzonych wartości):

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(y^i_{pom} - \bar{y}_{pom} \right)^2}{\sum_{i=1}^{n} \left(y^i_{obl} - \bar{y}_{pom} \right)^2} \tag{24}$$

Współczynnik odchylenia resztkowego CRM (wskazuje na tendencję do przeszacowania lub niedoszacowania wartości zmierzonych przez wartości obliczone):

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^{n} y^i_{pom} - \sum_{i=1}^{n} y^i_{obl}}{\sum_{i=1}^{n} y^i_{pom}} \tag{25}$$

gdzie:
y^i_{pom} – wartość zmierzona,
y^i_{obl} – wartość obliczona,
n – liczebność par,
$\bar{y}_{pom}$ – średnia wartość pomiaru.

Miary statystyczne dla obliczonych i zmierzonych wartości głębokości wód gruntowych oraz odpływów drenarskich zestawiono w tabeli 24. Wyniki wykazują zgodność między zmierzonymi i obliczonymi wielkościami.

Tabela 24
Table 24

Zestawienie wartości miar statystycznych dla obliczonych i zmierzonych wartości głębokości wody gruntowej h i odpływu drenarskiego H na obiekcie Stare Bogaczowice
Specification of statistic measure values for calculated and measured values of ground water depth h and drain outflow H for Stare Bogaczowice object

Miara Measure	Głębokość Depth z_w	Wskaźnik odpływu Coefficient run off H
α (cm; mm)	7,87	0,90
ME (cm) zakres, range (0; ∞) (mm) najlepsza wartość best value: 0	27,0	1,02
RMSE (%)zakres, range (-∞; ∞) najlepsza wartość best value: 0	7,65	115,5
CD (–) zakres, range (0; ∞) najlepsza wartość best value: 1	1,03	0,38
CRM (–)zakres, range (∞; ∞) najlepsza wartość best value:0	0,013	0,22

Dla porównania przeanalizowano wyniki badań głębokości wód gruntowych i odpływów drenarskich na obiektach uzyskanych przez Skaggsa [Skaggs 1982, Skaggs i in. 1981] w zależności od roku badania i rozstawy drenowania. Dla głębokości zwierciadła wód gruntowych zmierzonych i obliczonych modelem Drainmod (w Stanie Północna Karolina USA) uzyskano odchylenie przeciętne α od 5,7 do 16,1 cm (błąd standardowy S od 7,5 do 19,4 cm). Natomiast dla zmierzonych i obliczonych odpływów drenarskich odchylenie przeciętne α wyniosło od 9,4 do 39,7 mm. Szejba [2001] na obiekcie Sepac (Stan Indiana, USA) – w zależności od rozstawy drenowania – dla głębokości wód gruntowych zmierzonych i obliczonych modelem Swap uzyskał odchylenie przeciętne α od 12,6 do 23,5 cm (błąd standardowy S od 17,2 do 28,2 cm). Najniższe wartości miar statystycznych wyniosły odpowiednio: ME = 56,1 cm, RMSE = 15,6%, CD = 1,28 oraz CRM = -0,01. Na tym samym obiekcie dla odpływów drenarskich odchylenie przeciętne α wyniosło od 5,5 do 28,7 mm, a dla pozostałych miar statystycznych (w zależności od rozstawy drenowania) odpowiednio ME = 7,8 mm; RMSE = 10,37%; CD = 1,3; CRM = 0,04. Można zatem stwierdzić, że przedstawione wyniki wykazują dobrą zgodność między wartościami zmierzonymi i obliczonymi.

W tabeli 25 zestawiono zmierzone i obliczone wartości uwilgotnienia profilu glebowego w czterech warstwach. Na obiekcie Ciele i Komorowo Brandyk [1990] otrzymał zbliżone wartości odchylenia przeciętnego α wilgotności – od 3,1 do 4,4% obj. Badania przeprowadzone przez Szejbę na obiekcie Sepac wykazały, że najniższe wartości miar wynosiły: ME = 0,05 m^3,

RMSE = 5,91%; CD = 1; CRM = -0,01. Dla obiektu Stare Bogaczowice obliczone miary α, ME, RMSE, CD i CRM wykazywały bardzo dobrą zgodność – najlepszą dla warstwy 75–100 cm (tab. 25). Te same miary wyznaczone dla zmierzonych i obliczonych wilgotności dla warstwy 0–1,0m wynosiły odpowiednio 0,04; 0,13; 17,9; 0,38; 0,09.

Tabela 25
Table 25

Zestawienie wartości miar statystycznych dla obliczonych i pomierzonych wartości uwilgotnienia $\boldsymbol{\theta}$ dla obiektu Stare Bogaczowice
Specification of statistic measure values for calculated and measured humidity $\boldsymbol{\theta}$ for Stare Bogaczowice object

Miara Measure	0–25	25–50	50–75	75–100
α ($m^3 m^{-3}$)	0,06	0,05	0,03	0,02
ME ($m^3 m^{-3}$) zakres, range (0; ∞) najlepsza wartość best value: 0	0,13	0,10	0,06	0,06
RMSE (%) zakres, range (-∞; ∞) najlepsza wartość best value: 0	26,93	20,58	11,21	9,43
CD (–) zakres, range (0; ∞) najlepsza wartość best value: 1	0,22	0,28	0,41	0,60
CRM (–) zakres, range (-∞; ∞) najlepsza wartość best value: 0	0,22	0,12	0,07	-0,001

Weryfikację modelu przeprowadzono dla wyników pomiarów z 2006 roku w dziale o rozstawie drenowania zwiększonej do celów doświadczalnych do 22 m, w którym gleba w warstwie 0–100 cm nie wykazywała znacznego zróżnicowania we właściwościach fizyko-wodnych. W tym przypadku badane utwory zawierały od 26 do 31% frakcji o średnicy ziaren < 0,002 mm, od 36 do 44% frakcji o średnicy ziaren 0,05–0,002 mm oraz od 26 do 38% frakcji o średnicy ziaren 0,5–0,05 mm. Według PN-R-04033 utwór zaklasyfikowano jako glinę ciężką. Właściwości retencyjne modelowanego obszaru przedstawiono w tabeli 26. Zweryfikowany model pozwala na właściwe oszacowanie wartości odpływu drenarskiego, głębokości zwierciadła wody gruntowej i uwilgotnienia w profilu glebowym.

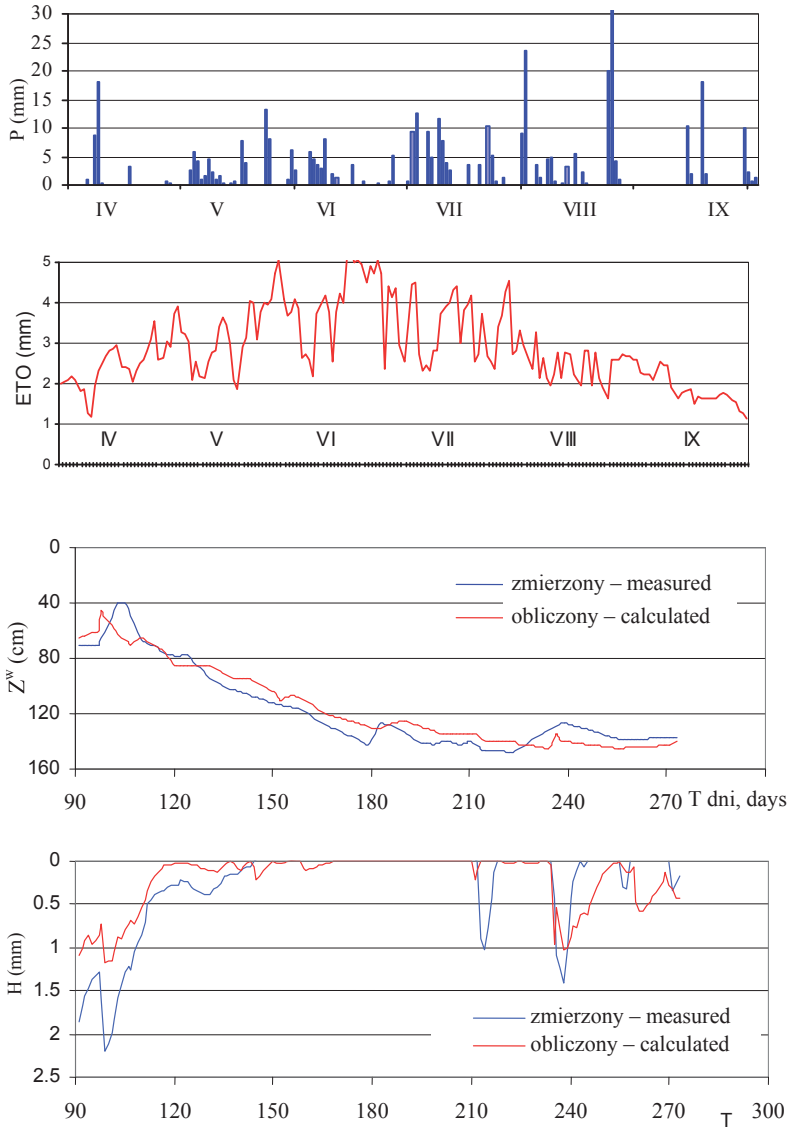
Tabela 26
Table 26

Właściwości hydrauliczne i retencyjne w rozpatrywanym ośrodku glebowym
Hydraulic and retention properties in reconsidered ground centre

Warstwa Layer	θ_s $cm^3 \cdot cm^{-3}$	μ cm^{-2}	h_{max} cm	K_s $cm \cdot d^{-1}$	α_k $cm^{-0,4} \cdot d^{-1}$	a cm^{-1}
Clay loam Glina ciężka	0,445	0,0058	300	0,98	1,69	0,0248

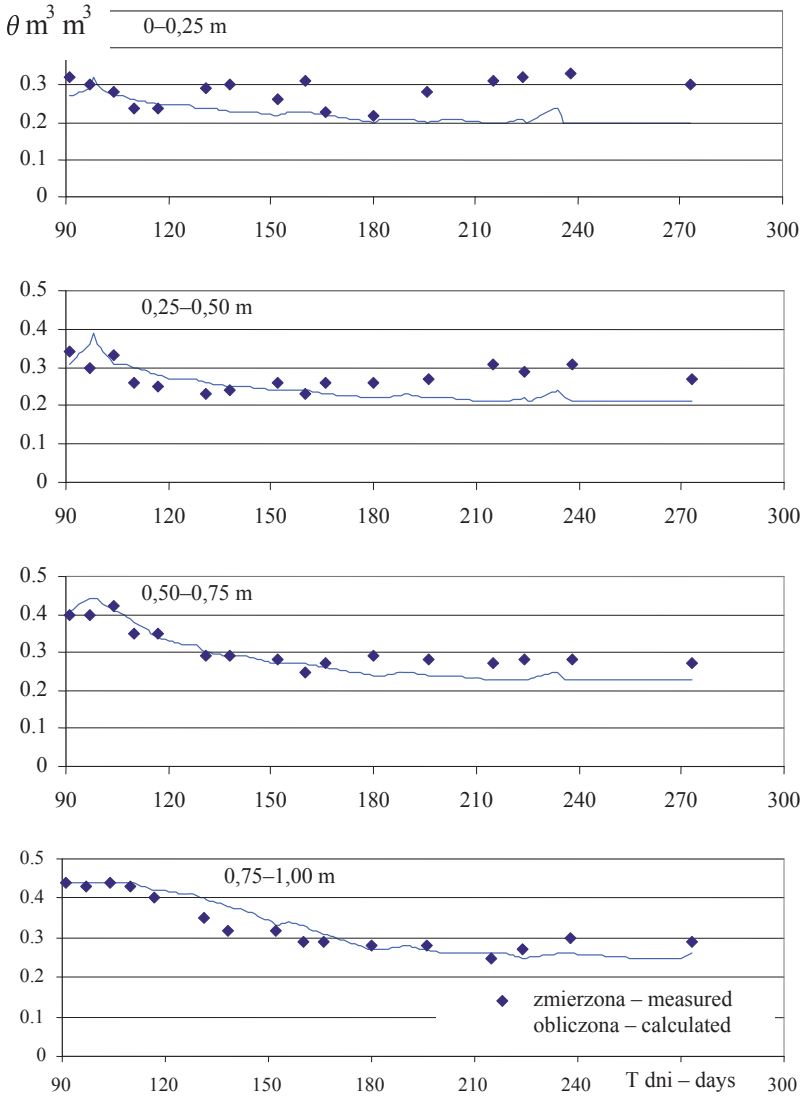
6.3. Zastosowanie modelu, prognozowanie uwilgotnienia w skali profilu glebowego

Wykorzystując opracowany model, zestawiono przykładowo obliczone wyniki z okresu wegetacyjnego w 2005 roku na podstawie schematu z rysunku 24. Zmierzone dane, w szczególności natężenie i wielkość opadów atmosferycznych, ewapotranspirację, głębokości wód gruntowych, odpływy drenarskie oraz uwilgotnienie profilu glebowego, zestawiono z uzyskanymi z modelu wartościami symulowanymi (rys. 29 i 30). Wskutek przeprowadzonych obliczeń modelowych przy założonym poziomie zwierciadła wody gruntowej możemy uzyskać wartość uwilgotnienia i równocześnie określić zapasy wody w profilu. Jednocześnie obliczenia pozwalają na zbilansowanie zapasów modelowanego obszaru. Dodatkowym wynikiem obliczeń jest odpływ drenarski. W okresie wegetacyjnym (IV–IX) 2005 r. rozważano nad wpływem eksploatacji systemu drenarskiego na procesy regulacji stosunków wodnych w glebie. W modelowanym obszarze (rys. 24) zapasy retencji wodnej wynoszące 353 mm w dniu 1.04 (obliczone do głębokości drenowania) uległy znacznemu zmniejszeniu już w pierwszych 3 miesiącach wegetacji do wartości 249 mm w dniu 29.06. Obliczona modelem wartość retencji wynosiła odpowiednio 336 i 219 mm przy sumarycznej wartości ewapotranspiracji równej 291 mm i opadach atmosferycznych 140 mm. W tym czasie zmierzony sumaryczny odpływ drenarski wynosił 39,2 mm. Obliczono, że na początku kwietnia zgromadzone zapasy wody na powierzchni 1 ha (w profilu do głębokości 0,95 m) wynosiły 3560 m^3, zaś pod koniec czerwca – 2493 m^3. W okresie od 1 kwietnia do 30 września zgromadzone zapasy wyczerpywały się od 3560 m^3 do 2684 m^3, przede wszystkim z powodu nierównomiernego rozłożenia opadów atmosferycznych i ewapotranspiracji.



Rys. 29. Zmierzony opad atmosferyczny P (mm), obliczona ewapotranspiracja ETO (mm), zmierzony i modelowany poziom zwierciadła wody gruntowej z_w (cm) oraz odpływ drenarski H (mm) na obszarze modelowanym

Fig. 29. Measured precipitation P (mm), calculated ewapotranspiration ETO (mm), measured and modelled level of ground water surface z_w (cm) and drainage outflow H (mm) on modelled area



Rys. 30. Zmierzona i obliczona wilgotność objętościowa θ (m^3 m^3) analizowanych poziomów profilu glebowego w obszarze modelowanym na obiekcie Stare Bogaczowice–
Fig. 30. Measured and calculated moisture capacity θ (m^3 m^3) for analyzed levels of ground profile on Stare Bogaczowice modelled object

7. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań, obliczeń i analizy wyników można sformułować następujące wnioski:

1. Odpływy drenarskie na obiekcie uzależnione były od warunków meteorologicznych. W półroczach letnich najdłuższe czasy trwania odpływów towarzyszyły największej sumie opadów atmosferycznych, w zasilanych działach drenarskich czasy te były dłuższe niż w działach bez zasilania. Najdłuższy średni czas wystąpił w okresie mokrym w dziale 3 i wynosił 117 dni, gdy odpłynęło 79 mm. W półroczach zimowych czasy te były najdłuższe dla okresów bardzo ciepłych i ciepłych – wynosiły do 153 dni, a najdłuższym czasom trwania odpływów nie zawsze towarzyszyły najwyższe wskaźniki.
2. Analiza wpływu budowy zbocza, średniego spadku terenu oraz rozstawy drenowania na czas pracy i wskaźniki odpływów drenarskich przeprowadzona za pomocą testu znaków w okresach XI–IV, V–X i XI–X, dla większości par (wybranych działów różniących się jednym z analizowanych czynników) wykazała istotne różnice dla każdego z czynników na poziomie $\alpha = 0{,}05$.
3. Norma odpływu jednostkowego wynosząca 0,5 $dm \cdot s^{-1}\ ha^{-1}$ była najczęściej przekraczana w działach drenarskich położonych na zboczach wklęsłych. W cyklu rocznym działami o dużej częstotliwości przekraczania normy były działy 1, 3, 10, 11, 12. Przeprowadzone testy znaków u większości par nie wykazały istotnych różnic dla badanych czynników, tym samym nie potwierdzono wpływu budowy zbocza, spadku terenu i rozstawy drenowania na częstotliwość przekraczania odpływu normatywnego dla obiektu.
4. Badania przeprowadzone podczas 16-letniego cyklu pozwalają stwierdzić, iż najwięcej wody odprowadzane było siecią drenarską z działów zasilanych wodami obcymi o rozstawie normatywnej. Dotyczy to w szczególności działu 1 położonego u podnóża oraz działu 3 i 11. Sieć tych działów w półroczach zimowych odprowadzała od 72 do 76% wielkości odpływów rocznych.
5. Obliczone współczynniki odpływu są najwyższe w działach o rozstawie normatywnej i o zasilaniu złożonym. W okresie roztopowym (II–IV) średnie współczynniki odpływu były najwyższe, w dziale położonym u podnóża zbocza (dz. 1) oraz w dziale 11 wynosiły odpowiednio 67 i 77%.
6. Zmierzone głębokości zalegania wód gruntowych wykazywały znaczne zróżnicowanie. Zwierciadło wody gruntowej płycej zalegało w działach drenarskich, które były położone na zboczach wklęsłych i miały utrudnione warunki odpływu wód powierzchniowych oraz gruntowych. Na zboczach wypukłych średnie głębokości wód gruntowych były większe.
7. Przeprowadzona testem *t* analiza oceny różnic między średnimi głębokościami wód gruntowych, uwzględniająca kształt zbocza, spadek terenu i rozstawę drenowania pozwala

stwierdzić, że w zdecydowanej większości przypadków w okresach XI–IV, V–X, IV–IX i XI–X występowały istotne różnice na poziomie $\alpha = 0{,}05$.

8. Czas występowania wód gruntowych – płytszych od przyjętych norm odwodnienia – był zdecydowanie dłuższy w okresach mokrych. W kwietniu na zboczach wklęsłych czas trwania głębokości wód gruntowych powyżej przyjętej normy dochodził do 15 dni, a od maja do września do 19 dni. W działach położonych na zboczach wypukłych czas ten był krótki i wynosił od 1 do 3 dni. Warunki te mogą świadczyć o potrzebie projektowania odwodnień niesystematycznych.
9. Uwilgotnienie płytszych warstw gleby wykazywało zgodność z przebiegiem warunków meteorologicznych. W działach usytuowanych na powierzchniach wklęsłych u podnóża zbocza obliczone zapasy wody były o kilka procent wyższe. W mokrym okresie wegetacyjnym 2005/2006 – o nierównomiernie rozłożonych opadach atmosferycznych – od kwietnia do września zaobserwowano ubytek retencji. U podnóża zbocza wyniósł on 56 mm, na stokach wklęsłych 82 mm, a na wypukłych 95 mm.
10. Porównanie wyników obliczeń symulacyjnych z wynikami pomiarów polowych wykazało przydatność zaproponowanego modelu do opisu zmian uwilgotnienia na zdrenowanych gruntach ornych w Starych Bogaczowicach. Uzyskano dobrą zgodność między pomierzonymi i obliczonymi wartościami uwilgotnienia gleby, o czym świadczą wartości miar statystycznych. Dla najlepszego modelowanego wariantu otrzymano odchylenie przeciętne $\alpha = 0{,}04$, względny błąd $S = 6{,}27\%$ oraz współczynnik odchylenia resztkowego $CRM = 0{,}09$.
11. Pomierzone i obliczone za pomocą modelu odpływy drenarskie oraz głębokości wód gruntowych wykazują dobrą zgodność. Współczynnik odchylenia resztkowego CRM w przypadku odpływów wynosi 0,22, a w przypadku wód gruntowych 0,013. Można zatem mówić jedynie o niewielkiej tendencji do przeszacowania.
12. Mimo skomplikowanych warunków hydrogeologicznych osiągnięte rezultaty potwierdzają poprawność opisu modelowanych procesów, którego podstawą jest równanie Richards'a. Pozwala ono w zadowalający sposób oszacować uwilgotnienie, głębokości wód gruntowych i odpływów drenarskich.
13. Badania właściwości ośrodka glebowego na podstawie losowo wybranych prób w praktyce mogą okazać się wystarczające do ekstrapolacji cech ośrodków (szczególnie w przypadku trudności w rozpoznawaniu warstwowości profilu) oraz stanowić alternatywę dla innych metod geostatystycznych.
14. Przeprowadzone badania wykazały, że w gospodarce wodnej gleb terenów podgórskich ważnym elementem obiegu wody są odpływy gruntowe pochodzące m.in. z systemów odwadniających. Znajomość hydrologii tych systemów istotna jest z uwagi na planowanie i projektowanie urządzeń, których celem będzie zachowanie na obszarze właściwej równowagi powietrzno-wodnej.

8. PIŚMIENNICTWO

Bac S., Koźmiński C., Rojek M., 1998. Agrometeorologia. PWN, Warszawa, wyd. 2, 275.

Baker J.L, 2008. Drainage and Water Quality. Encyclopedia of Water Science, Stanley W., 162–165.

Belmans C., Wesseling J.G., Feddes R.A., 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. J. Hydrol. 63, 271–286.

Benetin J., Dvorak J., Fidler J., Kabina P., 1987. Odvodnovanie. Priroda, 98–105.

Bishop T.F.A., McBartney A.B., 2001. A comparison of prediction methods form the creation of field--extent soil property maps. Geoderma 103, 149–160.

Bogda A., Chodak T. Szerszeń L., 1998. Właściwości i skład minerałów ilastych gleb Dolnego Śląska. Zesz. Nauk. AR Wroc. 325 Monogr. 12, 89.

Bourennane H., King D., Couturier A., 2000. Comparison of kriging with external drift and simple linear regression for predicting soil horizon thickness with different sample densities. Geoderma 97, 255–271.

Bouwer H., 1986. Intake rate, Cylinder infiltrometer. Methods of soil analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph No. 9, 825–826.

Brandyk T., 1990. Podstawy regulowania uwilgotnienia gleb dolinowych. Rozpr. Nauk. i Monografie. Wyd. SGGW, 15–52, 69–85.

Brandyk T., Skąpski K., 1993. Modele matematyczne ruchu wody w strefie aeracji w zagadnieniach melioracji rolnych. Współczesne Problemy Melioracji. Wyd. SGGW, 43–57.

Brandyk T., Szuniewicz J., Szatyłowicz J., Chrzanowski S., 1996. Potrzeby wodne roślinności obszarów hydrogenicznych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 432, 96.

Branżowa Norma BN-78/9180–11:1978. Gleby i utwory mineralne. Podział na frakcje i grupy granulometryczne.

Chalfen M., 1990. Matematyczny model nieustalonego ruchu wód podziemnych z uwzględnieniem obiektów melioracyjnych oraz ujęć wody. Zesz. Nauk. AR Wroc. s. Melior. XXXVI, 25–39.

Chomicz K., 1977. Materiały do poznania agroklimatu Polski. PWN, Warszawa, 296.

Cressie N.A.C., 1991. Statistics for spatial data. John Wiley and Sons, Inc., New York, 900.

Czamara A., 2001. Charakterystyka warunków fizjograficznych zlewni górnej Strzegomki. Zesz. Nauk. AR Wroc. ser. Inż. Środ. XII, 413, 245–255.

Czamara A., Chalfen M., 1997. Przebieg procesu odnawiania zasobów wód podziemnych na obszarach zdrenowanych. Rocz. AR Pozn., CCXCIV (19), cz. II, 223–231.

Czarnecka B. red., 2003. Sudety. Przewodnik dydaktyczny dla przyrodników. Wyd. Uniw. MC-S, Lublin, 53–56, 213–217.

De Jong r., Shaykewich C.F., 1981. A soil water budget model with a nearly impermeable layer. Can. J. Soil Sci., 361–371.

Drabiński A., Mokwa M., Radczuk L., red., 2008. Program małej retencji wodnej w województwie dolnośląskim. Wrocław, 39–42.

Driessen P.M., 1986. The water balance of a soil. Simulation Monograph. PUDOC, Wageningen, 76–116.

Durkowski T., Wesołowski P., 1990. Odpływ wód drenarskich i przebieg uwilgotnienia w glebach zwięzłych. Rocz. Nauk Rol., Seria F, Melioracje T 81, Z. 4. PWN, Warszawa.

Durkowski T., Woroniecki T., 1999. Wpływ rozstaw drenowania na kształtowanie się odpływu wód drenarskich na madach Cedyńskich. Rocz. AR Pozn. CCCX, cz. II, 137–147.
Fatyga J., Górecki A., 1996. Czynnik glebowy jako element kwalifikowania użytkowania przestrzeni rolniczej na obszarach górskich. Wiad. IMU, Falenty t. 18, Z. 4, 217–228.
Feddes R.A., Kowalik P.J, Zaradny H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monographs. Pudoc. Wageningen, 189.
Feddes R.A., Lenselink K.J., 1994. Evapotranspiration. Drainage principles and application. International Institute for Land Reclamation and Improvement Publication 16. Sec. Edit., 156–172.
Federer C.A., 1979 A soil plant atmosphere model for transpiration and availability of soil water. Water Resour. Res. 15, 555–562.
Finsterle S., Doughty C. , Kowalsky M.B. , Moridis G.J. , Pan L. , Xu T., Zhang Y., Pruess K., 2008. Advanced vadose zone simulations using TOUGH. Vadose Zone J. 7, 601–609.
George M.Ch., 2008. Drainage: Modeling. Encyclopedia of Water Science, Stanley W., 195–199.
Goovaerts P., 2001. Geostatistical modeling of uncertainty in soil science. Geoderma 103, 3–26.
Gumiński R., 1948. Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce. Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny 1, 7–20.
Hansen G.K., 1975. A dynamic continous simulation model of water state and transportation in the soil-plant-atmosphere system. Acta Agric. Scand. 25, 129–149.
Healy R.W., 2008. Simulating water, solute, and heat transport in the subsurface with the VS2DI software package. Vadose Zone J. 7, 632–639.
Ilnicki P., 1980. Praktyczne możliwości określania przepuszczalności gleb dla potrzeb projektów melioracyjnych. Wiad. Mel. i Łąk. 8–9.
Janik G., 2009. Technika TDR w modelowaniu ruchu wody glebowej. Wyd. UP we Wroc., Rozpr. CCLVII, 99.
Janowski M., Ilnicki P., 1988. Przykłady przeobrażeń gleby i roślinności pod wpływem zmian stosunków wodnych. Zasoby glebowe i roślinne, PWRiL, Warszawa, 437–443.
Jury W.A., Horton R., 2004. Soil Physics. John Wiley & Sons, 370.
Kaczorowska Z., 1962. Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. Prace Geogr. IG PAN, Z.3, 1–107.
Kindler J., Brzeziński J., 1979. Hydrologiczno-gospodarcze modele zlewni. Modelowanie matematyczne zlewni hydrologicznej. IMUZ, PWRiL, Warszawa, 65–79.
Klute A., Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. Method of soil analysis. Part 1. Physical and Mineralogical methods. Agronomy Monograph No. 9, 694–696.
Kondracki J., 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa, 440.
Kool J.B., and M.Th. van Genuchten, 1991. HYDRUS, One-dimensional variably saturated flow and transport model including hysteresis and root water uptake. Research Report 124, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA.
Kool J.B., Parker J.C. and M.Th. van Genuchten, 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models – a review. J. Hydrol., 91, 255–293.
Kopeć S., 1970. Odpływ z sieci drenarskiej w warunkach górskich. Wiadomości IMUZ t. IX, z. 1, 157––170.
Kopeć S., 1981. Kształtowanie się wskaźników i współczynników odpływu z sieci drenarskiej w warunkach górskich. Wiad. Melior. i Łąk. 12, 345–347.
Kopeć S., Misztal A., 1981. Wyniki badań nad odpływem z sieci drenarskiej w warunkach górskich. Wiad. IMUZ t. 14 z. 2, 45–69.
Kopeć S., Twardy S., 1973. Kształtowanie się odpływów z sieci drenarskiej w terenach górskich i podgórskich. Wiad. Mel. i Łąk. 11.
Kostrzewa S., 1977. Badania nad ustaleniem norm odpływu drenarskiego w terenach nizinnych południowo-zachodniej Polski. Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, 3, Rozprawy, 64.
Kostrzewa S., 1991. Sprawność działania drenowań systematycznych i niesystematycznych w Sudetach. Zesz. Nauk. AR w Krak., 249, 265–277.

Kostrzewa S., 1992. Wpływ rzeźby terenu na poziomy wód gruntowych użytków rolnych w Sudetach. Zesz. Nauk. AR Wroc., nr 214, Rolnictwo, LVI, 51–64.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., 1985. Stosunki wodno-melioracyje w Sudetach. Melioracje Terenów Podgórskich i Górskich. Mat. Konf. Nauk.-Techn., 69–73.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., Nowacki J., 1994. Stosunki wodne użytków rolnych w okresie suszy 1992 roku na Dolnym Śląsku. – Roczn. Nauk. Roln., seria F, t. 83, z. 3/4.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., Nowacki J., 1994b. Wpływ drenowania i rzeźby terenu na osuszenie gleb sudeckich w okresie wiosennych prac polowych. Rocz. AR Pozn., Melior. i Inż. Środ., 15, 177–183.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., Nowacki J., 1997. Oddziaływanie drenowania na stosunki wodne gleb w Sudetach. Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, PAN, Komitet Zagospodarowania Ziem Górskich, 43, 55–63.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., Szymański M., 1988. Ocena parametrów technicznych drenowania w Sudetach. Rocz. Nauk. Rol., seria F, t. 81, z. 3, 97–102.
Kostrzewa S., Pływaczyk A., Nowacki J., Orzepowski W., 1994a. Stosunki wodne gleb w sudeckiej zlewni rolniczej. Zesz. Nauk. AR Wroc., 246, t. II, 121–126.
Kostrzewa S., Pulikowski K., Strzelczyk M., 1999. Pipe drainage run-off the central Sudety in the period,. Rocz. AR Pozn. CCCX, cz. II, 179–189.
Kosturkiewicz A., 1988. Drenowanie niesystematyczne bogato rzeźbionych terenów polodowcowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 359.
Kowalik P., 2001. Ochrona środowiska glebowego. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 91–94.
Kowalski J., 1987. Hydrogeologia z podstawami geologii. PWN, Warszawa, 350.
Kożuchowski K., Żmudzka E., 2003. 100-Year Serie of Areally Averaged Temperatures and Precipitation Totals in Poland. Studia Geograficzne 75. Acta Universitatis Wratislaviensis 2542, Wrocław, 116–122.
Kurek S., 1986. Przyczynek do badań nad kształtowaniem się odpływu z drenów w terenach górskich. Wiad. Melior i Łąk 5/6.
Kurek S., 1991. Ocena wpływu drenowania użytków rolnych na stosunki hydrologiczne zlewni karpackich na przykładzie pięciu zlewni. Rozpr. hab., IMUZ, Falenty, 89.
Kuźnicki F., red., 1989. Systematyka gleb Polski. Roczniki Gleboznawcze t. XL nr 3/4, PWN, Warszawa, 62.
Licznar S., Licznar M., Licznar P., 2007. Monitoring środowiska: badania pokrywy glebowej Parku Szczytnickiego we Wrocławiu. PAN, Inst. Bad. System. s. Badania Syst., t. 53, 104.
Loague K., Green R.E., 1991. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models. Overview and application. J. Contam. Hydrol. 7, 51–73.
Lorre E., Lesaffre B., 1994. Subsurface Drainage Simulation Models: A World-Wide Survey. ICID Bulletin, vol. 43, No 1, 53–78.
Łabędzki L., 1997. Potrzeby nawadniania użytków zielonych – uwarunkowania przyrodnicze i prognozowanie. Rozpr. Wyd. IMUZ Falenty, 15–29.
Łabędzki L., Szajda J., Szuniewicz J., 1996. Ewapotranspiracja upraw rolniczych – terminologia, definicje, metody obliczania. Materiały Inf. 33 IMUZ Falenty 1–7, 15.
Magnuszewski A., 1997. Systemy geoinformacyjne (GIS) w hydrologii. Hydrologia dynamiczna. Wyd. Nauk PWN, Warszawa, 383–396.
Makkink G.F., van Heemst H.D.J., 1975. Simulation of the water balance of arable land. Simulation Monographs Centre for Agri. Publ. and Doc. Wageningen. The Netherlands, 79.
Marcilonek S., Kostrzewa S., Nyc K., Drabiński A., 1995. Cele i zadania współczesnych melioracji wodnych. Ekologiczne Aspekty Melioracji Wodnych. Wyd. Inst. Ochr. Przyr. PAN, 71–84.
Marcilonek S., Kostrzewa S., Pływaczyk A., 1980. Melioracje wodne w Sudetach województw jeleniogórskiego i wałbrzyskiego. Zesz. Nauk. AR Wroc. Melior. XXIII, nr 128, 71–80.
Marcinek J., 1992. Parametryzacja środowiska glebowego w aspekcie gospodarki wodnej gleb. Probl. Agrof., 67 Wyd. PAN, 20–53.
Miler A.T., 1994. Modelowanie matematyczne zdolności retencyjnych małych zlewni nizinnych. Rocz. AR, Poznań, Rozpr. Nauk. 258, 91.

Miler A.T., 1998. Modelowanie obszarowych zmienności różnych miar retencji. Zesz. Nauk AR Poznań. Monogr. 33.
Mioduszewski W., 1990. Rola melioracji w środowisku przyrodniczym. PAN, Kom. Melior. i Inż. Środ. Rol., 17–30.
Misztal A., 2000. Odpływ wody i ewapotranspiracja w warunkach zróżnicowanego rolniczego użytkowania gleby górskiej w rejonie Małych Pienin. Rozpr., Wyd IMUZ, Falenty, 119.
Moroizumi T., 2003. Simulations on the effects of tillage pressure head subsurface drainage, and groundwater recharge. Groundwater Engineering. Taylor, Francis, 211–215.
Mosiej J., Somorowski C., 2001. Aktualne problemy gospodarowania wodą w rolnictwie dla zrównoważonego i wielofunkcyjnego rozwoju obszarów wiejskich. Wiad. Melior. 1, 2–7.
Mosley CH. T., 1998. Prediction of Subsurface Drain Flow and Water Table Depth in Southern Indiana Using Drainmod. A Thesis Submitted to the Faculty of Purdue University, 4–8.
Mucha J., 1991. Wybrane metody matematyczne w geologii górniczej. Wyd. AGH, Kraków, 157.
Musiał E., 2001. Modelowanie procesu ewapotranspiracji rzeczywistej i prognozowanie jego tendencji, Zesz. Nauk. AR we Wroc., Rozpr. CLXXXII, 412, 116
Myślińska E., 2001. Laboratoryjne badania gruntów. Wyd. PWN., Warszawa, 289.
Neuman S.P., Fedder R.A., Besler E., 1975. Finite element analysis of two dimensional flow in soil considering water uptake by roots. I Theory, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39, 224–230.
Niemiec J., Brożek M., 1998. Próba kartograficznego, ujednoliconego wyznaczenia czynnika ukształtowania terenu (długości i spadków stoków) we wzorze na określenie erozji powierzchniowej ze zlewni górskiej. Przegl. Nauk. Wydz. Melior. i Inż. Środ. SGGW, 15, 54–65.
Nyc K., 1985. Sterowanie zasobami retencji gruntowej w dolinach rzek nizinnych. Zesz. Nauk. AR Wroc., Rozpr. 53, Rozpr. 67.
Oleszczuk R., Szatyłowicz J., Brandyk T., 1999. Prediction of vertical peat-moorsh soil profile movements caused by moisture content changes. Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu – CCCX, 139–150.
Olszta W., 1974. Badania nad ustaleniem właściwych przedziałów rozstawy drenów na glebach wytworzonych z glin lekkich pylastych. Wiad. Mel. i Łąk., 7.
Oostindie K., Bronswijk J.J.B., 1992. FLOCR – A simulation model for the calculation of water balance, cracking and surface subsidence of clay soils. Report 47. DLO The Winand Staring Centre, Wageningen.
Ostasiewicz S., Rusnak Z., Siedlecka U., 2006. Statystyka. Elementy teorii i zadania. Wyd. AE, 455.
Ostromęcki J., 1980. Hydrauliczne metody określania rozstawy urządzeń odwadniających. PWRiL, Warszawa, 134.
Ostrowski K., 1990. Analiza rozkładów maksymalnych odpływów jednostkowych z sieci drenarskiej jako podstawa określania odpływów normatywnych. Rocz. Nauk Rol., seria F, Melioracje t. 81 z. 4 PWN, Warszawa.
Ostrowski K., 1997. Badania nad ustaleniem miarodajnych wartości odpływów jednostkowych z sieci drenarskiej służących do jej projektowania na terenach podgórskich i górskich regionu karpackiego. Zesz. Nauk AK Krak., Rozpr. 230.
Ostrowski K., Prochal P., Rajda W., 1991. Opracowanie norm odpływu drenarskiego dla warunków górskich i podgórskich regionu karpackiego na podstawie badań terenowych. Zesz. Nauk. AR w Krak., Nr 249, z. 28, 313–329.
Ostrowski K., Rajda W., 1992. Skuteczność drenowania gleby ilasto-pyłowej w terenie podgórskim w zależności od rozstawy sączków. Rocz. Nauk Rol. PAN, seria F, Melioracje, t. 83, z. 1/2, PWN, Warszawa, 45–58.
Ozga-Zielińska M., 1979. Modelowanie matematyczne zlewni hydrologicznej. IMUZ, PWRiL, Warszawa, 82.
Panday S., Huyakorn P.S., 2008. MODFLOW SURFACT: A state of the art use of vadose zone flow and transport equations and numerical techniques for environmental evaluations. Vadose Zone J. 7, 610––631.

Pawlik-Dobrowolski J., 1971. Odpływ gruntowy dwu małych zlewni górskich o różnym stopniu zalesienia. Wiad. IMUZ, t. 10 z. 1, 67–86.
Pęczkowski G., Kostrzewa S., Orzepowski W., 2007. Changes In the reserves of soil retention of arable lands in Central Sudety. Ann. Warsaw Univ. of Life Sci., SGGW, Land Reclam. 38, 33–40.
Pęczkowski G., Szulczewski W., Orzepowski W., Kowalczyk T., 2008a. Pomiar niezbędnych parametrów obiektu, umożliwiających zastosowanie modeli matematycznych symulujących ruch wody glebowej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., nr 528, 133–140.
Pęczkowski G., Żyromski A., Kostrzewa S., 2008b. Analiza przydatności metody TDR (reflektometrii domenowo-czasowej) do pomiaru wilgotności gleb z dużą zawartością frakcji szkieletowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 528, 141–148.
Philip J.R., 1987. The infiltration joining problem. Water Res. Research. 23 (12), 2239.
Pierzgalski E., 2003. Ograniczenia gospodarowania wodą związane z konwencjami i programami ochrony przyrody. Wiad. Melior. i Łąk. 2, 3–6.
Pietrygowa Z., 1976. Metoda wydzielania odpływu podziemnego do modelu matematycznego odpływu rzek karpackich. Mat. Bad. IMGW.
Pływaczyk A., 1991. Skuteczność drenowania gruntów ornych terenów nizinnych i górskich na Dolnym Śląsku. Rozpr. Hab., Wrocław, 59.
Pływaczyk L., 1992. Zasilanie wód gruntowych doliny Odry w rejonie Malczyc opadami atmosferycznymi. Zesz. Nauk. AR Wroc., Melioracja XLI.
Polska Norma PN-B-12042:1998. Drenowanie – projektowanie rozstaw i głębokości drenowania na podstawie kryteriów hydrauliczno-hydrologicznych. Polski Komitet Normalizacyjny.
Polska Norma PN-ISO 11272:2001. Jakość gleby. Oznaczanie gęstości objętościowej gleby suchej. Polski Komitet Normalizacyjny.
Polska Norma PN-ISO 11508:2001. Jakość gleby. Oznaczanie gęstości fazy stałej. Polski Komitet Normalizacyjny.
Polska Norma PN-R-04032:1998a. Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego. Polski Komitet Normalizacyjny.
Polska Norma PN-R-04033:1998b. Gleby i utwory mineralne. Podział na frakcje i grupy granulometryczne. Polski Komitet Normalizacyjny.
Pulikowski K., 2004. Zanieczyszczenia obszarowe w małych zlewniach rolniczych, Zesz. Nauk AR we Wroc., Rozpr. CCXI, 479, 137.
Radczuk L., 2000. Rola zlewni eksperymentalnych w badaniach interdyscyplinarnych. Zesz. Nauk. AR Wroc. Inż.. Środ. 11, 385, 309–314.
Reinhard A., 1992. Ruch wody glebowej i gruntowej w strefach saturacji i aeracji wywołany działaniem drenu w różnych warunkach atmosferycznych. Zesz. Nauk. AR Wroc. Rozpr., 103, 87.
Ritzema H.P., Braun H.M.H., 1994. Environmental Aspects of Drainage. Drainage Principles and Application. International Institute for Land Reclamation and Improvement Publication 16. Second Edition, Wageningen, 1041–1042.
Rojek M., 1983. Wyznaczanie wielkości parowania terenowego na podstawie współczynników empirycznych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. z. 277, 207–218.
Romer E., 1949. Regiony klimatyczne Polski. Prace Wroc. Tow. Nauk., B, 17, 27.
Rowse H.R., Stone D.A., Gerwitz A., 1978. Simulation of the water distribution in soil. II. The model for cropped soil and its comparision with experiment. Plant and Soil 49, 533–550.
Schmuck A., 1965. Regiony pluwiotermiczne w Polsce. Czasopismo Geogr. XXXVI, 3, 239–244.
Šimůnek, J., M.Th. van Genuchten, 2008. Modeling nonequilibrium flow and transport processes using HYDRUS. Vadose Zone J. 7, 782–797.
Šimůnek, J., Vogel T., van Genuchten M.Th., 1992. The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.1. Res. Rep. 126, U.S. Salinity Lab., Agric. Res. Ser., U.S. Dept. of Agric., Riverside, Calif.
Skaggs R.W., 1982. Field Evaluation of a Water Management Simulation Model. Transactions of the ASAE. 25(3), 666–674.

Skaggs R.W., Fausey N.R., Nolte B.H., 1981. Water Management Model Evaluation for North Central Ohio. Transactions of the ASAE. 24(4), 922–928.
Słupik J., 1978. Obieg wody na stokach górskich a gospodarka rolna. Pr. Geogr. nr 125, 93–107.
Słupik J., 1980. Gospodarka wodna na stokach fliszowych w świetle bilansu wodnego warstwy gleby. Zesz. Probl.. Post. Nauk Rol. z. 235, 93–102.
Soczyńska U., red., 1997. Hydrologia dynamiczna. Wyd. Nauk PWN, Warszawa, 9–38.
Solarski H., Rudzki R., Fiedoruk P., 1986. Problemy drenowania gruntów na Pojezierzu Mazurskim. Wiad. Mel. i Łąk., nr 2, 41–43.
Somorowski C., 1993. Melioracje jako dyscyplina naukowa i działalność praktyczna. Współcz. Probl. Melior., Wyd. SGGW, Warszawa, 9–28.
Somorowski C., 1994. Hydrologiczne funkcje drenowania użytków rolnych. Zesz. Nauk. AR Wroc. 246, 235–244.
Stanisz A., 2006. Przystępny kurs statystyki. Statsoft. T.1, Statystyki podstawowe, Kraków, 382–390.
Stąpel Z., 1982. Metodyka oznaczania współczynnika filtracji gleb mineralnych do określania rozstawy drenów. Biblioteczka Wiadomości, IMUZ 63, 22–34, 39–43.
Szafrański C., 1988. Stany wody gruntowej na tle ukształtowania meliorowanego terenu. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 359, Wawszawa, 27–42.
Szafrański C., 1993, Gospodarka wodna gleb terenów bogato rzeźbionych i potrzeby ich melioracji. Rocz. AR Poznań, Rozprawy, z. 244, 98.
Szafrański C., 1994. Skuteczność drenowania niesystematycznego gruntów ornych terenów nizinnych bogato urzeźbionych. Rocz. AR Pozn. CCLXVIII Mel. i Inż. Środ. 15, cz. 1.
Szałamacha M., Szałamacha J., Mielewicz J., 1995. Objaśnienia do mapy geologicznej Polski. Skala 1:200000. Arkusz: Wałbrzych. Państw. Inst. Geolog., Wawszawa.
Szczepankiewicz S., 1954. Morfologia Sudetów wałbrzyskich. Prace WTN, seria B, 65, 152.
Szejba D., 2001. Wykorzystanie modelu SWAP do oceny elementów bilansu wodnego gleby pyłowej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 477, 177–186.
Szulczewski W., 2003. Modelowanie migracji zanieczyszczeń w nienasyconych gruntach i glebach, Rozpr. CCl, Zesz. Nauk. AR Wroc., 466, 112.
Szulczewski W., 2008. Zastosowanie granicznych zagadnień odwrotnych do określania dopuszczalnych stężeń substancji chemicznych na powierzchni terenu. Inf. i Ekol. Ter. Wiejs., PAN, 9, 217–226.
Śniadowski Z., 1984. Przyrodniczo-rolnicze aspekty drenowania. Wiad. Melior. i Łąk. 10, 268–270.
Teisseyre H., 1972. Mapa geologiczna Sudetów 1:25000, 64, Stare Bogaczowice.
Urban S., red., 1984. Rolnictwo na Dolnym Śląsku. PWN, Warszawa–Wrocław.
Van Bavel C.H.M., Ahmed J., 1976. Dynamic simulation of water depletion in the root zone. Ecol. Modelling 2, 189–212.
Van Dam J.C., Feddes R.A., 2000. Simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards' equation. J. of Hydrol., 233, 72–85.
Van Dam J.C., Groenendijk P., Hendriks R.F.A. and Kroes J.G., 2008. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. Vadose Zone Journal 7, 640–653.
Van Dam J.C., Huygen J., Wesseling J.G., Feddes R.A., Kabat P., Van Walsum P.E.V., Groenendijk P., Van Diepen C.A., 1997. Theory of SWAP version 2.0. Technical Document 45 DLO Winand Staring Centre, Wageningen, 19, 27–32, 34–37, 67–71.
Van Dam J.C., Wösten J.H.M., Nemes A., 1996. Unsaturated soil water movement in hysteretic and water repellent soils. J. Hydrol., 184, 153–173.
Van der Ploeg R.R., Beese F., Strebel O., Renger M., 1978. The water balance of a sugerbeet crop: a model and some experimental evidence. Z. Pflanzenernaehr. Boden. 141, 313–328.
van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44, 892–898.
Vanclooster M., Viane P., Diels J., Christiaens K., 1994. WAVE a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the soil and vadose environment. Reference & user's manual (release 2.0). Institute for Land and Water Manag. Kat. Univers. Leuven, Belgium.

Walczak R., Ostrowski J., Witkowska-Walczak B., Sławiński C., 2002. Hydrofizyczne charakterystyki mineralnych gleb ornych Polski. Instytut Agrofizyki, monografia nr 79, Lublin.
Walczak W., 1970. Obszar przedsudecki. PWN, Warszawa, 28–167.
Walczak W., 1974. Sudety. PWN, Warszawa, 34–184.
Webster R., 1985. Quantitative Spatial Analysis of Soil in The Field. Advances in Soil Sci., 3, 1–70.
Wesseling J.G., Kabat P., Van Der Broek B.J., Feddes R.A., 1989. SWACROP – instructions for input. The Winand Staring Centre, The Netherlands.
Wiszniewski W., Chełchowski W., 1975. Charakterystyka klimatu i regionizacja klimatologiczna Polski. ImiGW, Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa, 37.
Wysocki J., 1998. Numeryczny model terenu (NMT) jako baza danych dla przestrzennego urządzania zlewni i potrzeb konstrukcji inżynierskich. Przegl. Nauk. Wydz. Melior. i Inż. Środ. SGGW, 15, 66–73.
Zaradny H., 1990. Matematyczne metody opisu i rozwiązań przepływu wody w nienasyconych i nasyconych gruntach i glebach. Prace IBW PAN, 23, Gdańsk, 367.
Zawadzki S., red., 1999. Gleboznawstwo. PWRiL, wyd. 4, Warszawa, 130–142.
Ziemnicka-Wojtaszek A., Zawora T., 2008. Regionalizacja termiczno-opadowa Polski w okresie globalnego ocieplenia. Acta Agrophysica, 11(3), 807–817.
Żmuda R., 2006. Funkcjonowanie systemu transportu fluwialnego w małej zlewni zagrożonej erozją wodną gleb. Zesz. Nauk. AR Wroc., Rozpr. CCXLIII, 544, 9–12.
Żyromski A., 2001. Czynniki agrometeorologiczne a kształtowanie się zasobów wody w glebie lekkiej z podsiąkiem wód gruntowych w okresie wiosennym, Zesz. Nauk. AR Wroc., Rozpr. CLXXVIII, 404, 134.

WATER BALANCE IN DRAINED ARABLE SOILS IN CENTRAL SUDETES

Abstract

The work presented here was based on earlier studies conducted in the years 1991/1992––2006/2007 on an object in the locality of Stare Bogaczowice situated in Central Sudetes. The objective of the work was estimation of the effect of drainage structures and of ground relief on the water balance of soils and on the components of the water balance, and also the typology of areas exposed to the occurrence of excessive moisture. The hypothesis adopted in the study was that rational application of drainage on podzolic soils situated in a piedmont area under agricultural use has a positive effect on the soil-water environment. Detailed analyses were performed for 10 drainage divides which constituted a part of a larger meliorated complex. In particular, the field studies included determinations of the particle size distribution and the retention characteristics of the formations studied, identification of the climate conditions, measurements of the depth of the ground water table, measurements of the drainage runoff, and soil moisture during the vegetation seasons within the divides under analysis.

The accumulated results permitted a model solution of problems of the soil-plant-atmosphere system, based on the Richards equation. An attempt was made at spatial selection of parameters of the soil medium. The algorithm for the calculations of the potential and index evapotranspiration was developed on the basis of works by Fedder, Lenselink, Łabędzki and van Dam.

Statistical analyses were performed for the effect of drainage spacing, local sloping of the ground and types of supply on the drainage runoff and on the depth of the ground water table. With relation to the drainage runoff, that has log normal distributions, non-parametric tests were applied - the sign test and the Kruskal-Wallis tests. Estimation of differences between mean depths of ground water table was made on the basis of t–test for independent samples.

The assays, calculations and analyses of results permit the conclusion that the drainage runoff on the object studied was dependent on the meteorological conditions. In the summer seasons the longest times of water retention accompanied the highest sums of precipitations, and in drainage divides with compound supply those times were longer than in divides with no supply. The largest amounts of water were drained by the divide network with standard spacing; during the winter season that network drained up to 76% of the annual runoff. The measured depths of ground water table were notably varied. Ground water table was shallower in divides situated on concave slopes, with difficult conditions of surface and ground waters runoff. On convex slopes the mean depths of ground water table were greater. Moisture content of the shallower horizons of soil displayed conformance with the course of the meteorological

conditions. In divides situated on concave surfaces at the foot of the slope the calculated reserves of water were several percent higher.

The model developed on the basis of the Richards equation, describing the soil-plant-atmosphere system, in spite of the complex hydrogeological conditions, permitted the achievement of satisfactory results which fully confirmed the correctness of representation of the processes modelled. Determinations of soil properties, performed on the basis of samples selected at random, proved to be practically sufficient for the extrapolation of the features of the medium. The adopted methodology can be applied in the case of problems with the identification of the layer structure of a profile.

The study demonstrated that ground runoffs of waters from, among others, drainage systems are an important element of the water balance of soils in piedmont areas. Knowledge of the hydrology of such systems is important in the aspect of the planning and design of structures aimed at the maintenance of air-water balance in a given area.

Key words: drainage systems, mountain area, water resources, modeling

GOSPODARKA WODNA ZDRENOWANYCH GRUNTÓW ORNYCH W SUDETACH ŚRODKOWYCH

Streszczenie

Podstawą pracy były badania prowadzone w latach 1991/1992–2006/2007 na obiekcie w miejscowości Stare Bogaczowice położonym w Sudetach Środkowych. Celem pracy była ocena oddziaływania urządzeń drenarskich i wpływ rzeźby terenu na gospodarkę wodną gleb oraz składniki bilansu wodnego, a także typologia obszarów narażonych na występowanie nadmiernego uwilgotnienia. W opracowaniu przyjęto hipotezę, że stosowane w racjonalny sposób drenowanie na glebach bielicowych położonych w obszarze podgórskim, użytkowanym rolniczo ma pozytywny wpływ na środowisko glebowo–wodne. Szczegółowymi badaniami objęto 10 działów drenarskich, które stanowiły część większego zmeliorowanego kompleksu. Przeprowadzone badania terenowe obejmowały w szczególności skład granulometryczny i charakterystyki retencyjne badanych utworów, rozpoznanie warunków klimatycznych, pomiary głębokości wód gruntowych, pomiary odpływów drenarskich oraz uwilgotnienie w okresie wegetacyjnym w działach poddanych analizie.

Zgromadzone wyniki badań pozwoliły na modelowe rozwiązanie zagadnień układu gleba – roślina – atmosfera opartego o równanie Richards'a. Dokonano próby przestrzennego doboru parametrów ośrodka glebowego. Algorytm pozwalający na obliczenia ewapotranspiracji wskaźnikowej i potencjalnej opracowano, opierając się na pracach Feddera, Lenselinka, Łabędzkiego i van Dama.

Analizie statystycznej poddano wpływ rozstawy drenowania, lokalnych spadków terenu i rodzaju zasilania na odpływ drenarski oraz głębokość wody gruntowej. W odniesieniu do odpływów drenarskich, mających rozkłady log normalne zastosowano nieparametryczne testy, test znaków oraz testy Kruskala-Wallisa. Ocenę różnic pomiędzy średnimi głębokościami wód gruntowych przeprowadzono na podstawie testu t prób niezależnych.

Przeprowadzone badania, obliczenia i analizy wyników pozwalają stwierdzić, że odpływy drenarskie na obiekcie uzależnione były od warunków meteorologicznych. W półroczach letnich najdłuższe czasy trwania towarzyszyły największej sumie opadów atmosferycznych, w działach o zasilaniu złożonym czasy te były dłuższe niż w działach bez zasilania. Najwięcej wody było odprowadzane siecią działów o rozstawie normatywnej i zasilaniu złożonym, sieć tych działów odprowadzała w okresie zimowym do 76% odpływu rocznego. Pomierzone głębokości wód gruntowych wykazywały znaczne zróżnicowanie. Płycej zalegało zwierciadło wody gruntowej w działach położonych na zboczach wklęsłych, o utrudnionych warunkach odpływu wód powierzchniowych i gruntowych. Na zboczach wypukłych średnie głębokości wód gruntowych były większe. Uwilgotnienie płytszych warstw gleby wykazywało zgodność

z przebiegiem warunków meteorologicznych. W działach usytuowanych na powierzchniach wklęsłych u podnóża zbocza obliczone zapasy wody były o kilka procent wyższe.

Opracowany model opartego o równanie Richards'a opisujący układ gleba – roślina – atmosfera pomimo złożonych warunków hydrogeologicznych pozwolił na osiągnięcie zadowalających rezultatów, które w pełni potwierdziły poprawność opisu modelowanych procesów. Przeprowadzone badania właściwości glebowych na podstawie losowo wybranych prób okazały się praktycznie wystarczające do ekstrapolacji cech ośrodka. Przyjęta metodyka może znaleźć zastosowanie szczególnie w przypadku trudności w rozpoznawaniu warstwowości profilu.

Przeprowadzone badania wykazały, że w gospodarce wodnej gleb terenów podgórskich ważnym elementem obiegu wody są odpływy gruntowe pochodzące m.in. z systemów odwadniających. Znajomość hydrologii tych systemów jest istotna z uwagi na planowanie i projektowanie urządzeń, których celem będzie właściwe zachowanie równowagi powietrzno wodnej na obszarze.

Słowa kluczowe: tereny górskie, systemy drenarskie, zasoby wodne, modelowanie