
Szkoła
Główna
Gospodarstwa
Wiejskiego
w Warszawie

Przegląd Naukowy

Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska

Zeszyt 21

SCIENTIFIC REVIEW FACULTY OF ENGINEERING
AND ENVIRONMENTAL SCIENCES
WARSAW AGRICULTURAL UNIVERSITY

Zeszyt 21 Przeglądu Naukowego Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska zawiera prace zgłoszone na XXIX Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów, który odbył się w dniach 20–22 czerwca 2001 r. w gmachu Wydziału przy ul. Nowoursynowskiej 166 w Warszawie.

Zjazd został zorganizowany przez Zakład Meteorologii i Klimatologii Katedry Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW.

Wydanie zeszytu 21 zostało dofinansowane przez Ministerstwo Edukacji Narodowej oraz firmę Vaisala (Finlandia).

ZESPÓŁ REDAKCYJNY

Andrzej Ciepeliowski, Bonifacy Łykowski (przewodniczący), Mieczysław Połoński

RECENZENCI

Andrzej Ciepeliowski, Bonifacy Łykowski, Romuald Madany, Tomasz Rozbicki

ADRES REDAKCJI

Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW
ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa
tel. 843 90 41 (61, 81) w. 11273 i 11769

Szkoła
Główna
Gospodarstwa
Wiejskiego
w Warszawie

Przegląd Naukowy

Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska

Zeszyt 21

Warszawa 2001

Spis treści

Contents

DEMIDOWICZ G.: Aktualne badania agrometeorologiczne i ich perspektywy na najbliższą przyszłość w Instytucie Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa <i>Current agrometeorological research and its prospect for the nearest future at the Institute of Soil Science and Plant Cultivation</i>	5
SZWEJKOWSKI Z.: Charakterystyka agrometeorologiczna obszaru Polski północno-wschodniej na podstawie danych wybranych stacji z lat 1951–1995 <i>Agri-meteorological characteristics of Northern-East region of Poland on the base of selected points of measurement in years 1951–1995</i>	13
BANASZKIEWICZ B., GRABOWSKA K.: Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i jej wpływ na plonowanie ziemniaków późnych w Polsce północnej. Część I <i>Temperature and precipitation variability and its impact on potatoes yield in northern Poland. Part I.</i>	25
BANASZKIEWICZ B.: Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i jej wpływ na plonowanie ziemniaków późnych w Polsce północnej. Część II <i>Temperature and precipitation variability and its impact on potatoes yield in northern Poland. Part II.</i>	31
KOŁODZIEJ J.: Wpływ wysokości opadów atmosferycznych i liczby dni z opadem na plonowanie jęczmienia jarego uprawianego w warunkach gleby lessowej <i>The influence of precipitation amount and number of days with precipitation on yield of spring barley cultivated on loess soil</i>	35
ROZBICKI T.: Obliczenie potencjalnego przyrostu plonu pszenicy ozimej metodą opadów optymalnych i temperatury optymalnej <i>Assessment of potential increase of winter wheat yield by the use optimum rainfall and optimum temperature method</i>	39
JANKOWSKA J., STARCZEWSKI J., KOC G.: Wpływ elementów meteorologicznych na rozwój i plonowanie żyta ozimego i pszenicy ozimej w rejonie środkowowschodniej Polski <i>Influence of meteorological factors on the developing and yielding of winter rye and winter wheat in middle-east region of Poland</i>	45
BRYŚ K.: Aktywność promieniowania słonecznego rozproszonego w ewapotranspiracji pszenicy jarej <i>The activity of diffusion solar radiation intensity in evapotranspiration of spring wheat</i>	53

BARANOWSKI P., MAZUREK W.: Zróżnicowana dostępność wody glebowej dla roślin w obrazach termalnych ich powierzchni <i>Differentiated soil water availability for plants in thermal images of their surface</i>	63
ŻARSKI J., DUDEK S., KUŚMIEREK R.: Zmienność warunków agrometeorologicznych okolic Bydgoszczy w latach 1951–2000 na przykładzie Mochełka <i>Variability of agrometeorological conditions in Mochelek (the vicinity of Bydgoszcz) during the years 1951–2000</i>	67
ŻMUDZKA E., DOBROWOLSKA M.: Termiczny okres wegetacyjny w Polsce – zróżnicowanie przestrzenne i zmienność czasowa <i>Thermal vegetative period in Poland – spatial differentiation and time-dependent variability</i>	75
GOŁĘBIEWSKA A., ZIERNICKA A., ZAWORA T.: Przestrzenne zróżnicowanie współczynników zmienności opadów atmosferycznych na obszarze Polski <i>The spatial variability of coefficient of precipitation in Poland</i>	81
NOWICKA A., DRAGAŃSKA E.: Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze Żuław w latach 1966–1985 <i>Rainfall variability on the area of Żuławy region in years 1966–1985</i>	87
RADZKA E., KOC G.: Posuchy atmosferyczne w Siedlcach w latach 1968–1997 <i>Atmospheric dry spells in Siedlce in the years 1968–1997</i>	93
ŁYKOWSKI B.: Wpływ osiedli Ursynów-Natolin na opady atmosferyczne <i>The effect of city districts Ursynów-Natolin on atmospheric precipitation</i>	99
OŻGA W.: Warunki termiczne i anemometryczne w strefie granicznej między łąką i lasem <i>Thermal and anemometric condition in the ecotone zone between meadow and forest</i>	105
ŻARNOWIECKI G.: Związek zanikania pokrywy śnieżnej z rozwojem runa w zbiorowiskach grądowych Puszczy Białowieskiej <i>The relationship between snow cover disappearance and the growth rate of herb layer in deciduous forest stands of Białowieża Primeval Forest</i>	109
KOSSOWSKI J.: O związku strumienia ciepła w glebie z elementami meteorologicznymi <i>Soil heat flux relation with meteorological data</i>	117
DOROSZEWSKI A., KOZYRA J.: Skład spektralny napromienienia odbitego od powierzchni gruntu <i>Spectral composition of reflected irradiance from the soil surface</i>	123
ZYROMSKI A.: Ocena zależności między stanami wód gruntowych i zasobami wodnymi gleby <i>Estimation of dependence between ground water level and soil water content</i>	133
GOŁASZEWSKI D.: Ocena pionowego zasięgu warstwy przymrozkowej w okresie wiosny na stacji Ursynów SGGW <i>Assessment of vertical range of frost layer in spring in Warsaw Ursynów WAU</i>	141
SZAŁACH G.: Wpływ temperatury i wilgotności względnej powietrza na parametry dobowego cyklu rosy <i>Influence of air temperature and relative air humidity on the parameters of daily cycle of dew</i>	149
BOKWA A.: Ekstremalne gradienty temperatury w przygruntowej warstwie powietrza <i>Extreme thermal gradients in the air layer near the ground</i>	153
OLSZEWSKI J.L., ŻARNOWIECKI G.: Termiczne róże wiatrów na Świętym Krzyżu <i>Thermal wind roses at Holy Cross</i>	161
KUCHAR L.: Ocena modeli matematycznych na podstawie testu typu Cross Validation <i>Evaluation of mathematical models using Cross Validation Test</i>	165

MUSIAŁ E., ROJEK M.: Prognozowanie temperatury powietrza dla stacji Swojec na podstawie pomiarów w okresie 1964–2000 <i>Forecasting of temperature for the experimental station Swojec on the ground of measurements in years 1964–2000</i>	171
ROZBICKA K.: Wielomianowy model przebiegu parowania na podstawie ewaporometru Wilda w rejonie Ursynowa <i>Polynomial model of evaporation course of Wild evaporometer in Ursynów</i>	179
KLENIEWSKA M.: Wyniki badań zależności stężenia dwutlenku siarki od kierunku i prędkości wiatru w Warszawie-Ursynowie <i>Results of the research on relationship between sulphur dioxide concentration and wind direction and velocity in Warsaw-Ursynów</i>	187
ŁABĘDZKI L., ROGUSKI W., KASPERSKA W.: Ocena pomiarów meteorologicznych prowadzonych stacją automatyczną <i>Estimation of meteorological measurements carried out with an automatic station</i>	195
OLEJNIK J., EULENSTEIN F., CHOJNICKI B.H., LEŚNY J.: Czujniki pomiarowe stosowane w badaniach strumieni masy i energii metodą kowariancji wirów <i>The sensors applied to heat and mass fluxes measurements using eddy covariance technique</i>	203
KOKO H.: Kompaktowa, niezawodna w każdych warunkach automatyczna stacja meteorologiczna MAWS301	213

© Copyright by Wydawnictwo SGGW, Warszawa 2001

Redaktor – Jan Kiryżow
Redaktor techniczny – Krystyna Piotrowska
Korekta – Jadwiga Rydzewska

ISBN 83-7244-210-X

Druk: P.P. EVAN, 02-629 Warszawa, ul. Pilicka 11

Gustaw DEMIDOWICZ

Zakład Agrometeorologii i Zastosowań Informatyki IUNG
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
Institute of Soil Science and Plant Cultivation

Aktualne badania agrometeorologiczne i ich perspektywy na najbliższą przyszłość w Instytucie Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa

Current agrometeorological research and its prospect for the nearest future at the Institute of Soil Science and Plant Cultivation

Wstęp

IUNG, obchodzący w ubiegłym roku 50-lecie funkcjonowania, jest spadkobiercą wieloletnich tradycji nauk rolniczych rozwijanych w Puławach, co w znacznej mierze odnosi się do agrometeorologii, która wraz z aktynometrią została w Polsce zapoczątkowana w tutajszym Instytucie. W różnych okresach przemian organizacyjnych Instytutu badania w zakresie meteorologii rolniczej były skupione w specjalistycznych jednostkach organizacyjnych bądź też zajmowano się nimi równolegle w kilku zespołach naukowych, jak miało to miejsce w początkowym okresie po drugiej wojnie światowej.

Stacje chemiczno-rolnicze rozmieszczone w całym kraju oraz liczne zakłady

doświadczalne IUNG stanowiły bogate źródło pozyskiwania informacji o warunkach produkcji rolniczej. Funkcjonujące przez wiele lat systemy klasyfikacji gleb i waloryzacji przestrzeni produkcyjnej umożliwiły opisanie zróżnicowania zasobów naturalnych obszaru kraju. Stworzono bazę danych o właściwościach środowiska rolniczego, w tym również i agroklimatu, w układzie współrzędnych geograficznych.

Ten stan rzeczy zarówno zobowiązywał, jak też i sprzyjał podejmowaniu prac podstawowych o rozmaitej tematyce agrometeorologicznej, zwłaszcza dotyczącej ilościowego określenia wpływu pogody i zróżnicowania klimatu na kształtowanie się produkcji roślinnej w Polsce.

Ostatnie pięciolecie i stan obecny

Do końca lat 90. badania w zakresie meteorologii rolniczej prowadzone były głównie w Zakładzie Agrometeorologii, ale do tematyki tej nawiązywały również prace pojedynczych osób w innych zakładach. Agrometeorologia była i jest mocno usytuowana w szerokiej problematyce badawczej IUNG i powiązana z innymi dyscyplinami rozwijanymi tutaj; wynika to w znacznej mierze z tego, że technologie stosowane w produkcji rolniczej opierają się zarówno na rozpoznaniu warunków naturalnych, jak też i wymagań roślin uprawnych wobec środowiska. W tym względzie badania agrometeorologiczne odgrywały szczególną rolę w opisanu współdziałań czynników pogodowych z elementami agrotechniki oraz z gatunkami i odmianami roślin, przekładających się na efekty produkcji wyrażane plonami.

Na bogaty dorobek ostatnich lat składają się prace zespołowe i indywidualne wykonywane w zakresie programowej działalności statutowej i w projektach finansowanych przez KBN.

Zrealizowano pod kierunkiem prof. Tadeusza Górskiego projekt badawczy zamawiany pt. „Metodyka bieżącego i długoterminowego prognozowania wielkości produkcji głównych ziemioplodów w Polsce”. Uczestniczyli w nim pracownicy czterech Zakładów: Agrometeorologii, Zastosowań Matematyki i Informatyki, Ekonomiki i Organizacji Produkcji Roślinnej, Uprawy Roślin Zbożowych. Opracowane metody statystyczno-empiryczne są wykorzystywane

w bieżącej służbie progностycznej, którą prowadzi zespół agrometeorologów.

Tematykę tę kontynuowano w statutowym programie naukowym. Opracowano teoretyczne podstawy skalowania modeli prognozowania plonów na podstawie funkcji określających zależność zmienności plonów od stopnia agregacji powierzchni. Skonstruowano algorytmy umożliwiające określanie spodziewanych plonów podstawowych roślin w funkcji uśrednianych danych o pogodzie w skali regionów lub jednostek administracyjnych. Na uwagę zasługuje również metodyka określania obniżki produkcji roślinnej powodowanej niedoborem opadów w kraju i w województwach.

Opracowano zasadniczą część Atlasu Agroklimatu Polski w formie komputerowych programów umożliwiających drukowanie numerycznych map. Atlas jest uwieńczeniem wieloletnich prac nad metodyką ilościowej bonitacji agroklimatu Polski, a także nad metodyką opisywania czasowo-przestrzennej zmienności elementów klimatu i plonów, prowadzonych przez zespół prof. T. Górskiego w Zakładzie Agrometeorologii. Szeroka w tym zakresie była współpraca z Zakładem Zastosowań Matematyki i Informatyki, w którym wykonano programy aplikacyjne do szybkiego uzyskiwania wielu informacji w dowolnych miejscach obszaru kraju i nadano odpowiednią szatę graficzną mapom w różnych skalach. Nadal są prowadzone prace nad konstrukcją algorytmów do wykonywania dalszych map, które wnoszą znaczący wkład do poznania klimatu i jego efektów plonotwórczych.

Atlas jest wynikiem również prac prowadzonych w ramach projektu badawczego zamawianego pt. „Zintegrowany system informacji o rolniczej przestrzeni produkcyjnej Polski” zrealizowanego pod kierownictwem dr. Andrzeja Zaliwskiego. System ten usprawnia inwentaryzację i monitoring przestrzeni rolniczej i przez jej modelowanie pozwala na wielowarstwową, pełniejszą i szybszą analizę zjawisk w porównaniu z metodami tradycyjnymi. Może on być użyteczny we wspomaganiu decyzji w rolnictwie i zarządzaniu obszarami wiejskimi.

Jednym z podstawowych modułów systemu jest wieloskładnikowy model agroklimatu, który zawiera algorytmy umożliwiające określanie rozkładów statystycznych podstawowych elementów klimatu i ich pochodnych dla dowolnych miejsc Polski i dowolnych przedziałów cyklu rocznego. Algorytmy opracowano opierając się na założeniach GIS, według których wartość elementu określana jest w funkcji współrzędnych (szerokość i długość geograficzna oraz wysokość n.p.m.).

Zakończono kilkuletni tok badań nad konsekwencjami rolniczymi spodziewanych zmian klimatu w Polsce. Wskazano w nich na zasadnicze zmiany agroklimatu, m.in. zasobów cieplnych, i wynikające z tego skutki w użytkowaniu gruntów, rozmieszczeniu, strukturze i wielkości produkcji rolniczej w dwóch scenariuszach zmian klimatu: GISS i GFDL. Tematyka ta była realizowana przez Zakład Agrometeorologii we współpracy z Zakładem Ekonomiki i Organizacji Produkcji Roślinnej.

Zakrojone na mniejszą skalę prace nad empiryczną weryfikacją mechanistycznych modeli wzrostu i rozwoju roślin uprawnych w zależności od przebiegu pogody w integracji z metodami teledetekcji były prowadzone w Zakładzie Zastosowań Matematyki i Informatyki. Modelowanie reakcji roślin dla celów prognozytycznych w skali pola próbowano powiązać z warunkami kształtującymi indeks powierzchni liści (LAI).

Kontynuowane były wieloletnie badania w Zakładzie Agrometeorologii nad prędkością rozwoju, pokrojem i plonowaniem roślin gatunków zbożowych w warunkach zróżnicowanego składu spektralnego promieniowania słonecznego, odbitego od podłoża. Obserwowane reakcje wskazują na rolę bodźca w postaci zwiększonego udziału dalekiej czerwieni w napromienieniu odbitym od podłoża trawiastego, powodującego przystosowywanie się roślin do potencjalnej konkurencji w walce o wykorzystanie promieniowania fotosyntetycznie czynnego.

Zakład Żywienia Roślin i Nawożenia zajmował się m.in. opisaniem efektywności wykorzystania składników pokarmowych w warunkach zróżnicowanego bilansu wodnego gleby, badaniem wpływu pogody na zawartość azotu mineralnego i na wielkość strat składników pokarmowych w glebie.

W Zakładzie Uprawy Roślin Zbożowych badano efektywność działania czynników agrotechnicznych w uprawie zbóż w różnych warunkach pogodowych, opierając się na doświadczeniach polowych na obszarze kraju.

W lutym 2000 roku powołano w IUNG Zakład Agrometeorologii i Zasto-

sowań Informatyki, skupiający pracowników z dwóch dotychczasowych zakładów wyrażonych w obu członach obecnej nazwy. Wspólnie rozpoczęto opracowywanie systemu wspomagania decyzji dla integrowanej ochrony roślin uprawnych, którego zadaniem będzie promocja przyjaznej środowisku i uzasadnionej ekonomicznie taktyki zwalczania patogenów. Prace są ukierunkowane na sprawdzenie i zaadaptowanie do warunków Polski zagranicznych modeli rozwoju patogenów w powiązaniu z przebiegiem pogody. Modele umożliwiają prognozowanie wystąpienia i rozprzestrzeniania się chorób oraz określenie optymalnego terminu zabiegów i dawek środków ochronnych.

Perspektywy

W ostatniej dekadzie lat uwarunkowania prowadzenia badań naukowych uległy zasadniczym przemianom. Realna nadprodukcja roślinna i uwzględnianie ekologii w technologiach rolniczych powodują przestawianie się badań z ilości na jakość produkowanych surowców, co będzie miało wpływ na kierunki dalszych prac w agrometeorologii. Odstępowanie od kosztochłonnych, wieloletnich doświadczeń polowych skazuje pracowników naukowych na stosowanie bardziej oszczędnych metodyk badawczych, szerzej posługujących się warsztatem matematyczno-statystycznym z wykorzystaniem nowych technik obliczeniowych.

Wydaje się, że będzie nadal utrzymywała się tendencja ograniczania kosztów uzyskiwania informacji empirycznych na rzecz preferowania modeli deterministycznych, ich adaptacji poprzez uzupełnia-

nie elementami adekwatnymi dla przestrzeni naszego kraju i wspomaganych zdalnymi technikami pomiarowymi. Będą rozwijane badania biologicznego potencjału plonotwórczego roślin przy doskonaleniu metod parametryzacji czynników środowiska. Znaczącą rolę odegrają metody GIS, które same w sobie lub np. w powiązaniu z modelami symulacyjnymi roślin będą tworzyły nową jakość opisywania rzeczywistej i potencjalnej produktywności upraw w przestrzeni rolniczej.

Rozwijanie powyższych metod nie będzie wykluczało szeroko przez nas stosowanych metod statystyczno-empirycznych, których przydatność w niektórych zagadnieniach będzie nadal oczywista.

Przyszła tematyka badawcza IUNG i warsztatowe uwarunkowania jej realizacji w zakresie agrometeorologii będą kształtowane nie tylko pod kątem aktualnej praktyki rolniczej w Polsce, ale w dużym stopniu będą również wynikały z transformacji nauki, jej unifikacji dokonującej się w związku z adaptowaniem się do przyszłych wymogów UE. Wydaje się, że celowe będzie tworzenie i włączanie kolejnych warstw informacyjnych agroklimatu w konwencji GIS do bazy danych o przestrzeni kraju. Baza taka wespół z danymi o różnych elementach środowiska umożliwi przeprowadzanie wielowariantowych analiz przestrzennych i będzie przydatna w modelowaniu skomplikowanych zjawisk w zakresie rolnictwa i innych działów gospodarki. Powinna ona zasilić – najprawdopodobniej – resortowy system przepływu i przetwarzania informacji, który następnie zostanie przyporządkowany do zunifikowanej sieci branżowych lub innych syste-

mów krajowych, a w dalszych latach do międzynarodowej sieci.

Znaczącym czynnikiem inspirującym do podejmowania badań będą zagra-niczne zobowiązania rządu, np. wobec konwencji klimatycznej. Można spodzie-wać się, że perspektywy rozwoju agro-meteorologii będą tworzyły się w powią-zaniu z gospodarką rynkową w kontek-ście proekologicznych presji instytucji międzynarodowych i krajowych.

Zasygnalizowane powyżej przemia-ny, aczkolwiek dotyczą tylko części spo-śród wielu mechanizmów kształtujących przyszłe badania w Instytucie, będą miały istotne znaczenie w formułowaniu pro-gramów naukowych w agrometeorologii lub z jej częściowym udziałem.

Przyszła problematyka badawcza In-stitutu w zakresie agrometeorologii, lub kwalifikująca się do niej według subie-ktywnej oceny autora, ma uzasadnienie realizacji m.in. w następujących kierun-kach (zadaniach):

1. Rozwijanie metod GIS i jednocześnie unowocześnianie technologii prze-twarzania informacji wejściowych o klimacie powinny być nakierowane głównie na stworzenie podstawy do **opracowania udoskonalonej wersji bonitacji agroklimatu Polski**. Taka bonitacja powinna ujmować wielo-warstwowo zasoby agroklimatu w formie dostosowanej do potrzeb przyszłych odbiorców, poczynwszy od indywidualnych producentów rol-nych poprzez ich stowarzyszenia, przedsiębiorstwa aż po urzędy zarzą-dzające i planujące na różnych szczeblach administracji. Produktem wyjściowym powinny być m.in. in-

formacje w ujęciu probabilistycznym, sformalizowane do postaci umożliwia-jącej łatwe wprowadzanie ich do pro-gramów optymalizacyjnych.

2. Zwiększenie wykorzystania poten-cjału biologicznego roślin upraw-nych będzie wymagało prowadzenia wielokierunkowych badań, np. **w za-kresie fotobiologii**. Pozwolą one na pełniejsze poznanie reakcji foto-morfogenetycznych roślin na pro-mieniowanie słoneczne i jego skład spektralny w powiązaniu z pogodą, wysokością nad gruntem, pokryciem podłoża i architekturą lanu. Wyniki badań mogą mieć znaczenie w agro-technice, np. w kształtowaniu lanu, w hodowli roślin przy selekcji form o pożądanых cechach morfologicz-nych oraz w określeniu optymalnej architektury lanu.

Zamierzone są **badania nad fotosyn-tezą i transpiracją w zróżnicowanych warunkach wilgotnościowych**. Ich wy-niki mogą być użyteczne dla opracowa-nia racjonalnego żywienia i nawożenia roślin uprawnych.

Będą kontynuowane **prace na rzecz adaptacji do warunków Polski modeli wzrostu i rozwoju wybranych gatu-nków roślin w powiązaniu z przebie-giem pogody**. Zostaną podjęte próby konstruowania własnych modeli symula-cyjnych, uwzględniających polskie osią-gnięcia w opisie procesów ewapotranspi-racji i ontogenezy roślin. Będą one skie-rowane na lepsze poznanie więzi upraw polowych ze środowiskiem przyrodni-czym i z czynnikami produkcji w celu opracowania nowych technologii produkcji roślinnej.

3. Upowszechnienie idei zrównoważonego rolnictwa w przyszłym systemie zintegrowanej gospodarki postawi twarde wymagania wobec chemicznej ochrony roślin uprawnych. Będzie więc rzeczą zwyczajną **opracowanie naukowych podstaw dla agrometeorologicznej osłony produkcji roślinnej**, głównie w sferze ochrony upraw przed chorobami i szkodnikami, jak również i w formie ostrzegania rolnictwa przed szkodliwymi zjawiskami atmosferycznymi i ich następstwami. Ważne będzie poznanie związków biologii patogenów z warunkami meteorologicznymi i wykorzystanie tego do opracowania modeli prognostycznych oraz **bieżące monitorowanie przebiegu pogody**, jak też i dynamiki rozwoju biologicznych zagrożeń dla roślin uprawnych. Wobec tego będzie celowe utrzymanie, a nawet powiększenie instytutowej sieci stacji meteorologicznych i ich techniczne unowocześnianie, umożliwiające bieżące pozyskiwanie szczegółowych danych o pogodzie.

Istotne dla potwierdzenia możliwych i sygnalizowanych tendencji zmian klimatu będzie zapewnienie funkcjonowania 130-letniej stacji meteorologicznej przy IUNG i kontynuowanie, w dotychczasowym zakresie, obserwacji fenologicznych, które są systematycznie prowadzone w rejonie Puław od 1949 roku.

4. W związku z transformacją gospodarki nabiera znaczenia jakość ziemioplodów, która wykazuje zmienność czasową i przestrzenną. Uzasadnione więc będzie podjęcie badań

związków jakości plonów pszenicy, jęczmienia, buraka cukrowego, chmielu i ewentualnie innych gatunków z przebiegiem pogody i przy uwzględnieniu agrotechniki. Na podstawie wyników tych badań **powinna zostać opracowana metodyka prognozowania jakości plonu dla poszczególnych gatunków roślin oraz celowe będzie kontynuowanie prac nad doskonaleniem statystyczno-empirycznych i deterministycznych modeli prognozowania wielkości plonu.**

Summary

Current agrometeorological research and its prospect for the nearest future at the Institute of Soil Science and Plant Cultivation. The institute is the heir to a long-standing tradition of agricultural sciences in Puławy. It is here that the Polish agrometeorology was born and since its very beginning it has had a recognized place in the institute's research effort. The reason for that is that the technologies used in agricultural production are based on the understanding of climatic conditions and of the crop environmental requirements.

Over the last five years the major achievements of agrometeorology in Puławy included the development of crop yield prediction methods, the development of the Poland Agroclimate Atlas, description of the multi-component agroclimate model based on GIS procedures, empirical verification of the mechanistic growth models for winter wheat as related to weather, determination of the impact of expected climate changes on Polish agriculture, description of the informative role of solar radiation in plant growth and development.

The plans for the future include further expansion of GIS methods and their application in the upgrading of the classification of Polish agroclimate and in the development of comprehensive programmes for optimization of crop production, development of yield prediction methods using a combination of simulation models and teledetection, development of empirical and statistical procedures to predict crop quality, research on spectral composition of solar radiation as affected by

weather and determination of the effect of solar radiation on growth, development, habit and yields of crops.

Author's address:

Gustaw Dcmidowicz
Institute of Soil Science and Plant Cultivation
ul. Czartoryskich 8
24-100 Puławy
Poland

Zbigniew SZWEJKOWSKI

Katedra Meteorologii i Klimatologii UWM w Olsztynie

Department of Meteorology and Climatology Warmia and Mazury University in Olsztyn

Charakterystyka agrometeorologiczna obszaru Polski północno-wschodniej na podstawie danych wybranych stacji z lat 1951–1995

Agri-meteorological characteristics of Northern-East region of Poland on the base of selected points of measurement in years 1951–1995

Wstęp

Północno-wschodnia część Polski, obejmująca aktualnie jedno województwo, charakteryzująca się wysokimi predyspozycjami dla wielu kierunków produkcji rolniczej, została wcześniej dość dokładnie rozpoznana pod względem odmienności agroklimatycznych (Mackiewicz i inni 1977, Nowicka i inni 1985a, 1985b, 1985c, 1994, Nowicki i inni 1991, Radomski i inni 1969). Dotychczasowe jednak opracowania obejmowały horyzont czasowy pierwszego lub najwyżej drugiego powojennego piętnastolecia. Tymczasem sytuacja w obszarze klimatu ziemskiego zmienia się dość znacznie, tak iż pojawiła się potrzeba dalszych badań i weryfikacji wcześniejszych ustaleń.

Niniejszy artykuł prezentuje rezultaty oceny warunków klimatycznych, osiągnięte na bazie analizy danych pochodzących

z obszaru regionu warmińsko-mazurskiego, będące ilustracją ogólnych tendencji występujących na tym terenie w okresie czterdziestopięciolecia 1951–1995. Wykonane opracowanie miało w założeniu spełnić kilka zasadniczych celów szczegółowych:

- Ocenic stosunki termiczne, opadowe, wilgotnościowe i wietrzne w regionie.
- Oszacować potencjalne wartości wskaźników pochodnych.
- Wyznaczyć charakterystyczne parametry dla przebiegu okresu wegetacyjnego w regionie.
- Ustalić czasową i przestrzenną charakterystykę występowania zjawisk szkodliwych dla rolnictwa.
- Przeanalizować trendy i regresję zmian ustalonych parametrów.

Spośród wyżej nakreślonych celów i uzyskanych rezultatów ramy niniejszego artykułu pozwoliły pomieścić jedynie

wyniki pochodzące z wybranych punktów pomiarowych z regionu, dotyczące charakterystyk termicznych i opadowych okresu wegetacyjnego.

Metoda badań

Opracowania tematu dokonano na podstawie danych, stanowiących rezultat pomiarów elementów meteorologicznych, wykonanych w 3 punktach zlokalizowanych na obszarze Polski północno-wschodniej. Punkty pomiarowe stanowią, bądź stanowiły w przeszłości, składowe etatowej sieci stacji IMGW. Zasadniczo analiza dotyczy właściwości agroklimatu regionu geograficznego Pojezierza Mazurskiego na osi od zachodu na wschód, na jednym poziomie szerokości geograficznej i przy zbliżonej wysokości nad poziom morza. Wykaz stacji oraz ich położenie geograficzne (długość i szerokość) zawarto w poniższym zestawieniu tabelarycznym.

Miejsowość	Szerokość geograficzna (φ)	Długość geograficzna (λ)	Wysokość nad poziom morza (H_s)
Prabuty	53°44'	19°13'	100 m
Olsztyn	53°46'	20°25'	133 m
Biebrza	53°39'	22°36'	117 m

Na podstawie danych z pomiarów dziennych wyliczono długość meteorologicznych okresów wegetacyjnych i ich charakterystyki termiczno-opadowe. Początek i koniec okresu ustalono uwzględniając wartości temperatury progowej +5°C. Następnie obliczono częstość przy-

mrozków wiosennych i jesiennych. W celu określenia warunków okresu zimowego zestawiono tabelarycznie częstość temperatur minimalnych w następujących podzakresach: od -5 do -15°C, od -16 do -20°C, od -21 do -25°C, od -26 do -35°C, poniżej -35°C.

Warunki opadowe na badanym obszarze rozpatrywano również w aspekcie równomierności ich rozkładu w czasie. W związku z powyższym wyliczono liczbę dni z opadami ogółem oraz liczbę dni z opadami w przedziałach: 10–20 mm, 21–30 mm, 31–40 mm, 41–50 mm, 51–60 mm i powyżej 61 mm w okresie od początku kwietnia do końca października danego roku, co w przybliżeniu odpowiadało przeciętnemu okresowi wegetacyjnemu. Niedostatki opadów, jako czynnik z grupy niekorzystnych dla rolnictwa zjawisk pogodowych, przedstawiono pod postacią tzw. ciągów bezopadowych. Opracowując ten wskaźnik przyjęto, iż ciąg bezopadowy trwający powyżej 10 dni przerywa jeden dzień z opadem 1,5 mm lub dwa kolejne dni o łącznej sumie > 1,5 mm w okresie wegetacyjnym. Zaliczenie danego ciągu bezopadowego do analizowanego okresu wegetacyjnego następowało w sytuacji, gdy przynajmniej 60% dni tego ciągu wystąpiło w tym przedziale czasowym. Zestaw danych, którym dysponowano w niniejszej analizie, pozwolił także na obliczenia ewapotranspiracji rzeczywistej z uwzględnieniem wzoru Tichomirowa:

$$E = d(15 + 3 v)$$

gdzie:

d – średni miesięczny niedosyt wilgotności powietrza w mm Hg,

v – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości od 10–15 m.

Dla produkcji rolniczej ważne są wskaźniki ogólnie charakteryzujące pokrycie zapotrzebowania roślin na wodę. Najprostszym z nich jest wzór na określenie stopnia suchości, który wyraża różnicę pomiędzy wielkością opadów atmosferycznych a ewapotranspiracją:

$$S_s = P - ETR$$

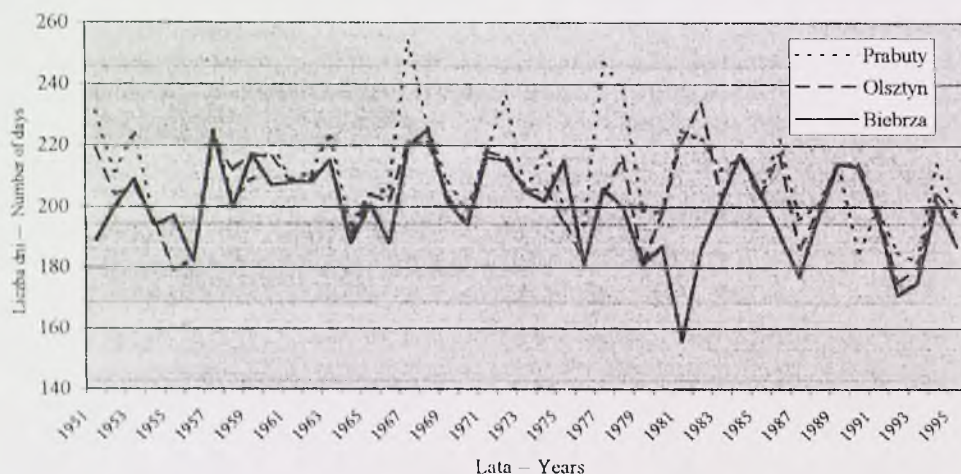
Wyniki badań

Długość okresu wegetacyjnego jako pochodna rozkładu temperatur wahała się w dość znacznym zakresie (tab. 1). Uwidoczniło się to zarówno w przypadku wartości średnich, jak i ekstremalnych. Generalnie jednak okres wegetacyjny w badanym czterdziestopięcioleciu ulegał skróceniu w kierunku od zachodu na wschód. Przeciętnie najdłuższy meteorologiczny okres wegetacji wystąpił w okolicach Prabut i wyniósł 210 dni, tymczasem na krańcu wschodnim regionu okazał się krótszy o 11 dni. Podobnie sytuacja wygląda w przypadku porównania wartości maksymalnych. W Prabutach maksymalny czas trwania wegetacji dochodził do 8,5 miesiąca, w części środkowej analizowanego obszaru był o 20 dni krótszy, a na krańcach wschodnich o 30 dni. Układ ten, jak wykazały wcześniejsze badania, nie musi odzwierciedlać regularnej tendencji przestrzennej z uwagi na wykazywaną wypsowatość klimatu regionu (Nowicka, Grabowska 1985). Szczególnie niekorzystne warunki termiczne roku 1981 (rys. 1) skróciły czas

wegetacji na wschodzie do 156 dni. Minimalna w pozostałych punktach pomiarowych wystąpiła w roku 1955 (Olsztyn) i 1993 (Prabuty). Tego typu rozbieżność ujawnia się ze względu spadek temperatur w końcowej fazie wegetacji (październik), który we wszystkich lokacjach kształtował się na poziomie temperatury progowej, a w Biebrzy nieco poniżej tej temperatury. Rozpatrując okresy wegetacji pod kątem przeciętnych terminów rozpoczęcia i zakończenia, stwierdzimy, że nie ujawniają się większe różnice w regionie. Początek wegetacji w latach 1951–1995 był notowany w drugiej dekadzie kwietnia, między 11 a 13 dniem tego miesiąca. Początki okresu były znacznie przesunięte w porównaniu do innych regionów Polski (Łykowski 1999, Dzieżyc 1993, Romer 1949) i ograniczały możliwości plonotwórcze większości gatunków. Meteorologicznie wyznaczany koniec tego okresu następował na początku listopada, najwcześniej w Biebrzy (2 dzień tego miesiąca), następnie w Prabutach – 5 listopada, najpóźniej w środkowej części regionu – 8 listopada. Późne zakończenia okresu stanowiły głównie o długości jego trwania, jednak z punktu widzenia gospodarczego jest to czynnik mniej istotny. Rysunek 1 wskazuje, że rytm zmian długości meteorologicznego okresu wegetacyjnego był w zasadzie wspólny dla wszystkich rozpatrywanych punktów pomiarowych, niezależnie od położenia. Optycznie oceniając, można wnioskować, iż ich cykliczność miała przeważnie okres dwuletni. Nie zaznaczył się przy tym zdecydowany trend zmian w kierunku skrócenia lub też wydłużenia czasu trwania wegetacji na przestrzeni analizo-

TABELA 1. Przeciętne parametry okresów wegetacyjnych w latach 1951–1995
TABLE 1. Characteristics of growing seasons in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Prabuty	Olsztyn	Biebrza
przeciętne daty początku meteorologicznego okresu wegetacyjnego – average dates of the beginning of growing seasons			
miesiąc – month	4	4	4
dzień miesiąca – day	11	13	13
przeciętne daty końca meteorologicznego okresu wegetacyjnego – average dates of the end of growing season			
miesiąc – month	11	11	11
dzień miesiąca – day	5	8	2
przeciętna długość okresu – average length of growing season	210	205	199
wartości ekstremalne – extreme values			
maksymalna długość – maximal length	254	234	225
minimalna długość – minimal length	179	175	156
Zmienność w % – variability in %	7,12	6,68	7,53
Wyraz wolny i współczynniki równania regresji trendu – y = 209,46 – – Intercept and B in trend regression formula	y = 209,46 – – 0,06x	y = 208,08 – – 0,16x	y = 206,56 – – 0,32x
Poziom p równania trendu – p level of trend regression formula	0,73	0,32	0,06



RYСУNEK 1. Długość okresu wegetacyjnego w latach 1951–1995
FIGURE 1. Length of growing seasons in the years 1951–1995

wanego czterdziestopięciolecia, na co wskazują wyniki obliczeń równań regresji trendu czasowego.

Tabela 2 przedstawia najważniejsze elementy meteorologiczne, uśrednione dla okresu wegetacji. Temperatura powietrza nie różniła się zasadniczo w analizowanych lokalizacjach, po części dlatego, że to właśnie ten parametr był wyznacznikiem okresu. Niemniej jednak niewielkie różnice między średnimi, sięgające tu $0,3^{\circ}\text{C}$, przełożone na sumy temperatur w czasie wegetacji (średnia temperatura $\times$ średni czas trwania) dają podstawę do stwierdzenia, że najkorzystniejsze warunki termiczne wystąpiły w zachodniej części regionu ($\Sigma_{\text{temp}} = 2751$), najmniej korzystne natomiast na wschodzie ($\Sigma_{\text{temp}} = 2627$). Czynniki termiczny, widziany z perspektywy okresu wegetacyjnego, w analizowanym okresie utrzymywał tendencje czasowo-przestrzenne zarysowane we wcześniejszych opracowaniach (Nowicka i inni 1994, Nowicka, Grabowska 1985). Rozkład sum opadów okresu wegetacyjnego wykazał prawidłowość oznaczającą ich regularny spadek z kierunku zachodniego na wschód. Maksymalna różnica dla skrajnych wartości średnich wyniosła dokładnie 30 mm. Współczynniki zmienności temperatur okazały się znacznie mniejsze niż opadów atmosferycznych.

Poza okresem wegetacji pojawiają się również istotne czynniki meteorologiczne limitujące poziom i zakres produkcji roślinnej. Do najważniejszych z nich należy niewątpliwie niska temperatura okresu zimowego. Charakterystykę tego typu przedstawia tabela 3. Na jej podstawie można wnioskować, że średnie dobo-

we w regionie spadały do wartości w przedziale -25 – -35°C (występowały wprawdzie sporadycznie dni z temperaturą średnią poniżej -35°C , jednak nie ujawniają tego liczby uśrednione do wartości jednego miejsca po przecinku, czyli wartości istotnej z punktu widzenia analizy różnic). W każdym z przedziałów temperatur ujemnych największa częstość przypadków była charakterystyczna dla wschodniej rubieży regionu. W przedziale granicy tolerancji przez większość gatunków roślin ozimych (-5 – -15°C) zanotowano różnice dochodzące do 6 dni w roku, które przeliczone na wartości względne wobec przypadku minimum wyniosły około 15%. W zakresie do -20°C zmalały one do 2,3 przypadku rocznie, wzrosły zaś w układzie względnym do blisko 42% w kolejnych przedziałach różnice bezwzględne nadal malały, a względne wzrastały. Tak więc minione czterdziestopięciolecie wskazuje na wzrost zagrożeń niekorzystnymi warunkami zimowania w kierunku z zachodu na wschód regionu. Cecha ta wykazywała bardzo dużą zmienność w okresie 45 lat, która oscylowała w granicach 90%. Wartości z całego okresu (1951–1995) zaniżają przeciętną liczbę dni bardzo mroźnych, gdyż analizy z pierwszego 20-lecia (Nowicka i inni 1994, Nowicka, Grabowska 1985) wskazywały na liczebność takich przypadków (temp. $< -20^{\circ}\text{C}$) od 2 do 6 w skali rocznej.

Niniejszej analizie brakuje jeszcze elementu czasu zalegania pokrywy śnieżnej, która może modyfikować rozpatrywane zagrożenia, tym bardziej, że jak wskazują dotychczas wykonane analizy porównawcze czas ten bywał dwukrotnie

TABELA 2. Temperatura i opady w okresach wegetacji

TABLE 2. Air temperature and precipitation during growing seasons

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Temperatura powietrza (°C), wartości i zmienność (%) – Air temperatures, values (°C) and variability (%)	Opady, wartości i zmienność – Precipitations, values and variability (mm)
Prabuty	13,1 (18,2%)	382,6 (22,91%)
Olsztyn	13,4 (5,41%)	376,9 (24,56%)
Biebrza	13,2 (5,93%)	352,6 (22,21%)

TABELA 3. Średnia roczna częstość temperatur ujemnych w okresie 1951–1995

TABLE 3. Average annual frequency of sub-zero air temperatures in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Zakresy ujemnych temperatur w °C – ranges of sub-zero air temperature in °C					Średnia suma i zmienność (%) – Average total and variability (%)
	–5 do –15	–16 do –20	–21 do –25	–26 do –35	< –35	
Prabuty	38,4	5,4	1,6	0,7	0,0	46,0 (90,47%)
Olsztyn	40,3	5,8	2,2	0,6	0,0	48,9 (89,15%)
Biebrza	44,2	7,7	3,1	1,5	0,0	56,6 (86,01%)

dłuższy niż na południu kraju i był prze-
rywany kilkakrotnymi odwilżami (Ra-
domski, Hutorowicz 1969). Wykorzysty-
wane centralne bazy klimatyczne nie za-
wierają jednak tej danej.

W okresie wegetacji zagrożenia termiczne określają sytuacje przymrozko-
we. W niniejszej analizie ustalono liczbę
dni występowania temperatur minimal-
nych ujemnych przy gruncie, w sytuacji
średnich dobowych na poziomie wy-

ższym od 5°C, w okresie od początku
kwietnia do końca czerwca (tab. 4). Z
danych uzyskanych w punkcie pomiaro-
wym Biebrza wynika, że tego typu sytu-
acje były tam o około 50% częstsze niż w
pozostałych miejscowościach. Zaskaku-
jąco, w kontekście wszystkich danych,
prezentują się tendencje zmian tej cha-
rakterystyki. W okolicach Biebrzy i Olszty-
na liczba notowanych przypadków wzra-
stała w kolejnych podokresach piętnasto-

TABELA 4. Średnia roczna liczba dni z temperaturą minimalną < 2°C przy gruncie, przy średniej dobowej temperaturze powietrza > 5°C

TABLE 4. Mean annual number of days with minimal air temperature near ground < °C by mean daily air temperature over 5°C

Okresy pomiarów Periods	Punkty pomiarowe – Location of points of measurement		
	Prabuty	Olsztyn	Biebrza
1951–1995	11,6	10,2	15,9
1951–1965	13,6	7,1	12,0
1966–1980	12,5	11,5	13,6
1981–1995	8,7	12,0	22,1

letnich, tymczasem w okolicach Prabut było odwrotnie. Z szerszego kontekstu wykonanych wcześniej badań wynika, że obszar środkowy regionu charakteryzuje mniejsza częstość przymrozków niż rejony południowe (Radomski, Hutorowicz 1969).

Ogólna suma opadów nie jest miarodajnym wskaźnikiem zaspokajania potrzeb wodnych roślin. W większym stopniu liczy się ich rozkład. Z tego względu niniejsza analiza zawiera dane dotyczące między innymi częstości dni z opadem atmosferycznym w miesiącach (tab. 5). Na jej podstawie można wnioskować, iż na zachodzie i w centrum regionu dni opadowe pojawiały się z większą częstością na początku i w końcowym okresie wegetacji. Natomiast w okolicy Biebrzy rozkład ten był bardziej równomierny. Można jednak stwierdzić dość jednoznacznie, że w analizowanym okresie najwięcej dni opadowych występowało we wrześniu, najmniej w sierpniu. Równie ważne dla czasowego zaspokajania potrzeb jest występowanie okresów bezopadowych, gdyż nawet stosunkowo duża liczba dni z opadem przedzielona długim okresem bezopadowym jest mało korzystna. Najkrótsze okresy bezopadowe (10–15 dni) pojawiały się z różnym natę-

żeniem w poszczególnych miesiącach (tab. 6). Zdecydowanie najmniej korzystnie wskaźnik ten kształtował się w październiku oraz w maju. Tymczasem najmniejszą częstość okresów bezopadowych notowano w czerwcu i wrześniu. Okresów bezopadowych dłuższych od 15 dni było zwykle dwukrotnie mniej i pojawiały się one z większą częstością na początku wegetacji, a następnie w jej fazie końcowej. Okresy dłuższe, powyżej 20 dni, oscylowały wokół wartości przeciętnej 0,1 przypadku na miesiąc, czyli pojawiały się w poszczególnych miesiącach z częstością raz na 10 lat. Na uwagę zasługuje sytuacja w październiku w okolicach Biebrzy, gdzie częstość długich okresów bezopadowych była dwukrotnie większa niż wspomniana wartość średnia. Sumując przypadki ze wszystkich miesięcy uzyskano wyniki wskazujące, że w przedziale najkrótszych i najdłuższych okresów bezopadowych najmniej korzystnie sytuacja przedstawiała się w Biebrzy. Z kolei stosunkowo najmniej okresów bezopadowych zanotowano w centralnej części regionu – w okolicach Olsztyna. Opady intensywne, powyżej 10 mm na dobę, pojawiały się z częstością dochodzącą do 3 w ciągu przeciętnego miesiąca (tab. 7). Rozkład roczny takich

TABELA 5. Przeciętne miesięczne liczby dni z opadem w latach 1951–1995

TABLE 5. Average monthly numbers of day with rainfall in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Kwiecień – April	Maj – May	Czerwiec – June	Lipiec – July	Sierpień – August	Wrzesień – September	Październik – October
	dni – days						
Prabuty	13,0	12,1	12,0	11,8	10,7	14,2	13,0
Olsztyn	12,8	12,1	10,6	12,6	11,4	13,2	12,0
Biebrza	11,9	11,2	11,2	11,8	10,0	11,9	10,6

TABELA 6. Wartości średnie liczby okresów bezopadowych w latach 1951–1995
TABLE 6. Average values of numbers of periods without rainfalls in years 1951–1995

Punkty – Location of points of measurement	Kwiecień – April			Maj – May		
	Liczba dni bez opadów – Number of days without falls					
	> 10	> 15	> 20	> 10	> 15	> 20
Prabuty	0,44	0,28	0,08	0,72	0,24	0,00
Olsztyn	0,40	0,22	0,09	0,49	0,18	0,09
Biebrza	0,49	0,18	0,09	0,58	0,18	0,04
Czerwiec – June				Lipiec – July		
Prabuty	0,32	0,12	0,04	0,40	0,16	0,12
Olsztyn	0,44	0,18	0,07	0,31	0,11	0,04
Biebrza	0,29	0,09	0,09	0,42	0,13	0,09
Sierpień – August				Wrzesień – September		
Prabuty	0,48	0,16	0,04	0,24	0,04	0,04
Olsztyn	0,44	0,16	0,07	0,33	0,07	0,02
Biebrza	0,44	0,16	0,07	0,33	0,13	0,04
Październik – October				Suma IV–X – Total IV–X		
Prabuty	0,60	0,16	0,04	3,20	1,16	0,36
Olsztyn	0,53	0,24	0,11	2,96	1,16	0,49
Biebrza	0,73	0,20	0,18	3,29	1,07	0,60

TABELA 7. Częstość opadów (liczba dni z opadami powyżej 10 mm/dobę) w okresie 1951–1995
TABLE 7. Rainfall frequency (number of days with rainfall totals over 10 mm) in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Kwiecień – April	Maj – May	Czerwiec – June	Lipiec – July	Sierpień – August	Wrzesień – September	Październik – October	Suma i zmienność (%) – Total and variability (%)
Prabuty	1,0	1,2	3,2	2,8	2,7	1,8	1,3	14,0 (29,27%)
Olsztyn	0,9	1,5	3,1	2,7	2,5	1,8	1,4	13,9 (29,93%)
Biebrza	0,7	1,6	2,2	2,3	2,2	1,4	0,9	11,3 (34,13%)

opadów był zgodny z charakterystycznymi cechami klimatu kontynentalnego. Okazało się bowiem, że największa częstość takich przypadków była właściwa okresowi letniemu – od czerwca do sierpnia, następnie przeciętnie więcej takich dni opadowych pojawiało się jesienią niż wiosną. Częstość opadów intensywnych

rozłożyła się w przestrzeni zgodnie z układem ogólnych sum opadów w okresach wegetacji. Zatem opady o dużym natężeniu decydują o wartościach sum opadów całkowitych. Prawie we wszystkich miesiącach opady powyżej 10 mm/dobę notowano w największej liczbie przypadków w Prabutach, a następnie

w Olsztynie. W Biebrzy takich sytuacji było najmniej. Jedyne wyjątki stanowi maj, gdzie częstość opadów intensywnych w układzie przestrzennym okazała się całkowicie odwrotna. Zmienność częstości opadów intensywnych wynosiła w analizowanym okresie około 30%. Opady powyżej 10 mm/dobę w skali całorocznej, z rozkładem na przedziały co 10 mm, prezentuje tabela 8. W tym ujęciu najczęściej tego typu sytuacje opadowe notowano w centrum regionu, najrzadziej natomiast na wschodzie. W układzie przedziałów wystąpiła dominacja przypadków w przedziale od 10 do 20 mm, od ok. 11 do 14 dni średnio w roku. W analizowanym przedziale czasowym opady powyżej 20 mm zdarzały się przynaj-

mniej 2 razy w roku (trochę więcej w okolicach Olsztyna). Zestawione średnie pozwalają stwierdzić, że intensywne deszcze w regionie (powyżej 30 mm/dobę) występowały z mniejszą częstością niż raz na rok, a ekstrema powyżej 50 mm przypadają raz na 10 lat (Olsztyn) do 1,5 raza (Biebrza) i 2 razy w okolicach Prabuty. Parowanie terenowe, obliczone na podstawie formuły Tichomirowa, wskazuje na rozkład tego wskaźnika stosownie do wartości niedosytu wilgotności powietrza (tab. 9). Czynniki wietrzny w zastosowanej formule miał mniejsze znaczenie w kształtowaniu rozkładu czasowego parowania. Najwyższe wartości przypadają zatem na miesiące o największych opadach atmosferycznych i naj-

TABELA 8. Średnia roczna częstość sum opadowych w przedziałach mm/dobę
TABLE 8. Mean annual frequency of rainfall totals in ranges of mm per day

Przedziały dobowych sum opadowych – Ranges of daily total rainfalls	Prabuty	Olsztyn	Biebrza
10–20 mm	13,73	13,80	10,82
20–30 mm	2,00	2,44	2,09
30–40 mm	0,67	0,82	0,80
40–50 mm	0,20	0,29	0,22
> 50 mm	0,20	0,09	0,16

TABELA 9. Przeciętne wartości parowania terenowego wg Tichomirowa w okresie 1951–1995
TABLE 9. Average values of evapotranspiration according to Tichomirov formula in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Kwiecień – April	Maj – May	Czerwiec – June	Lipiec – July	Sierpień – August	Wrzesień – September	Październik – October	Średnia z lat i zmienność (%) – Average in years and variability (%)
	parowanie terenowe w mm wg formuły Tichomirowa – transpiration in mm according to Tichomirov formula							
Prabuty	55,1	82,6	96,6	94,3	81,8	55,0	36,8	71,8 (20,46%)
Olsztyn	45,8	73,2	85,8	81,8	71,4	44,5	27,2	61,3 (19,17%)
Biebrza	44,7	71,6	83,8	78,4	64,9	42,1	26,4	58,8 (19,71%)

TABELA 10. Przeciętne wartości wskaźnika suchości (P – ETR) w latach 1951–1995
TABLE 10. Mean values of drought indicator (P – PTR) in years 1951–1995

Punkty pomiarowe – Location of points of measurement	Kwiecień – April	Maj – May	Czerwiec – June	Lipiec – July	Sierpień – August	Wrzesień – September	Październik – October	Bilans – Balance
	wskaźnik suchości w mm – drought indicator in mm							
Prabuty	–7,9	–22,5	–3,3	–3,9	3,0	13,3	14,3	–7,0
Olsztyn	–7,2	–19,7	–4,1	1,9	1,4	19,3	20,9	12,5
Biebrza	–6,8	–9,0	–9,9	–5,4	0,3	16,9	10,0	–3,9

wyższych średnich temperaturach. Różnice pomiędzy obszarami regionu okazały się znaczące. Najwyższa bowiem wartość średnia, która wystąpiła na zachodzie regionu, była o przeszło 10 mm/miesiąc wyższa niż w pozostałej jego części. Relacja taka, jako średnia z czterdziestopięciolecia, występowała we wszystkich analizowanych miesiącach. Zmienność wieloletnia tego parametru sięgała 20%. Na bazie sum opadów w miesiącach oraz parowania terenowego wyliczono różnice, które oceniają bilanse wodne w środowisku (tab. 10). W przekroju okresu wegetacji jego pierwsza połowa charakteryzowała się ujemnymi wartościami obliczonego wskaźnika, co oznacza ubytki wody w glebie, począwszy jednak od sierpnia pojawiały się nadwyżki, tak więc bilans całego okresu okazał się prawie zerowy. Stosunkowo wysokie deficyty wiosenne (w maju) wystąpiły w okolicach Prabut i Olsztyna, w Biebrzy zaś skala niedoboru w tym czasie była dość równomierna na przestrzeni od kwietnia do lipca.

Wnioski

Na podstawie danych z trzech punktów pomiarowych, zlokalizowanych na tej samej szerokości geograficznej regionu północno-wschodniej Polski, z lat 1951–1995, można sformułować następujące wnioski:

1. Okres wegetacyjny wahał się w granicach od 199 do 210 dni, wykazując tendencję skracania, poczynając od zachodu na wschód. Temperatura okresu wegetacyjnego okazała się najwyższa w centrum obszaru, przeciętne zaś sumy opadowe przeważały w strefie zachodniej.
2. W części wschodniej regionu w okresie zimowym częściej występowały temperatury w każdym z przedziałów wartości ujemnych. Częściej też notowano zagrożenie przymrozkowe.
3. Przeciętna częstość dni opadowych w miesiącach okresu wegetacyjnego mieściła się w przedziale od 10 do 14 dni. Większa częstość skorelowana była dodatnio z wielkością sum opadowych. Podobny związek wykazy-

wała częstość opadów intensywnych, powyżej 10 mm na dobę.

4. Teoretycznie ustalone parowanie terenowe w przekroju okresu wegetacyjnego osiągało maksima w okresie letnim. Było ono przy tym wyższe na zachodzie regionu. Ujemna różnica pomiędzy opadami a parowaniem okazała się najwyższa w okresie wiosennym i w zachodniej części regionu. W miesiącach letnich notowano przeciętnie układ zrównoważony, natomiast nadwyżki opadów występowały jesienią. Bilans opadów i parowania dla całego okresu wegetacyjnego, we wszystkich punktach pomiarowych, przeciętnie za 45 lat, okazał się zrównoważony lub nieznacznie ujemny.

Literatura

- ŁYKOWSKI i in. 1999: Podstawy klimatologii stosowanej. Wydaw. SGGW, Warszawa, s. 219.
- MACKIEWICZ-WOJCIECHOWICZ M., NOWICKA A. 1977: Termiczna charakterystyka zim regionu olsztyńskiego 1952/1953 – 1969/1970. *Zesz. Nauk. ART Olsztyn, Rolnictwo*, 18, 19–29.
- NOWICKA A., BANASZKIEWICZ B. 1985: Charakterystyka ważniejszych elementów klimatu Pojezierza Warmińsko-Mazurskiego. III. Stosunki wilgotnościowe powietrza. *Acta Acad. Agricult. Techn. Olst., Agricultura*, 42, 29–36.
- NOWICKA A., GOŁONKA D., GRABOWSKA K., BANASZKIEWICZ B. 1994: Zmiany w przebiegu elementów meteorologicznych w północno-wschodniej Polsce. *Rocz. AR Poznań*, CCLVII, 67–83.
- NOWICKA A., GRABOWSKA K. 1985: Charakterystyka ważniejszych elementów klimatu Pojezierza Warmińsko-Mazurskiego. II. Ważniejsze wskaźniki warunków termicznych.

Acta Acad. Agricult. Techn. Olst., Agricultura, 42, 19–27.

- NOWICKA A., GRABOWSKA K. 1985: Charakterystyka ważniejszych elementów klimatu Pojezierza Warmińsko-Mazurskiego. IV. Opady atmosferyczne. *Acta Acad. Agricult. Techn. Olst., Agricultura*.
- NOWICKI J., PIĄSIK H., NOWICKA A., OSTROWSKI J., SZWEJKOWSKI Z. 1991: *Ogólna charakterystyka i waloryzacja ważniejszych elementów siedliska żuławskiego, z próbą jego rolniczej regionalizacji*. Wydaw. IMUZ, Syntezy problemowe RPBR-28, 15–43.
- Praca zbiorowa pod redakcją J. Dzieżycy: Czynniki plonotwórcze – plonowanie roślin. PWN, Warszawa 1993.
- RADOMSKI C., HUTOROWICZ H. 1969: Ocena porównawcza kilku ważniejszych cech agroklimatu Pojezierza Mazurskiego. *Zesz. Nauk. WSR Olszt.* T 25, nr 726, 955–964.
- ROMER E. 1949. Regiony klimatyczne Polski. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego*. Wrocław B-16 (32) 1.

Summary

On the basis of full measuring and observing database from three meteorological stations located (on the same latitude – about 53°40' and altitude about 100 m above sea level) in Northern-east region of Poland, the characteristic of growing seasons were calculated and analyzed. Length of growing season during 45 years of observing period varied from 156 to 254 days. Average air temperature and precipitation during these seasons amounted from 13.1 to 13.4 °C and from 352 to 382 mm, respectively. All important agrometeorological factors (frequency of sub-zero temperatures and frosts, periods with heavy falls and sequences of drought periods, as well as balance between precipitations and evaporation) worsened from the west to the east of region. No significant statistical trends of change within the 45 years were found in range analyzed factor.

Author's address:

Zbigniew Szwejkowski
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski
Katedra Meteorologii i Klimatologii
ul. Prawocheńskiego 21
10-718 Olsztyn-Kortowo
Poland

Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i jej wpływ na plonowanie ziemniaków późnych w Polsce północnej. Część I

Temperature and precipitation variability and its impact on potatoes yield in northern Poland. Part I

Wstęp

Wpływ pogody i klimatu na plonowanie i rozwój roślin uprawnych jest przedmiotem zainteresowania wielu autorów, natomiast stosunkowo niedawno zaczęto podejmować badania wpływu zmian klimatu na rolnictwo w Polsce. Większość opracowań dotyczących tego zagadnienia oparta jest na modelach ogólnej cyrkulacji atmosfery, a problem rozwiązywany jest głównie w formie założonych scenariuszy prognozujących różne następstwa efektu cieplarnianego dla środowiska (Ryszkowski i Kędziora 1993; Sadowski, red., 1996). W niniejszej pracy została podjęta próba zbadania wpływu klimatycznej zmienności temperatury powietrza oraz opadów atmosferycznych w północnej Polsce na plonowanie ziemniaków późnych.

Materiały i metody

Za podstawowe dane przyjęto plony ziemniaków późnych uśrednione z czterech odmian, pochodzące ze stacji doświadczalnych oceny odmian w Chełcach, Kuniku, Rychlikach i Zielonej z lat 1957–1977 (Grabowska 1989). Dane meteorologiczne stanowiły średnie miesięczne temperatury powietrza i sumy opadów atmosferycznych dla Olsztyna i Suwałk za lata 1951–1990 (wykorzystane w analizie regresji) oraz dla Koszalina za okres 1851–1990 (stosowane w analizie spektralnej). Na podstawie wstępnych analiz wykazano, że obserwowane zmiany średnich miesięcznych wartości temperatur powietrza i miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Koszalinie są w przeważających przypadkach reprezentatywne dla całego obszaru Polski północnej (Banaszkiewicz 1999).

Zależność między plonem ziemniaka późnego i warunkami opadowo-termicznymi zbadano metodą regresji wielokrotnej krokowej po usunięciu istotnego trendu liniowego występującego w niektórych stacjach oceny odmian. Parametry czterech dominujących cykli wyznaczonych na podstawie analizy okresowości metodą pojedynczego widma Fouriera (metodę przedstawiono w drugiej części opracowania) posłużyły do obliczenia wartości elementów meteorologicznych występujących w równaniu regresji i wartości klimatycznego wskaźnika plonu ziemniaka późnego. Obliczenia te wykonano dla lat 1951–2030 w celu wykazania wpływu cykliczności temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na wzrost i spadek wysokości plonu w dłuższym okresie. Weryfikację wykonanych obliczeń przeprowadzono porównując plony rzeczywiste ziemniaka późnego z lat 1957–1977 z plonami estymowanymi dla tego okresu, obliczając średni procentowy błąd oceny dopasowania funkcji ED oraz zmienność plonu z roku na rok (Kuchar 1993, 1996).

Wyniki

Zależność plonu od temperatury powietrza i opadów atmosferycznych

Przeprowadzone analizy wykazały, że model regresji wielokrotnej dla ziemniaka późnego charakteryzuje się wysokim współczynnikiem korelacji wielokrotnej ($R = 0,75$) i współczynnikiem determinacji ($R^2 \times 100 = 53,65\%$). Dodatni wpływ na plonowanie ziemniaków ma wyższa od średniej temperatura czerwca i września oraz wyższa od średniej suma opadów atmosferycznych okresu VII–IX (tab. 1).

Okresowość zmian warunków termiczno-opadowych a plonowanie ziemniaków późnych

Warunki termiczno-opadowe lat 1957–1977 istotne dla plonowania ziemniaka późnego charakteryzują: średnia miesięczna temperatura VI o wartościach od $13,4^\circ\text{C}$ (minimum) do $19,0^\circ\text{C}$ (maksimum); średnia miesięczna temperatura

TABELA 1. Zależność plonu ziemniaków późnych od warunków meteorologicznych
TABLE 1. Dependence of meteorological elements on yield

Ziemniaki późne Late potatoes	Równanie regresji Regression equation	Współczynniki Coefficients		Test Snedecora Snedecor Test F	Błąd stand. Błąd równania Std. error of estimate Syx	Odch. std. Std. deviation SD [t/ha]
		korelacji correlation R	determinacji determination $R^2 \times 100\%$			
	$y = -32,9545 + 1,4880x_1 + 0,0367x_2 + 2,5114x_3$	0,75	53,65	18,37	$\pm 3,67$	5,38

Objaśnienia – Explanations:

x_1 = średnia mies. temperatura VI – x_1 = average monthly air temperature of June

x_2 = suma mies. opadów (VII–IX) – x_2 = precipitation totals of July to September

x_3 = średnia mies. temperatura IX – x_3 = average monthly air temperature of September

TABELA 2. Podstawowa charakterystyka zmiennych meteorologicznych i plonów ziemniaków późnych (1957–1977)

TABLE 2. Base statistical characteristic of meteorological and yields elements late potatoes (1957–1977)

Elementy meteorologiczne – Meteorological elements Plon – Yield	Licz- bność próby No	Wartość – Value			Odch. stand Std. deviation	Wsp. zmienn. [%] Coefficient of variaaion
		średnia Average	minimum Minimum	maksimum Maximum		
Średnia miesięczna temp. VI – Average monthly air temperature of VI [°C]	46	16,0	13,4	19,0	1,3173	8,2
Średnia miesięczna temp. IX – Average monthly air temperature of IX [°C]	46	12,4	10,1	15,5	1,4361	11,6
Suma opadów atn. okresu VII–IX – Precipitation totals of VII–IX [mm]	46	229	91	455	86,2468	37,6
Plon – Yield[t/ha]	46	30,40	18,60	42,07	5,3849	17,7

IX o wartościach od 10,1°C (minimum) do 15,5°C (maksimum) i sumy opadów okresu VII–IX od 91 do 445 mm. Plony ziemniaka późnego w badanych latach, uwzględnione w modelu regresji, wahały się od 18,6 do 42,1 t/ha, wynosząc średnio 30,4 t/ha (tab. 2). Wartości obliczonej dla lat 1957–1977 średniej miesięcznej temperatury VI wahają się od 14,8 do 15,5°C, średniej miesięcznej IX od 12,1 do 13,4°C; sumy opadów okresu VII–IX wynoszą od 210 do 285 mm. Plony ziemniaka późnego obliczone dla lat 1957–1977 wynoszą średnio 30,7 t/ha, waha- jąc się od 27,3 do 34,1 t/ha (tab. 3). Przy średnim procentowym błędzie oceny dopasowania funkcji ED wynoszącym 18,0% oraz zmienności z roku na rok plonu ziemniaków późnych wynoszącej 226,7% ocenę dopasowania wartości estymowanych plonu uznaje się za dobrą.

Wartości obliczonej średniej miesięcznej temperatury VI w latach 1991–2030 w Koszalinie zmieniają się od

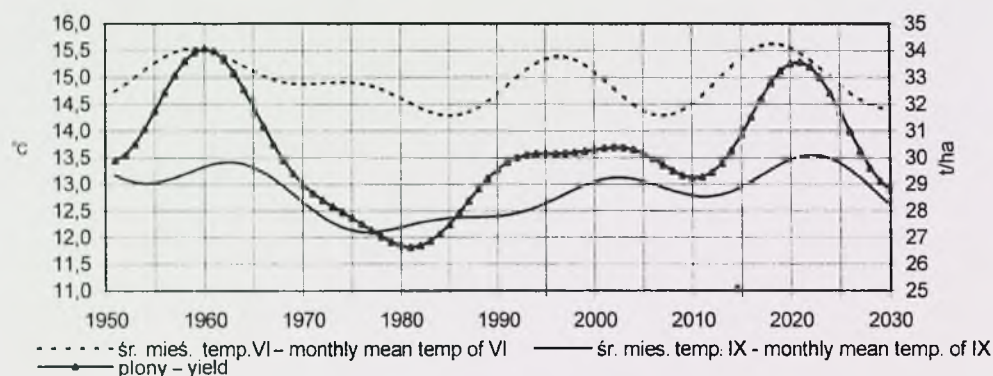
14,3°C (minimum) do 15,6°C (maksimum), średnia temperatura VI wynosi 15,0°C. Średnia miesięczna temperatura IX w latach 1991–2030 wynosi 13,0°C, minimalna 12,4°C i maksymalna 13,6°C (rys. 1). Sumy opadów okresu VII–IX obejmują zakres od 215 mm (minimum) do 260 mm (maksimum) przy wartości średniej w wieloleciu 237 mm (rys. 2).

Plony ziemniaka późnego ekstrapolowane dla okresu 1991–2030 wynoszą średnio 30,7 t/ha; wartość minimalna 28,8 t/ha występuje w roku 2030, maksymalna 33,6 t/ha w roku 2021. Najkorzystniejszy układ warunków opadowo-termicznych dla plonowaniu ziemniaka późnego charakteryzuje lata 2016–2024 (rys. 1 i 2). Plonowaniu sprzyjać będą wyższa od średniej wieloletniej z lat 1991–2030 średnia miesięczna temperatura VI (o wartościach od 15,0 do 15,6°C) i średnia miesięczna temperatura IX (o wartościach od 13,1 do 13,6°C) oraz zbli- żone do średniej (w roku 2016) i wyższe

TABELA 3. Charakterystyka statystyczna obliczonych elementów meteorologicznych i plonów ziemniaków późnych (1957–1977)

TABLE 3. Base statistical characteristic of estimated meteorological elements and yields late potatoes (1957–1977)

Elementy meteorologiczne – Meteorological elements Plon – Yield	Licz- bność próby No	Wartość – Value			Odch. stand Std. deviation	Wsp. zmienn. [%] Coefficient of varioaion
		średnia Average	minimum Minimum	maksimum Maximum		
Średnia miesięczna temp. VI – Average monthly air temperature of VI [°C]	21	15,1	14,8	15,5	0,2665	1,8
Średnia miesięczna temp. IX – Average monthly air temperature of IX [°C]	21	12,9	12,1	13,4	0,4993	3,9
Suma opadów atm. okresu VII–IX – Precipitation totals of VII–IX [mm]	21	241	210	285	27,5485	11,4
Plon – Yield [t/ha]	21	30,75	27,27	34,07	2,5084	8,2



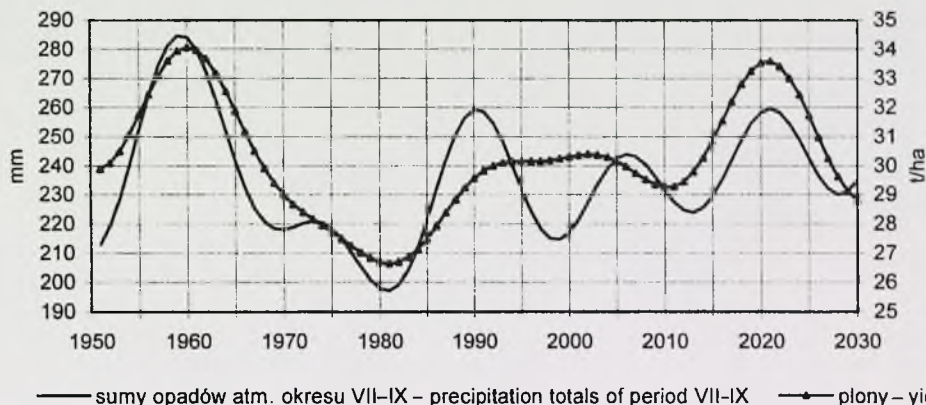
RYСУNEK 1. Przebieg estymowanych wartości średniej miesięcznej temperatury czerwca i września oraz klimatyczny wskaźnik plonu ziemniaków późnych dla lat 1951–2030

FIGURE 1. Estimated values of average monthly temperature in June and September and yields of late potatoes in Koszalin in the years 1951–2030

od średniej wieloletniej w następnych latach, sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX (o wysokości 235–260 mm). Lata 1993–2005 można uznać za średnio korzystne dla plonowania ziemniaków późnych, głównie ze względu

na dość niskie sumy opadów okresu VII–IX, szczególnie w latach 1997–2000.

Najmniej korzystny układ warunków meteorologicznych dla plonowania ziemniaków późnych charakteryzował lata 1980–1982. W roku 1981 wystąpiło minimum wieloletniego (1951–2030) cyklu



RYSUNEK 2. Przebieg estymowanych wartości sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX oraz klimatyczny wskaźnik plonu ziemniaków późnych dla lat 1951–2030

FIGURE 2. Estimated values of precipitation totals of July to September and estimated yields of late potatoes in Koszalin in the years 1951–2030

sum opadów okresu VII–IX (rys. 2); wartości temperatury średniej miesięcznej VI były nieco niższe od średniej z lat 1851–1990; wartości średniej miesięcznej temperatury IX były również niskie i wynosiły 12,2–12,3°C (drugorzędne minimum o wartości 12,1°C wystąpiło w 1977 roku) (rys. 1).

Wnioski

1. Temperatura powietrza i opady atmosferyczne Koszalina z lat 1851–1990 wykazują okresową zmienność istotną dla plonowania ziemniaków późnych.
2. Plonowanie ziemniaka późnego warunkuje wzajemny układ cykliczności parametrów meteorologicznych – średniej miesięcznej temperatury czerwca i września oraz sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX.
3. Dopasowanie wskaźnika klimatycznego plonu estymowanego w stosunku do plonu rzeczywistego ziemniaka późnego z lat 1957–1977 uznaje się za dobre.
4. Zmiany cykliczne w termice i opadach istotnie wpływały na plonowanie ziemniaków późnych w północnej Polsce. Pozwala to na ekstrapolację plonowania tej rośliny na przyszłe wielolecia w zależności od wzajemnego rozkładu w czasie okresowej zmienności elementów meteorologicznych.
5. Okresowość zmienności warunków opadowo-termicznych w oddziaływaniu na plonowanie ziemniaków późnych wykazuje, że wpływ zmian klimatu na rolnictwo do roku 2030 będzie znacznie mniejszy niż wykazują to scenariusze oparte na zawartości CO₂ w atmosferze.

Literatura

- BANASZKIEWICZ B. 1999: *Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce północnej i jej wpływ na produktywność rolniczą klimatu*. Praca doktorska.
- GRABOWSKA K. 1989: Wpływ temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na plonowanie ziemniaków w północno-wschodniej części Polski. I. Wpływ warunków meteorologicznych w poszczególnych międzyfazach na plonowanie ziemniaków. *Acta Acad. Agricult. Techn. Olst. Agricult.*, 50, 71–83. II. Wpływ miesięcznych wartości temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na plonowanie ziemniaków. 50, 85–93.
- KUCHAR L. 1993: Przewidywanie sum opadów i średnich temperatur powietrza w aspekcie prognozowania plonów roślin uprawnych. *Zesz. Nauk. AR Wrocław*, rozpr. 118.
- KUCHAR L. 1996: Zastosowanie modelu wielomianowego do prognozowania plonów ziemniaka w gospodarstwie. *Fragm. Agron.* 2, 74–86.
- RYSZKOWSKI L., KĘDZIORA A. 1993: Rolnictwo a efekt szklarniowy. *Kosmos*, 42 (1): 123–149.
- SADOWSKI M., (red.), 1996: *Strategie redukcji emisji gazów cieplarnianych i adaptacja pol-*

skiej gospodarki do zmian klimatu. Synteza. Studium krajowe w sprawie zmian klimatu. Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.

Summary

The paper analyzes the air temperature and precipitation in north of Poland and their impact on the potatoes yield. Step-wise regression was applied to estimate the dependence of the yield of four potatoes varieties on rainfall and temperature. The results of estimation of periodicity changes of temperature and precipitation conditions relevant for potato yielding were used to estimation the climatic yield coefficient values calculated for the years 1951–2030 (Fig. 1 and 2).

Authors' address:

Barbara Banaszkiewicz, Krystyna Grabowska
W-M University
ul. Prawocheńskiego 21
10-718 Olsztyn
Poland

Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych i jej wpływ na plonowanie ziemniaków późnych w Polsce północnej. Część II

Temperature and precipitation variability and its impact on potatoes yield in northern Poland. Part II

Wstęp

Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych stanowi istotny czynnik różnicujący wysokość plonów. Analiza okresowości temperatury powietrza i opadów atmosferycznych uwzględniająca wymagania klimatyczne roślin uprawnych może przyczynić się do większej efektywności gospodarowania. Praca przedstawia analizę spektralną wybranych elementów meteorologicznych Koszalina z lat 1851–1990 istotnych dla plonowania ziemniaka późnego.

Materiały i metody

Analizy okresowości wybranych elementów meteorologicznych Koszalina z lat 1851–1990 istotnych dla plonowania ziemniaka późnego dokonano metodą pojedynczego widma Fouriera (filtr

4235H, bez średniej i trendu liniowego, ocena gęstości widmowej dokonana za pomocą okna Hamminga) (Conrad, Pollak 1950; Statistica 1995).

$$x_i = a_0 + (\sum_k \{a_k \times \cos[2\pi f_k (t - 1)]\} + \{b_k \times \sin[2\pi f_k (t - 1)]\})$$

$$a_0 = \bar{x},$$

$2\pi f_k$ – częstotliwość wyrażana w radianach na jednostkę czasu – frequency in radian/time units.

Badanie rozkładu wartości periodogramów wybranych elementów meteorologicznych Koszalina z lat 1851–1990 względem rozkładu wykładniczego wykazało, że szeregi wyjściowe różnią się od białego szumu na poziomie $\alpha = 0,001$. Parametry czterech dominujących cykli wyznaczonych na podstawie analizy okresowości posłużyły do obliczenia wartości wybranych elementów meteorologicznych dla lat 1851–2030 (tab. 1).

TABELA 1. Wyniki analizy widmowej wybranych elementów meteorologicznych Koszalina z lat 1851–1990. Największe wartości periodogramu

TABLE 1. The spectral analysis results of average monthly air temperature of June and September and of precipitation totals of July to September in Koszalin in the years 1851–1990. Largest values of periodogram

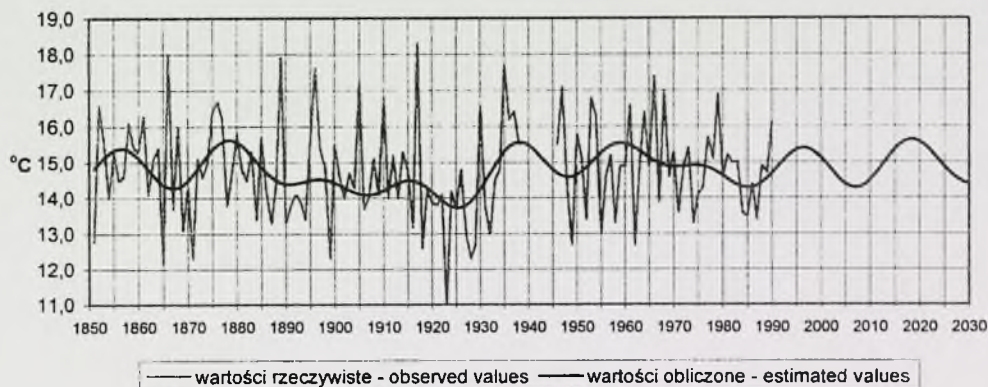
Elementy meteorologiczne Meteorological elements	Częstot. Frequency	Okres Period	Wsp. przy cos. Cosine coeffs	Wsp. przy sin. Sine coeffs	Periodog. Periodog.	Gęstość Density
Średnia mies. temperatura czerwca – Average monthly air temperature of June	0,0500 0,0143 0,0357 0,0071 0,0857	20,00 70,00 28,00 140,00 11,67	–0,2389 –0,3037 0,2369 0,2549 0,2440	0,2761 0,1629 0,2378 –0,1579 0,0846	9,3296 8,3162 7,8874 6,2925 4,6690	5,6033 6,3444 5,5544 5,1793 2,9683
Średnia mies. temperatura września – Average monthly air temperature of September	0,0143 0,0357 0,0500 0,0071 0,1214	70,00 28,00 20,00 140,00 8,24	–0,3621 0,1191 –0,1349 –0,0676 0,1836	0,4640 0,2144 –0,2029 –0,2323 –0,0421	24,2480 4,2110 4,1561 4,0979 2,4831	12,3271 2,5333 2,2987 7,8884 1,6656
Sumy opadów atm. okresu lipiec – wrzesień – Precipitation totals of July to September	0,0071 0,0357 0,0643 0,0286 0,0429	140,00 28,00 15,56 35,00 23,33	–20,1055 15,0700 16,8245 1,5984 –11,2707	4,5360 –10,0315 0,5393 16,3041 3,2762	29736,4 22941,6 19834,8 18786,5 9643,4	15991,1 17464,8 10127,1 15522,5 11996,5

Wyniki

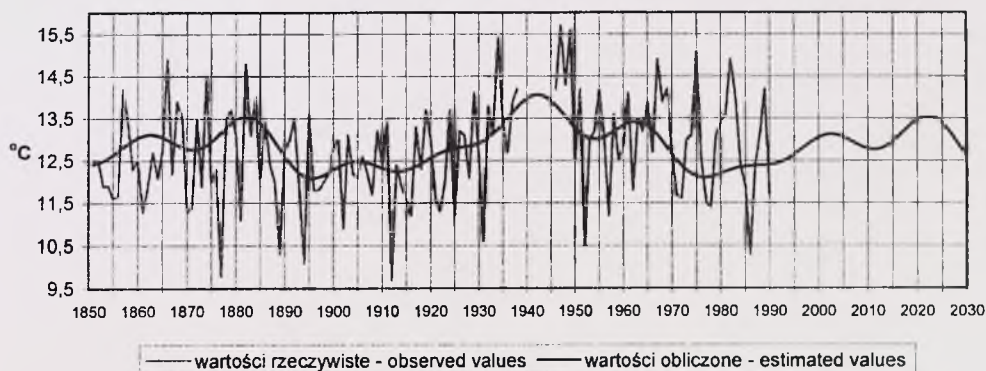
Średnia miesięczna temperatura VI w Koszalinie w latach 1851–1990 wykazywała zróżnicowanie od 11,0°C (minimum w 1923 r.) do 18,3°C (maksimum w 1917 r.), wartość średnia wynosiła 14,8°C (rys. 1). Obliczone wartości średniej miesięcznej temperatury VI w latach 1851–2030 zmieniają się od 13,7°C (minimum w 1925 r.) do 15,6 °C (maksimum w roku 2015); wartość średnia z lat 1851–2030 wynosi 14,8°C (rys. 1). Minima drugorzędne obliczonej średniej miesięcznej temperatury VI o wartościach od 14,1 do 14,6°C występują również w latach 1867, 1891, 1907, 1948, 1985, 2007; a maksima podrzędne o wartościach od

14,5 do 15,6°C występują w latach 1856, 1878, 1915, 1938, 1959 i 1996.

Średnia miesięczna temperatura IX w latach 1851–1990 w Koszalinie wykazuje minimum o wartości 9,7°C w 1912 r., a maksimum 15,7°C w 1947 r.; wartość średnia w wieloleciu wynosi 12,7°C (rys. 2). Zakres obliczonej średniej miesięcznej temperatury IX w latach 1851–2030 obejmuje 2,0°C, od minimum 12,1°C w 1896 r. do maksimum 14,1°C w 1942 r., przy wartości średniej w wieloleciu wynoszącej 12,9°C (rys. 2). Drugorzędne minima o wartościach 12,1–13,0°C występują również w latach 1871, 1913, 1954, 1977 i 2011, podrzędne maksima o wartościach 12,5–13,6°C w latach 1859, 1882, 1905, 1963, 2003, 2022.



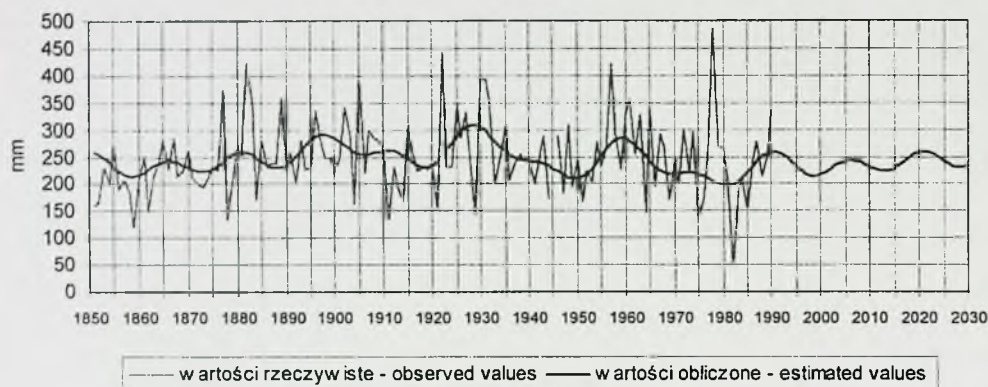
RYSUNEK 1. Przebieg średniej miesięcznej temperatury czerwca w Koszalinie
FIGURE 1. The course of monthly air temperature of June in Koszalin



RYSUNEK 2. Przebieg średniej miesięcznej temperatury września w Koszalinie
FIGURE 2. The course of monthly air temperature of July in Koszalin

Sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX w latach 1851–1990 w Koszalinie zmieniały się od minimum (48 mm) w 1982 r. do maksimum (487 mm) w 1978 r., średnia wieloletnia suma opadów wynosi 248 mm (rys. 3). Obliczone sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX w latach 1851–2030 wykazują minimum (197 mm) w 1981 r. i maxi-

mum (310 mm) w 1929 r., średnia wieloletnia suma opadów wynosi 244 mm (rys. 3). Podrzędne minima sumy opadów okresu VII–IX (215–233 mm) występują w latach 1859, 1873, 1888, 1919, 1950, 1999, 2013 i 2028, a drugorzędne i dalszych rzędów maksima wynoszą 244–293 mm i występują w latach 1866, 1881, 1898, 1959, 1990, 2006 i 2021.



RYSUNEK 3. Przebieg sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX w Koszalinie
 FIGURE 3. The course of precipitation totals of the period VII–IX in Koszalin

Wnioski

1. Analiza widmowa wybranych elementów meteorologicznych z lat 1851–1990 w Koszalinie wykazała występowanie istotnej okresowości. Kolejność okresów uszeregowana wg malejących wartości periodogramu:
 - a) w przebiegu średniej miesięcznej temperatury czerwca: 20,00-; 70,00-; 28,00-; 140,00-; 11,67-letniej;
 - b) w przebiegu średniej miesięcznej temperatury września: 70,00-; 28,00-; 20,00-; 140,00-; 8,24-letniej;
 - c) w przebiegu sumy opadów atmosferycznych okresu VII–IX: 140,00-; 28,00-; 15,56-; 35,00-; 23,00-letniej.

Literatura

CONRAD V., POLLAK L.W., 1950: *Methods in climatology*. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts.
 STATISTICA. 1995. Statsoft 1995.

Summary

The paper presents spectral (Fourier) analysis results of average monthly air temperature of June and September and precipitation totals of the period VII–IX in Koszalin of the period 1851–1990. The series were filtered (it was used the 4235H filter), the linear trend and means values were removed from the series before the analysis also. The periodogram values was computed using Hamming window (5). The table 1 presents statistically significant parameters of periodic oscillations which were founded in the data series. Figures 1, 2 and 3 presents observed values and estimated values of air temperature and precipitation as the superposition of 4 predominant cycles founded in adequate time series.

Author's address:

Barbara Banaszkiewicz
 W-M University
 ul. Prawocheńskiego 21
 10-718 Olsztyn
 Poland

Wpływ wysokości opadów atmosferycznych i liczby dni z opadem na plonowanie jęczmienia jarego uprawianego w warunkach gleby lessowej

The influence of precipitation amount and number of days with precipitation on yield of spring barley cultivated on loess soil

Za główną przyczynę zmienności plonowania roślin uważa się stan zaopatrzenia w wodę w okresie ich wzmożonego zapotrzebowania. W świetle aktualnych badań okres krytyczny u jęczmienia jarego przypada w czasie od strzelania w źdźbło do dojrzałości mleczej (Pasela 1976), Panek 1992). Najczęściej ilość potrzebnej wody określa się sumą opadów atmosferycznych (Panek 1992), uwzględniając ilość i częstotliwość (Zawora i in. 1990), lub bardziej precyzyjnie, jako zapasy wody w glebie w jej metrowej warstwie (Pasela 1976). W opracowaniu wykorzystano materiały z doświadczeń polowych z jęczmieniem jarym uprawianym na glebie lessowej z lat od 1985 do 1999 roku. Potrzeby wodne jęczmienia jarego określono w okresach rozwojowych wyszczególnionych w tabeli 1. Liczbę dni z opadem i wysokość sum dobowych opadu przeanalizowano na tle plonów uzyski-

wanych w poszczególnych okresach rozwojowych jęczmienia jarego. Do ustalenia klas opadowych przyjęto podział wg Olechnowicz-Bobrowskiej (1970). Posługując się metodą modelową (Makowiecki 1986), wydzielono z uzyskanego zbioru opady średnie, niskie i wysokie. Podstawą tego podziału była wartość odchylenia standardowego. Przedział opadów średnich ustalono w granicach $\pm 1/2$ odchylenia standardowego, opady niskie i wysokie zawierały się poniżej i powyżej tej wartości (tab. 1). Średni plon w 15-letnim okresie badań wynosił 59,3 dt/ha przy odchyleniu standardowym 14,6 i był zbliżony do plonu uzyskiwanego w warunkach produkcyjnych (Harasim 1977). Dla plonów wysokich obliczono liczbę dni z opadem oraz jej średni procent w poszczególnych klasach opadowych i okresach rozwojowych, co zilustrowano w tabeli 2.

W początkowym okresie rozwoju jęczmienia jarego od siewu do krzewienia

TABELA 1. Wpływ wysokości opadów atmosferycznych na plonowanie jęczmienia jarego
TABLE 1. The influence of precipitation amount on spring barley yielding

Okresy rozwojowe Development stages	Średnia długość okresu [dni] Mean duration of period [days]	Opady atmosferyczne Precipitation						
		niskie Low		średnie Mean		wysokie High		średnia w 15-letnim okresie badań The mean in 15 year period of investigation
		Opad Precipitation [mm]	Plon Yield [%]	Opad Precipitation [mm]	Plon Yield [%]	Opad Precipitation [mm]	Plon Yield [%]	
1. Siew – krzewienie Sowing – spreading	27	< 15,7	125,3	15,7–44,7	96,3	> 44,7	95,1	42,0
2. Krzewienie – strzelanie w źdźbło Spreading – stem shooting	17	< 10,6	131,0	10,6–50,4	97,0	> 50,4	98,0	52,7
3. Strzelanie w źdźbło – kłoszenie Stem shooting – heading	21	< 21,5	89,3	21,5–46,6	110,1	> 46,6	96,0	54,7
4. Kłoszenie – dojrzałość Heading – maturity	33	< 46,7	99,8	46,7–64,2	88,5	> 64,2	104,4	70,3
5. Od siewu do dojrzałości From sowing to maturity	98	< 143,0	125,3	143,0–191,4	95,1	> 191,4	96,1	219,0

trwającym średnio 27 dni zapotrzebowanie na opady atmosferyczne kształtowało się na poziomie niskim i wynosiło < 15,7 mm, przy ogólnej liczbie dni z opadem 8,5 dnia i średniej procentowej 31,5%. Podobnie w okresie od krzewienia do strzelania w źdźbło opad niski w wysokości < 10,6 mm przy 7,3 dnia z opadem i 42,9% dni z opadem w tej fazie rozwojowej umożliwiał uzyskanie plonu w wy-

sokości 131,0% plonu średniego wieloletniego. Okres zwiększonych potrzeb wodnych jęczmienia jarego zaobserwowano w okresach od strzelania w źdźbło do kłoszenia i od kłoszenia do dojrzałości pełnej, gdzie wyznaczone opady optymalne zawierały się w przedziale opadów średnich i wysokich, odpowiednio 21,5–46,6 i > 64,2 mm, przy najczęstszych opadach z klasy 1,1–5,0 mm i zbliżonej

TABELA 2. Optymalna liczba dni z opadem i ich średnia procentowa warunkująca uzyskanie maksymalnych plonów jęczmienia jarego

TABLE 2. Optimal number of days with precipitation and their percentage mean conditioning the maximum spring barley yield

Okresy rozwojowe Development stages	Klasy opadowe Precipitation rank					Ogólna liczba dni z opadem Total number of days with precipitation Średni procent liczby dni z opadem Percentage mean number of day with precipitation
	0,1–1,0	1,1–5,0	5,1–10,0	10,1–20,0	> 20,1	
1. Siew – krzewienie Sowing – spreading	3,4 12,6	3,3 12,2	1,1 4,1	0,7 2,6	0,0 0,0	8,5 31,5
2. Krzewienie – strzelanie w źdźbło Spreading – stem shooting	2,4 14,1	1,7 10,0	1,7 10,0	0,8 4,7	0,7 4,1	7,3 42,9
3. Strzelanie w źdźbło – kłoszenie Stem shooting – heading	2,4 11,4	3,1 14,8	1,8 8,6	0,7 3,3	0,5 2,4	8,5 40,5
4. Kłoszenie – dojrzałość Heading – maturity	3,3 10,0	6,0 18,2	3,1 9,4	1,3 3,9	0,0 0,0	13,7 41,5
5. Od siewu do dojrzałości From sowing to maturity	11,5 12,1	14,1 14,8	7,7 8,1	3,5 3,5	1,2 1,3	38,0 40,0

średniej procentowej liczbie dni z opadem. Opady średnie wieloletnie okazały się wystarczające, a nawet zaznaczył się ich nadmiar w stosunku do wyznaczonych, gwarantujących osiągnięcie wysokich plonów jęczmienia jarego.

W analizowanych warunkach glebowo-klimatycznych opady atmosferyczne nie limitowały wysokości plonowania jęczmienia jarego. Wystąpił niewielki ich nadmiar nie powodujący zniżki plonowania. Jak podają Marks i inni (1993), rodzaj gleby silniej modyfikował plon aniżeli opady w okresie wegetacji. W warunkach przeprowadzonych doświadczeń,

gleby lessowej oraz wysokiej reprezentatywności stacji meteorologicznej uzyskane wyniki mogą być przeniesione na tereny przyległe (Machnik 1973). Na uwagę zasługuje fakt zróżnicowania plonowania w zależności od przedplonu i uprawy w monokulturze, przy czym najniższe straty w plonowaniu wystąpiły w latach o umiarkowanych opadach i na bardzo dobrych glebach (Siuta i inni 1993). Występuje zatem potencjał produkcyjny, który może być wykorzystany do zwiększenia plonowania poprzez intensyfikację produkcji.

Zastosowana metoda pozwoliła na wstępne określenie potrzeb opadowych jęczmienia jarego w jego poszczególnych okresach rozwoju pod względem wysokości sum opadów i częstości ich występowania. Pomiar opadów atmosferycznych wraz ze ścisłą jego analizą w kolejnych okresach rozwoju daje możliwość przybliżonego określenia wysokości plonu końcowego.

Literatura

- OLECHNOWICZ-BOBROWSKA B. 1970: Zależność plonowania niektórych roślin uprawnych od liczby dni z opadem. *Zesz. Nauk. WSR w Krakowie. Melioracje*, z. 4, 101–119.
- HARASIM A. 1997: Porównanie plonowania zbóż w doświadczeniu polowym i zasiewach produkcyjnych. *Fragm. Agronom.* 1/97, 26–33.
- MARKS M., NOWICKI J., BUCZYŃSKI G. 1993: Wpływ warunków agrometeorologicznych i glebowych na plonowanie jęczmienia jarego w północno-wschodnim rejonie Polski. *Fragm. Agronom.* 4/93, 87–98.
- MACHNIK R. 1973: Przyrodnicza reprezentatywność stacji doświadczalnych oceny odmian. *Biul. Oceny Odm.* 4, 23–86.
- MAKOWIECKI J. 1986: Ocena zapotrzebowania ziemniaków na opady atmosferyczne metodą modelową. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, z. 268, 315–323.
- PANEK K. 1992: Działanie i współdziałanie usłonecznienia, temperatury i opadów na plonowanie zbóż jarych w Polsce. *Zesz. Nauk. AR Wroc. Rozpr. Hab.* 109.
- PASELA E. 1976: Okresy zwiększonych potrzeb wodnych jęczmienia jarego uprawianego na glebie lekkiej oraz warunki utrzymania korzystnej dla roślin wilgotności gleby. *Acta Agr. et Silv. s. Agr.* Vol. XVI/2, 85–99.
- SIUTA A., KAMIŃSKA M. 1998: Plonowanie jęczmienia jarego w zależności od przedplonu. *Pam. Pul.* 112, 186–191.
- ZAWORA T., OLECHNOWICZ-BOBROWSKA B., PASELA E. 1990: Wpływ ilości i częstości opadów atmosferycznych na plonowanie roślin uprawnych w Karpatach zachodnich. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, z. 10, 89–96.

Summary

Yielding of spring barley against the background of precipitation sum and number of days with precipitation in the distinguished development stages was analysed in the work. The modelling method used allowed to determine optimal precipitation amount and number of days with precipitation for its cultivation on loess soil. In the critical period from heading to maturity the water demand was the highest mainly in the precipitation rank from 1.1 to 5.0 mm. It was stated that precipitation amount did not limit the yield, in the investigated region a small surplus was observed. The modelling method used in the work allows to assessment of plant water demand and allows to determine expected yield height.

Tomasz ROZBICKI

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation
Division of Meteorology and Climatology

Obliczenie potencjalnego przyrostu plonu pszenicy ozimej metodą opadów optymalnych i temperatury optymalnej Assessment of potential increase of winter wheat yield by the use optimum of rainfall and optimum temperature method

Wstęp

Równania wiążące wysokość plonów roślin uprawnych i elementy meteorologiczne, zwane modelami pogoda-plon, umożliwiają symulację zachowania się rośliny w zmieniających się warunkach meteorologicznych. Istnieje wiele innych przykładów zastosowań takich modeli: prognoza wysokości i jakości plonów, określenie wartości plonotwórczej elementów meteorologicznych, prognozowanie wysokości plonów o określonym prawdopodobieństwie, sporządzanie ogólnych i szczegółowych map bonitacyjnych klimatu. W niniejszej pracy, wykorzystując wspomniane na wstępie równania, sumy opadów optymalnych dla roślin oraz optymalne temperatury powietrza, podjęto próbę określenia potencjalnego przyrostu plonu pszenicy ozimej, to znaczy zbadania, o ile wzrośnie wysokość plonu w przypadku wystą-

pienia opadu optymalnego i temperatury optymalnej w określonym okresie rozwojowym. Podobna analiza była już przeprowadzana (Rozbicki 2000). Posłużono się w niej wartościami opadów optymalnych wg Klatta. W prezentowanej pracy wykorzystano optymalne sumy opadów atmosferycznych i temperatury optymalne podane przez Górskiego (za Listowskim 1983).

Materiał i metoda

Do opracowania modeli pogoda-plon wykorzystano materiał badawczy pochodzący z sześciu Stacji Doświadczalnych Oceny Odmian i związanych z nimi stacji meteorologicznych sieci IMGW. Stacje w Prusimiu i w Radostowie leżą w obrębie klimatu bałtyckiego, stacje w Kościelcu i w Sulejowie położone są na obszarze klimatu Wielkich Dolin, a stacje

w Zybiszowie i Przeclawiu w obrębie klimatu podgórskich nizin i kotlin. Uprawa pszenicy ozimej w Prusimiu i w Kościelcu prowadzona jest na glebach lekkich, w Sulejowie na glebach średnich, a w Radostowie, Zybiszowie i Przeclawiu na glebach ciężkich. Dla Radostowa materiał pochodzi z okresu 1970–1985, w przypadku pozostałych pięciu stacji z wielolecia 1970–1990. Związki między wysokością plonu a elementami meteorologicznymi określano metodą analizy regresji wielokrotnej krokowej (Rozbicki 1997). Otrzymano następujące równania (równania 1):

Dla Prusimia:

$$Y = 12,78 - 0,209 \cdot t_{\max(WR)} - 0,0861 \cdot t_{(ZK)} + 0,243 \cdot P_{(ZK)} - 0,0586 \cdot L_{(ZK)} + - 0,130 \cdot I_{a(KD)} + 0,765 \cdot dv_{(KD)}$$

Dla Radostowa:

$$Y = 3,22 + 0,000586 \cdot P_{(SW)}^2 - 0,634 \cdot IL_{(SW)} + 0,933 \cdot a_{(WR)} - 0,296 \cdot t_{(RZ)} + + 2,961 \cdot P_{(RZ)} - 8,617 \cdot IL_{(RZ)}$$

Dla Kościelca:

$$Y = 15,20 - 0,618 \cdot P_{(SW)} - 0,206 \cdot I_{a(SW)} - 0,244 \cdot dv_{(SW)} + 1,612 \cdot P_{(ZK)} - 5,518 \cdot IL_{(ZK)} - 0,444 \cdot t_{(KD)}$$

Dla Sulejowa:

$$Y = 4,621 - 2,136 \cdot IL_{(RZ)} + 1,739 \cdot P_{(ZK)} + 0,168 \cdot L_{(ZK)} - 0,573 \cdot I_{a(ZK)} - 1,577 \cdot IL_{(KD)} - 0,131 \cdot I_{a(KD)}$$

Dla Zybiszowa:

$$Y = 9,92 - 0,192 \cdot t_{(RZ)} + 5,027 \cdot IL_{(RZ)} - 0,413 \cdot I_{a(RZ)} - 0,0912 \cdot f_{(RZ)} + 0,651 \cdot t_{(ZK)} - 0,743 \cdot t_{\min(ZK)}$$

Dla Przeclawia:

$$Y = 0,90 + 0,148 \cdot L_{(SW)} + 0,277 \cdot d_{(SW)} + 0,771 \cdot a_{(WR)} - 0,152 \cdot I_{a(RZ)} - 0,7375 \cdot P_{(ZK)} + 0,000119 \cdot P_{(KD)}^2$$

gdzie:

$t_{\max}$ – temperatura maksymalna powietrza w [°C]

t – średnia temperatura powietrza w [°C]

P – wskaźnik opadu w [mm · d⁻¹]

L – liczba dni z opadem

I_a – wskaźnik wilgotności gruntu obliczony metodą „amerykańską”

dv – iloczyn niedosytu wilgotności powietrza i pierwiastka prędkości wiatru

IL – wskaźnik wilgotności gruntu obliczony metodą Lambora

a – amplituda temperatury powietrza w [°C]

f – wilgotność względna powietrza w [%]

$t_{\min}$ – temperatura minimalna powietrza w [°C]

d – niedosyt wilgotności powietrza w [hPa]

Indeksy w nawiasach oznaczają, z jakich okresów rozwojowych pochodzą elementy meteorologiczne:

SW – siew – wschody;

WR – wschody – wiosenne ruszenie wegetacji;

RZ – wiosenne ruszenie wegetacji – strzelanie w źdźbło;

ZK – strzelanie w źdźbło – kłoszenie;

KD – kłoszenie dojrzałość woskowa.

Suma opadu czy też ilość wody dostarczana roślinom w pewnym przedziale czasowym nie oddaje rzeczywistych możliwości jej wykorzystania, gdyż długość tej samej fazy fenologicznej zmienia się w kolejnych latach. W celu pełniejszego zobrazowania warunków opadowych wprowadzono wskaźnik opadu, obliczony jako suma opadu atmosferycznego za okres fazy rozwojowej i podzielona przez długość tej fazy (Łykowski 1984, Rozbicki 1997). Tak zdefiniowany wskaźnik opadu występuje w równaniach regresji i w ten sposób określono wskaźnik opadów optymalnych dla poszczególnych faz rozwojowych pszenicy ozimej.

W niektórych przypadkach równania 1 nie zawierają zmiennych temperatury powietrza (dla Sulejowa i Przecławia) czy też zmiennych opadu atmosferycznego (dla Zybszowa). Została podjęta pró-

ba znalezienia dla wszystkich sześciu stacji równań regresji wielokrotnej zawierających wyłącznie zmienne temperatury powietrza i opadu optymalnego (równania 2). W każdym przypadku uzyskano jednak równania cechujące się znacznie gorszymi charakterystykami statystycznymi niż równania 1 (tab. 1).

Analizie poddano wartości plonów pszenicy ozimej, po uwzględnieniu istotnego trendu czasowego (Y_R) oraz wartości plonów optymalnych obliczanych za pomocą przedstawionych równań regresji (równań 1). Wysokość plonu dla opadu optymalnego w danym roku (Y_P) obliczono w ten sposób, że do równania regresji podstawiono wskaźnik opadu optymalnego oraz wartości średnie pozostałych elementów meteorologicznych. Podobnie obliczono wartość plonu dla optymalnej temperatury w danym roku (Y_T).

TABELA 1. Charakterystyka równań opisujących związki między wysokością plonu pszenicy ozimej a elementami meteorologicznymi

TABLE 1. Characteristic of relationship equations between winter wheat yield and meteorological elements

Stacja Station	Model 1		Model 2	
	LZ NV	$R_{ad}^2 \cdot 100\%$	LZ NV	$R_{ad}^2 \cdot 100\%$
Prusim	6	76	3	31
Radostowo	6	82	6	46
Kościelec	6	74	7	33
Sulejów	6	69	6	42
Zybszów	6	74	5	69
Przecław	6	62	7	51

Model 1 – równanie regresji zawierające wszystkie elementy meteorologiczne jako zmienne niezależne
Model 1 – regression equation including all meteorological elements as independent variables

Model 2 – równanie regresji zawierające tylko opad atmosferyczny i temperaturę powietrza jako zmienne niezależne

Model 2 – regression equation including precipitation and air temperature as independent variables

LZ – liczba zmiennych w równaniu

NV – number of variables in equation

$R_{ad}^2 \cdot 100\%$ – współczynnik determinacji (adjustowany)
determination coefficient (adjusted)

Do równania regresji podstawiono temperaturę optymalną oraz wartości średnie pozostałych elementów meteorologicznych. Wysokość plonu optymalnego (Y_O) dla opadu optymalnego i temperatury optymalnej obliczono w ten sposób, że do modelu podstawiono wskaźnik opadu optymalnego i temperaturę optymalną oraz średnie wartości pozostałych elementów meteorologicznych.

Wyniki

W tabeli 2 podano wybrane charakterystyki statystyczne różnic między wysokością plonu optymalnego a plonem rzeczywistym przedstawione jako średnie obliczone dla całego rozpatrywanego wielolecia. Średnie wartości tych różnic obrazują teoretyczne możliwości wzrostu plonu pszenicy ozimej.

Najwyższą średnią różnicę między plonem obliczonym dla opadu optymalnego a plonem rzeczywistym uzyskano dla stacji w Kościelcu ($0,55 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Uprawa pszenicy prowadzona jest tam na glebie lekkiej, mającej mniejsze zdolności retencyjne a stacja leży w obrębie klimatu Wielkich Dolin, gdzie sumy opadów są niższe. Takie warunki powodują, że opad atmosferyczny ma tu przeważnie decydujące znaczenie dla rozwoju rośliny. Dla drugiej stacji leżącej w tym klimacie (Sulejowa) uzyskano różnicę ($0,36 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Mniejsze znaczenie opadu dla rozwoju roślin, a więc i mniejszy potencjalny przyrost plonu wynika z większej retencyjności gleby, na której uprawia się tu pszenicę ozimą. W przypadku stacji w Prusimiu średnia różnica jest bli-

ska zera i wynosi $0,08 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. Pomimo tego, że uprawa prowadzona jest na glebie lekkiej, niższa różnica spowodowana jest tym, że w obrębie klimatu bałtyckiego sumy opadów są wyższe, a więc bardziej zbliżone do warunków optymalnych. Potwierdza to wynik uzyskany dla stacji w Radostowie. Średnia różnica między plonem optymalnym a plonem rzeczywistym jest ujemna i wynosi aż $-1,16 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. Warunki i klimatyczne i glebowe Radostowa zbliżone są do optymalnych wilgotnościowych warunków rozwoju i plonowania pszenicy ozimej. Podobne wyniki (najwyższa różnica między plonem optymalnym a rzeczywistym wystąpiła w Kościelcu, a najniższa i także ujemna w Radostowie) uzyskano, gdy do wyznaczenia plonu optymalnego posłużono się wartościami opadów optymalnych wg Klatta (Rozbicki 2000). Otrzymano jednak nieco inne wartości różnic. Stosunkowo wysoką wartość różnicy między plonem obliczonym dla opadu optymalnego a plonem rzeczywistym uzyskano dla stacji w Przecławiu ($0,42 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Silny związek między wysokością opadu a plonowaniem roślin uprawnych (a więc także między opadem optymalnym a teoretycznymi możliwościami wzrostu plonu) wynika z położenia klimatycznego tej stacji. Leży ona w najcieplejszym, jeśli chodzi o okres wegetacyjny rejonie Polski i czynnikiem „brakującym” do optymalnego plonowania jest opad atmosferyczny.

Najwyższą różnicę między plonem obliczonym dla temperatury optymalnej a plonem rzeczywistym uzyskano dla stacji w Prusimiu ($1,08 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Silny związek między optymalną temperaturą a mo-

TABELA 2. Różnice pomiędzy wartością plonu optymalnego a plonem rzeczywistym pszenicy ozimej dla sześciu badanych stacji

TABLE 2. Differences between optimum yield values and real yield of winter wheat for six considered stations

Stacja Station	Różnica Difference	Δ	σ	Max	Min	n
Prusim	$Y_P - Y_R$	0,08	0,29	0,49	-0,44	45
	$Y_T - Y_R$	1,08	1,39	3,93	-1,37	23
	$Y_O - Y_R$	1,14	1,17	3,62	-0,94	14
Radostowo	$Y_P - Y_R$	-1,16	0,53	-0,05	-2,01	100
	$Y_T - Y_R$	0,31	1,56	2,12	-4,36	24
	$Y_O - Y_R$	-0,86	1,32	1,06	-4,62	71
Kościelec	$Y_P - Y_R$	0,55	1,04	2,30	-1,14	38
	$Y_T - Y_R$	0,11	0,38	0,61	-0,59	38
	$Y_O - Y_R$	0,66	1,04	2,60	-0,94	38
Sulejów	$Y_P - Y_R$	0,36	1,42	2,31	-2,26	33
	$Y_O - Y_R$	0,36	1,42	2,31	-2,26	33
Zybiszów	$Y_T - Y_R$	-1,99	1,26	-0,45	-5,44	100
	$Y_O - Y_R$	-1,99	1,26	-0,45	-5,44	100
Przeclaw	$Y_P - Y_R$	0,42	0,81	1,87	-0,99	35
	$Y_O - Y_R$	0,42	0,81	1,87	-0,99	35

Y_P – wysokość plonu obliczona dla opadu optymalnego w $[t \cdot ha^{-1}]$

– value of the yield calculated for optimum rainfall in $[t \cdot ha^{-1}]$

Y_R – rzeczywista wysokość plonu w $[t \cdot ha^{-1}]$

– real value of the yield in $[t \cdot ha^{-1}]$

Y_T – wysokość plonu obliczona dla temperatury optymalnej w $[t \cdot ha^{-1}]$

– value of the yield calculated for optimum air temperature in $[t \cdot ha^{-1}]$

Y_O – wysokość plonu obliczona dla opadu optymalnego i temperatury optymalnej w $[t \cdot ha^{-1}]$

– value of yield calculated for optimum rainfall and optimum air temperature in $[t \cdot ha^{-1}]$

Δ – średnia wartość różnicy w $[t \cdot ha^{-1}]$

– mean value of the difference in $[t \cdot ha^{-1}]$

σ – odchylenie standardowe w $[t \cdot ha^{-1}]$

– standard deviation in $[t \cdot ha^{-1}]$

n – częstotliwość wystąpienia ujemnej różnicy w [%]

– frequency of the negative difference in $[t \cdot ha^{-1}]$

żliwością przyrostu plonu wynika z położenia tej stacji w obrębie klimatu bałtyckiego. Jest to region dość bogaty w opady atmosferyczne, więc decydujące znaczenie ma tu przeważnie temperatura powietrza. Znacznie niższe wartości różnic między plonem obliczonym dla tempera-

tury optymalnej a plonem rzeczywistym uzyskano dla Radostowa ($0,13 t \cdot ha^{-1}$) i dla Kościelca ($0,11 t \cdot ha^{-1}$). W przypadku stacji w Zybiszowie, położonej w jednym z najcieplejszych obszarów Polski, różnica między plonem optymalnym dla temperatury a plonem rzeczywistym jest

ujemna i wynosi prawie $2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$. Może to upoważniać do stwierdzenia, że warunki klimatyczne Żybiszowa zbliżone są do optymalnych termicznych warunków plonowania pszenicy ozimej.

Wnioski

1. W przypadku stacji w Kościelecu, położonej na glebie lekkiej i leżącej w bardziej suchej części Polski, potencjalny przyrost plonów ze względu na wysokość opadów atmosferycznych jest najwyższy. Oznacza to, że gdyby meteorologiczne w danym roku nie odbiegały od średnich a opad byłby równy optimum, to wzrost plonu pszenicy ozimej można szacować na $0,55 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$.
2. W przypadku Radostowa, położonego na glebach o większej retencyjności wodnej, w obrębie bardziej wilgotnego klimatu (bałtyckiego), przeciętny przebieg warunków opadowych nie wskazuje na teoretyczne możliwości przyrostu plonu pszenicy ozimej.
3. Dla stacji w Prusimiu, położonej w dość wilgotnej części Polski, potencjalny przyrost plonów ze względu na temperaturę jest najwyższy. Gdyby warunki meteorologiczne w danym roku nie odbiegały od średnich a temperatura byłaby równa optymalnej, to wzrost plonu pszenicy ozimej można szacować na $1,08 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$.
4. W przypadku stacji w Żybiszowie, położonej w obrębie cieplejszego klimatu Dolnego Śląska, przeciętny przebieg warunków termicznych nie wskazuje na teoretyczne możliwości przyrostu plonu pszenicy ozimej.

Literatura

- LISTOWSKI A. (praca zbiorowa pod red.) 1983: *Agroekologiczne podstawy uprawy roślin*. PWN, Warszawa.
- LYKOWSKI B. 1984: Warunki klimatyczne rozwoju i plonowania soi w Polsce. *Rozprawy Naukowe i Monografie*, Wydaw. SGGW-AR, Warszawa
- RADOMSKI C. 1987: *Agrometeorologia*. Wyd. IV, PWN, Warszawa.
- ROZBICKI T. 1997: *Wpływ warunków meteorologicznych na rozwój i plonowanie wybranych roślin uprawnych w różnych warunkach glebowych*. Praca doktorska, SGGW, Warszawa.
- ROZBICKI T. 2000: Obliczenie potencjalnego przyrostu plonu pszenicy ozimej metodą optymalnych opadów atmosferycznych. *Przegl. Nauk. Wydz. Inżynierii i Kształtowania Środowiska*, z. 18, 181–184. Wydaw. SGGW, Warszawa.

Summary

Assessment of winter wheat yield potential increase by the use the optimum of rainfall and optimum temperature method. Potential yield increase is defined as the difference between real value of the yield and yield calculated using wheather – yield model with substitution the optimum of the precipitation and the air temperature for real sum of precipitation and real average air temperature. The regression equations used in the analyssis were worked out for six phenological stations situated in three different climatic zones of Poland and situated on different types of soils – from the light to heavy ones.

Author's address:

Tomasz Rozbicki
Warsaw Agricultural University – SGGW
Department of Hydraulic Engineering
and Environmental Recultivation
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Jolanta JANKOWSKA, Józef STARCZEWSKI*, Grzegorz KOC

Pracownia Agrometeorologii i Podstaw Melioracji Akademii Podlaskiej w Siedlcach

* Zakład Ogólnej Uprawy Roli i Roślin

Division of Agrometeorological and Land Reclamation, University of Podlasie

*Department of Total Land and Plants Cultivation

Wpływ elementów meteorologicznych na rozwój i plonowanie żyta ozimego i pszenicy ozimej w rejonie środkowowschodniej Polski

Influence of meteorological factors on the developing and yielding of winter rye and winter wheat in middle-east region of Poland

Wstęp

Plon roślin uprawnych jest wypadkową ich właściwości genetycznych i warunków środowiska, w którym one żyją (Kołodziej 1977/78, Koźmiński 1993, Listowski 1979). Każdy plon jest więc wynikiem możliwości produkcyjnych genotypu oraz jego reakcji na aktualną produktywność siedliska, w którym wiodącą rolę odgrywają warunki glebowe, pokarmowe, a także meteorologiczne (Nowicka i in. 1991, Panek 1991).

Rozwój zbóż ozimych w całym okresie wegetacyjnym jest uzależniony od wielu czynników, takich jak rodzaj gleby, gatunek uprawianej rośliny, oraz od przebiegu warunków klimatycznych (Makowiecki 1991, Starczewski i in. 1997). Z

kolei długość fazy rozwojowej w danym roku jest m.in. funkcją różnych elementów meteorologicznych.

Duża zmienność warunków pogodowych z roku na rok powoduje znaczne wahania plonów roślin uprawnych (Dzieżyc i in. 1993, Galant 1983, Makowiecki 1985). Stąd też właściwie opracowana prognoza, nie tylko ogólna dla całego kraju, ale również częściowa dla mniejszych regionów, stwarza znaczny potencjał produkcyjny bez zwiększania udziału czynników kontrolowanych, w tym także arealu użytków rolnych. Dlatego też celem opracowania jest ocena wpływu niektórych podstawowych elementów meteorologicznych na rozwój i wysokość plonów żyta ozimego i pszenicy ozimej.

Materiały i metody opracowania

Materiały wykorzystane w opracowaniu zebrano na podstawie danych źródłowych udostępnionych przez Centralny Ośrodek Badania Odmian Roślin Uprawnych w Słupii Wielkiej. Dane te z lat 1985–1995 dotyczyły corocznych plonów, kompleksów przydatności rolniczej gleb pod doświadczeniem, pH gleb, dawek nawożenia NPK, terminu siewu i zbioru oraz wystąpienia podstawowych faz fenologicznych w sześciu Stacjach Oceny Odmian. Stacje te znajdują się w Ciciborze, Krzyżewie, Marianowie, Niegowie, Seroczynie i Uhninie.

Czas związany bezpośrednio i pośrednio z uprawą i wegetacją zbóż ozimych został podzielony na 5 faz rozwojowych:

- 1) siew – wschody;
- 2) wschody – przerwanie wegetacji;
- 3) ruszenie wiosennej wegetacji – kłoszenie;
- 4) kłoszenie – dojrzałość woskowa;
- 5) dojrzałość woskowa – zbiór.

Następną grupę danych stanowiły notowania dekadowych:

- temperatur średnich powietrza,
- temperatur maksymalnych,
- temperatur minimalnych.
- sum opadów,
- średniego zachmurzenia,
- liczby dni z pokrywą śnieżną powyżej 0 cm grubości,
- średniej grubości pokrywy śnieżnej w cm,
- maksymalnej grubości pokrywy śnieżnej w cm.

W niniejszej pracy wykorzystano równania regresji, które najlepiej opisują

związek między rozwojem roślin i wysokością plonu, a warunkami meteorologicznymi. Zastosowano metodę regresji wielokrotnej wg modelu:

$$Y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n,$$

gdzie:

Y – plon;

$x_1, x_2, \dots, x_n$ – zmienne objaśniające;

b_0 – wyraz wolny;

$b_1, b_2, \dots, b_n$ – współczynniki regresji informujące, o ile zmieni się wielkość Y , gdy zmienna niezależna wzrośnie o 1, przy ustalonych pozostałych wartościach.

W obliczeniach przyjęto model tzw. klasyczny (Draper, Smith 1973). Ponadto skorzystano z procedury regresji krokowej, która polega na wprowadzeniu zmiennych niezależnych aż do uzyskania najlepszego równania, przy czym na każdym etapie bada się powtórnie regresje zmiennych niezależnych, wprowadzonych już uprzednio do modelu. Pierwszą czynnością jest obliczenie korelacji częściowych wszystkich elementów X (zmiennych niezależnych) i wprowadzenie do równania takiego X_i , który jest najbardziej skorelowany z plonem Y (zmienna zależna). Korzystając ponownie ze współczynników korelacji wybrano jako następną taką zmienną X_i , której współczynnik jest najwyższy i wprowadzono ją do równania. W badaniach obliczono również współczynniki korelacji między samymi zmiennymi objaśniającymi.

Na początku obliczono współczynniki korelacji częściowej między kolejnymi fazami rozwojowymi żyta ozimego i pszenicy ozimej a elementami meteo-

rologicznymi. Następnie obliczono współczynniki korelacji między wysokością plonu żyta ozimego i pszenicy ozimej a elementami meteorologicznymi dla każdej stacji i dla każdej międzyfazy oddzielnie. Analizie regresji wielokrotnej metodą krokową poddano długość międzyfazy jako zmiennej zależnej od opadów i temperatury jako zmiennych niezależnych.

Wyniki badań i ich omówienie

Równania regresji opisujące związek między długością międzyfaz a warunkami meteorologicznymi obliczone dla sześciu stacji przedstawiono w tabeli 1.

W pierwszej fazie rozwojowej żyta ozimego od siewu do początku wschodów otrzymano równanie istotne na poziomie 0,05 przy współczynniku determinacji $R^2 = 98,21\%$. Najniższy współczynnik determinacji otrzymano w przypadku drugiej międzyfazy „wschód – przerwanie wegetacji” ($R^2 = 89,23\%$ na poziomie $\alpha < 0,01$, najwyższy zaś osiągnięto w międzyfazie „kłoszenie – dojrzałość woskowa” ($R^2 = 99,78\%$).

Analizując otrzymane modele tych równań daje się zauważyć pewne podobieństwo pod względem doboru zmiennych niezależnych. W każdym przypadku znalazły się charakterystyki temperatur: sumy temperatur i średnie temperatury. W międzyfazie „wschody – przerwanie wegetacji” oprócz zmiennych niezależnych uprzednio opisanych do równania regresji zostały włączone również średnie zachmurzenie i maksymalne temperatury, w międzyfazie „ruszenie wio-

sennej wegetacji – kłoszenie” doszła zmienna niezależna opisująca opady.

Równania regresji otrzymane dla kolejnych międzyfaz pszenicy ozimej kształtowane są przez takie same zmienne niezależne jak w przypadku żyta ozimego. We wszystkich równaniach występują sumy temperatur i średnie temperatury. W pierwszej międzyfazie pszenicy ozimej „siew – wschody” w równaniach regresji występuje również, oprócz wyżej opisanych, zmienna niezależna opisująca minimalne temperatury. W następnej międzyfazie „wschody – przerwanie wegetacji” w równaniach regresji występuje dodatkowo średnie zachmurzenie, w ostatniej międzyfazie „dojrzałość woskowa – zbiór” równanie regresji oprócz zmiennych niezależnych opisujących temperaturę buduje zmienna opisująca opady. Najniższy współczynnik determinacji ($R^2 = 90,17\%$) dla pszenicy ozimej uzyskano w równaniu opisującym czwartą międzyfazę „kłoszenie – dojrzałość woskowa”, najwyższy zaś współczynnik ($R^2 = 97,64\%$) uzyskano w równaniu opisującym ostatnią międzyfazę „dojrzałość woskowa – zbiór”.

W tabeli 2 przedstawiono równania regresji opisujące związek między plonowaniem żyta ozimego i pszenicy ozimej a elementami meteorologicznymi. Prezentowane równania dokładnie wyjaśniają zależność plonu od elementów meteorologicznych (zwłaszcza od czynnika termicznego). Plon żyta ozimego został tutaj wyjaśniony od 54,79% (Marianowo) do 96,69% (Krzyżewo). Jedynie dla Uhnina plon żyta został wyjaśniony tylko w 45% badanymi elementami meteorologicznymi. W Krzyżewie do równań regresji

TABELA 1. Równania regresji wielokrotnej w poszczególnych fazach rozwojowych wybranych roślin uprawnych (żyto ozime, pszenica ozima)
 TABLE 1. The equations of multiple linear regression in individual stages of development of cultivated plants (winter rye, winter wheat)

Żyto ozime Winter rye		R	$R^2 \times 100$	F	$F_{0,05}$	$F_{0,01}$
Faza rozwojowa Stages of development	Równanie Equation					
Siew – wschody Sowing emergence	$L_1 = 9,308 + 0,092_{x5} - 0,758_{x6}$	0,98	98,21	1023,15**	2,79	4,20
Wschody – przerw. weg. Emergence – interruption of vegetation	$L_2 = 47,080 + 0,073_{x2} + 0,128_{x5} - 4,932_{x6} - 1,423_{x7}$	0,90	89,23	116,99**	2,56	3,72
Wios. rusz. weg. – kłoszenie Spring starting of vegetation – earing	$L_3 = 42,234 + 0,021_{x3} + 0,115_{x5} - 4,929_{x6}$	0,91	91,08	191,57**	2,79	4,20
Kłoszenie – dojrz. wosk. Earing – wax ripeness	$L_4 = 62,496 + 0,062_{x5} - 3,888_{x6}$	0,99	99,78	1251,9**	3,17	5,01
Dojrz. woskowa – zbiór Wax ripeness – harvesting	$L_5 = 19,441 + 0,056_{x5} - 1,083_{x6}$	0,98	98,80	2309,1**	3,17	5,01
Pszenica ozima winter wheat						
Siew – wschody Sowing emergence	$L_1 = 10,283 + 0,075_{x5} - 0,553_{x6} - 0,103_{x7} - 0,125_{x8}$	0,99	93,27	156,97**	2,60	3,81
Wschody – przerw. weg. Emergence – interruption of vegetation	$L_2 = 39,566 + 0,024_{x2} + 0,158_{x5} - 6,392_{x6}$	0,99	95,49	318,47**	2,83	4,29
Wios. rusz. weg. – kłoszenie Spring starting of vegetation – earing	$L_3 = 60,711 + 0,100_{x5} - 6,014_{x6}$	0,99	95,71	502,67	3,22	5,15
Kłoszenie – dojrz. wosk. Earing – wax ripeness	$L_4 = 29,260 + 0,057_{x5} - 0,615_{x6} - 1,041_{x7}$	0,99	90,17	69,77**	2,36	3,35
Dojrz. woskowa – zbiór Wax ripeness – harvesting	$L_5 = 18,594 + 0,016_{x3} + 0,054_{x5} - 1,022_{x6}$	0,99	97,64	621,05**	2,83	4,29

X_2 – średnie zachmurzenie – mean cloudiness; X_3 – suma opadów – sum of rainfall; X_4 – suma opadów I–III – sum of rainfall; X_5 – suma temperatur powietrza – sum of air temperature; X_6 – średnia temperatura powietrza – mean of air temperature; X_7 – średnia maks. temperatura powietrza – mean max of air temperature; X_8 – średnia minimalna temperatura powietrza – mean minimal of air temperature; X_9 – amplituda temperatur – temperature amplitude.

(**) – $\alpha < 0,01$; (*) – $\alpha < 0,05$

TABELA 2. Równania regresji wielokrotnej między wysokością plonu wybranych roślin uprawnych (żyta ozimego, pszenicy ozimej) a elementami meteorologicznymi dla poszczególnych stacji badawczych rejonu środkowowschodniej Polski w latach 1985–1995
TABLE 2. The equations of multiple regression between the yield level of some cultivated plans (winter rye, winter wheat) and meteorological elements for individual research station for middle-east of Poland

Żyto ozime Winter rye						
Stacja Research station	Równanie Equation	R	$R^2 \times 100$	F	$F_{0,05}$	$F_{0,01}$
Cicibór	$Y = 4,635 + 0,563_{x5-6} + 0,067_{x7-5} + 3,731_{x9-2} + 0,810_{x9-5}$	0,89	80,83	6,325*	4,53	9,15
Krzyżewo	$Y = 20,717 - 1,014_{x6-3} + 0,0018_{x3-5} + 0,094_{x5-4}$	0,98	96,69	19,480**	19,16	99,17
Marianowo	$Y = 94,667 - 1,488_{x5-5}$	0,74	54,79	10,889**	5,12	10,56
Uhnin	$Y = 1,454 + 3,948_{x9-4}$	0,67	45,22	7,454*	5,12	10,56
Pszenica ozima Winter wheat						
Cicibór	$Y = -86,163 + 3,174_{x6-4} - 0,598_{x6-5} + 3,078_{x7-4} + 1,309_{x7-5}$	0,90	82,12	6,890*	4,53	9,15
Krzyżewo	$Y = 54,172 + 3,925_{x6-2} + 3,336_{x9-4}$	0,86	74,96	11,971**	4,46	8,65
Marianowo	$Y = 52,130 + 0,126_{x3-2} - 0,181_{x3-5} + 1,220_{x6-5} - 3,401_{x8-3} + 1,636_{x9-4} - 0,881_{x9-5}$	0,98	97,25	23,616*	6,16	15,21

X_2 – średnie zachmurzenie – mean cloudiness; X_3 – suma opadów – sum of rainfall; X_4 – suma opadów I–III – sum of rainfall; X_5 – suma temperatur powietrza – sum of air temperature; X_6 – średnia temperatura powietrza – mean of air temperature; X_7 – średnia maks. temperatura powietrza – mean max of air temperature; X_8 – średnia minimalna temperatura powietrza – mean minimal of air temperature; X_9 – amplituda temperatur – temperature amplitude.

(**) – $\alpha < 0,01$; (*) – $\alpha < 0,05$

została włączona również zmienna objaśniająca opady.

Przedstawione dla pszenicy ozimej równania osiągają bardzo wysokie współczynniki determinacji. Plon pszenicy przez opracowane równania regresji został wyjaśniony w 97,25% (Marianowo), 82,12% (Cicibór) i 74,96% (Krzyżewo). Podobnie jak w przypadku żyta ozimego, plon pszenicy zależy głównie od czynnika termicznego. Jedynie w Marianowie dochodzi czynnik wodny określony przez sumę opadów.

Wnioski

Na podstawie uzyskanych wyników wyciągnięto następujące wnioski:

1. Rozwój i plonowanie badanych roślin uprawnych zależy od wzajemnego współdziałania takich elementów meteorologicznych, jak temperatura i opady.
2. W badaniach wykazano istotny wpływ temperatury powietrza (sumy i średnie temperatury) na długość wszystkich międzyfaz żyta ozimego i pszenicy ozimej.
3. Plonowanie żyta ozimego uzależnione jest głównie od sumy temperatur, a pszenicy od średniej temperatury.

Literatura

- DRAPPER N.R., SMITH H. 1973: *Analiza regresji stosowana*. PWN, Warszawa.
- DZIEZYĆ J. i in. 1993: *Czynniki plonotwórcze – plonowanie roślin*. PWN, Warszawa-Wrocław.

- GALANT H. 1983: Wpływ elementów meteorologicznych na czas trwania międzyfaz pszenicy ozimej. *Rocz. Nauk Rol. Seria A*, t. 105, z. 4, 9–21. PWN, Warszawa.
- KOŁODZIEJ J. 1977/78: Sumy temperatur a średnie międzyfazowe temperatury powietrza w zastosowaniu do badań nad fenofazą zbóż. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, Lublin, Sectio E*, vol. XXXII/XXXIII, 295–305.
- KOŹMIŃSKI C. 1993: Prognozowanie plonów pszenicy ozimej na podstawie opadów i ekstremalnego uwilgotnienia gleby. *Zesz. Nauk AR Szczecin, Rol. LV*, nr 157, 3–32.
- LISTOWSKI A. 1979: *Agrofizjologiczne podstawy produktywności roślin*. PWN, Warszawa.
- MAKOWIECKI J. 1985: *Plonowanie pszenicy ozimej w zróżnicowanych warunkach przyrodniczych*. Ossolineum, Wrocław.
- MAKOWIECKI J. 1991: Wpływ usłonecznienia rzeczywistego na plonowanie pszenicy ozimej. *Biuletyn Inf. AR-T, Olsztyn*, nr 32, 25–34.
- NOWICKA A. i in. 1991: Działanie i współdziałanie temperatury powietrza na plonowanie żyta ozimego w różnych rejonach kraju. *Biul. Inf. AR-T, Olsztyn*, nr 32, 35–44.
- NOWICKA A. i in. 1991: Działanie i współdziałanie temperatury powietrza na plonowanie pszenicy ozimej w różnych rejonach kraju. *Biul. Inf. AR-T, Olsztyn*, nr 32, 45–54.
- PANEK K. 1991: Działanie i współdziałanie opadów na plonowanie żyta ozimego w różnych rejonach kraju. *Biul. Inf. AR-T, Olsztyn*, nr 32, 15–24.
- STARCZEWSKI J., JANKOWSKA J., BOMBIK A. 1997: Plonowanie zbóż ozimych w doświadczeniach ścisłych w zależności od opadów i temperatury powietrza. *Zesz. Nauk AR Wrocław*, nr 313.

Summary

The aim of this work was the proof of investigation of influence such meteorological elements as temperature, precipitation and sunshine on the developing and yielding many plants cultivated in field. There were winter rye and winter wheat.

Agrotechnical and meteorological data from six Research Station from Cultivars

Estimation were taken. The data come from experiments which were carry out in 1985–1995. In this work it was tried to finde the regression equations, which in the best way we can estimated the correlation between developing of some plants as well as the yielding level and meteorological conditions.

Using the multiple linear regression the equations for this dependence has been built. There was found a significant dependence of the developing and yielding of cultivated plants on common interaction such meteorological elements as temperature and precipitation.

From many investigated elements we can state that the temperature is the most important factor, which was effected on the plants developing specially on the interphases duration.

Authors' address:

Jolanta Jankowska, Józef Starczewski,
Grzegorz Koc
University of Podlasie
ul. B. Prusa 14
08-110 Siedlce
Poland

Krystyna BRYŚ

Katedra Agro- i Hydrometeorologii AR we Wrocławiu

Department of Agro- and Hydrometeorology, University of Agriculture in Wrocław

Aktywność promieniowania słonecznego rozproszonego w ewapotranspiracji pszenicy jarej

The activity of diffusion solar radiation intensity in evapotranspiration of spring wheat

Wstęp

Długookresowe scenariusze klimatyczne dla Polski i Europy Środkowej (Raport... 1996) eksponują, jako konsekwencję przewidywanego globalnego ocieplenia, m.in. aktywniejszą rolę cyrkulacji oceanicznej, a tym samym wzrost opadów i zachmurzenia, a więc i udziału promieniowania rozproszonego (ID) w natężeniu całkowitego promieniowania słonecznego (IT) dopływającego do powierzchni Ziemi. Jednocześnie prognozuje się wzrost parowania terenowego i szybszy ogólny obieg wody. Ma to istotne znaczenie dla rolnictwa. W tym kontekście efektywność oddziaływania ewaporacyjnego ID nie może być pominięta w badaniach ewapotranspiracji (ETR) podstawowych upraw rolnych.

Literatura przedmiotu podkreśla, że wewnątrz rozwiniętego łańcucha penetruje przede wszystkim światło rozproszone (Monteith 1977) i że jego wpływ ener-

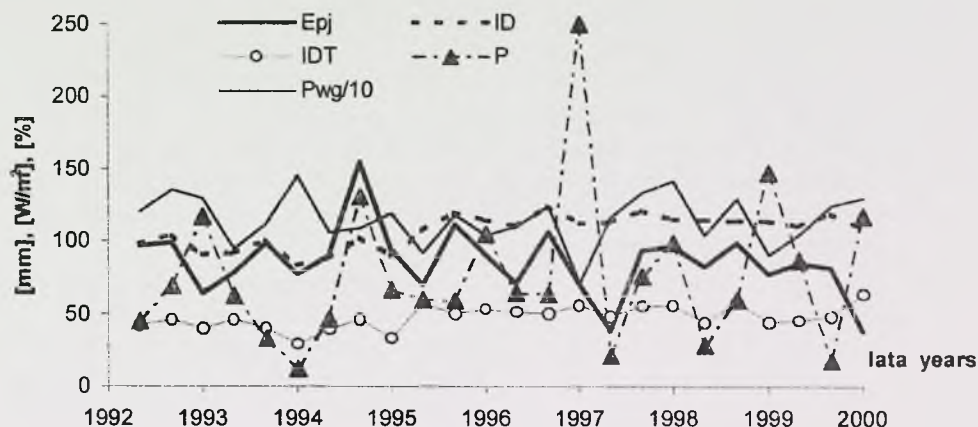
tyczny i bodźcowy na procesy fizjologiczne roślin jest bardzo efektywny (Kirkby, Mendel 1983). Autorka w swoich poprzednich pracach, opartych na wieloletnim materiale sum dekadowych ETR wybranych roślin uprawnych (Bryś 1994, 1997a, b, 1998), rozpatrywała rangę czynnika radiacyjnego w parowaniu terenowym. Z jej ustaleń wynika m.in., że wpływ ewaporacyjny ID na ETR jest zmienny w czasie i sprzężony z wartością IDT, czyli stosunku $ID/IT \times 100\%$. W trakcie sezonu wegetacyjnego, w poszczególnych dekadach, promieniowanie rozproszone może zarówno wspomagać budulcową i ewaporacyjną rolę promieniowania bezpośredniego (IB), jak i oddziaływać hamująco na przebieg parowania terenowego. Obecne opracowanie, oparte na ośmioletnich danych dziennych ETR pszenicy jarej (Epj), ma na celu bliższe przyjrzenie się tym relacjom i rozpatrzenie możliwości parametryzacji ID oraz IDT w parowaniu terenowym.

Analiza oparta jest na materiale pomiarowym z lat 1993–2000 (miesiące V–VII) z badań polowych prowadzonych w Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznym AR Wrocław-Swojec. W przeciwieństwie do poprzednich studiów badawczych nad ETR, opartych na sumach lub średnich dekadowych, w obecnym opracowaniu wykorzystano materiał z pomiarów dobowych. Dane ewaporacyjne (E_p) uzyskano z ewaporometrów glebowych IGW-3000 o pow. 3000 cm², materiał radiacyjny (IT, ID, a z ich różnicy obliczono IB) został zarejestrowany za pomocą pyranometrów Janiszewskiego na wys. 1,5 m. Topoklimatyczne tło, otrzymane ze standardowych terminowych pomiarów w Obserwatorium, tworzą: temperatura powietrza (T) z wys. 2 m, niedosyt wilgotności (d) z wys. 2 m, prędkość wiatru (V) z wys. 10 m, opad (P) z deszczomierza Hellmana na wys. 1,0 m i poziom wody gruntowej (Pwg).

Analiza ma w znacznej mierze charakter porównawczy. Wykorzystano w niej zależności korelacyjne (współczynniki korelacji i ich istotność). Szczegółowe wyniki badań przedstawiono za pomocą różnie skonstruowanych korelogramów (rys. 2–5), w których często zastosowano również wielomianowe wygładzanie przebiegu (krzywe 2. lub 3. stopnia ze współczynnikiem determinacji R^2 do określenia dokładności ich dopasowania). Obliczenia statystyczne obejmują także podstawowe miary pozycyjne i rozrzutu, czyli średnią arytmetyczną, maksimum, minimum, odchylenie standardowe, współczynnik zmienności, asymetrię i kurtozę.

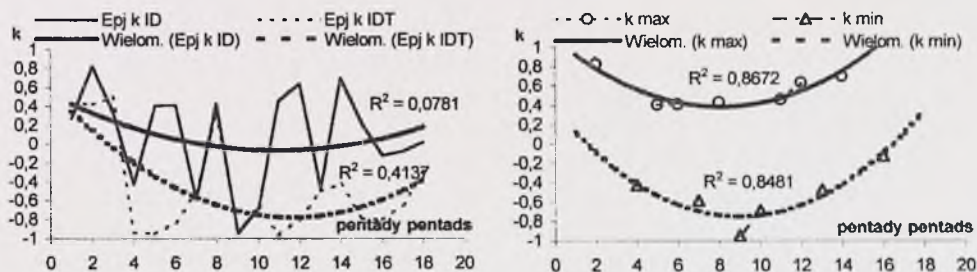
Przebiegi sum miesięcznych ETR pszenicy jarej (miesiące V–VII) i ich uwarunkowania radiacyjne i opadowe w powiązaniu z Pwg w wieloleciu 1993–2000 w sposób syntetyczny przedstawia rysunek 1. Dokumentuje on, że fluktuacje E_p należy odnosić do zespołu współoddziaływających czynników ewaporacyjnych, gdyż są one wypadkową pochodną wielu elementów sprawczych. W takim też świetle należy postrzegać analizę roli ID w ETR.

Pszenica jara, podobnie jak inne uprawy w poszczególnych fazach rozwojowych i latach w różnym stopniu (lub nawet wybiórczo) wykorzystują dostępne im czynniki ewaporacyjne. Dla zbóż m.in. charakterystyczna jest inwersja ról ID i IB w czerwcu lub na przełomie czerwca i lipca (Bryś 1997, 1998). Generalnie, w okresie wiosennym istotniejszy dla tych roślin jest „budulcowy” wpływ IB niż ID a w miesiącach VII–VIII, związane z rozpraszaniem promieni słonecznych w łanie, oddziaływanie ID. Spostrzeżenia te potwierdza także niniejsze opracowanie. U pszenicy jarej wpływ ID na ETR, rozpatrywany osobno, przybiera w wielu latach postać krzywej parabolicznej (rys. 2) wygładzającej fluktuacje przebiegu. Odzwierciedla ona sezonową zmianę tendencji ewaporacyjnych ID – przed fazą generatywną (kwitnienie) pszenicy jarej ID wspiera na ogół budulcowy wpływ IB, potem w okresie kwitnienia jego oddziaływanie na ETR słabnie, aby ponownie wzrosnąć w fazie dojrzewania. Taki obraz sytuacji jest „odbiciem” kształtu sezonowych zmian typ-



RYSUNEK 1. Przebiegi sum miesięcznych Epj [mm], na tle przebiegów sum miesięcznych P [mm] i średnich wartości miesięcznych Pwg/10 [mm], ID [W/m²] oraz IDT [%] w latach 1993–2000 w Obserwatorium Wrocław-Swojec (miesiące V–VII)

FIGURE 1. The courses of Epj [mm] monthly sums on the background of P [mm] monthly sums and Pwg/10 [mm], ID [W/m²], IDT [%] mean monthly values runs in the years 1993–2000 at Wrocław-Swojec Observatory (the months of V–VII)



RYSUNEK 2. Przebiegi rzeczywiste i wygładzone (Wielom. = wielomian 2 stopnia) pentadowych wartości korelacji (k) ETR pszenicy jarej z ID (rys. a, b) oraz IDT (rys. a) w miesiącach: maj (pentady 1–6), czerwiec (pentady 7–12) i lipiec (pentady 13–18) roku 2000 w Obserwatorium Wrocław-Swojec (rys. b ograniczony do korelacji ekstremalnych Epj z ID)

FIGURE 2. The real and smoothed (Wielom. = polynomial of 2-th order) runs of pentad values of spring wheat ETR with ID (fig. a, b) and IDT (fig. a) correlations (k) in the months of May (pentads of 1–6), June (pentads of 7–12) and July (pentads of 13–18) in the year 2000 at Wrocław-Swojec Observatory (fig. b reduced to extreme correlations Epj with ID)

wych dla Dolnego Śląska, przeciętnych warunków pogodowych w sezonie wegetacyjnym i związanych z nimi przemian fazowych rośliny, zmian wilgotnościowych w glebie oraz zmian relacji pomiędzy ID i IT (wpływ zachmurzenia i jego rodzaju na IDT oraz na wielkość ID).

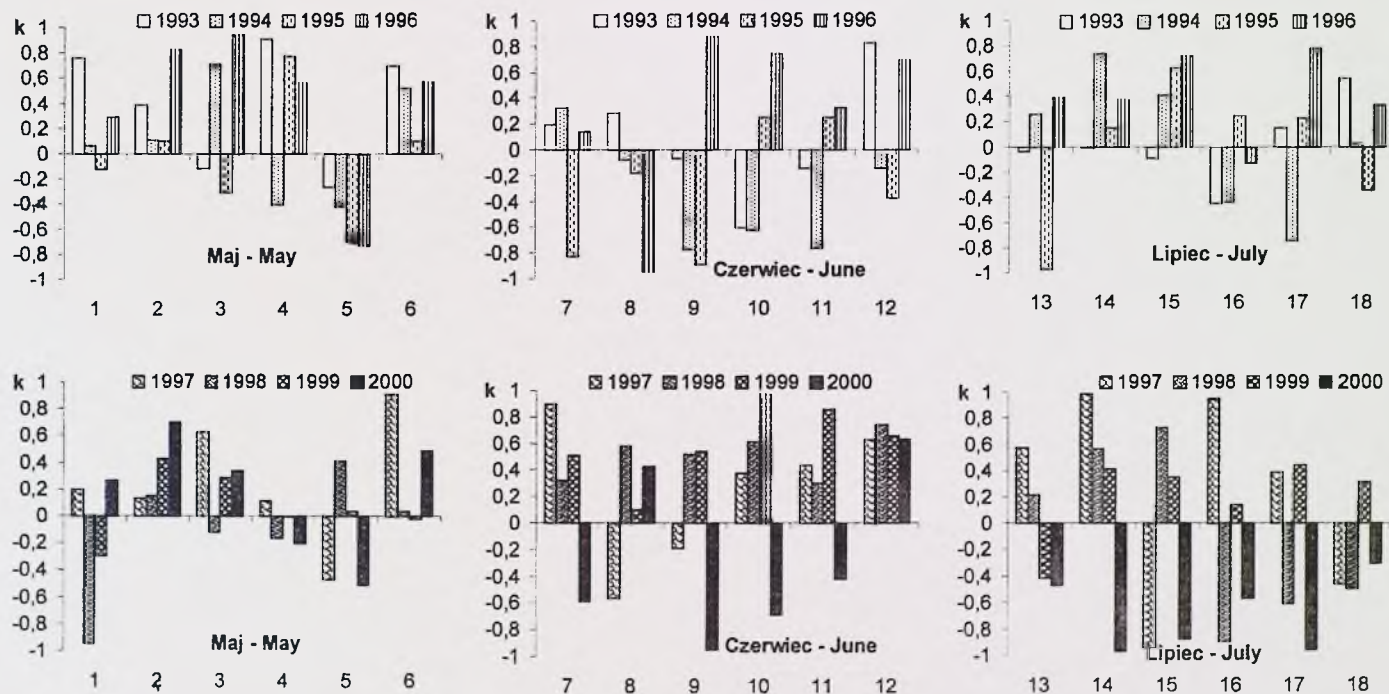
Charakterystyczne dla danego roku fluktuacje pogodowe mogą w poszczególnych grupach dni, co uwidacznia się wyraźniej w analizach pentadowych (rys. 2, 3) niż dekadowych (por. Bryś 1998), sprzyjać mocniej (k max zbliża się do 1) lub słabiej, hamować (k w granicach 0) lub przeciwdziałać (k ujemne zdążające do -1) tej typowej tendencji. Zatem tylko w sieci powiązań z wpływami innych czynników źródłowych można prawidłowo zinterpretować silne wahania ewaporacyjnego oddziaływania ID w przebiegach sezonowych konkretnych lat (rys. 3) wokół owej tendencji. Oczywiście wraz z wahaniami klimatycznymi może ulec zmianie wspomniany trend. Demonstruje to porównanie wypadkowej sytuacji dla lat 1993–2000 (rys. 4a, d), gdzie jedynie przebieg IDT zachowuje zgodność z wyróżnionym trendem, z bardziej reprezentatywnym okresem 1971–1993 (Bryś 1998), gdzie tendencja ogólna zbliżona jest do tej, którą prezentuje rok 2000. W skrajnych przypadkach trend ów może być, w przypadku zmian sprzyjających ewaporacyjnemu wpływom ID, bliski tendencjom przebiegu k max (rys. 2 b – krzywa górna), a więc w sposób paraboliczny zbliżać się swymi gałęziami do 1 lub odwrotnie, w przypadku zmian niekorzystnych dla wpływów ID na ETR, zbliżać się wierzchołkiem paraboli wygładzonego przebiegu k min do -1

(rys. 2 – krzywa dolna). Porównanie do rys. 2b oznacza jedynie odniesienie do kierunków możliwych zmian i prawdopodobne podobieństwo relacji, a nie prognozę konkretnych poziomów lub kształtu wygładzonych przebiegów mierzonych za pomocą współczynnika korelacji Epj z ID.

Szczególnie czuły na zmiany korelacji Epj do ID jest obok 1. pentady V i 2. pentady VI okres 1. połowy VII, co związane jest przeważnie z silnymi fluktuacjami opadowymi lipca (12,2 mm w 1994 r. i 249,7 mm w 1997 r.). Przekonuje o tym odniesienie rysunku 1 do rysunku 4b, d a także rysunku 4e, f. Stąd bierze się lipcowe wygięcie wygładzonego kształtu korelacji Epj do IT na rysunku 4. Powyższe uwarunkowania są również decydujące dla rozrzutu wartości korelacji Epj z ID oraz z ITD w stosunku do ich nominalnych wartości (rys. 5). W sposób prosty nie można zatem wyznaczyć optymalnych parametrów ID oraz IDT dla Epj poszczególnych pentad sezonu wegetacyjnego, gdyż wpływ czynnika radiacyjnego na ETR jest złożony, zależny od współoddziaływania innych czynników ewaporacyjnych, głównie opadu i właściwości retencyjnych gleby (decydujących o wilgotności gleby) oraz fazy rozwojowej roślin (rozstrzygającej o potrzebach wodnych roślin). Nie bez znaczenia jest także wpływ wzajemnych interakcji czynnika radiacyjnego z innymi źródłowymi czynnikami ETR.

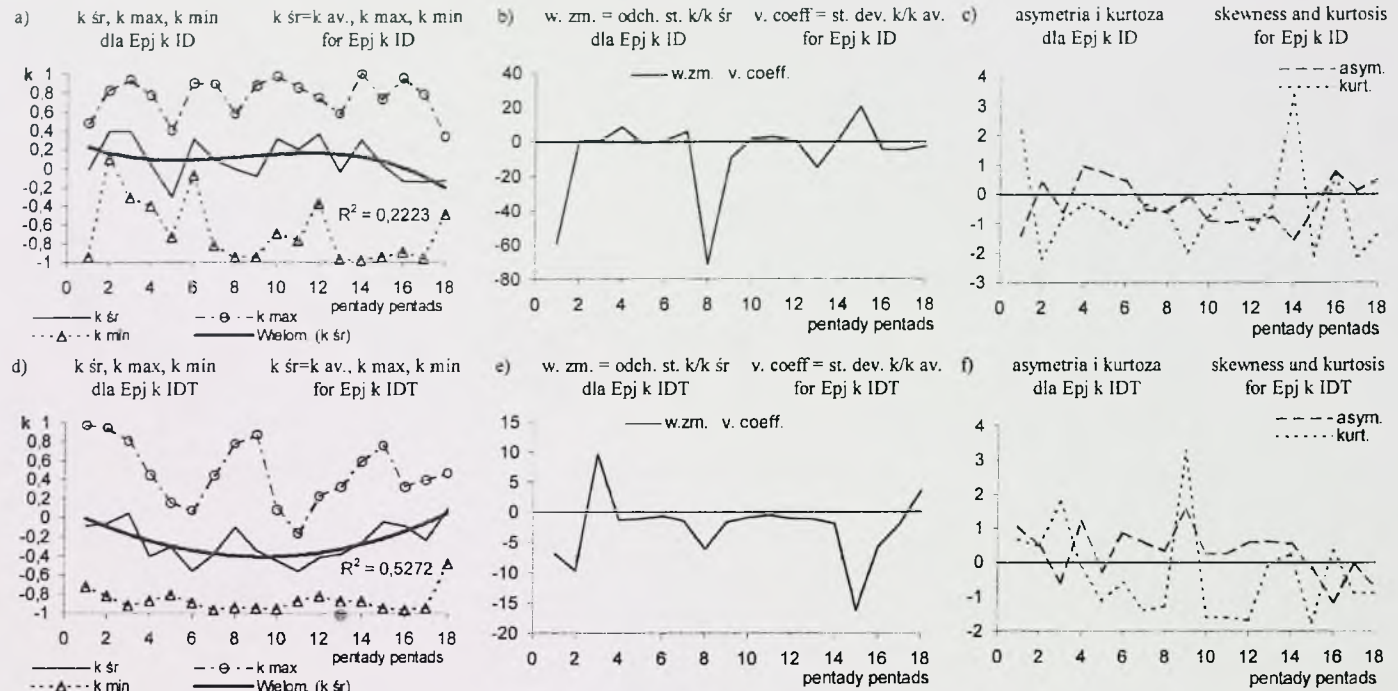
Podsumowanie

W życiu rośliny oddziaływanie czynnika radiacyjnego ma charakter złożony, gdyż promieniowanie wywiera wpływ



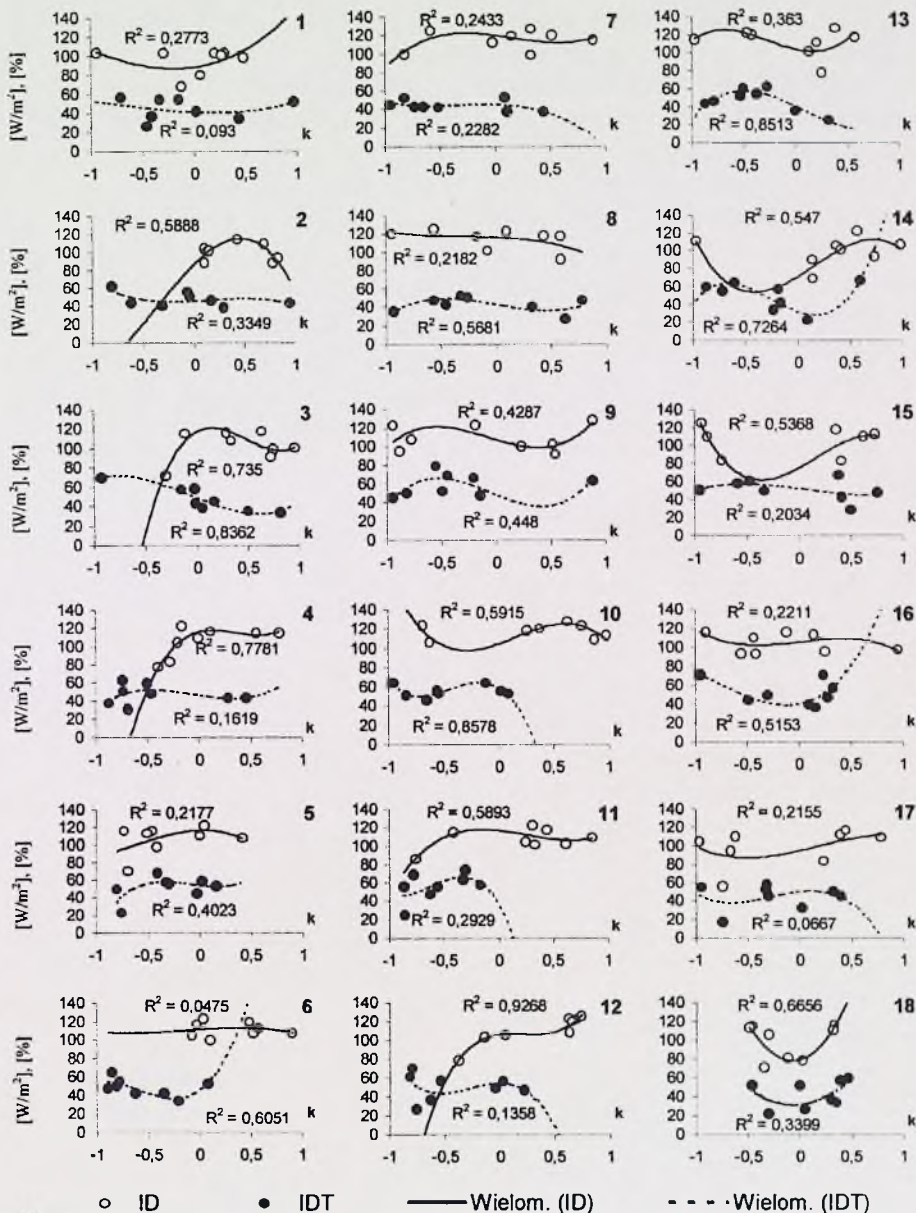
RYSUNEK 3. Przebiegi pentadowych wartości korelacji (k) ETR pszenicy jarej z ID w miesiącach: maj (pentady 1–6), czerwiec (pentady 7–12) i lipiec (pentady 13–18) w latach 1993–2000 w Obserwatorium Wrocław-Swojec

FIGURE 3. The courses of pentad values of spring wheat ETR with ID correlations (k) in the months of May (pentads of 1–6), June (pentads of 7–12) and July (pentads of 13–18) in the years 1993–2000 at Wrocław-Swojec Observatory



RYSUNEK 4. Przebiegi pentadowe wartości korelacji (k) ETR pszenicy jarej (Epj) z ID (a, b, c) i Epj z IDT (d, e, f) oraz ich podstawowych statystyk (max, min, średnia = $\bar{x}$, współczynnik zmienności = w. zm., asymetria = asym., kurtoza = kurt.) w okresie V–VII w latach 1993–2000 w Obserwatorium Wrocław-Swojec ($IDT = ID/IT \times 100\%$, Wielom. = wielomian 3. stopnia)

FIGURE 4. The courses of pentad values of the spring wheat ETR (Epj) with ID (a, b, c) and Epj with IDT (d, e, f) correlations (k) and their basic statistics (max, min, average = $\bar{x}$, variability coefficient = v. coeff., skewness = asym., kurtosis = kurt.) in the period of V–VII in the years 1993–2000 at Wrocław-Swojec Observatory ($IDT = ID/IT \times 100\%$, Wielom. = polynomial of 3-th order)



RYSUNEK 5. Odniesienie pentadowych wartości korelacji (k) E_{p_j} z ID oraz E_{p_j} z IDT do poziomów ich nominalnych wartości (W/m^2 dla ID oraz % dla IDT) w latach 1993–2000 w Obserwatorium Wrocław-Swojec (Wielom. = wielomian 3. stopnia) w kolejnych pentadach 1–18

FIGURE 5. The relationships of pentad values of spring wheat ETR with ID and one with IDT correlations (k) to the levels of their nominal values (W/m^2 for ID and % for IDT) in the years 1993–2000 at Wrocław-Swojec Observatory (Wielom.= polynomial of 3-th order) in the following pentads of 1–18

nie tylko bezpośrednio na transpirację, lecz wpływając na rozwój rośliny decyduje również o jej przyszłych warunkach transpiracyjnych. U pszenicy jarej, podobnie jak u innych zbóż (Brys 1998), najsilniejsze jest przed fazą generatywną wspomagającą dominującą, budulcową rolę promieniowania bezpośredniego. W okresie dojrzewania pszenicy jarej w latach przeciętnych lub wilgotnych ID staje się na ogół czynnikiem bardziej decydującym dla Epj niż czynnik wodny (opad, poziom wody gruntowej). Od tej normy odbiegają lata suche, o niskiej wilgotności gleby.

Przy zmniejszeniu w analizie perspektywy czasowej do 8 lat ztraca się związek z wieloletnim kontekstem klimatologicznym procesu ETR. Uwypukla się jedynie rolę sezonowego zróżnicowania grup dni o określonej w sposób przeciętny sytuacji pogodowej. Mniej widoczne stają się także działające w dłuższym okresie inne uwarunkowania środowiskowe, m.in. oddziaływanie czynnika biologicznego (wahania długości agrofaz odzwierciedlające w poszczególnych latach reakcje roślin uprawnych zarówno na dłuższe fluktuacje pogodowe, jak i na krótko- i długookresową, regularną i nieregularną zmienność klimatyczną). Prowadzenie analiz w granicach poszczególnych czynników sprawczych, wyizolowanych z sieci współzależności i długo-okresowych przyrodniczych odniesień, zawęża przy tym w sposób istotny horyzont badawczy. Wskazuje na to porównanie wyników i wniosków wyprowadzonych w przedstawionej pracy z konkluzjami wcześniejszych opracowań (Brys 1997a, b, 1998), uwzględniających kli-

matologiczne i interakcyjne uwarunkowania ETR.

Obecne wyniki, uchwycone na bardziej szczegółowym materiale pomiarowym, potwierdzają pośrednio wcześniejsze rezultaty badań autorki dotyczące rangi ewaporacyjnej ID na tle innych współoddziaływających czynników. Wzbogacają przy tym widzenie tej roli w kontekście możliwości parametryzacyjnych, a więc sposobu uchwycenia przedziałów wartości ID oraz IDT korzystnych, obojętnych i niekorzystnych dla ETR.

Wnioski

1. Oddziaływanie ewaporacyjne promieniowania rozproszonego na ETR pszenicy jarej, rozpatrywane dla wartości dobowych w pentadowych okresach bilansowych, jest mocno zróżnicowane w czasie zarówno w przebiegach sezonowych, jak i w poszczególnych latach.
2. Przeprowadzona analiza potwierdza, że najbardziej efektywny, wzmagający parowanie roślin i gleby (k zbliża się do 1), wpływ ID na Epj wiąże się zarówno z optymalną wysokością natężenia tego promieniowania, jak i odpowiednim udziałem ID w IT.
3. Występujący często bardzo silny kontrast pomiędzy pentadami wskazuje również, że do głosu mogą dochodzić także czynniki tłumiące ewaporacyjny wpływ ID (k w przedziale bliskim 0) lub że wpływ ten staje się hamulcem parowania terenowego (k ujemne, zdążające do -1).

4. W sposób prosty nie można wyznaczyć optymalnych parametrów ID oraz IDT dla Epj poszczególnych pentad sezonu wegetacyjnego, gdyż wpływ czynnika radiacyjnego na ETR jest złożony, zależny od współoddziaływania innych czynników ewaporacyjnych, głównie opadu i właściwości retencyjnych gleby (decydujących o wilgotności gleby) oraz fazy rozwojowej roślin (rozstrzygającej o potrzebach wodnych roślin).
5. Parametryzacja ewaporacyjnego wpływu ID oraz IDT na Epj wymaga także uwzględnienia związków interakcyjnych pomiędzy czynnikiem radiacyjnym a temperaturowym oraz higrycznym (niedosyt wilgotności, opad) i dynamicznym (turbulencja, wiatr poziomy).
6. Wyprowadzenie odpowiednich równań regresji wieloczynnikowej, uwzględniających powyższe uwarunkowania oddziaływania promieniowania rozproszonego na Epj wymaga dłuższej, przynajmniej 30-letniej serii obserwacyjnej, tak by odwzorowanie wpływu na ETR obejmowało również regularne i nieregularne kilku- i kilkunastoletnie fluktuacje klimatyczne.

Literatura

- BRYŚ K. 1994: *Udział czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji*. XXV Zjazd Agrometeorologów. Materiały konferencyjne. ART, Olaszyn-Mierki, 12–25.
- BRYŚ K. 1997a: Oddziaływanie czynnika radiacyjnego na parowanie terenowe w stacji Wrocław-Swojec. *Rocz. AR w Poznaniu* CCXCI. *Melioracje i Inżynieria Środowiska*, 17. Poznań, 169–182.
- BRYŚ K. 1997b: *Rola czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji* (praca doktorska). Maszynopis, AR Wrocław.
- BRYŚ K. 1998: Rola czynnika radiacyjnego w ewapotranspiracji. *Zeszyty Naukowe AR Wrocław*, 349 (10), 17–51.
- KIRKBY E., MENGEL K. 1983: *Podstawy żywienia roślin*. PWRiL, Warszawa.
- MONTEITH J. 1973: *Fizyka środowiska biologicznego*. PWN, Warszawa.
- RAPORT WMO 1996: *Zmiany klimatu*. Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.

Summary

The influence of diffuse solar radiation intensity on changes of real evapotranspiration of spring wheat (Epj) was subject of researches. Basing upon the data of 8-th year measurement period (1993–2000) from Agro- and Hydrometeorology Observatory Wrocław-Swojec were defined the power of radiation effect on evapotranspiration (ETR) of the analysed plant.

The analysis was made in the context of the evaporation influences other causal, physical factors (global and direct radiation, temperature of air, humidity, atmospheric precipitation, level of ground water, wind) and growing phases of spring wheat. The correlations between analysed indicators (ID – diffuse solar radiation intensity, IDT – the part of ID in global radiation) and ETR were calculated for successive pentads of growing season (V–VII). The runs of interacting relations have been showed with the help of polynomials of 2-th and 3-th order and their fits (R^2). The results of investigations were displayed on figures of courses (Fig. 1–5).

The evaporation rank of diffuse solar radiation intensity is in reality differentiated in the successive phases of vegetation and in successive years. The influence of analysed radiation factors should be identify with the parabolic trends from Fig. 2. The problem of

parameterisation of optimal and bad values
these factors for intensity of Epj is still open
in the light of the realized investigations.

Author's address:

Krystyna Bryś
Agricultural University of Wrocław – AR
Plac Grunwaldzki 24
50-363 Wrocław
Poland

Piotr BARANOWSKI, Wojciech MAZUREK

Instytut Agrofizyki PAN, Lublin

The Institute of Agrophysics PAS, Lublin

Zróźnicowana dostępność wody glebowej dla roślin w obrazach termalnych ich powierzchni

Differentiated soil water availability for plants in thermal images of their surface

Wstęp

W Instytucie Agrofizyki PAN prowadzono wieloletni cykl badań ukierunkowanych na możliwość wykorzystania metody termografii do określenia wpływu dostępności wody glebowej dla systemu korzeniowego na intensywność ewapotranspiracji, a zatem na kształtowanie się temperatury liści. Szczególnie ważne jest określenie momentu powstawania stresowych warunków wodnych. Stres wodny, w tym jego głębokość i czas trwania, mogą spowodować okresowe zahamowanie funkcji fizjologicznych, spadek plonów, a w warunkach ekstremalnych śmierć rośliny.

Celem pracy było zbadanie, w jakim stopniu zmienność temperatury roślinności łąkowej na obrazowaniach termalnych świadczy o warunkach dostępności wody glebowej dla strefy korzeniowej roślin.

Materiał i metoda

Obiektem badań były lizymetry z naturalną pokrywą łąkową, o powierzchni 1600 cm² każdy, znajdujące się na Stacji Lizymetrycznej IMUZ w Sosnowicy. Zobrazowania termalne wykonywane były w ciągu całej doby co godzinę w czasie sesji pomiarowych w miesiącach letnich. Stosowano kamerę AGEMA 880 LWB, wykonując zobrazowania par lizymetrów. W każdej parze znajdował się lizymetr o komfortowych warunkach wodnych, z ustalonym poziomem wody gruntowej oraz lizymetr z odprowadzoną wodą grawitacyjną, co powodowało powstawanie sytuacji stresu wodnego dla roślin. Analizie poddano ok. 800 obrazowań termalnych wykonanych w różnych warunkach pogodowych. Na podstawie analizy rozkładu temperatury powierzchni lizymetrów określono średnią wartość temperatury, wartości ekstremalne oraz odchylenie standardowe.

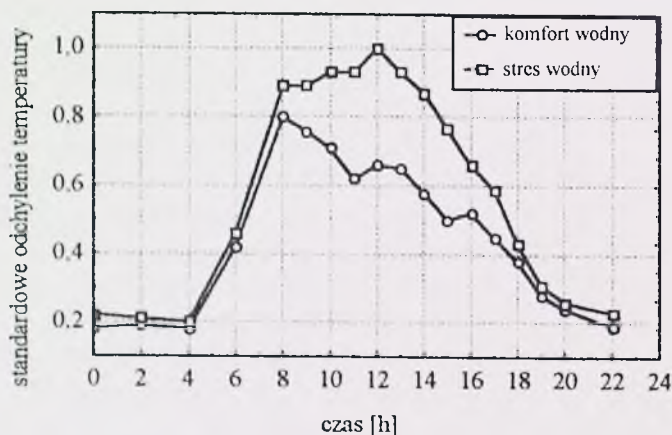
Zmienność rozkładu temperatury powierzchni roślin wyrażona odchyleniem standardowym może być miarą dostępności wody glebowej. Na podstawie tej wielkości Clawson i Bład (1982), Gardner i in. (1981), Seguin (1989) zaproponowali wskaźnik stresu wodnego CTV (Canopy Temperature Variability), definiowany jako standardowe odchylenie temperatury roślin w godzinach południowych. Badania wskaźnika CTV dla kukurydzy wykazały, że na dobrze nawadnianych polach jego wartość nie przekracza $0,3^{\circ}\text{C}$, natomiast w warunkach stresu wodnego jego wartość dochodzi do $4,3^{\circ}\text{C}$. Przy wartości wskaźnika CTV $0,8^{\circ}\text{C}$ autorzy stwierdzają, że nastąpiła konieczność irygacji pól uprawnych.

Wyniki badań

Analizując obrazy termalne w poszczególnych terminach, stwierdzono duże zróżnicowanie w ciągu doby rozkładów temperatury w obrębie badanych powierzchni lizymetrów. W celu zweryfiko-

wania hipotezy, że wartość standardowego odchylenia temperatury powierzchni roślin może być wskaźnikiem dostępności wody glebowej dla systemu korzeniowego roślin, poddano analizie zobrazowania termalne powierzchni par lizymetrów wykonane w ciągu całej doby. Na rysunku 1 przedstawiono średnie wartości odchylenia standardowego temperatury pokryw roślinnej jednej pary lizymetrów wszystkich analizowanych obrazów dla poszczególnych godzin.

W godzinach od ósmej do osiemnastej widać istotne zróżnicowanie wartości odchyleń standardowych temperatury roślin rozwijających się przy nieograniczonej dostępności wody glebowej oraz w warunkach stresu wodnego. W przypadku lizymetru w stresie wodnym w godzinach o najintensywniejszej radiacji słonecznej średnie wartości odchylenia standardowego z wszystkich analizowanych obrazów przyjmują wartości z przedziału od $0,8$ do $1,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w warunkach komfortu wodnego od $0,6$ do $0,8^{\circ}\text{C}$.

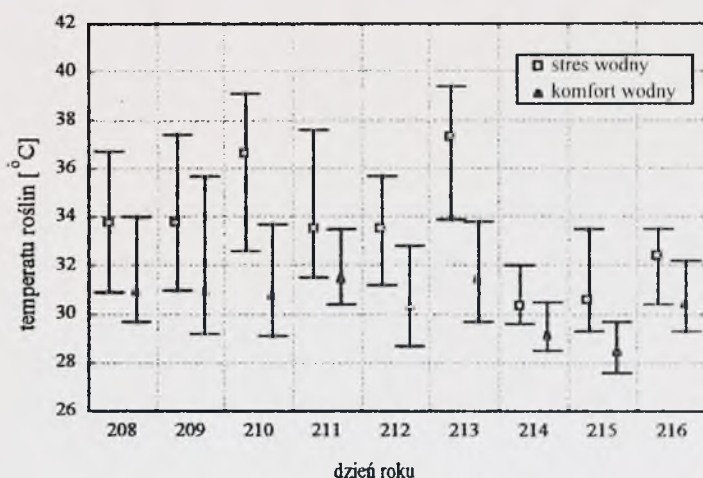


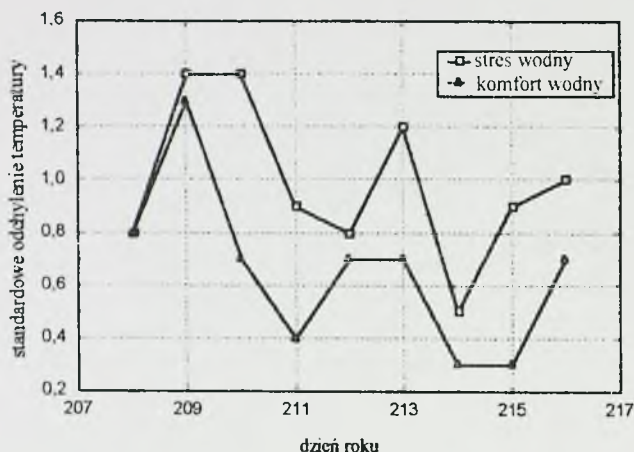
RYSUNEK 1. Średnie wartości odchyleń standardowych temperatury radiacyjnej pokryw roślinnej w ciągu doby
FIGURE 1. Standard deviation mean values of plant cover radiation temperature during the whole day

Zgodnie z założeniem wskaźnika CTV, wartości standardowego odchylenia temperatury roślin w godzinach południowych są najbardziej reprezentatywne do stwierdzania potrzeb nawadniania. Spośród badanych dni pomiarowych wybrano dziewięć kolejnych o wysokiej radiacji słonecznej, bardzo małym zachmurzeniu, niskiej wilgotności względnej powietrza i wysokiej temperaturze powietrza. Na rysunku 2 przedstawiono dla tego okresu średnie wartości temperatury roślin wraz z ich rozrzutem o godzinie trzynastej. Rozrzuty temperatury roślin na obrazowaniach w poszczególnych dniach w wielu przypadkach pokrywają się, mimo że średnie wartości temperatury znacznie się od siebie różnią. Może to mieć znaczenie w przypadku interpretacji obrazowań termalnych dużych obszarów użytkowanych rolniczo, ponieważ duże zróżnicowanie temperatury w obrębie obrazu może utrudnić wykrycie różnic w dostępności wody glebowej dla systemu korzeniowego roślin.

Dla tych samych wybranych dni pomiarowych sporządzono wykres wskaźnika CTV jako standardowego odchylenia temperatury roślin o godzinie trzynastej dla tej samej pary lizymetrów (rys. 3). Porównując wartości CTV dla poszczególnych dni, stwierdzono wyraźne różnice tego wskaźnika dla roślin w komfortowych warunkach wodnych i w sytuacji stresu wodnego. Wyjątek stanowi pierwszy dzień tego okresu najbliższy momentu rozpoczęcia różnicowania dostępności wody glebowej dla systemu korzeniowego roślin. Jednocześnie przedstawiony wykres pokazuje duże zróżnicowanie wskaźnika CTV dla obu lizymetrów badanej pary. Nie można więc na podstawie przeprowadzonych badań jednoznacznie określić przedziału wartości wskaźnika CTV, który odpowiadałby warunkom stresu wodnego. Tak duże zróżnicowanie wskaźnika CTV wynika zapewne z wpływu warunków zewnętrznych (meteorologicznych) na rozkład temperatury pokryw roślinnej w badanych lizymetrach.

RYSUNEK 2. Średnie wartości temperatury pokryw roślinnej i ich rozrzuty dla pary lizymetrów w godzinach południowych w kolejnych dniach pomiarowych
FIGURE 2. Mean values of plant cover radiation temperature and their dispersion for a pair of lysimeters at midday hours in succeeding measuring days





RYSUNEK 3. Standardowe odchylenia temperatury pokrywy roślinnej na obrazowaniach termalnych pary lizymetrów dla kolejnych dni pomiarowych
FIGURE 3. Standard deviation of plant cover radiation temperature in thermal images of a pair of lysimeters in succeeding measuring days

Wnioski

Temperatura radiacyjna powierzchni roślin wykazuje duże zróżnicowanie w ciągu doby ze względu na intensywność promieniowania słonecznego, temperaturę i wilgotność powietrza, jak również na dostępność wody glebowej.

Wskaźnik stresu wodnego CTV może być użyty w badaniach porównawczych, gdy mamy do dyspozycji pole odniesienia (punkt reperowy) o nieograniczonej dostępności wody glebowej dla roślin. Nawet w przypadku niewielkiej zmienności warunków zewnętrznych może występować duże zróżnicowanie wartości wskaźnika CTV zarówno dla roślin znajdujących się w warunkach komfortu, jak i stresu wodnego.

Literatura

- BARANOWSKI P., MAZUREK W., WALCZAK R. T. 1999: Zastosowanie termografii do badania stresu wodnego roślin i ewapotranspiracji rzeczywistej. *Acta Agrophysica* 21.
- CLAWSON K.L., BLAD B.L. 1982: Infrared thermometry for scheduling irrigation of corn. *Agronomy Journal* 74, 311–317.
- GARDNER B.R., BLAD B.L., MAURER R.E., WATTS D.G. 1981: Relationship between

corn temperature and the physiological and phenological development of differentially irrigated corn. *Agronomy Journal* 73, 743–748.

SEGUIN B., LAGOUARDE J.P., STEINMETZ S., VIDAL A. 1989: Monitoring crop water use in irrigated areas with thermal infrared remote sensing data, *International Symposium on Remote Sensing Evaluation and Management of Irrigation*, Mendoza, Argentina.

Summary

In this paper the thermal images of meadow plant cover in lysimeters with different soil water availability are analyzed. In the case of plants growing in conditions of limited soil water availability ($pF > 2,7$) the highest differentiation of radiation temperature was noticed for the hours with high solar radiation. In comfort soil water conditions, mean values of standard deviation of plant surface temperature were considerably lower. It indicates that intensive transpiration causes diminishing of the differences of plant cover radiation temperature.

Authors' address:

Piotr Baranowski, Wojciech Mazurek
The Institute of Agrophysics PAS
ul. Doświadczalna 4
20-290 Lublin
Poland

Zmienność warunków agrometeorologicznych okolic Bydgoszczy w latach 1951–2000 na przykładzie Mochelka **Variability of agrometeorological conditions in Mochelek** **(the vicinity of Bydgoszcz) during the years 1951–2000**

Wstęp

Agrometeorologiczny punkt obserwacyjno-pomiarowy w Mochelku został założony w 1949 roku przez profesora Michała Batalina. Od tego czasu pracuje on nieprzerwanie, zapewniając osłonę prowadzonych doświadczeń polowych. Mimo że spełniał wymogi porównywalności wyników i zachowuje tę zasadę nadal, to jednak rezultaty pomiarów i obserwacji nie były szerzej prezentowane w skali krajowej. Nie brano ich także pod uwagę w regionalnych ocenach agroklimatycznych. Główną tego przyczyną była mała reprezentatywność warunków opadowych. Niskie opady atmosferyczne tłumaczono lokalnymi warunkami fizjograficznymi, a zwłaszcza specyficznym położeniem Mochelka na zawietrznej krawędzi Wysoczyzny Krajeńskiej (Żarski i in. 1988).

Obecnie – biorąc pod uwagę fakt, że w okolicach Bydgoszczy praktycznie nie prowadzi się profesjonalnych pomiarów

agrometeorologicznych, a w szczególności nie dysponuje się długoletnią serią obserwacyjną – uznano, że wyniki z Mochelka stanowić mogą istotny przyczynek do poznania warunków agroklimatycznych tego rejonu. Celem pracy było także wykazanie trendów zmienności wybranych wskaźników termicznych i opadowych w drugiej połowie XX wieku.

Material i metody

Materiał badawczy stanowiły wyniki pomiarów temperatury powietrza i opadów atmosferycznych wykonywanych w Mochelku w latach 1951–2000. Mochelek ($\varphi = 53^{\circ}13'$, $\lambda = 17^{\circ}51'$, $h = 98,5$ m) położony jest około 15 km od centrum Bydgoszczy w kierunku północno-zachodnim. Aktualnie stanowi wydzieloną część wsi sołeckiej Mochle i siedzibę stacji badawczej ATR w Bydgoszczy.

Zastosowano standardowe metody badawcze z zakresu agroklimatologii

TABELA 1. Średnie wieloletnie wartości wybranych wskaźników agroklimatycznych okolic Bydgoszczy wraz z oceną ich zmienności czasowej w okresie 1951–2000

TABLE 1. Average long-term values of chosen agroclimatic indicators in the vicinity of Bydgoszcz and estimation of their time variation in the period 1951–2000

Wskaźnik agroklimatyczny Agroclimatic indicator	Wartość średnia Mean value	Wartość maks. Maximum value	Wartość min. Minimum value	Odch. standard. Standard deviation	Prawdopodobieństwo przewyższenia (% lat) Occurrence probability (% years)						
					1	10	20	50	80	90	99
okres wegetacyjny – vegetation period											
Początek Beginning	1.04	15.02	20.04	12	20.04	14.04	11.04	2.04	22.03	15.03	23.02
Koniec End	4.11	18.11	21.10	7	26.11	14.11	10.11	3.11	26.10	23.10	17.10
Długość trwania Duration	218	270	190	15	257	239	232	218	205	198	183
termiczne lato – thermal summer											
Początek Beginning	5.06	7.05	11.07	13	2.07	21.06	16.06	5.6	26.05	21.05	7.05
Koniec End	1.09	21.09	8.08	9	29.09	12.09	7.09	30.08	19.08	17.08	15.08
Długość trwania Duration	89	119	46	16	123	108	102	89	74	66	44
termiczna zima – thermal winter											
Początek Beginning	16.02	10.11	×	21	17.02	13.01	1.01	14.12	1.12	25.11	21.11
Koniec End	25.02	23.03	×	23	30.03	20.03	15.03	27.02	6.02	23.01	13.12
Długość trwania Duration	72	114	0	34	125	108	97	70	34	11	0

opady atmosferyczne – precipitation											
Roczne Year	438	696	266	97	717	580	528	434	348	309	221
Półrocze ciepłe Warm half-year (IV–IX)	282	537	132	78	444	367	336	277	220	192	125
Półrocze chłodne Cool half-year (X–III)	156	319	74	48	239	206	190	154	112	87	20
niedobory opadów atmosferycznych – precipitations deficiency											
Rośliny zbożowe Cereals plants	39	135	+162*	51	117	91	76	44	4	+19	+85
Rośliny okopowe Root plants	48	164	+107	59	159	116	96	52	2	+27	+103

× – nie wystąpiła – not appear

* – nadmiary opadów – precipitation surplus

(Garnier 1996). Daty początku i końca okresu wegetacyjnego, termicznej zimy i lata wyznaczono na podstawie średnich miesięcznych temperatur powietrza, wykorzystując oryginalny program komputerowy. Niedobory opadów atmosferycznych obliczono w stosunku do opadów optymalnych Klatta z uwzględnieniem temperatury powietrza (Łykowski 1989). Wzięto pod uwagę okresy wzmożonego zapotrzebowania na wodę roślin należących do dwóch najważniejszych grup użytkowych: zbóż (maj-czerwiec) oraz okopowych (lipiec-sierpień). Trendy zmienności wybranych wskaźników agroklimatycznych zobrazowano biorąc pod uwagę ich wartości z kolejnych lat okresu 1951–2000 oraz wartości średnie konsekwentnie obliczone dla kolejnych okresów 10-letnich (od 1951–1960 do 1991–2000) i 15-letnich (od 1951–1965 do 1986–2000).

Omówienie wyników badań

Wartości średnie wskaźników charakteryzujących warunki termiczne Mochelka (tab. 1) można ocenić jako reprezentatywne dla agroklimatu okolic Bydgoszczy. Są one bowiem zgodne z podawanymi w pracach waloryzujących klimat Polski (Woś 1999) i dokonujących regionalnych ocen klimatycznych (Żarski i Dudek 2000). Zwraca uwagę bardzo duża zmienność czasowa tych wskaźników, dotycząca w pierwszej kolejności dat początku, końca oraz długości trwania termicznej zimy.

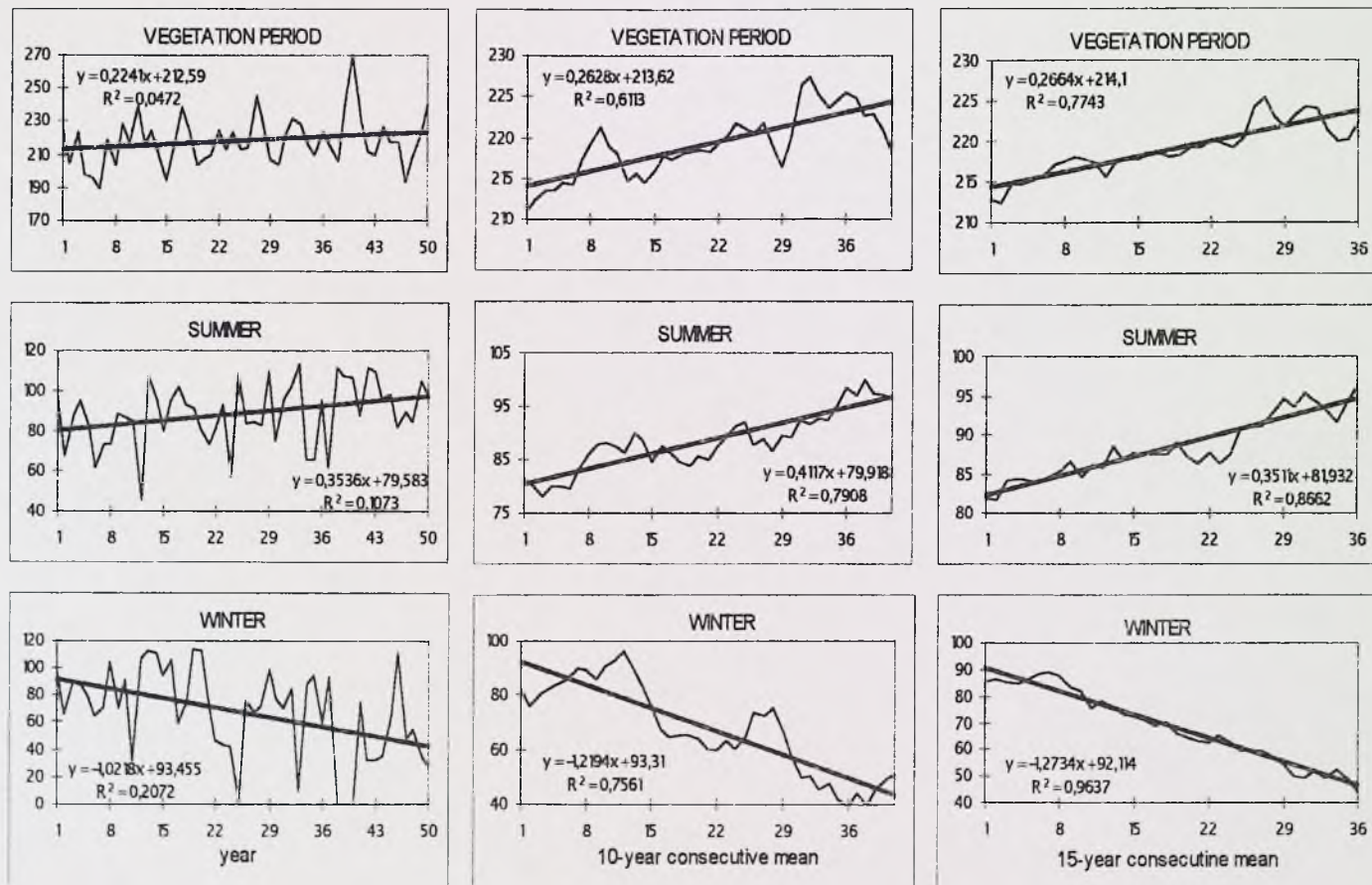
Średnie wieloletnie sumy opadów atmosferycznych notowane w Mochelku

znacznie odbiegają od występujących w regionie wskazując, że jest on położony w cieniu opadowym, charakteryzującym się nie tylko niższymi o 15–20 % sumami, ale również mniejszą liczbą dni z opadami, w porównaniu do najbliższej położonych posterunków opadowych (Żarski i in. 1988). Ze względu na bardzo niskie sumy opadów w Mochelku mamy do czynienia z ich niedoborami w okresach wzmożonego zapotrzebowania na wodę roślin zbożowych i okopowych. Przeciętnie wynoszą one odpowiednio 39 i 48 mm, występując w 80% lat.

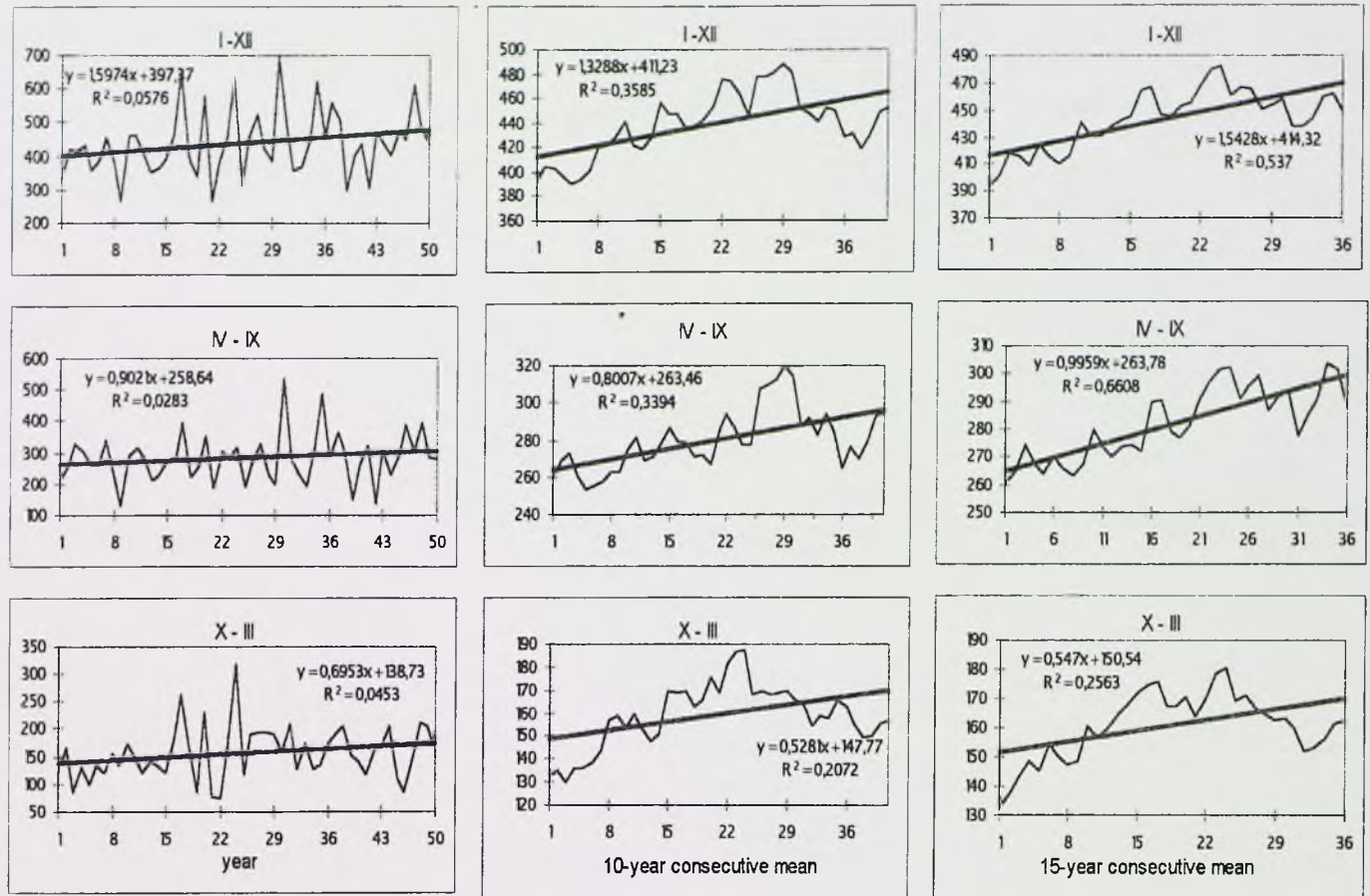
Przeprowadzone obliczenia wykazały, że w badanym okresie 1951–2000 następował istotny wzrost długości trwania sezonu wegetacyjnego i termicznego lata oraz skracanie się długości trwania termicznej zimy (rys. 1). Może to mieć związek z szeroko propagowaną przez niektórych autorów teorią antropogenicznych zmian klimatu (Bis i wsp. 1993, Czaja 1998, Sadowski 1993). Istotne trendy wzrostu, w przypadku wzięcia do obliczeń wartości średnich ruchomych 10- i 15-letnich, dotyczyły także sum opadów atmosferycznych zarówno rocznych, jak i notowanych w poszczególnych półroczach (rys. 2).

Wnioski

1. Wyniki pomiarów temperatury powietrza w Mochelku mogą być wykorzystywane do charakterystyk klimatycznych i agroklimatycznych okolic Bydgoszczy.
2. Bardzo niskie, w porównaniu do najbliższej położonych miejscowości, su-



RYSUNEK 1. Trendy zmienności długości trwania okresu wegetacyjnego, termicznego lata oraz termicznej zimy w okresie 1951–2000 w Mochelku
FIGURE 1. Variability trends of vegetation period, thermal summer and winter duration in 1951–2000 at Mochelka



RYSUNEK 1. Trendy zmienności wysokości opadów rocznych oraz półrocznych sum opadów atmosferycznych w okresie 1951–2000 w Mocheleku
 FIGURE 1. Variability trends of yearly and half-year precipitation in 1951–2000 at Mochelek (mm)

my opadów atmosferycznych notowane w Mochelku sprawiają, że przydatność wskaźników opadowych do regionalnych ocen rolniczo-klimatycznych jest ograniczona.

3. W latach 1951–2000 notowano w Mochelku istotne trendy wydłużania się długości trwania okresu wegetacyjnego i termicznego lata, skracania się długości trwania termicznej zimy oraz wzrostu sum opadów atmosferycznych.

Literatura

- BISK., DEMIDOWICZ G., DEPUTAT T., GÓRSKI T., HARASIMA., KRASOWICZ S. 1993: Ekonomiczne konsekwencje zmian klimatu w rolnictwie polskim. *Problemy Agrofizyki* nr 68, PAN, Instytut Agrofizyki w Lublinie.
- CZAJA S. 1998: *Globalne zmiany klimatyczne*. Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- GARNIER B.J. 1996: *Podstawy klimatologii*. IMGW, Warszawa, s. 97–114.
- ŁYKOWSKI B., 1989: Warunki meteorologiczne zaopatrzenia roślin w wodę. W: *Potrzeby wodne roślin uprawnych* pod red. J. Dzieżycy. PWN, Warszawa, s. 11–35.
- SADOWSKI M. 1993: *Klimat jako element środowiska naturalnego*. Mat. Kom. Agrof. PAN, Lublin, s. 1–50.
- WOŚ A. 1999: *Klimat Polski*. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- ŻARSKI J., PESZEK J., URBANOWSKI S. 1988: Charakterystyka warunków termicznych i opadowych Mochelka. *Zesz. Nauk. ATR Bydgoszcz* nr 145, *Roln.* 24, s. 25–38.
- ŻARSKI J., DUDEK S. 2000: Charakterystyka warunków termicznych i opadowych województwa kujawsko-pomorskiego w aspekcie potrzeb ochrony środowiska. *Zesz. Nauk. WSHE Włocławek*, t. VI, s. 85–98.

Summary

The most important plant production indicators characterising thermal and precipitation conditions in the vicinity of Bydgoszcz have been estimated in the study. Research material was based on meteorological data obtained from the Research Station of the Faculty of Agriculture (University of Technology and Agriculture) in Mochelek, at the distance of 15 km from the centre of Bydgoszcz (margin of Krajna High Plain). Research methods used in the study were typical for agroclimatology with special emphasis of the estimation of time variation of the indicators investigated. It was proved that in the studied period occurred the following regularities: extension of the vegetation period and the thermal summer, well as abbreviation of the thermal winter. The upward trend of precipitation was also observed.

Authors' address:

Jacek Żarski, Stanisław Dudek, Renata Kuśmierk
University of Technology and Agriculture
ul. Bernardyńska 6
85-029 Bydgoszcz
Poland

Elwira ŻMUDZKA

Zakład Klimatologii UW

Department of Climatology University of Warsaw

Magdalena DOBROWOLSKA

Międzywydziałowe Studia Ochrony Środowiska UW

Inter-Faculty Study Programme In Environmental Sciences University of Warsaw

Termiczny okres wegetacyjny w Polsce – zróżnicowanie przestrzenne i zmienność czasowa

Thermal vegetative period in Poland – spatial differentiation and time-dependent variability

Przestrzenny obraz przeciętnych wartości charakterystyk okresu wegetacyjnego (sezonu ze średnią dobową temperaturą powietrza co najmniej 5,0°C) oraz analizę zmienności czasowej tego okresu w aspekcie zróżnicowania geograficznego na obszarze Polski oparto na danych z 51 stacji meteorologicznych IMGW. Terminy początku i końca wegetacji w kolejnych latach 50-lecia 1951–2000, będącego podstawowym okresem badawczym, wyznaczono na podstawie średnich miesięcznych wartości temperatury, stosując metodę Gumińskiego (1950). Podobny sposób delimitacji okresu wegetacyjnego zastosowano do ciągu uśrednionych powierzchniowo miesięcznych wartości temperatury z obszaru Polski.

Określono skrajne i średnie daty początku i końca oraz czas trwania okresu wegetacyjnego. Za miarę dyspersji anali-

zowanych ciągów przyjęto wartości odchylenia średniego kwadratowego s (od średnich wartości w Polsce):

$$s = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

gdzie:

x_i – termin/czas trwania w dniach sezonu wegetacji na danej stacji w kolejnych latach okresu 1951–2000, $\bar{x}$ – średni termin/czas trwania wegetacji w Polsce, n – liczba lat.

W podobny sposób obliczono w odniesieniu do każdej stacji odchylenia osobno z wartości poniżej i powyżej średniej w Polsce oraz wyznaczono średnie z odchyleń dodatnich i ujemnych.

Z równań trendu liniowego postaci $y = at + b$, gdzie: y – termin/czas trwania w dniach, t – czas wyrażony w latach

($t = 0$ w roku 1950), wyznaczono tendencje zmian (α) charakterystyk okresu wegetacji w badanym wieloleciu. Istotność trendu oceniano, obliczając statystykę Fishera-Snedecora.

Przyjmując za kryterium $\bar{x} \pm 2,5s$ oraz $\bar{x} \pm 2,0s$ określono anomalie charakterystyk okresu wegetacyjnego w badanym wieloleciu na obszarze Polski.

Wyniki badań w odniesieniu do wybranych miejscowości zawierają tabele 1–7.

Wnioski

1. Średnie daty początku i końca oraz przeciętny czas trwania okresu wegetacyjnego w latach 1951–2000 potwierdzają znane z literatury (Radomski 1979, Niedźwiedz, Limanówka 1992) prawidłowości w roz-

kładzie przestrzennym tych charakterystyk na obszarze Polski (rys. 1).

2. Skrajne wartości charakterystyk okresu wegetacyjnego wskazują na znaczne ich zróżnicowanie na obszarze Polski, np. opóźnienie rozpoczęcia wegetacji we wschodniej części kraju w stosunku do zachodu może wynieść 85 dni (tab. 1–3).
3. Równania trendu pozwalają ocenić przyrost okresu wegetacyjnego w 50-leciu średnio w Polsce na około 8 dni. Największy przyrost odnotowano w północno-zachodniej części Polski – do 20 dni. Na krańcach południowo-wschodnich wystąpiło 2-dniowe skrócenie czasu wegetacji. Wydłużenie sezonu wegetacji związane jest z przyspieszeniem jego początku, wynoszącym w skali półwieliczki średnio w Polsce około 11 dni, oraz przyspieszeniem końca średnio o 3 dni (tab. 4).



RYSUNEK 1. Długość [dni] termicznego okresu wegetacyjnego (1951–2000)

FIGURE 1. Length [in days] of the thermal vegetative period (1951–2000)

TABELA 1. Średnie i skrajne daty początku okresu wegetacyjnego (1951–2000)

TABLE 1. The average and the extreme dates of the beginning of the vegetative period (1951–2000)

Miejscowość Locality	Średnie Average	Najwcześniej Earliest	Najpóźniej Latest
Szczecin	25 III	29 I 1990	17 IV 1956
Suwałki	10 IV	18 III 1990	25 IV 1955
Wrocław	24 III	9 II 1990	13 IV 1958
Łódź	30 III	22 II 1990	17 IV 1955
Włodawa	2 IV	3 III 1990	18 IV 1955
Przemyśl	28 III	19 II 1990	16 IV 1997
Polska	30 III	17 II 1990	17 IV 1955, 1958

TABELA 2. Średnie i skrajne daty końca okresu wegetacyjnego (1951–2000)

TABLE 2. The average and the extreme dates of the end of the vegetative period (1951–2000)

Miejscowość Locality	Średnie Average	Najwcześniej Earliest	Najpóźniej Latest
Szczecin	12 XI	27 X 1965, 1993	2 XII 1951
Suwałki	26 X	10 X 1976	17 XI 2000
Wrocław	9 XI	24 X 1965	29 XI 1951
Łódź	4 XI	23 X 1965, 1973, 1998	24 XI 2000
Włodawa	1 XI	14 X 1951	24 XI 2000
Przemyśl	7 XI	25 X 1979, 1988, 1997, 1998	2 XII 2000
Polska	5 XI	24 X 1965	26 XI 2000

TABELA 3. Średnie i skrajne długości okresu wegetacyjnego (1951–2000)

TABLE 3. The average and the extreme length of the vegetative period (1951–2000)

Miejscowość Locality	Średnie Average	Najkrótszy Shortest	Najdłuższy Longest
Szczecin	233	199 (1956)	291 (1990)
Suwałki	200	180 (1976, 1992)	236 (2000)
Wrocław	231	205 (1956)	280 (1990)
Łódź	220	192 (1997)	261 (1990)
Włodawa	214	190 (1997)	253 (1990)
Przemyśl	225	193 (1997)	271 (1990)
Polska	221	197 (1997)	268 (1990)

TABELA 4. Trend zmian [dni/10 lat] początku, końca i czasu trwania okresu wegetacyjnego w Polsce (1951–2000) (według równania prostej regresji)

TABLE 4. Trends of changes [in days/10 years] of the beginning, end and duration of the vegetative period in Poland (1951–2000) (according to linear regression equation)

Miejscowość Locality	Początek Beginning	Koniec End	Czas trwania Duration
Szczecin	–3,4*	–0,2	3,1
Suwałki	–1,6*	0,2	1,8
Wrocław	–2,6*	–0,4	2,2
Łódź	–2,3*	–0,8	1,5
Włodawa	–1,5	–0,2	1,2
Przemyśl	–1,5	–1,0	0,4
Polska	–2,3*	–0,6	1,7

* – istotne na poziomie 0,05

4. Analiza odchyleń wartości charakterystyk okresu wegetacyjnego w poszczególnych latach od średnich terminów/czasu trwania wegetacji w Polsce wskazuje na dużą ich zmienność z roku na rok. Uwidacznia ona także pewne tendencje w przestrzennym zróżnicowaniu tej zmienności (tab. 5–7):
- początek wegetacji na przeważającym obszarze Polski cechuje się większą zmiennością niż jej zakończenie; tylko wschodnie krańce Polski (Wysoczyzna Białostocka, Polesie Lubelskie) odznaczają się większą zmiennością końca okresu niż jego początek;

TABELA 5. Odchylenia [dni] początku okresu wegetacyjnego od średniej daty rozpoczęcia tego okresu w Polsce (1951–2000)

TABLE 5. Deviations [in days] of the beginning of the vegetative period and the mean date of the beginning of the period in Poland (1951–2000)

Miejsowość Locality	Odchylenia – Deviations							
	Ujemne – Negative (wcześniejsze rozpoczęcie) (earliest beginning)			Średnie – Mean		Dodatnie – Positive (późniejsze rozpoczęcie) (latest beginning)		
	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean
Szczecin	28	18,1	–14,1	±14,5	–5,2	21	7,9	6,4
Suwałki	5	6,0	–4,6	±13,6	11,1	45	14,2	12,9
Wrocław	33	15,6	–12,3	±13,2	–6,3	16	6,6	5,5
Łódź	24	12,0	–9,1	±10,8	–0,4	24	9,8	8,3
Włodawa	17	8,8	–6,4	±9,4	3,0	28	10,5	9,2
Przemyśl	27	12,5	–9,6	±10,6	–2,1	22	8,1	7,0
Polska	23	12,4	–9,1	±10,9	0,1	26	9,5	8,2

TABELA 6. Odchylenia [dni] końca okresu wegetacyjnego od średniego terminu zakończenia tego okresu w Polsce (1951–2000)

TABLE 6. Deviations [in days] of the end of the vegetative period and the mean date of the end of the period in Poland (1951–2000)

Miejsowość Locality	Odchylenia – Deviations							
	Ujemne – Negative (wcześniejsze zakończenie) (earliest end)			Średnie – Mean		Dodatnie – Positive (późniejsze zakończenie) (latest end)		
	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean
Szczecin	12	5,3	–4,6	±11,4	6,8	37	12,9	10,7
Suwałki	45	13,6	–12,2	±13,1	–10,4	3	9,5	9,0
Wrocław	18	5,6	–4,6	±9,5	4,2	29	11,7	10,2
Łódź	26	8,1	–7,3	±8,1	–0,8	21	8,8	7,1
Włodawa	36	10,0	–8,5	±9,5	–4,5	12	8,7	6,8
Przemyśl	26	6,7	–5,7	±9,7	1,7	22	12,7	10,7
Polska	25	7,0	–6,1	±7,9	0,3	22	9,3	7,6

TABELA 7. Odchylenia [dni] czasu trwania okresu wegetacyjnego od średniej długości tego okresu w Polsce (1951–2000)

TABLE 7. Deviations [in days] of the duration of the vegetative period and the mean length of the period in Poland (1951–2000)

Miejscowość Locality	Odchylenia – Deviations							
	Ujemne – Negative (krótszy okres wegetacyjny) (shortest vegetative period)			Średnie – Mean		Dodatnie – Positive (dłuższy okres wegetacyjny) (longest vegetative period)		
	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Kwadratowe Square	Średnie Mean	Liczba lat Numbers of years	Kwadratowe Square	Średnie Mean
Szczecin	13	8,6	–6,3	±20,6	12,0	36	23,7	19,0
Suwałki	48	25,2	–22,9	±24,8	–21,6	2	12,0	11,5
Wrocław	13	8,3	–6,9	±18,2	10,6	37	20,6	16,7
Łódź	25	13,7	–11,2	±13,9	–0,4	24	14,3	10,8
Włodawa	37	15,3	–12,9	±14,7	–7,5	10	14,5	10,6
Przemyśl	21	11,6	–9,9	±15,5	3,8	28	18,0	14,2
Polska	25	12,5	–10,2	±13,7	0,2	25	14,8	10,7

- zmienność dat początku okresu wegetacyjnego wzrasta ze wschodu na zachód, a końca jest największa w północno-wschodniej i północno-zachodniej części Polski; na zachodzie dominują odchylenia w kierunku wcześniejszego rozpoczynania się i późniejszego jego zakończenia, na wschodzie największa jest zmienność w kierunku późniejszego początku oraz wcześniejszego końca wegetacji;
 - w przypadku początku okresu wegetacyjnego średnio w Polsce nieco częściej występuje opóźnienie rozpoczęcia wegetacji;
 - w przypadku końca okresu wegetacyjnego średnio w Polsce większą częstością charakteryzują się odchylenia w kierunku wcześniejszego jego zakończenia.
5. Przyjmując za kryterium anomalii charakterystyk okresu wegetacyjnego $\bar{x} \pm 2,5s$, za anomalny w badanym 50-leciu ze względu na wcześ-

niejsze rozpoczęcie okresu wegetacyjnego i znaczną jego długość można uznać jedynie rok 1990 (oprócz północno-wschodniej Polski). Na większości obszaru Polski nie wystąpiły lata anomalne pod względem końca okresu wegetacyjnego. Złagodzenie kryterium ($\pm 2,0s$) sprawia, że rokiem anomalnym ze względu na wyjątkowo późne zakończenie wegetacji na obszarze Polski (oprócz północno-wschodniej Polski) okazuje się rok 2000.

Literatura

- GUMIŃSKI R. 1950: Kurs meteorologii i klimatologii. PZWS, Warszawa.
- NIEDŹWIEDŹ T., LIMANÓWKA D. 1992: Termiczne pory roku w Polsce. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, t. MXI.11, z. 90, s. 53–69.
- RADOMSKI C. 1979: Agrometeorologia. PWN, Warszawa.

Summary

Spatial differentiation of mean dates of beginning and end and duration of thermal vegetative period as well as mean duration of it in Poland (years 1951–2000) is presented in this paper. Time-dependent characteristics of the growing season are analysed. Mean square deviations of average values of the characteristics of vegetative period in Poland (51 meteorological stations) were taken as indicators of dispersion of analysed sequences. There is essential linear trend showing that the vegetative period in years 1951–2000 trends to begin earlier in the course of the year. To an anomaly year 1990 is pointed out

with abnormally early beginning of the growing season as well as long duration of it.

Authors' addresses:

Elwira Żmudzka
Department of Climatology
University of Warsaw
ul. Krakowskie Przedmieście 30
00-927 Warszawa
Poland
Magdalena Dobrowolska
Inter-Faculty Study Programme In Environmental
Sciences
University of Warsaw
ul. Krakowskie Przedmieście 32
00-927 Warszawa
Poland

Alicja GOŁĘBIEWSKA, Agnieszka ZIERNICKA, Tadeusz ZAWORA

Katedra Meteorologii i Klimatologii Rolniczej AR w Krakowie

Department of Meteorology and Climatology, University of Agriculture in Cracow

Przestrzenne różnicowanie współczynników zmienności opadów atmosferycznych na obszarze Polski

The spatial variability of coefficient of precipitation in Poland

Wprowadzenie

Przejściowość klimatu Polski sprawia, że w poszczególnych latach sumy opadów atmosferycznych wykazują duże wahania. Jedną z miar zmienności obok amplitudy czy odchylenia standardowego jest współczynnik zmienności będący stosunkiem odchylenia standardowego do wartości średniej. Dotychczasowe badania Przedpeńskiej (1993) pozwoliły na poznanie rytmu współczynnika zmienności opadów w poszczególnych miesiącach dla wartości uśrednionych dla Polski. Badania Kozuchowskiego (1996) udowodniły wzrostową tendencję współczynnika w okresie od 1881 do 1990 roku.

Cel pracy, okres badań

Celem opracowania jest analiza przestrzennego różnicowania współczynnika zmienności opadów atmosferycznych na obszarze Polski w poszczególnych miesiącach, okresie wegetacyjnym i w

roku. Okres badań obejmuje 25-lecie 1974–1998 od mokrego „osuwickowego” w Karpatach roku 1974 (Gil, Starkel 1979) poprzez suchy okres 1982–1994, a następnie okres wzrastających opadów z pamiętnym powodziowym rokiem 1997.

Materiał i metody opracowania

Materiał w postaci miesięcznych sum opadów atmosferycznych dla 53 stacji meteorologicznych rozmieszczonych równomiernie na obszarze Polski zaczerpnięty z „Miesięcznego Przeglądu Agrometeorologicznego” IMGW posłużył do obliczenia współczynników zmienności opadów dla uprzednio wymienionych okresów. Różnicowanie przestrzenne współczynników zmienności przedstawiono metodą izolinii za pomocą programu komputerowego SURFER. Ze względu na szczupłość miejsca w tekście przedstawiono tylko mapy dla miesięcy o największych wartościach współczynnika, tj. dla lipca i października, oraz dla okresu rocznego (rys. 1–3).

Wyniki badań

W roku (rys. 1) największymi wartościami współczynnika zmienności (0,20) charakteryzują się głównie centralne obszary pojezierzy południowobałtyckich. Najmniejsza zmienność o wartości współczynnika 0,14 zaznacza się w północno-wschodniej Polsce oraz na południowych jej krańcach, a zwłaszcza w regionie Karpat. W okresie wegetacyjnym podobnie jak w roku największe i najmniejsze wartości współczynnika zmienności występują w tych samych częściach Polski. Są one jednak nieco wyższe w granicach 0,20–0,28.

W lipcu – miesiącu o najwyższych sumach opadów (rys. 2) – największą ich zmiennością o wartości współczynnika 0,75 wyróżniają się obszary południowo-zachodniej Polski. Natomiast najmniejsze wartości współczynnika zmienności 0,45–0,50 występują w Polsce północno-wschodniej.

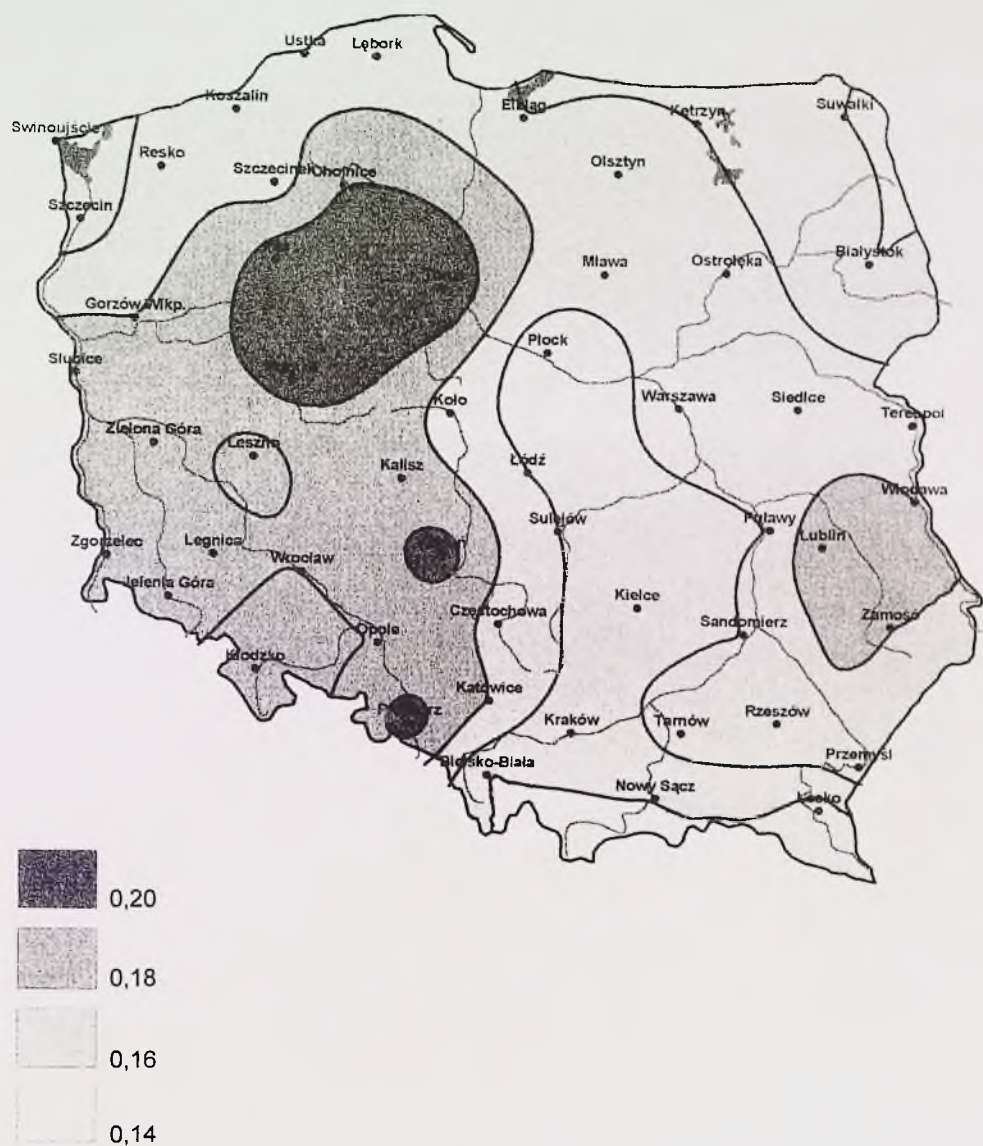
W październiku miesiącu o największej zmienności opadów (rys. 3) – przebieg izarytm współczynnika ich zmienności odznacza się wyraźną strefowością. Wartości współczynnika zmienności maleją ze wschodu na zachód – od 1,10 w środkowowschodniej Polsce do 0,65 w zachodniej części pobrzeży południowobałtyckich (okolice Szczecina i Świnoujścia).

W pozostałych miesiącach średnie wartości współczynnika zmienności wahają się w przedziale od 0,42 w listopadzie do 0,56 w marcu, a ich zróżnicowanie przestrzenne odznacza się dużą indywidualnością.

Dyskusja i wnioski

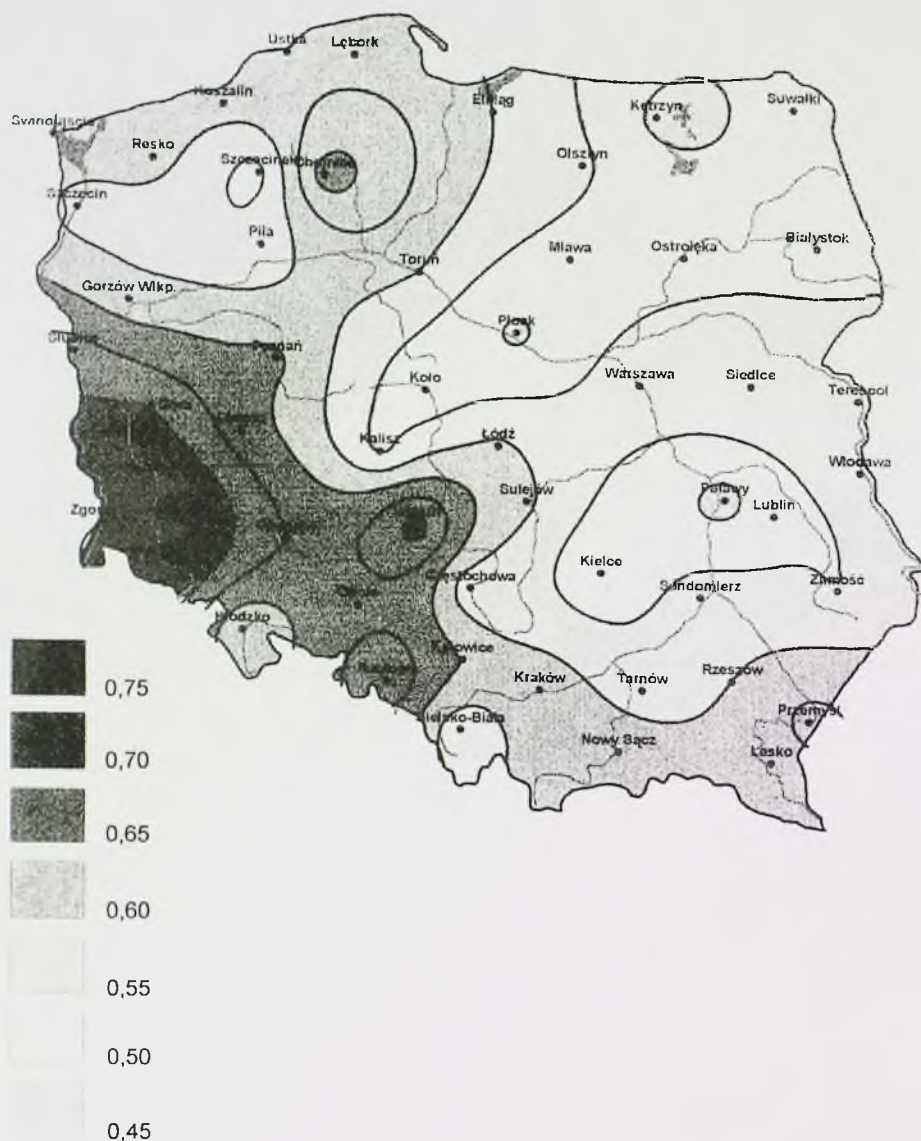
Roczny rytm współczynnika zmienności opadów atmosferycznych jest podobny do rytmu przedstawionego w opracowaniu Przedpelskiej (1993). Natomiast ich wartości bezwzględne są średnio o 0,11 wyższe z uwagi na fakt, że dotyczyły one wartości obliczonych dla indywidualnych stacji meteorologicznych, a nie wartości uśrednionych dla Polski. Średnią wartość współczynnika zmienności opadów dla sum rocznych w Polsce za badany okres ocenić można na 0,173. Jest to wartość jeszcze wyższa od ostatnich wartości podawanych przez Kożuchowskiego (1996), co świadczy o postępującej niestabilności naszego klimatu przejawiającej się zwiększeniem częstości występowania zarówno posuch, jak i nadmiernych opadów atmosferycznych.

Największe wartości współczynnika dochodzące w środkowowschodniej Polsce do 1,1 występują w październiku. Dość wysokie wartości rzędu 0,45–0,75 zaznaczają się w lipcu i we wrześniu 0,45–0,75. Wartości najniższe w granicach 0,35–0,50 występują w listopadzie i grudniu. Obszary o niskich sumach opadów w okresie wegetacyjnym i rocznym odznaczają się jednocześnie najwyższą ich zmiennością. Obszar Karpat o najwyższych średnich sumach opadów ma najniższe wartości współczynnika zmienności opadów, co jest korzystną cechą naszego klimatu ze względu na możliwość występowania powodzi.



RYSUNEK 1. Izarytmy współczynnika zmienności sum opadów atmosferycznych roku na obszarze Polski w latach 1974–1998

FIGURE 1. The isorhythms having the sums of the coefficient of precipitation variability characteristic for Poland (annual average rainfall over the years 1974–1998)



RYSUNEK 2. Izoritmny współczynnika zmienności sum opadów atmosferycznych lipca na obszarze Polski w latach 1974–1998

FIGURE 2. The isorithms having the sums of the coefficient of precipitation variability characteristic for Poland for the month of July over the years 1974–1998

Literatura

- GIL E., STARKEL L. 1979: Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, t. 13, 207–220.
- KOŻUCHOWSKI K. 1996: Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce na tle zmian globalnych. *Przegl. Geogr.*, z. 1–2, t. 68, 79–97.
- PRZEDPEŁSKA W. 1993: Zmienność sum opadów atmosferycznych uśrednionych dla obszaru Polski. *Wiadomości IMGW*, z. 1, t. 16, 17–31.

Summary

In the course of this paper, the spatial variability of Poland's coefficient of precipitation has been estimated. The estimates were made during each month and season of the

year, the period of vegetation was also taken into account. The estimates were made over a period of 25 years (1974–1988). The annual average of the coefficient of precipitation variability (for annual sums) makes clear that our climate is becoming more and more unstable. The highest coefficient of variability of precipitation is characteristic feature of November and December. The Carpathian Mountains have the lowest coefficient of precipitation variability. This is an advantage of our climate due to the fact there is little likelihood of floods appearing in the area.

Author's address:

Tadeusz Zawora
Cracow Agricultural University
al. Mickiewicza 24/28
30-059 Kraków
Poland

Anna NOWICKA, Ewa DRAGAŃSKA

Katedra Meteorologii i Klimatologii UWM w Olsztynie

Department of Meteorology and Climatology Warmia and Mazury University in Olsztyn

Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze Żuław w latach 1966–1985

Rainfall variability on the area of Żuławy region in years 1966–1985

Wstęp

Podstawowe charakterystyki warunków klimatycznych odnoszące się do całego kraju (Ewart 1984, Kaczorowska 1962) nie dają pełnego i szczegółowego obrazu przebiegu elementów meteorologicznych na obszarach mniejszych. Z tego względu niezbędne są opracowania dotyczące regionów.

Żuławy stanowią odrębną jednostkę klimatyczną ze względu na specyfikę warunków fizjograficznych (delta Wisły, sąsiedztwo Bałtyku, ekspozycja ku wiatrom deszczonośnym) (Paszyński 1976).

Żuławy to przede wszystkim gleby ciężkie, zatem niedobór czy nadmiar opadów bądź ich nierównomierny rozkład utrudniają prace polowe i wpływają na wysokość i jakość plonu. Opady należą do elementów bardzo zmiennych zarówno w czasie, jak i w przestrzeni, co jest widoczne nawet na stosunkowo niewielkim obszarze (Hutorowicz 1982, Koźmiński 1987, Moniak 1952).

Celem niniejszego opracowania było określenie nieregularności i zmienności opadów atmosferycznych zanotowanych na obszarze Żuław Wiślanych w latach 1966–1985.

Metoda

Opracowanie opiera się na materiale obserwacyjnym z 20-lecia 1966–1985, zebrany z 15 punktów pomiarowych IMGW. Wykorzystane dane można uznać za reprezentatywne, jako że usytuowanie poszczególnych stacji było dostatecznie zróżnicowane pod względem geograficznym, a ponadto odpowiadało określonym typom warunków siedliskowych. (Świbno, Miłocin, Lisewo, Tczew i Radostowo reprezentowały Żuławę Lewobrzeżną, dla Żuław Wielkich wykorzystano dane ze stacji: Drewnica, Marzęcino, Ostaszewo, Kmiecín, Nowy Staw, a na Żuławach Elbląskich były położone punkty obser-

wacyjne w Próchniku, Elblągu, Starym Polu, Zwierznie, Jasnej i Rychlikach.

W opracowaniu obliczono maksymalne i minimalne miesięczne i roczne sumy opadów. Poddano analizie zmienność i nieregularność opadów z roku na rok. Nieregularność opadów w wieloleciu określono wskaźnikiem opadów ekstremalnych $P_{\max}/P_{\min}$, a zmienność opadów – współczynnikiem zmienności [W], podanym w procentach. Ponadto określono tendencje wzrostu lub spadku opadów dla całego roku i wykreślono proste regresji.

Wyniki badań

Analiza wartości maksymalnych rocznych sum opadów wskazała, iż generalnie rosły one na Żuławach od zachodu i południowego zachodu na północny wschód. Minimalne roczne sumy opadów nie wykazały wyraźnej regularności.

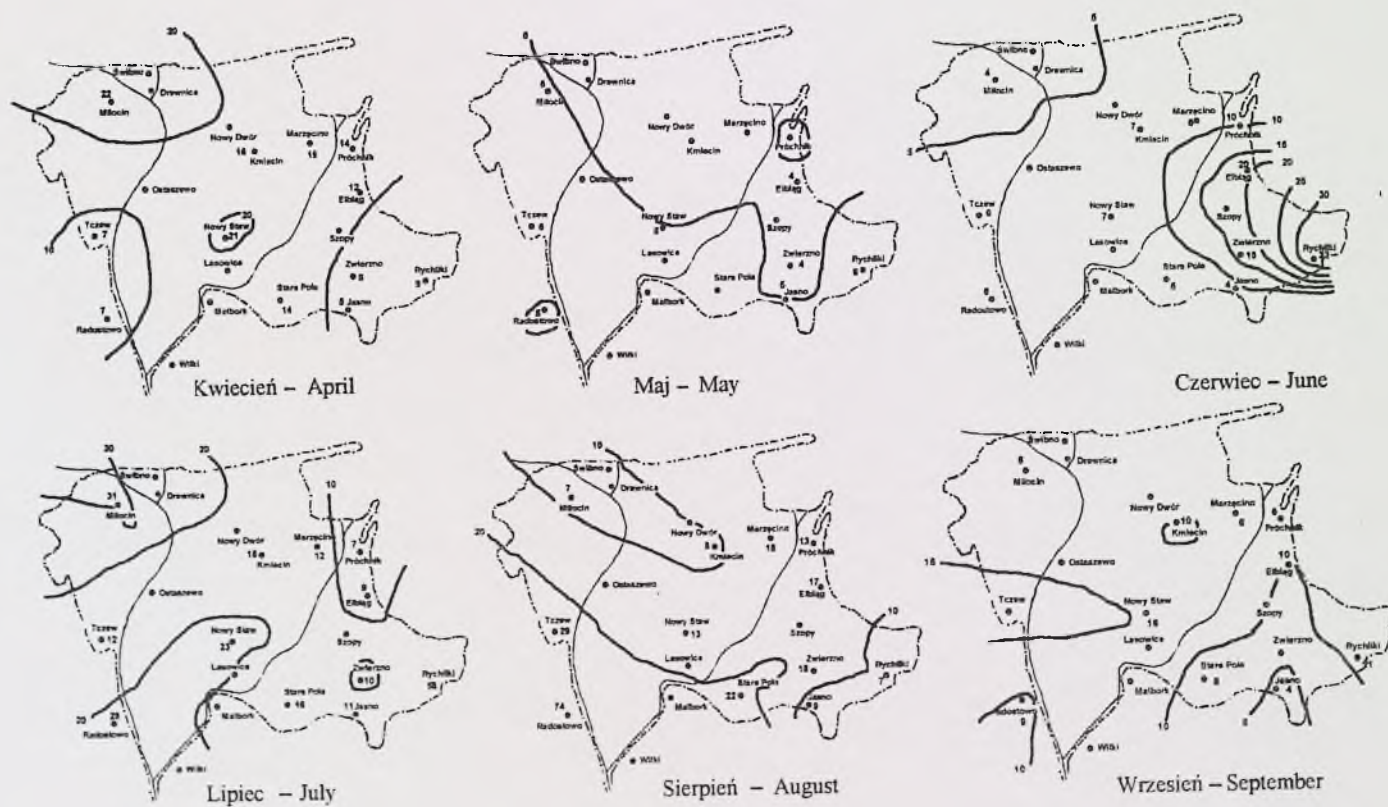
Obliczony na podstawie maksymalnych i minimalnych sum opadów wskaźnik opadów ekstremalnych dla całego roku, za lata 1966–1985, najwyższą wartość osiągnął w Rychlikach (23), najniższą zaś w Jasnej (8). Analiza poszczególnych miesięcy okresu wegetacyjnego (rys. 1) wskazuje, że najwyższe wartości i największe zróżnicowanie parametr ten przyjmował w lipcu i sierpniu, a najniższe w maju, co sugeruje, iż na przestrzeni badanego 20-lecia właśnie ten miesiąc charakteryzował się najbardziej regularnymi opadami.

Obok nieregularności opadów istotne jest poznanie ich zmienności, co zobrazowano za pomocą współczynnika zmienności. W analizowanym 20-leciu średnio dla całego roku współczynnik ten wahał się od 23 do 27%, a w okresie kwiecień – październik od 28 do 31%.

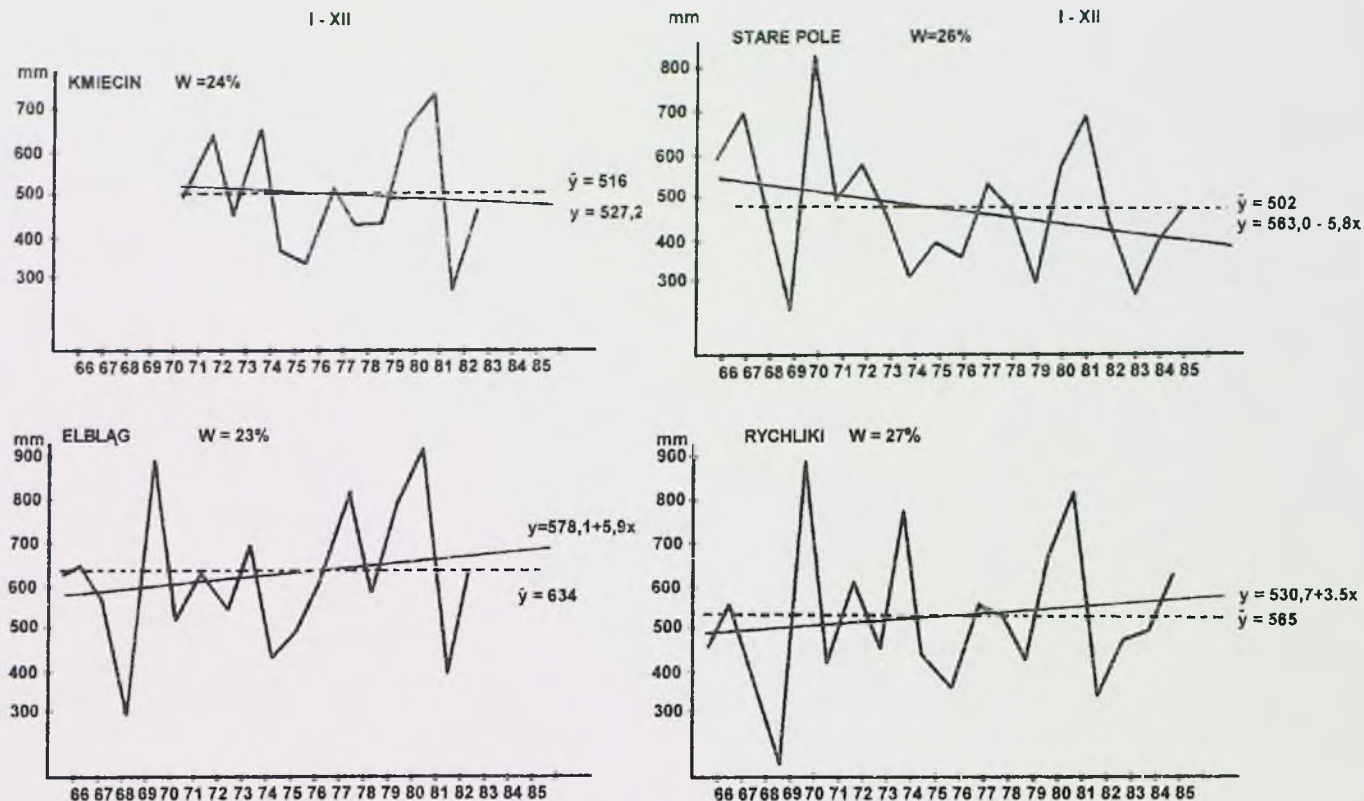
Dopełnieniem charakterystyki zmienności opadów z roku na rok było obliczenie równań regresji pozwalających na określenie tendencji spadku lub wzrostu sum opadów. Równania regresji wskazują, że spośród 4 rozpatrywanych stacji w dwóch (Elbląg, Rychliki) zaznaczyła się tendencja wzrostu sum opadów, w Starym Polu wystąpił niewielki spadek, a w Kmiecinie trend okazał się bliski wartości średniej wieloletniej (rys. 2).

Wnioski

1. Maksymalne roczne sumy opadów zwiększają się od zachodu i południowego zachodu na północny wschód. Minimalne roczne sumy opadów nie wykazują wyraźnej regularności.
2. W analizowanym okresie największe zróżnicowanie i najwyższe wartości wskaźnik ekstremalnych sum opadów osiągał w lipcu i sierpniu, najniższe zaś w maju.
3. Współczynnik zmienności [W] najwyższe wartości przyjmował od kwietnia do października (28–31%). Średnio dla całego roku parametr ten wahał się od 23 do 27%.



RYSUNEK 1. Współczynnik ekstremalnych sum opadów
FIGURE 1. Extreme rainfall totals ratio



RYSUNEK 2. Zmienność sum opadów w latach 1966–1985 w wybranych miejscowościach regionu
 FIGURE 2. Variability of rainfall totals in years 1966–1985 in selected locations

Literatura

- EWERT A. 1984: *Opady atmosferyczne na obszarze Polski w przekroju rocznym*. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku.
- HUTOROWICZ H. 1979: *Opady atmosferyczne województwa elbląskiego w latach 1956–1965*. I. Charakterystyka opadów atmosferycznych. *Zesz. Nauk. ART. Olszt., Roln.*, Nr 28
- KOŹMIŃSKI C., CZARNECKA M., GÓRKA W. 1987: *Opady atmosferyczne na terenie województwa gdańskiego*. Szczecin.
- KACZOROWSKA Z. 1962: *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*. Instytut. Geogr., Warszawa.
- MONIAK J., 1952: *Opady obszaru delty Wisły w aspekcie gospodarczym*. *Czas. Geogr.* 51 T. 21/22.
- PASZYŃSKI J. 1976: *Niektóre zagadnienia klimatu Żuław. Żuławy Wiślane – praca zbiorowa pod redakcją B. Augustowskiego*, Gdańsk.

Summary

On the basis of 20 years (1966–1985) data from 15 stations localized at Żuław region, rainfall variability were analyzed. On the basis of maximum and minimum sums of precipitation extreme rainfall index ($P_{\max}/P_{\min}$) as well as coefficient of variability (%), were calculated. Maximal totals of precipitations increased from the west to the north-east of region. Extreme rainfall index occurred mostly in July, and rainfall variability oscillated from 23 to 27%.

Author's address:

Anna Nowicka
Warmia and Mazury University
Department of Meteorology and Climatology
ul. Prawocheńskiego 21
10-720 Olsztyn
Poland

Elżbieta RADZKA, Grzegorz KOC

Pracownia Agrometeorologii i Podstaw Melioracji
Akademia Podlaska w Siedlcach
Division Agrometeorological and Land Reclamation
University of Podlasie, Siedlce

Posuchy atmosferyczne w Siedlcach w latach 1968–1997 **Atmospheric dry spells in Siedlce in the years 1968–1997**

Wstęp

Zagadnieniem posuch atmosferycznych w Polsce zajmowało się wielu autorów, lecz zjawisko to nie zostało określone w sposób jednoznaczny.

W piśmiennictwie znane są liczne definicje posuchy (Stenz 1952, Schmuck 1956, Przedpeńska 1971, Maher 1968), co świadczy o złożoności tego zjawiska. W rezultacie prowadzonych prac powstały grupy metod stosowanych do określania posuch:

- Metody oparte na ocenie niedoborów opadów w danym okresie. Niedobory te ustalone są na podstawie odchyień od średniej wieloletniej sumy opadów.
- Metody oparte na wskaźnikach charakteryzujących tzw. stopień uwilgotnienia lub suchości atmosfery.
- Metody polegające na analizie częstotliwości pojawiania się i długości trwania okresów bezopadowych.

Materiały i metody pracy

Podstawę opracowania stanowiły średnie miesięczne temperatury powietrza oraz miesięczne sumy opadów atmosferycznych ze stacji meteorologicznej w Siedlcach ($\varphi = 52^{\circ}11'N$, $\lambda = 22^{\circ}16'E$, $H = 146$ m n.p.m.) z lat 1968–1997, udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie.

Analizę posuch atmosferycznych przeprowadzono dwoma metodami:

- wskaźnikiem hydrotermicznym Sielanianowa, który podają Bac, Koźmiński, Rojek (1993):

$$K = P/0,1T$$

gdzie:

P – suma opadów atmosferycznych dla danego okresu, w mm,

T – suma temperatur w $^{\circ}C$ dla tego okresu liczona powyżej $0^{\circ}C$.

W celu określenia natężenia posuchy Sielanianow wydzielił trzy klasy, które

odpowiadają wartościom wskaźnika: $< 0,50$ – silna posucha, $0,51-0,69$ – posucha, $0,70-0,99$ – słaba posucha, $1,0$ – brak posuchy.

- Niedobory opadów w stosunku do norm wieloletnich.

Według Kaczorowskiej (1962), za miesiąc przeciętny uważa się taki, którego miesięczna suma opadów wynosi od 75 do 125% normy, miesiąc suchy – od 50 do 74% normy, miesiąc bardzo suchy – od 25 do 49% normy, miesiąc skrajnie suchy – opad poniżej 25% normy.

Za rok przeciętny uważa się taki, którego roczna suma opadów wynosi 90 do 110% normy, suchy – opad od 75 do 89% normy, bardzo suchy – opad od 50 do 74% normy, skrajnie suchy – opad poniżej 50% normy.

Wyniki

Średnie roczne opady atmosferyczne w Siedlcach za lata 1968–1997 wynosiły 461,4 mm. Najwyższą roczną sumę opadów zanotowano w 1970 roku (786,6 mm), a najniższą w 1991 roku (392,5 mm).

W okresach wegetacyjnych analizowanego wielolecia najniższe miesięczne sumy opadów atmosferycznych występowały w kwietniu i październiku, a najwyższe w czerwcu i lipcu. Do podobnych wniosków doszli Kożuchowski i Wibig (1988). Według tych autorów, roczny przebieg sum miesięcznych opadów dla lat 1951–1980 wskazuje na VI i VII jako miesiące o największych sumach opadów, a na IV i X, a także IX jako mie-

siące o najniższych sumach opadów w okresie wegetacyjnym.

Posuchy atmosferyczne w Siedlcach według kryterium Kaczorowskiej przedstawiono w tabeli 1. Na podstawie analizy danych stwierdzono, że w badanym wieloleciu nie wystąpiły lata skrajnie suche i bardzo suche. Jedynie lata 1982 i 1991 określono jako suche (odpowiednio 86,3% i 85,0% średniej wieloletniej).

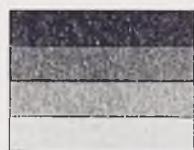
Liczba miesięcy posusznych w okresie wegetacyjnym wahała się od 0 w 1985 roku do 5 w 1991 roku. Miesiącami o największej liczbie posuch okazały się lipiec – 13 i październik – 12, a miesiącem o najmniejszej liczbie posuch czerwiec – 8. Skrajne susze najczęściej pojawiały się w październiku (czterokrotnie), natomiast w czerwcu i lipcu nie wystąpiły. Podobne wyniki uzyskali: Olszewski, Szalach i Gawrońska (1997), którzy określali występowanie posuch w centralnej części Gór Świętokrzyskich, oraz Konopec (1988) w rejonie Bydgoszczy.

Liczba miesięcy posusznych według współczynnika hydrotermicznego Sielaniowa w okresie IV–X wahała się od 0 w 1972 roku do 5 w 1988 roku (tab. 2).

Najbardziej posuszными miesiącami okresu wegetacyjnego w analizowanym wieloleciu były sierpień (14 przypadków posuch) i lipiec (13 przypadków posuch). Natomiast najmniejszą liczbę posuch (6) charakteryzował się czerwiec. W miesiącu tym nie występowała silna posucha. Październik wyróżniał się największą liczbą (7) posuch silnych, a lipiec i sierpień – słabych (również po 7 przypadków).

TABELA 1. Posuchy atmosferyczne w Siedlcach według kryterium Kaczorowskiej w latach 1968–1997
TABLE 1. Atmospheric dry spells in Siedlce according to Kaczorowska's criterion in the years 1968–1997

Rok/miesiąc Year/month	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1968							
1969							
1970							
1971							
1972							
1973							
1974							
1975							
1976							
1977							
1978							
1979							
1980							
1981							
1982							
1983							
1984							
1985							
1986							
1987							
1988							
1989							
1990							
1991							
1992							
1993							
1994							
1995							
1996							
1997							



miesiąc skrajnie suchy extreme dry month
miesiąc bardzo suchy highly dry month
miesiąc suchy dry month
miesiąc przeciętny average month

TABELA 2. Posuchy atmosferyczne w Siedlcach według współczynnika hydrotermicznego Sielanianowa w latach 1968–1997

TABLE 2. Atmospheric dry spells in Siedlce according to Sielanianov's hydrotermic index in the years 1968–1997

Rok/miesiąc Year/month	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1968							
1969							
1970							
1971							
1972							
1973							
1974							
1975							
1976							
1977							
1978							
1979							
1980							
1981							
1982							
1983							
1984							
1985							
1986							
1987							
1988							
1989							
1990							
1991							
1992							
1993							
1994							
1995							
1996							
1997							

	silna posucha	strong dry spell
	posucha	dry spell
	słaba posucha	light dry spell
	brak posuchy	lack of dry spell

Wnioski

1. Posuchy atmosferyczne w Siedlcach występowały nieregularnie w analizowanym wieloleciu.
2. Najniższą roczną sumę opadów zanotowano w 1991 roku (392,5 mm), a najwyższą w 1970 roku (786,6 mm).
3. Najniższe miesięczne sumy opadów w okresie wegetacyjnym występowały w kwietniu i październiku, a najwyższe w czerwcu i lipcu.
4. Według metody Kaczorowskiej suche były lata 1982 i 1991.
5. Najmniejszą liczbę posuch w okresie wegetacyjnym zanotowano w czerwcu.
6. Skrajne susze i silne posuchy dominowały w październiku, a słabe posuchy w lipcu.

Literatura

- BAC S., KOŹMIŃSKI C., ROJEK M. 1993: *Agrometeorologia*. PWN. Warszawa.
- KACZOROWSKA Z. 1962: Najsuchsze i najwilgotniejsze pory roku w Polsce w okresie 1900–1959. *Prz. Geofiz.* 7/15, 3.
- KONOPKO S. 1988: Częstotliwość występowania okresów posusznych w rejonie Bydgoszczy na podstawie wieloletnich obserwacji. *Wiad. IMUZ.* T. 15. Z. 4.
- KOŹUCHOWSKI K., WIBIG J. 1988: Kontynentalizm pluwiálny w Polsce. Zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie. *Acta Geogr. Lodz.*, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum, 55
- MAHER J.V. 1968: Drought assessment by statistical analysis of rainfall. *Agric. Meteorol. Proceed. of the WMO Seminar Melbourne 1966*.
- OLSZEWSKI J., SZALACH G., GAWROŃSKA A. 1997: Posuchy atmosferyczne w centralnej części Gór Świętokrzyskich. *Mat. konf.*, Pu-

ławny, 25–27 IX 1996, Klimatyczne warunki produkcji roślinnej.

PRZEDPEŁSKA W. 1971: Zagadnienie susz atmosferycznych w Polsce i metody ich określania. *S. Materiały PIHM*. Warszawa.

SCHMUCK A. 1956: Susze atmosferyczne na Dolnym Śląsku w ostatnich 60 latach. *Zesz. Nauk WSR Wrocław*. Nr 3. *Melioracje* z. 1.

Summary

The average monthly air temperatures and monthly sums of precipitation from the meteorological station in Siedlce from the years 1968–1997 were the basis of analysis.

Dry spells were determined with two methods:

- Sielianiнов's hydrotermic index,
- precipitation deficiency in relation to multiannual standards according to Kaczorowska.

Average yearly precipitation in Siedlce was 461.1 mm in the analyzed years. The lowest monthly sums of precipitation in a growing season occurred in April and October while the highest ones were observed in June and July.

On the basis of data analysis and evaluating the respective years, the years 1982 and 1991 have been assessed as dry (table 1) – following Kaczorowska's criterion. The number of dry spell months ranged from 0 to 5 in growing season (table 1 and 2). The highest number of extreme droughts and strong dry spells was observed in October while light dry spells occurred in July. The least cases of dry spells in a growing were encountered in June.

Authors' address:

Elżbieta Radzka, Grzegorz Koc
University of Podlasie
ul. B. Prusa 14
08-110 Siedlce
Poland

Bonifacy ŁYKOWSKI

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Zakład Meteorologii i Klimatologii

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Division of Meteorology and Climatology

Wpływ osiedli Ursynów-Natolin na opady atmosferyczne **The effect of city districts Ursynów-Natolin** **on atmospheric precipitation**

W 1975 roku rozpoczęto realizację zespołu osiedli mieszkaniowych pod wspólną nazwą Ursynów-Natolin wchodzących obecnie w skład gminy Warszawa-Ursynów. Osiedla te obejmują obszar o długości 5,5 km, szerokości 2–3 km i powierzchni około 1 tys. ha. Liczba mieszkańców wynosi obecnie blisko 140 tys. Do końca 1980 r. zrealizowano między innymi osiedla „Stokłosy”, „Imielin” i „Wolica” położone najbliżej stacji meteorologicznej Ursynów SGGW (w odległości 600–800 m). Lata 1979 i 1980 stanowią więc okres przełomowy w sensie możliwości oddziaływania na klimat miejscowy tego dużego zespołu urbanistycznego.

Stacja meteorologiczna została założona w 1959 roku, gdy obszar Ursynowa-Natolina stanowiły tereny typowo rolnicze (RZD SGGW Wolica i rolnicy indy-

widualni). Do 2000 roku na terenach sąsiadujących bezpośrednio ze stacją meteorologiczną oraz położonych dalej w kierunku NW, N, NE w odległości do 2–4 km od stacji występowały rzadka zabudowa niska oraz tereny zielone, głównie z niską szatą roślinną. Dość istotna zmiana w otoczeniu stacji zachodzi poczynając od 2000 r. w związku z budową miasteczka akademickiego SGGW.

Wybudowanie tak dużego zespołu osiedli mieszkaniowych (Ursynów-Natolin) o zwartej zabudowie średniej i wysokiej w sąsiedztwie działającej cały czas stacji meteorologicznej stworzyło bardzo interesujące możliwości przeprowadzenia badań nad wpływem urbanizacji terenów rolniczych na klimat.

W niniejszym opracowaniu podjęta została próba oceny wpływu wybudowanego w latach 1975–1982 osiedla Ursynów-Natolin na wysokość opadów atmosferycznych w tym rejonie.

Material i metoda

Materiały pomiarowe pochodzą ze stacji meteorologicznych: Ursynów SGGW ($\varphi_N = 52^\circ 09' 39''$, $\lambda_E = 21^\circ 03' 16''$, wys. n.p.m. 102,5 m) oraz Warszawa-Okęcie ($\varphi_N = 52^\circ 09'$, $\lambda_E = 20^\circ 59'$, wys. n.p.m. 106 m). Odległość między tymi stacjami wynosi 6 km (rys. 1). Stacja

meteorologiczna Warszawa-Okęcie jest tu stacją odniesienia, gdyż w otoczeniu tej stacji lotniskowej ze zrozumiałych przyczyn nie zaszły istotne zmiany. Okres opracowania obejmuje lata od 1960 r. (pierwszy rok pełnych pomiarów na stacji Ursynów SGGW) do 2000 r. Ten okres należy podzielić na 3 części: lata 1960–1974, to jest okres przed wybudo-



RYSunek 1. Położenie stacji meteorologicznych: 1 – Ursynów SGGW, 2 – Okęcie
FIGURE 1. Meteorological stations: 1 – Ursynów SGGW, 2 – Okęcie

waniem osiedli Ursynów-Natolin, lata 1975–1979 to budowa osiedli sąsiadujących ze stacją meteorologiczną (ok. 65% planowanych) i okres po 1980 r., kiedy to trwała jeszcze budowa pozostałej części Ursynowa-Natolina, oddalonej od stacji meteorologicznej o około 4 km w kierunku SW, oraz budowa metodą odkrywkową części ursynowskiej metra (do 1990 r.).

Na obecnym etapie prac analizie statystycznej poddano sumy miesięczne opadów z lat 1960–2000 w styczniu, kwietniu, czerwcu, lipcu i wrześniu. Można było bowiem spodziewać się, że oddziaływanie Ursynowa-Natolina na opady atmosferyczne będzie różne w różnych porach roku ze względu na znaczny udział w opadach lata, opadów wewnętrzmasowych, a w okresie zimy opadów związanych z frontami atmosferycznymi. Obliczenia statystyczne polegały na obliczeniu wartości średnich ruchomych 5-letnich w celu wyrównania szeregów i określenia charakterystyk trendu w przebiegu miesięcznych sum opadu. Po obliczeniu różnic między wartościami opadu w Ursynowie i na Okęciu wyznaczono wielkość chronologicznego trendu oraz jego istotność statystyczną metodą analizy regresji.

Wyniki

W tabeli 1 zamieszczono sumy miesięczne opadów atmosferycznych na stacjach Ursynów i Okęcie oraz różnice sum miesięcznych dla okresów przed wybudowaniem osiedli Ursynów-Natolin (1960–1975) oraz po wybudowaniu tych osiedli (1980–2000). Zwracają uwagę zawsze wyższe wartości opadu na stacji Ursynów SGGW w okresie 1980–2000 aniżeli w okresie 1960–1975. Na stacji Okęcie nie występują żadne prawidłowości w rozkładzie sum miesięcznych opadu.

Wyraźna prawidłowość zaznacza się natomiast w rozkładzie różnic sum miesięcznych opadu (Ursynów SGGW – Okęcie). W miesiącach I, III, VI, VII opady w okresie 1960–1975 były niższe na stacji Ursynów aniżeli na Okęciu, a we wrześniu nieznacznie wyższe. W okresie po wybudowaniu osiedli Ursynów-Natolin różnice opadu przyjmują we wszystkich rozważanych miesiącach wartości dodatnie. Szczególnie duży przyrost opadów po wybudowaniu osiedli wystąpił w lipcu i wynosi 11,2 mm. We wrześniu przyrost opadów jest nieznaczny – 0,6 mm. Przedstawione wyżej wyniki opra-

TABELA 1. Miesięczne sumy i różnice opadów atmosferycznych [mm] w okresach 1960–1975 i 1980–2000

TABLE 1. Monthly sums and differences of precipitation [mm] for the periods 1960–1975 and 1980–2000

Stacja Station	Okres Period	I	III	VI	VII	IX
Ursynów	1960–1975	19,8	22,8	69,0	71,5	42,6
	1980–2000	22,2	31,8	75,0	73,6	48,7
Okęcie	1960–1975	21,0	25,3	73,2	78,1	41,7
	1980–2000	21,3	29,7	73,3	69,0	57,2
Ursynów – Okęcie	1960–1975	–1,2	–2,5	–4,2	–6,6	0,9
	1980–2000	0,9	2,1	1,7	4,6	1,5

cowań pokazują, że reżim opadowy w rejonie Ursynowa zmienił się po wybudowaniu osiedli mieszkaniowych w różny sposób zależnie od pory roku.

W celu bliższego określenia charakteru zjawisk zachodzących w kształtowaniu się opadów atmosferycznych pod wpływem urbanizacji terenów rolniczych wykonano obliczenia trendu czasowego różnic sum miesięcznych opadu (Ursynów-Natolin) posługując się równaniem regresji wielomianu 3° (rys. 2). Istotność statystyczną na poziomie 1% uzyskał trend czasowy różnic opadów w czerwcu, a na poziomie 5% w marcu i lipcu. We wszystkich rozważanych miesiącach zaznacza się okresowość w przebiegu linii trendu szczególnie wyraźna w czerwcu. Pewne podobieństwo do charakteru trendu w czerwcu ma także trend w lipcu. Inny kształt trendów występuje w styczniu i marcu (o wyraźnej okresowości w przebiegu). Najslabiej zaznacza się okresowość w przebiegu trendu dla września. Warto zaznaczyć, że mimo niskiej istotności statystycznej trendów dla stycznia i września (na poziomie około 10%), zjawisko zróżnicowania opadów w Ursynowie w tych miesiącach po wybudowaniu osiedli występuje rzeczywiście, gdyż wskazują na to wartości różnic zamieszczone w tabeli 1.

Dyskusja wyników

Należy zwrócić uwagę, że w pracy wykorzystano oryginalne i wręcz unikatowe dane pomiarowe opadów atmosferycznych, zebrane według jednolitej metodyki, dla obszaru użytkowanego rolni-

czo (1960–1975), a następnie zajętego pod duży zespół urbanistyczny Ursynów-Natolin o liczbie mieszkańców 140 tys. Po 1980 roku opady na stacji Ursynów SGGW były kształtowane przez te osiedla.

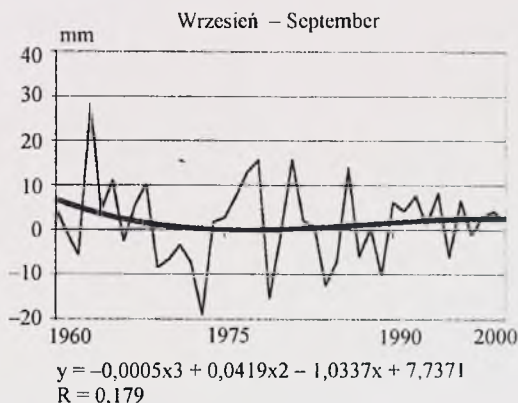
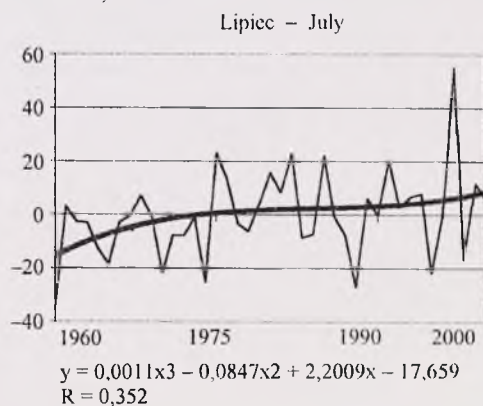
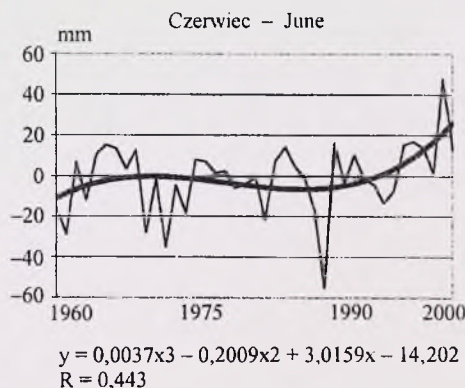
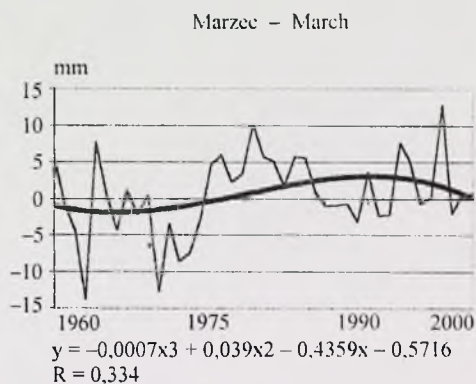
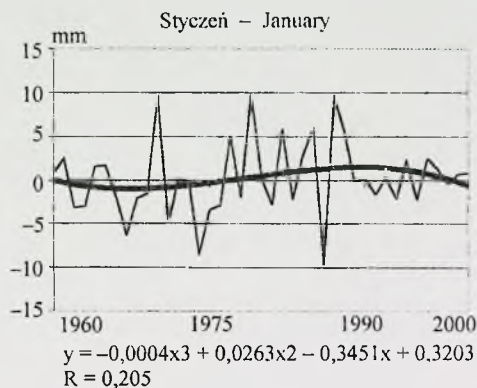
We wcześniejszych opracowaniach dotyczących wpływu miasta na wysokość i rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych wskazywano na zjawisko przenoszenia podwyższonych ilości opadu na zawietrzną stronę miasta w przypadku aglomeracji warszawskiej (Lorenc 1978, 1991) lub na występowanie najwyższych opadów w śródmiejskiej części miasta w przypadku Wrocławia (Schmuck 1967).

Z badań Lorenc wynika, że charakterystyczny rozkład opadów na obszarze wielkich aglomeracji jest zbliżony do rozkładu dla Warszawy.

Ursynów-Natolin jest położony w południowej części aglomeracji warszawskiej. Oddziaływanie przeważających napływów mas powietrza z sektorów zachodnich na kształtowanie opadów jest tu więc mocno ograniczone i dotyczy także stacji Okęcie (Łykowski, Madany 1991).

Ciekawym zjawiskiem jest okresowość w przebiegu trendu czasowego różnic opadu (rys. 2). Lorenc (1991) zwraca uwagę, że okresowe podwyższenie opadów w różnych częściach aglomeracji warszawskiej nastąpiło w czasie realizacji większych inwestycji budowlanych ze względu na wzrost zapylenia (np. elektrociepłowni Kawęczyn i Siekierki).

W przypadku Ursynowa-Natolina taka interpretacja także może być słuszna, ale raczej tylko częściowo, gdyż zwraca tu uwagę wyraźna regularność cykli trendu (oprócz września).



RYСУNEK 2. Przebieg różnic sum miesięcznych opadu (Ursynów SGGW – Okęcie) w latach 1960–2000
 — wartości obserwowane, — wartości obliczone

FIGURE 2. The course of differences monthly sums precipitation (Ursynów – Okęcie) for the period 1960–2000 — observed values, — estimated values

Wnioski

Realizacja osiedli mieszkaniowych Ursynów-Natolin na terenach dawniej użytkowanych rolniczo spowodowała wzrost opadów atmosferycznych na tym obszarze, w lipcu nawet o 11,2 mm. Zróżnicowanie opadów wykazuje cykliczność o okresie około 30 lat.

Zarówno wielkość przyrostu opadu po wybudowaniu osiedli, jak też cykliczność różnic (Ursynów – Okęcie) mają różny charakter w zależności od pór roku.

Ważnym problemem do rozwiązania jest zbadanie stwierdzonych już obecnie prawidłowości w rozkładzie opadów na obszarze Ursynowa dla pozostałych miesięcy w roku. Wyjaśnienia wymaga także zjawisko okresowości w przebiegu trendu czasowego różnic opadów a także oddziaływanie opadów, wewnątrzmasowych i frontalnych na omawiane zjawiska.

Literatura

- LORENC H. 1978: Opady ulewne i nawałne na obszarze Wielkiej Warszawy. *Przegl. Geofiz.*, z. 4, 271–234.
- LORENC H. 1991: Wpływ urbanizacji Warszawy na zmienność opadów atmosferycznych. *Wiad. IMGW*, T. XIV, z. 1–4, 109–126.

ŁYKOWSKI B., MADANY R. 1991: Zróżnicowanie warunków termicznych i wilgotnościowych na terenie Warszawy. *Konf. Nauk. „Ochrona i kształtowanie środowiska”*. Wydaw. SGGW, 96–106.

SCHMUCK A. 1967: Wpływ miasta na opady atmosferyczne (na przykładzie Wrocławia). *Przegl. Geofiz.*, z. 3–4, 213–310.

Opady atmosferyczne, 1961–1981. PIHM/IMGW Warszawa.

Miesięczny Przegląd Agrometeorologiczny, 1982–2000. IMGW, Warszawa.

Summary

The effect of city districts Ursynów-Natolin on atmospheric precipitation. The paper is bringing knowledge of effects of an urban agglomeration Ursynów-Natolin on the differentiation of precipitation regime. Mean and differences of precipitation in station Ursynów SGGW for the periods 1960–1975 (rural area) and 1980–2000 (city districts Ursynów-Natolin) is given in table 1 and the course of differences monthly sums precipitation (Ursynów-Okęcie) for the period 1960–2000 is given in Fig. 2.

Author's address:

Bonifacy Łykowski
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Wojciech OŹGA

Katedra Hodowli Lasu SGGW
Departament of Silviculture
Warsaw Agricultural University

Warunki termiczne i anemometryczne w strefie granicznej między łąką i lasem

Thermal and anemometric condition in the ecotone zone between meadow and forest

Wstęp

W strefie granicznej między łąką a lasem, gdzie wzajemnie przenikają się wpływy sąsiadujących ekosystemów, występuje wyraźny efekt obrzeża. Stopniowa modyfikacja warunków klimatycznych w strefie ekotonu widoczna jest zarówno w lesie jak i w przyległym terenie otwartym (Tomanek 1956). Zmianie ulegają warunki termiczne, głównie podłoża i warstwy przygruntowej (Chojnacka-Oźga, Oźga 1999), oraz przepływ powietrza (Chojnacka-Oźga, Oźga 1998). Poznanie zasięgu przenikania się wpływów lasu i terenu otwartego ma duże znaczenie praktyczne w planowaniu odpowiednich zabiegów agrotechnicznych oraz hodowlanych w lesie.

Badania warunków termicznych i anemometrycznych przeprowadzono w strefie przejściowej między łąką i lasem mieszanym świeżym (od 75 m wewnątrz lasu do 150 m na łące) w Leśnym Zakła-

dzie Doświadczalnym SGGW w Rogowie w 24 wybranych dniach okresu wegetacyjnego 1995 roku. Naturalna, prawidłowo wykształcona ściana lasu przebiegała w kierunku N-S i miała wystawę zachodnią. Istotność różnic między średnimi wartościami z poszczególnych punktów pomiarowych sprawdzono przy poziomie $\alpha = 0,05$.

Warunki termiczne

Średnie temperatury powierzchni odkrytej gleby oraz rozproszenie wartości wokół średniej znacznie różniły się w miejscach o odmiennym stopniu ocienienia (tab. 1). Wyraźnie zaznaczyła się strefa przejściowa wewnątrz lasu (do 30 m), natomiast na łące wyodrębnić można było 75 m strefę z dużą lokalną zmiennością termiki podłoża (4 grupy homogeniczne punktów pomiarowych).

TABELA 1. Wartości średnie (t_g) i odchylenia standardowe (SD) temperatury powierzchni gruntu w strefie granicznej między łąką i lasem w Rogowie w wybranych dniach 1995 r.

TABLE 1. The means (t_g) and standard deviations (SD) of ground surface temperature in the ecotone zone between meadow and forest in Rogów in selected days of the year 1995

Odległość od ściany lasu Distance from the forest	-75	-30	-15	-5	0	15	25	50	75	150
t_g	17,6	18,7	18,6	18,8	23,8	25,4	25,8	28,2	26,7	28,3
SD	2,86	3,18	3,55	3,70	7,46	6,86	6,79	6,30	7,94	8,30

Średnie temperatury powietrza były w ciągu dnia znacznie mniej zróżnicowane niż temperatury podłoża (tab. 2). Wyznaczono tylko dwie, różniące się istotnie grupy punktów – jedną na łące, drugą w lesie.

ków zmniejszał się przy zbliżaniu do drzewostanu na korzyść kierunków równoległych do ściany lasu. Przy samej ścianie lasu dominował kierunek wschodni, co wskazuje na istnienie dziennego wiatru leśnego (tab. 3).

TABELA 2. Wartości średnie (t_p) i odchylenia standardowe (SD) temperatury powietrza na wysokości 1 m. n.p.g. w strefie granicznej między łąką i lasem w Rogowie w wybranych dniach 1995 r.

TABLE 2. The means (t_p) and standard deviations (SD) of temperature recorded 1 m above ground level in the ecotone zone between meadow and forest in Rogów in selected days of the year 1995

Odległość od ściany lasu Distance from the forest	-75	-15	0	25	75	150
t_p	21,7	21,7	23,2	23,3	23,6	23,7
SD	5,35	5,37	6,19	6,14	6,14	6,31

Wyraźną strefę przejściową między łąką i lasem, położoną od 15 m w lesie do 75 m poza lasem, zaobserwowano w godzinach nocnych. Strefa ta charakteryzowała się brakiem istotnego statystycznie zróżnicowania temperatur powietrza.

Warunki anemometryczne

W okresie badań dominowały kierunki wiatru z kierunków zachodniego i wschodniego, a więc charakterystyczne dla obszaru badań. Udział tych kierun-

Średnie i maksymalne prędkości wiatru malały wraz ze zbliżaniem się do ściany lasu. Zauważyć można jednak zaburzenie przepływu powietrza w odległości około 75 m od ściany lasu, gdzie notowano prędkości większe niż w dalej położonym terenie otwartym (tab. 4). W tej samej odległości od drzewostanu najczęściej odnotowywano prędkości wiatru przekraczające 4 m/s, a więc powyżej progu turbulencyjności (Parczewski 1960), oraz stwierdzono lokalny spadek temperatury gruntu (tab. 1). Występowały tutaj również najwyższe wartości odchyleń standardowych (tab. 4).

TABELA 3. Częstość występowania (%) kierunków wiatru w strefie granicznej między łąką i lasem w Rogowie w wybranych dniach 1995 r.

TABLE 3. The frequency of occurrence (%) of wind directions in the ecotonal zone between meadow and forest in Rogów in selected days of the year 1995

Odległość od ściany lasu Distance from the forest	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
-75	0	6	34	1	1	1	31	0
0	1	3	42	3	4	7	25	6
15	5	2	28	9	8	11	24	9
25	5	3	26	7	14	12	22	9
50	6	8	23	11	13	11	21	7
75	7	10	16	5	19	12	24	6
100	6	7	21	10	16	9	25	5
150	5	8	22	6	18	10	25	4

TABELA 4. Wartości średnie (V), maksymalne (Max) i odchylenia standardowe (SD) prędkości wiatru w strefie granicznej między łąką i lasem w Rogowie w wybranych dniach 1995 r.

TABLE 4. The mean values (V), maximum values (Max) and standard deviation (SD) of wind velocity in the ecotonal zone between meadow and forest in Rogów in selected days of the year 1995

Odległość od ściany lasu Distance from the forest	-75	-30	-15	-5	0	15	25	50	75	100	150
V	0,2	0,3	0,4	0,4	0,7	0,8	0,9	1,1	1,7	1,4	1,4
Max	0,8	1,7	1,9	1,8	4,1	3,4	3,8	4,4	5,7	4,4	4,4
SD	0,16	0,30	0,41	0,39	0,85	0,80	0,86	0,84	1,12	0,92	0,92

Modyfikacja prędkości wiatru na łące obejmowała pas szerokości około 100 m, przy czym istotnie statystycznie zmniejszenie prędkości dotyczyło strefy 25-metrowej.

Uwagi końcowe

Zróźnicowanie warunków mikroklimatycznych w strefie granicznej łąki i lasu jest uzależnione w znacznym stopniu od ekspozycji ściany drzewostanu względem stron świata. Ściana wschodnia lub zachodnia, z uwagi na możliwość

docierania bezpośredniego promieniowania słonecznego bywa, zależnie od pory dnia, podobna do ściany północnej lub południowej. Najwyraźniej więc widać tu wykształcające się strefy przejściowe, których zasięg jest nieco inny w przypadku poszczególnych elementów meteorologicznych. Zróźnicowanie termiki podłoża uzależnione było nie tylko od stosunków radiacyjnych, lecz także od warunków dynamicznych powietrza w warstwie przygruntowej. W przypadku temperatury powietrza przenikanie się wpływów lasu i terenu otwartego wyraźniej zaznaczało się w godzinach nocnych niż w ciągu dnia.

Ściana lasu wpływała nie tylko na modyfikację prędkość wiatru, ale również jego kierunku – w strefie brzegowej zaznaczyło się występowanie dziennego wiatru leśnego.

Literatura

- CHOJNACKA-OŻGA L., OŻGA W. 1998: Kierunek i prędkość przepływu powietrza w rejonie ściany lasu. *Sylvan* nr 8.
- CHOJNACKA-OŻGA L., OŻGA W. 1999: Warunki termiczne w strefie przejściowej między lasem i terenem otwartym. *Sylvan* nr 6.
- PARCZEWSKI W. 1960: Klasyfikacja prędkości wiatru w zastosowaniu do opracowań klimatycznych i bioklimatycznych. *Przegl. geofiz.*, z. 2.
- TOMANEK J. 1956: Wpływ wysokości ściany lasu na kształtowanie się niektórych czynników mikroklimatu przyległych pól. *Roczn. Nauk Roln.*, ser. F, t. 71, z. 2.

Summary

In the ecotonal zone between meadow and forest there occur large microclimatic contrasts. Based on a short measurement se-

ries conducted under the full growing period in year 1995 along a 225 m long ecotone zone in Rogów, specific patterns have been found considering the thermal and anemometric conditions. The largest degree of spatial variation was that of the ground surface temperatures (Table 1), smaller was the differentiation in wind velocity (Table 4) and air temperature (Table 2). The effect of forest on ground temperature and wind velocity was maintained in the meadow up to 75-m distance from the forest edge (that is at a distance equal the threefold height of the trees). Considering air temperature, there occurred clear differences between the meadow and forest interior, no local disturbances were however observed in the analyzed ecotonal zone. Defining the range of mutual impact of the two adjacent ecosystems may have large practical value for the plan making purposes: both for agrotechnical activities and forest management practice.

Author's address:

Wojciech Ożga
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Rakowiecka 26/30
02-528 Warsaw
Poland

Grzegorz ŻARNOWIECKI

Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska w Kielcach
Institute of Geography, Świętokrzyska Academy in Kielce

Związek zanikania pokrywy śnieżnej z rozwojem runa w zbiorowiskach grądowych Puszczy Białowieskiej

The relationship between snow cover disappearance and the growth rate of herb layer in deciduous forest stands of Białowieża Primeval Forest

Wstęp

Pokrywa śnieżna dzięki swym właściwościom fizycznym należy do ważniejszych czynników kształtujących stosunki mikroklimatyczne w zbiorowiskach roślinnych. W okresie zimowym jej znaczenie jest powszechnie znane i wynika z małego przewodnictwa cieplnego śniegu. W lesie polega głównie na ochronie przed przemarzaniem i nadmierną transpiracją zimotrwałych gatunków runa, w tym zwłaszcza geofitów i hemikryptofitów. Z drugiej strony śnieg odznacza się stosunkowo wysokim przewodnictwem temperaturowym, dzięki czemu niektóre rośliny rozwijające się na przedwiośniu zakwitają jeszcze pod śniegiem. Wynika z tego, że sam termin zanikania pokrywy śnieżnej jest ważnym wskaźnikiem ekologicznym bezpośrednio wpływającym zarówno na początek wegetacji, jak i na długość okresu wegetacyjnego (Faliński, Olszewski 1977).

W niniejszej pracy starano się wykazać, w jaki sposób okres i termin całkowitego zaniku pokrywy śnieżnej wpływają na tempo rozwoju warstwy runa w zbiorowiskach grądowych. Starano się przy tym określić, jak dalece zróżnicowane jest zanikanie pokrywy śnieżnej w danym zbiorowisku i czy ma ono związek ze stopniem pokrycia badanej powierzchni lasu roślinnością runa.

Teren badań

Jako teren badań wybrano grądy Białowieskiego Parku Narodowego, gdzie wykazują one zonalny charakter i dobry stan zachowania. Zbiorowiska te cechuje wielowarstwowa, piętrowa struktura roślinności, natomiast runo ma strukturę poziomą losowo-skupiskową. Oznacza to, że drobne skupienia jednogatunkowe rozrzucone przypadkowo po całej powierzchni fitocenozy wymieszane są ze sku-

pieniami innych gatunków. Grądy białowieskie odznaczają się ponadto wyraźną zmianą sezonowych aspektów runa, co w powiązaniu z różnorodnością ich siedlisk sprawia, że przedstawiają one interesujący obiekt badań ekologicznych i klimatycznych.

Powierzchnie badawcze są zlokalizowane w jednej, najbardziej rozległej biokorze grądu *Tilio-Carpinetum* położonej w centralnej części Białowieskiego Parku Narodowego na północ od strumienia Orłówki. Reprezentują one cztery podspokoły grądu: grąd niski kokoryczowy *Tilio-Carpinetum corydaletosum*, grąd czyścowy *Tilio-Carpinetum stachyetosum*, grąd typowy *Tilio-Carpinetum typicum*, grąd wysoki trzcinnikowy *Tilio-Carpinetum calamagrostietosum*. Powyższe zbiorowiska leśne różnią się znacznie zarówno pod względem fitosocjologicznym, jak i fenologicznym (Faliński 1996, Matuszkiewicz 1968). Największa odległość między skrajnie położonymi transektami grądu niskiego kokoryczowego i wysokiego trzcinnikowego nie przekracza 1 km. Bliskie sąsiedztwo tych zbiorowisk i położenie w płaskiej dolinie denudacyjnej pozwoliły na wykluczenie wpływu tych czynników na zmienność pokrywy śnieżnej.

Material i metoda

Wykorzystano wyniki pomiarów pokrywy śnieżnej i obserwacji fenologicznych runa prowadzonych systematycznie co 5 dni w okresie 1963–1988 przez Białowieską Stację Geobotaniczną UW na stałych powierzchniach badawczych. Powierzchnie badawcze mają postać wydłu-

żonych czworoboków (transektów) o wymiarach 50×2 m podzielonych na 25 poletek o bokach 2 m. W środku każdego poletka znajduje się śniegomierz. Na każdej powierzchni badawczej mierzono w poszczególnych polach transektów grubość pokrywy śnieżnej i jej pokrycie (w %) w okresie tajania oraz zwarcie roślinności runa (także w %). Uzyskiwano w ten sposób czasowo-ilościową przemianę powierzchni czynnej dna lasu na przedwiośniu w każdym zbiorowisku gradowym.

Dla każdego zbiorowiska określono średnie terminy faz zanikania pokrywy śnieżnej (ostatniego dnia z pokryciem 100%, pierwszego z pokryciem 50% i pierwszego dnia bez śniegu) oraz terminy osiągnięcia różnego zwarcia (10, 20 i 50%) runa. Następstwo trzech etapów zanikania pokrywy i rozwoju runa na wszystkich polach transektu przedstawiono graficznie (rys. 1 i 2). Określono również korelacyjne związki między terminem ostatniego dnia z pokrywą śnieżną a terminami różnego zwarcia runa i okresem jego rozwoju (od początku do maksymalnego zwarcia runa na poszczególnych polach transektu). W każdym z sezonów zimowych zaznaczono pola wczesnego zejścia pokrywy oraz te pola transektu, na których obserwowano szybki rozwój runa. Celem ich porównania obliczono „procentowy wskaźnik zgodności” według formuły:

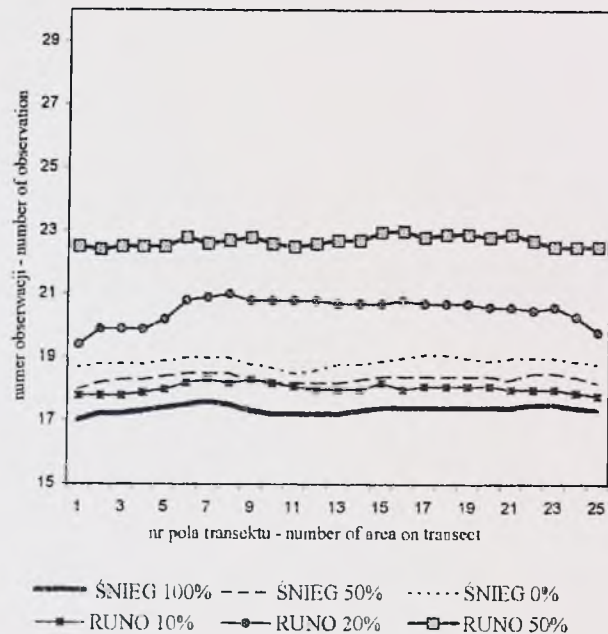
$$W = (LP/WP) \times 100$$

gdzie:

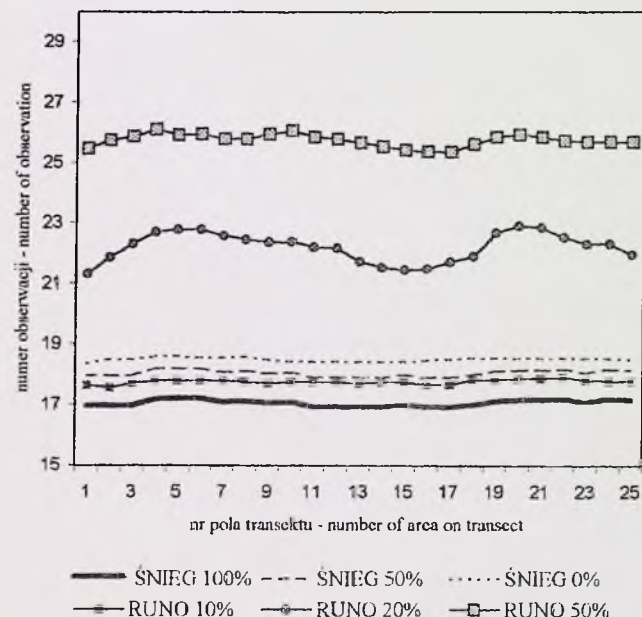
LP – liczba pól zgodności wczesnego zejścia pokrywy śnieżnej i wczesnego rozwoju runa,

WP – sumaryczna liczba wszystkich pól wczesnego zejścia pokrywy śnieżnej lub wczesnego rozwoju runa.

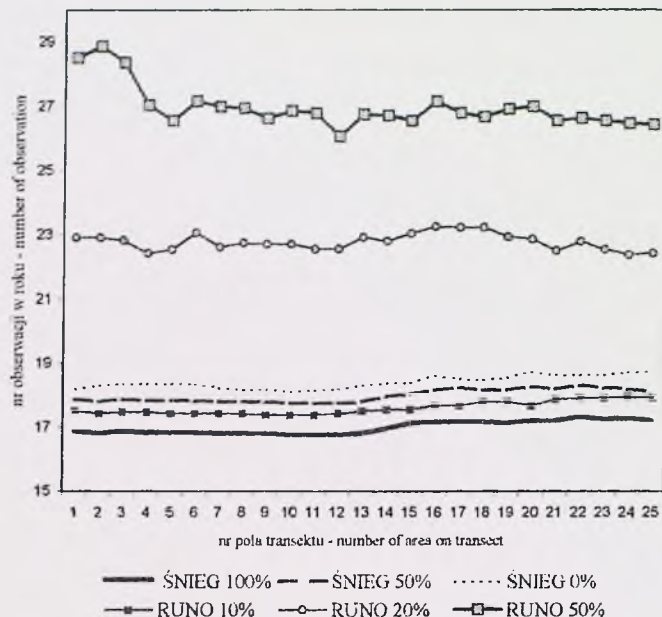
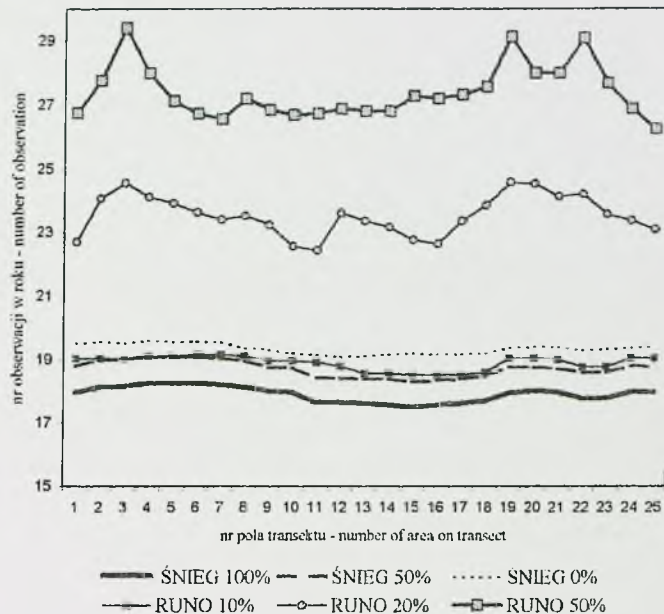
Grąd niski kokoryczowy *T-C corydaletosum*



Grąd czyścowy *T-C stachyetosum*



RYSUNEK 1. Średnie terminy ostatniego dnia z pełnym pokryciem terenu przez pokrywą śnieżną (SNIEG 100%) i pierwszego dnia z pokrywą 50 i 0% oraz pokryciem terenu przez runo 10, 20, i 50% w grądzie kokoryczowym i czyścowym
FIGURE 1. Mean terms of the last day with full coverage of snow cover (SNIEG 100%) and the first day with 50 and 0% snow coverage and terms of herb layer (RUNO) coverage 10, 20 and 50% in *T-C corydaletosum* and *T-C stachyetosum*

Grąd typowy *T-C typicum*Grąd wysoki trzcinnikowy *T-C calamagrostietosum*

RYSUNEK 2. Średnie terminy ostatniego dnia z pełnym pokryciem terenu przez pokrywę śnieżną (Śnieg 100%) i pierwszego dnia z pokrywą 50 i 0% oraz pokryciem terenu przez runo 10, 20, i 50% w grądzie typowym i trzcinnikowym

FIGURE 2. Mean terms of the last day with full coverage of snow cover (SNIEG 100%) and the first day with 50 and 0% snow coverage and terms of herb layer (RUNO) coverage 10, 20 and 50% in *T-C typicum* and *T-C calamagrostietosum*

Wyniki

Pierwszy dzień bez pokrywy śnieżnej występował najwcześniej w grądzie typowym, a najpóźniej w grądzie wysokim trzcinnikowym (odpowiednio 85. i 90. dnia roku). Stosunkowo najbardziej nierównomiernie zanikała pokrywa śnieżna w grądzie wysokim trzcinnikowym, a najbardziej równomiernie w grądzie czyścowym. Różnice w terminie ostatniego dnia z całkowitym pokryciem pól transektu śniegiem są największe w grądzie trzcinnikowym (3,8 dnia), a w terminie pierwszego dnia bez pokrywy w grądzie niskim kokoryczowym (3 dni). Zasadniczo zanikanie pokrywy śnieżnej od ostatniego dnia z pełnym pokryciem do pierwszego dnia bez pokrywy przebiega w tym samym tempie we wszystkich zbiorowiskach i trwa około tygodnia (7,1–7,7 dnia).

Zróżnicowanie w pokryciu pól transektu pokrywą śnieżną w okresie zanikania jest dużo mniejsze niż w pokryciu runa. Wyjątkiem jest początkowe stadium zwarcia runa (10%) przebiegające równocześnie z tajaniem pokrywy śnieżnej między jej pokryciem 100 i 50%. Jedynie w grądzie wysokim trzcinnikowym przypada ono nieco później. Zwarcie runa równe 20 i 50% osiąga najszybciej grąd niski kokoryczowy, a najpóźniej grąd trzcinnikowy. Gdy w tym pierwszym średnie zwarcie runa osiąga 50%, w grądzie trzcinnikowym nie ma jeszcze 20%. W rezultacie okres rozwoju runa do maksymalnego zwarcia jest w grądzie niskim kokoryczowym około 30 dni krótszy niż w pozostałych zbiorowiskach. Różnica ta wynika przede wszystkim z

szybkiego rozwoju runa w grądzie kokoryczowym (między zwarcie 10 i 20%) przez gatunki mające wczesne fazy kwitnienia i listnienia (Falińska 1973). Udział geofitów jest w tym zbiorowisku największy. Zróżnicowanie w pokryciu runa na transekcji w grądach niskim kokoryczowym i czyścowym jest największe wczesną wiosną (początek kwietnia), natomiast w grądach typowym i wysokim trzcinnikowym w okresie późniejszym (początek maja).

Zaznacza się prawidłowość słabnącego związku terminu ostatniego dnia z pokrywą śnieżną i terminu pokrycia runa w miarę jego rozwoju. Najwyraźniej dotyczy ona grądu czyścowego, gdzie współczynnik korelacji dla terminu ostatniego dnia ze śniegiem i zwarcia runa 10% wynosi 0,8374, gdy dla zwarcia runa 50% tylko 0,4160. Termin maksymalnego pokrycia runa nie wykazuje zupełnie związku z terminem zejścia pokrywy śnieżnej i dotyczy to wszystkich zespołów grądowych (tab. 1).

Rozpatrując wszystkie sezony zimowe stwierdzono, że okres rozwoju runa od zwarcia 10% do zwarcia maksymalnego może różnić się w poszczególnych sezonach nawet o 95 dni (grąd typowy). Ponadto, im późniejszy jest termin ostatecznego zejścia pokrywy śnieżnej, tym krótszy jest okres rozwoju runa. Prawidłowość ta występuje najwyraźniej w grądzie niskim kokoryczowym, a stosunkowo najslabiej w grądzie czyścowym (tab. 1).

W okresie 25 lat obserwacji stwierdzono, że pokrywa śnieżna zanika najwcześniej zasadniczo na tych samych polach transektów. Również późne zejście pokrywy śnieżnej występuje często na tych samych poletkach. Porównanie

TABELA 1. Zależność terminów osiągania różnego stopnia zwarcia runa od terminów ostatniego dnia z pokrywą śnieżną w zespołach grądowych Puszczy Białowieskiej

TABLE 1. Relationship between terms of individual levels of herb layer coverage and terms of last days with snow cover in deciduous forest stands of the Białowieża Primeval Forest

Zwarcie runa Herb layer coverage	Kokoryczowy <i>T-C corydaletosum</i>	Czyścowy <i>T-C stachyetosum</i>	Typowy <i>T-C typicum</i>	Trzcinnikowy <i>T-C calamagrostietosum</i>
10%	+0,8210*	+0,8374	+0,7823	+0,7916
20%	+0,7611	+0,6322	+0,5508	+0,7561
50%	+0,5660	+0,4160	+0,4641	+0,6258
Maksymalne pokrycie	+0,1237	+0,2455	+0,0242	-0,0101
Od 10% do maks. pokrycia				
From 10% to max. coverage	-0,7652	-0,3796	-0,5230	-0,6719

transektów pod względem wczesnego zejścia pokrywy i wczesnego rozwoju runa wskaźnikiem zgodności dało następujące rezultaty: grąd niski kokoryczowy – W = 33%, grąd czyścowy – 26%, grąd typowy – 18%, grąd wysoki trzcinnikowy – 26%. Wyniki te mogą sugerować, że częściej występuje brak zgodności między wczesnym zanikiem pokrywy śnieżnej a wczesnym rozwojem runa. Trzeba jednak pamiętać, że są one obarczone błędem wynikającym z 5-dniowego odstępu kolejnych obserwacji. W niektórych sezonach nie zanotowano różnic w terminie zejścia pokrywy śnieżnej na polach poszczególnych transektów, choć wystąpiły wyraźne różnice w tempie rozwoju runa.

Podsumowanie

1. W czterech podzespółach grądowych zanikanie pokrywy śnieżnej przebiega w tym samym tempie i trwa około tygodnia.

2. Zróżnicowanie w zwarcu runa w okresie jego rozwoju jest większe niż w pokrywie śnieżnej w okresie jej zanikania.
3. Im późniejsze jest zejście pokrywy śnieżnej, tym krótszy jest okres rozwoju runa.
4. Związek między terminem zejścia pokrywy śnieżnej a stopniem zwarcia runa słabnie w miarę upływu czasu.
5. Największa zgodność między wczesnym zanikiem pokrywy śnieżnej i wczesnym rozwojem runa cechuje grąd niski kokoryczowy, najmniejsza zaś grąd czyścowy.
6. Badania potwierdziły znaczenie pokrywy śnieżnej jako ważnego czynnika ekologicznego fitocenozy.

Literatura

- FALIŃSKA K. 1973: Dynamika sezonowa runa zbiorowisk leśnych Białowieskiego Parku Narodowego. *Phytocoenosis* vol. 2, 1, Warszawa-Białowieża.

- FALIŃSKI J.B., OLSZEWSKI J.L. 1977: *Die Verteilung der Schneedecke in Mischwäldern des Białowieża-Urwaldes*. Ber. Int. Symp. Vegetation und Klima. J. Cramer. Vaduz.
- FALIŃSKI J.B. 1996: Białowiecki Park Narodowy (1921–1996) w badaniach geobotanicznych. *Phytocoenosis, Sem. Geoboticum* 4, Warszawa-Białowieża.
- KLEIN J. 1967: Powiązanie między pokrywą śnieżną a zbiorowiskami roślinnymi w Ojcowskim Parku Narodowym. *Fragm. Florist.* 17 *Geobot.*, 13, 1.
- MATUSZKIEWICZ W. 1968: Zbiorowiska roślinne BPN. W: *Park Narodowy w Puszczy Białowieckiej* (red. J.B. Faliński) PWRiL, Warszawa.
- MYCZKOWSKI S. 1955: Ekologia zespołów leśnych Tatr polskich ze szczególnym uwzględnieniem jej związku z pokrywą śnieżną. *Ochrona Przyrody*, 23.

Summary

The study is concerned with the relation between the time of snow cover disappearance and the growth rate of herb layer in deciduous forest stands. The observations were made on a system of permanent study areas in the period 1963–1988 at 5-day's intervals in 4 ecological units of *Tilio-Carpinetum* plant communities.

It was found that the beginning of the vegetative period of herb layer is strong connected with the time of snow cover disappearance. The ground vegetation appeared first in those places where only the snow cover vanished (Tab. 1). The later snow cover disappeared in early spring the shorter vegetation period of herb layer. This rule was especially pronounced in *Tilio-Carpinetum corydaletosum*. The relation between the date of last day with snow cover and proportion of control area covered with herb layer diminishes as the time goes by. The date of maximum extent of herb layer is not connected with the date of last day with snow cover. The differences in the herb layer cover on the control areas were greater than those observed in snow cover during the time of its disappearance (Fig. 1, 2). The study confirmed that snow cover is important ecological factor, which modifies the vegetation period of herb layer.

Author's address:

Grzegorz Żamowiecki
Świętokrzyska Academy
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce

Jan KOSSOWSKI

Instytut Agrofizyki PAN

Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences

O związku strumienia ciepła w glebie z elementami meteorologicznymi

Soil heat flux relation with meteorological data

Wpływ warunków atmosferycznych na wymianę ciepła z podłożem atmosfery (glebą) stwierdzany był w wielu badaniach, głównie dotyczących przebiegów dobowych struktury bilansu cieplnego różnych powierzchni naturalnych i rolniczych. W nielicznych natomiast pracach próbowano określić ilościowe związki między wielkością tej wymiany ciepła a elementami meteorologicznymi. Empiryczne ustalenie takich zależności, właściwych dla danego miejsca (typu podłoża) i okresu (np. miesiąca), dawałoby możliwość szacowania wartości strumienia ciepła w glebie na podstawie standardowych danych meteorologicznych. Ze względu na małą liczbę i dostępność danych dotyczących strumienia ciepła w glebie stosowanie takiego podejścia jest wręcz nieodzowne w modelowych badaniach bilansu cieplnego i wodnego prowadzonych w różnej skali przestrzennej.

W najprostszym przypadku, strumień ciepła w glebie może być szacowany na

podstawie tylko jednego elementu meteorologicznego. Przykładem jest określanie średniej dobowej wartości strumienia na podstawie różnicy średniej temperatury powietrza w dniu poprzedzającym i następującym po danym dniu (Jensen 1974). Ten sam element i sposób postępowania zastosowano przy szacowaniu średnich dekadowych wartości tego strumienia, przy czym zależność między nimi a średnimi dekadowymi zmianami temperatury powietrza została opisana równaniem regresji liniowej (Kapuściński i Moczko 1990, Kapuściński 2000). Przy próbie określenia zależności strumienia ciepła w glebie od kombinacji trzech elementów meteorologicznych (uśłonecznienia, temperatury i niedosytu wilgotności powietrza) okazało się, że uzyskany współczynnik korelacji był niewiele wyższy niż w przypadku zależności strumienia jedynie od zmian temperatury powietrza (Kapuściński i Moczko 1990).

Wybór jednego czy kilku elementów meteorologicznych jako podstawy szacowania strumienia ciepła w glebie powi-

nien być podyktowany przede wszystkim siłą związku między wartościami strumienia a określonego elementu (lub ich zestawu), ale również dostępnością danych meteorologicznych. Stąd w pierwszej kolejności brano pod uwagę temperaturę powietrza, nie tylko ze względu na powszechność jej pomiarów, ale i naturalny związek (interakcję) z temperaturą gleby oraz procesami wymiany ciepła i masy zachodzącymi na powierzchni czynnej.

Celem niniejszej pracy jest określenie związku między wielkością wymiany ciepła z glebą podczas dnia (ściślej – ilością ciepła wnikającego do gleby) a poszczególnymi, wybranymi elementami meteorologicznymi, w tym wielkością zmian temperatury powietrza podczas doby oraz z dnia na dzień.

Materiał obserwacyjny stanowiły wyniki pomiarów uzyskane podczas kilkuletnich badań prowadzonych na poltku doświadczalnym bez roślin (z glebą płową, lessopodobną), położonym obok Obserwatorium Agrometeorologicznego lubelskiej AR w Felinie. Do analiz posłużyły dane z wybranych 42 dni w okresie maj – lipiec, wyłącznie bezopadowych, ale reprezentujących różne warunki pogodowe. Średnie dla danego dnia wartości zachmurzenia (w skali 0–10), prędkości wiatru i niedosytu wilgotności powietrza obliczane były z pomiarów w trzech dziennych terminach obserwacyjnych, natomiast średnie dobowe temperatury powietrza z temperatur ekstremalnych. Zmiany średniej dobowej temperatury powietrza z dnia na dzień dotyczyły: 1) różnic temperatury między dniem rozpatrywanym a poprzednim (oznaczane da-

lej jako rT_1) oraz 2) średniej arytmetycznej różnic temperatury między dniem rozpatrywanym a poprzednim i następującym po rozpatrywanym a rozpatrywanym (rT_2).

Gęstość strumienia ciepła w glebie (na głębokości 1 cm) w przebiegu dziennym wyznaczano kombinowaną metodą obliczeniową (ze zmian zawartości ciepła w warstwie 1–20 cm i wartości strumienia ciepła na głębokości 20 cm określonego metodą gradientową) oraz za pomocą strumieniomierzy ciepła, przy czym uzyskane z nich dane były porównywane i korygowane względem otrzymanych metodą obliczeniową (Kossowski 2001). Średnie w kolejnych okresach półgodzinnych wartości strumienia ciepła o znaku dodatnim (przyjętym dla strumienia skierowanego od powierzchni w głąb gleby) przeliczane były następnie na sumy ciepła wnikającego do gleby w poszczególnych dniach ($sq+$).

Związek ilości ciepła płynącego do gleby podczas analizowanych dni z wartościami wybranych elementów meteorologicznych (także ich zestawów) badano przez wyznaczenie równań regresji (jednej i wielu zmiennych) oraz współczynników korelacji i determinacji. Należy zaznaczyć, że pomiędzy poszczególnymi dniami notowano dość znaczne zróżnicowanie wilgotności i gęstości gleby. Chociaż wpływ właściwości fizycznych gleby na zakres zmian w przebiegu dobowym strumienia ciepła w glebie jest znaczący (Kossowski 1987, 1996), to ze względu na zawężony cel nie został w opracowaniu uwzględniony.

Przedstawienie sum dodatnich wartości strumienia ciepła w glebie ($sq+$) w

rozpatrywanych dniach w odniesieniu do wartości wybranych elementów meteorologicznych wymownie obrazuje charakter i siłę ich związku (rys. 1). Zależność od usłonecznienia rzeczywistego, jak również od stopnia zachmurzenia nieba, jest oczywistym wyrazem znaczenia dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni gleby w kształtowaniu przebiegu dziennego strumienia ciepła w glebie. O ile jednak zależność $sq+$ od usłonecznienia zaznaczyła się wyraźnie (współczynnik korelacji $r = 0,793$), to od zachmurzenia ogólnego już w znacznie mniejszym stopniu ($r = -0,497$), przy czym było to niewątpliwie wynikiem uwzględniania przy ocenie zachmurzenia chmur piętra wysokiego. Ujemna korelacja $sq+$ z prędkością wiatru ($r = -0,381$) jest wyrazem tendencji do zmniejszania ilości ciepła przekazywanego do gleby wraz ze wzrostem prędkości przepływu powietrza, a niska wartość współczynnika korelacji świadczy o drugoplanowej roli tego elementu meteorologicznego w kształtowaniu strumienia ciepła w glebie. Związek $sq+$ z wartościami niedosytu wilgotności powietrza ($r = 0,607$) okazał się znaczący (efekt wpływu zawartości pary wodnej w powietrzu na parowanie z powierzchni gleby oraz wartości bilansu promieniowania, jak również zależności niedosytu wilgotności od temperatury powietrza).

Uzasadnieniem relatywnie wysokiej korelacji $sq+$ z amplitudami dobowymi temperatury powietrza ($r = 0,804$) jest naturalny związek zmian temperatury powietrza i gleby w przebiegu dobowym oraz tej ostatniej z przebiegiem strumienia ciepła w glebie. Różnice średniej do-

bowej temperatury powietrza między dniem rozpatrywanym a poprzednim (rT_1), a zwłaszcza między następującym po danym dniu a poprzedzającym go (rT_2), są w pewnym stopniu związane z wartością amplitudy dobowej temperatury w tym dniu, jednak przede wszystkim stanowią pewien wskaźnik zmian (bądź utrzymywania się) ogólnych warunków pogodowych. Toteż związek tych różnic z $sq+$ nie jest przypadkowy, choć uzyskane współczynniki korelacji okazały się niezbyt wysokie (odpowiednio, $r = 0,527$ i $0,643$).

Z dokonanej analizy związku między ilością ciepła wnikającego do gleby podczas dnia a poszczególnymi elementami meteorologicznymi wynika, że najwyraźniej zaznaczył się on w przypadku amplitud dobowych temperatury powietrza (aT) oraz usłonecznienia (u), a w dalszej kolejności – średnich różnic temperatury pomiędzy dniem rozpatrywanym a poprzednim i następnym (rT_2). Równania opisujące te związki są następujące:

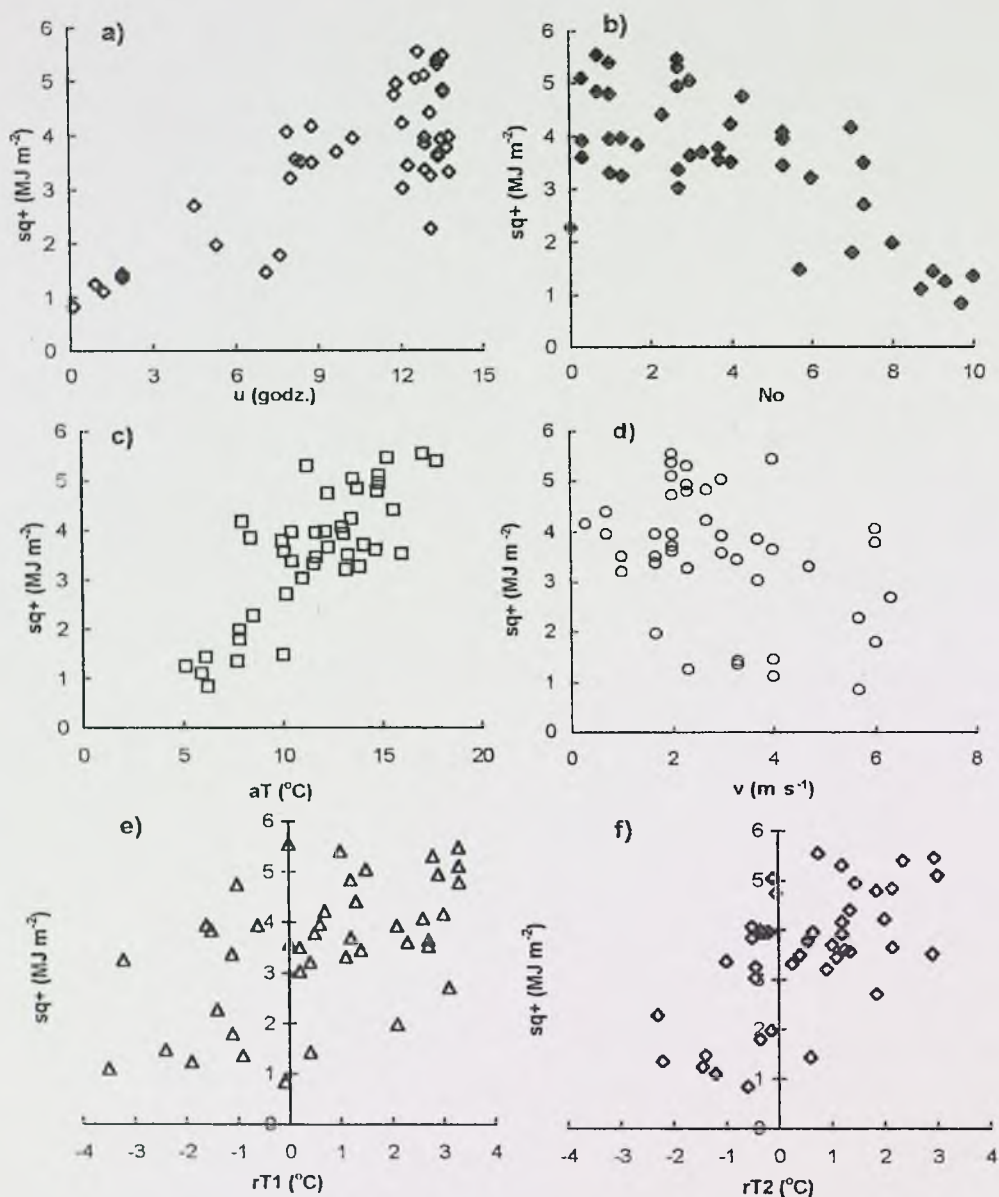
$$sq+ = 0,326 aT - 0,25 [MJ \cdot m^{-2}]$$

$$sq+ = 0,247 u + 1,04 [MJ \cdot m^{-2}]$$

$$sq+ = 0,622 rT_2 + 3,2 [MJ \cdot m^{-2}]$$

przy czym błąd standardowy estymacji wynosił odpowiednio 0,78, 0,8 i 1,0 $MJ \cdot m^{-2}$.

Kolejny etap pracy polegał na poszukiwaniu zestawów elementów meteorologicznych (zmiennych w równaniach regresji wielokrotnej), dla których otrzymywano możliwie najlepsze przybliżenie wartości $sq+$ szacowanych do obserwowanych. Stwierdzono między innymi, że zgodność rzeczywistych wartości $sq+$ z szacowanymi na podstawie trzech zmien-



RYSUNEK 1. Sumy dodatnich wartości strumienia ciepła w glebie ($sq+$) podczas rozpatrywanych dni w odniesieniu do: a) usłonecznienia rzeczywistego, b) zachmurzenia ogólnego, c) amplitudy dobowej temperatury powietrza, d) prędkości wiatru, e) różnicy temperatury między danym a poprzednim dniem oraz f) średniej różnicy temperatury między dniem rozpatrywanym a poprzednim i następnym

FIGURE 1. Daily sums of heat flux into soil ($sq+$) versus sunshine duration (a), total cloudiness (b), air temperature amplitude (c), wind velocity (d), air temperature difference between a given and previous day (e) and arithmetic mean of air temperature differences between a given and previous day and the following one (f)

nych dotyczących temperatury powietrza, tj. $aT + rT_2 + rT_1$, okazała się gorsza ($R^2 = 0,718$) niż uzyskana dla zestawu usłonecznienie + amplituda dobowa temperatury ($R^2 = 0,759$).

Literatura

- JENSEN M.E. (Ed.) 1974: Consumptive use of water and irrigation water requirement. *Am. Soc. Civil Engineers*, New York.
- KAPUŚCIŃSKI J. 2000: Struktura bilansu ciepłego powierzchni czynnej na tle warunków klimatycznych środkowozachodniej Polski. *Roczn. AR w Poznaniu, Rozpr. Nauk.*, 303.
- KAPUŚCIŃSKI J., MOCZKO J. 1990: Udział strumienia ciepła w glebie w strukturze bilansu ciepłego powierzchni czynnej. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, 246, 117–129.
- KOSSOWSKI J. 1987: The effect of plow layer structure on the thermal relations in the soil – preliminary investigations. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 346, 55–63.
- KOSSOWSKI J. 1996: Response of soil heat flux to soil compaction. *W: Meteorological processes in the boundary layer of the atmosphere* (Ed. T. Hortalova). *Proc. Int. Conf.*, Stara Lesna, Slovakia, 127–131.
- KOSSOWSKI J. 2001: O relacji między strumieniem ciepła w glebie a bilansem promieniowania na polu bez roślin i z pokrywą roślinną. *Acta Agroph.*, 45, 117–129.

Summary

Daily sum of positive (directed into soil) heat flux variation with meteorological elements (sunshine duration, cloudiness, wind speed, water vapor defficiency, daily air temperature amplitude and air temperature changes from day to day) were analysed. The soil heat flux data was collected during selected summer days without precipitation on the experimental fields with bare soil in Felin near Lublin. The regression equations between sums of positive soil heat flux and meteorological elements (also its combinations) were determined.

Author's address:

Institute of Agrophysics PAS
ul. Doświadczalna 4
20-290 Lublin
Poland

Andrzej DOROSZEWSKI, Jerzy KOZYRA

Zakład Agrometeorologii i Zastosowań Informatyki
Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa – Puławy
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
Institute of Soil Science and Plant Cultivation – Puławy

Skład spektralny napromienienia odbitego od powierzchni gruntu Spectral composition of reflected irradiance from the soil surface

Zróznicowany skład spektralny promieniowania odbieranego przez rośliny za pomocą fotoreceptorów powoduje ich odmienny rozwój, pokrój i plon. W naturalnych warunkach, w terenie otwartym części wierzchołkowe roślin rosnących w łanie otrzymują promieniowanie słoneczne o zbliżonym składzie spektralnym. Natomiast do dolnych partii roślin dociera napromienienie o zróżnicowanym składzie spektralnym, wynikającym z selektywnej absorpcji i odbicia promieniowania przez zielone tkanki roślinne (Czarnowski 1994). Chlorofil zawarty w żywych, zielonych liściach absorbuje promieniowanie w zakresie niebieskim oraz czerwonym, natomiast transmituje i odbija w zakresie dalekiej czerwieni (Holmes 1981). Zróznicowanie składu promieniowania odbieranego przez rośliny wynika również z właściwości spektralnych powierzchni odbijającej (rodzaju gruntu). Fotoreceptorami odbierający-

mi informacje o składzie spektralnym promieniowania są m.in. chlorofile (a, b) i karotenoidy, które wykorzystują w procesach fotosyntezy promieniowanie fotosyntetycznie czynne (PAR – Photosynthetically Active Radiation) i fitochromy (Smith 1995), które reagują na promieniowanie zwłaszcza w zakresie dalekiej czerwieni (DC, ok. 730 nm) i czerwieni (C, ok. 660 nm). Fotomorfogenetyczny wpływ dalekiej czerwieni ujawnia się m.in. jako czynnik powodujący zmiany kształtu i rozmiaru liści (Casal i in. 1987a), w procesie wydłużania elongacyjnego pędu (Smith i in. 1990), w krzewieniu i rozgałęzianiu roślin (Casal i in. 1987b, Doroszewski 1995, 1997, 1999, Górski i Rybicki 1982). Cechą charakterystyczną zacienionych roślin jest też przyspieszenie rozwoju (Doroszewski 1995, 1997, 1999, Halliday i in. 1994). Zmiany zachodzące w składzie spektralnym promieniowania niosą zatem infor-

macje dla roślin o otaczającym je środowisku (Casal i Smith 1989).

Powszechnie stosowanym wskaźnikiem określającym zdolność odbicia promieniowania przez różnorodne powierzchnie jest albedo. Wartości albedo wykazują stosunkowo dużą zmienność w zależności od składu gatunkowego roślin występujących na danym stanowisku, od rodzaju gleby, zawartości w niej wody, szorstkości podłoża, wysokości Słońca, od warunków pogodowych (Robinson 1966).

W IUNG – Puławy przeprowadzono doświadczenia nad wpływem zróżnicowanego składu spektralnego promieniowania odbitego od podłoża na rozwój, pokrój i plon żyta, pszenicy ozimej oraz gryki (Doroszewski 1995, 1997, 1999, 2001). Badania te wykazały, że rośliny reagowały na zmiany składu spektralnego, zwłaszcza na zwiększanie ilości dalekiej czerwieni pochodzącej z odbicia od zielonych tkanek trawy (informującej o obecności roślin konkurencyjnych), kształtując odpowiednio rozwój, pokrój i plon w celu dostosowania się do warunków potencjalnej konkurencji. Uzyskane wyniki były inspiracją do przeprowadzenia na tych samych poletkach doświadczalnych dalszych badań składu spektralnego promieniowania odbitego, docierającego do roślin na różnych wysokościach w zróżnicowanych warunkach pogodowych.

Metody pomiarów

Pomiary wykonano na pięciu stanowiskach – poletkach doświadczalnych przykrytych wiszącą 4 metry nad powie-

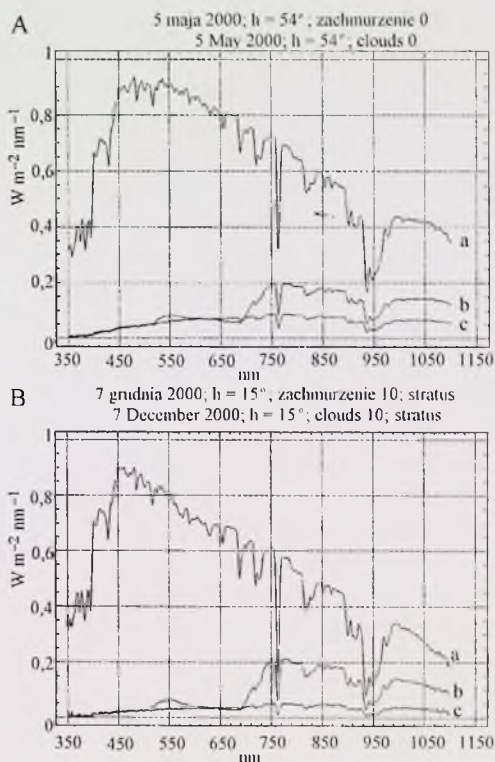
rzchnią gruntu stalową siatką o oczkach 2×2 cm. Stanowiskami były: czarny grunt oraz koła z czarnym ugiem (o średnicy 15, 35, 55 i 95 cm), poza którymi rosła trawa o wysokości 5–10 cm. W każdym obiekcie umieszczone były wkopane w grunt i napelnione glebą wazony o średnicy 15 cm. W obiekcie z kołem o średnicy 15 cm trawa przylegała bezpośrednio do krawędzi wazonu, w którym znajdowała się gleba, obiekt ten w dalszej części opracowania będzie określany jako „trawa”. Odległość od krawędzi wazonu do trawy w pozostałych obiektach z czarnym ugiem wynosiła 10, 20 oraz 40 cm. Glebę w wazonach i czarny grunt stanowiły piasek gliniasty, mocno pylisty. Najmniejsza odległość między wazonami wynosiła 100 cm (w obiekcie z kołem o średnicy 35 cm), a największa 140 cm (w obiekcie z kołem o średnicy 95 cm). Minimalna szerokość pasa trawy rosnącej poza kołami wynosiła 40 cm (w obiekcie z ugiem o średnicy 95 cm).

Pomiary promieniowania odbitego od gruntu przeprowadzono co 10 cm, do wysokości 150 cm, dokładnie nad środkiem wazonów pozbawionych roślin. Pomiary promieniowania całkowitego i odbitego ze szczególnym uwzględnieniem składu spektralnego promieniowania odbitego od powierzchni suchych i mokrych wykonywano w dni bezchmurne oraz z pełnym zachmurzeniem. Skład spektralny promieniowania całkowitego i odbitego od powierzchni gruntu mierzono w zakresie 350–1100 nm co 2 nm, za pomocą spektrometriu LI-1800 firmy LI-COR.

Wyniki i dyskusja

Promieniowanie słoneczne, które dociera do powierzchni Ziemi, przenika przez atmosferę i jest pochłaniane w różnym stopniu przez gazy atmosferyczne, w tym przez parę wodną, chmury i zawiesiny. Skład spektralny napromienienia całkowitego przy niebie bezchmurnym przedstawia rysunek 1A, a przy niebie całkowicie zachmurzonym rysunek 1B. Najmniejsze napromienienie występuje w ultrafioletowej i niebieskiej części widma, następnie systematycznie wzrasta osiągając maksimum w zakresie zielonym i żółtym, po czym powoli maleje. W szczególności interesującej dla roślin (ze względu na reakcje fitochromowe) części widma 600–750 nm występuje kilka pasm absorpcji: ozonu (pasmo Chappuis, ok. 600 nm), pary wodnej (pasmo α , ok. 720) oraz pasmo tlenu cząsteczkowego: silne pasmo A pochłaniające promieniowanie w ok. 760 nm i słabe pasmo B pochłaniające w ok. 690 nm. Poza obszarem promieniowania wykorzystywanego przez rośliny widoczne jest również bardzo silne pasmo pary wodnej w zakresie 925–950 nm (Robinson 1966).

Napromieniowane powierzchnie odbijają z kolei to promieniowanie w zróżnicowany sposób, w zależności od rodzaju podłoża, w większym stopniu odbijane jest ono od trawy niż od czarnego ugoru, zwłaszcza w długofalowej części widma. W napromienieniu odbitym od trawy, oprócz głównego maksimum w dalekiej czerwieni i bliskiej podczerwieni, widoczne jest drugie (znacznie mniejsze) maksimum występujące w zakresie 520–590 nm. Wynika to ze stosunkowo małej ab-



RYSUNEK 1. Skład spektralny promieniowania:
FIGURE 1: Comparison of spectral irradiance:
a – całkowitego, global
b – odbitego od trawy, 50 cm od powierzchni, reflected from grass, 50 cm from surface
c – odbitego od czarnego ugoru, 50 cm od powierzchni, reflected from bare soil, 50 cm from surface

sorpcji napromienienia przez chloroplasy (Wilkins 1976). Najmniejsze odbicie występuje w zakresie 370–450 nm, co jest związane z absorpcją promieniowania przez flawoproteiny (Barber i in. 1981), oraz w zakresie 650–700 nm, w związku z maksimami absorpcji fotosyntetycznej. Promieniowanie odbite od czarnego ugoru charakteryzuje się wyrównanym składem spektralnym, cho-

cięż widoczne są również wpływy zróżnicowanego napromienienia, spowodowanego selektywną absorpcją promieniowania przez atmosferę ziemską. Z porównania składu spektralnego napromienienia słonecznego w dniu bezchmurnym i z pełnym zachmurzeniem widać znaczne różnice w natężeniu napromienienia w poszczególnych zakresach spektralnych. Przez niebo całkowicie zachmurzone dociera mniejsza ilość napromienienia w zakresie zielonym, zielono-żółtym, żółtym, czerwonym, dalekiej czerwieni i bliskiej podczerwieni, natomiast większa ilość w ultrafioletowej części widma w porównaniu z niebem bezchmurnym. Mimo różnicy w zachmurzeniu, skład spektralny napromienienia odbitego od trawy i czarnego ugoru w obu dniach był zbliżony.

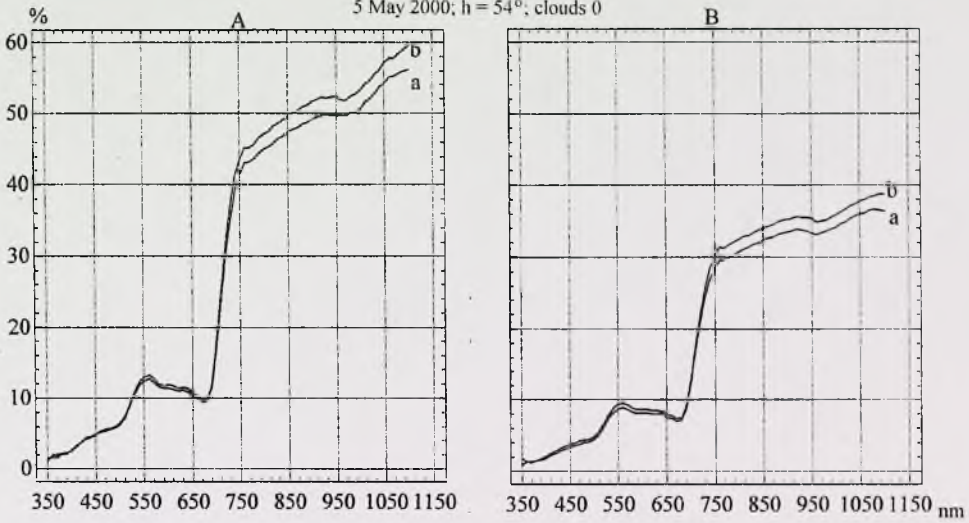
Mimo braku różnic w napromienieniu odbitym od trawy i czarnego ugoru pomiędzy dniami o całkowitym zachmurzeniu i o bezchmurnym niebie, przeprowadzono badania porównawcze albedo obu powierzchni, przy różnym stopniu uwilgotnienia podłoża w bezchmurnym dniu. Z porównania wartości albedo suchych i mokrych powierzchni trawy i czarnego ugoru wynika, że w długofalowej części widma różnice są znaczne; przy niższej wysokości pomiaru wartości albedo są niższe o ok. 2–5% (rys. 2 i 3). Otrzymany rezultat jest wynikiem zwiększającego się wraz z wysokością coraz większego udziału tła w promieniowaniu odbitym. W promieniowaniu krótkofalowym albedo wykazuje małe zróżnicowanie w zależności od wysokości pomiaru.

Porównując skład spektralny albedo trawy i czarnego ugoru (rys. 2 i 3) można

stwierdzić, że w zakresie krótkofalowym albedo trawy jest mniejsze od albedo czarnego ugoru, w części długofalowej jest odwrotnie, zdecydowanie większą zdolność odbicia ma trawa. Wartości albedo czarnego ugoru rosną wraz ze wzrostem długości fali bardzo równomiernie, trawa natomiast (powyżej 690 nm) wykazuje wyraźny wzrost skokowy.

Do porównania zdolności odbicia badanych powierzchni można wykorzystać zintegrowane wartości w różnych przedziałach spektralnych. Porównano albedo w dniach bezchmurnych (podłoże suche i wilgotne) i z pełnym zachmurzeniem. Najwyższe albedo w całym badanym zakresie (350–1100 nm) wykazywały w dzień bezchmurny suche powierzchnie (rys. 4A) i nieco mniejsze powierzchnie mokre (rys. 4B), a najniższe powierzchnie mokre w dniu o całkowitym zachmurzeniu (rys. 4C). Spośród pięciu badanych obiektów, największą zdolność odbicia wykazywała trawa, nieco mniejszą czarny ugor o średnicy 35 cm, następnie o średnicy 55 cm i 95 cm, a najmniejszą czarny ugor. Największe różnice między albedo suchej i mokrej powierzchni stwierdzono nad czarnym ugiem pomiędzy dniem bezchmurnym a całkowicie zachmurzonym. Wraz ze wzrostem wysokości pomiaru nad powierzchnią gruntu albedo czarnego ugoru wykazywało systematyczny wzrost. Inny przebieg wykazywało albedo tych powierzchni, które miały w sąsiedztwie trawę bliżej lub dalej rosnącą. Albedo obiektów, w których trawa rosła blisko wazonów (z trawą i z czarnym ugiem o średnicy 35 cm), wykazywało duży wzrost wartości przy niskich wysokościach (do 30–60 cm), dalsze zwiększanie wysokości pomiarów wykazywało powolny spadek wartości

5 maja 2000; h = 54°; zach. 0
5 May 2000; h = 54°; clouds 0

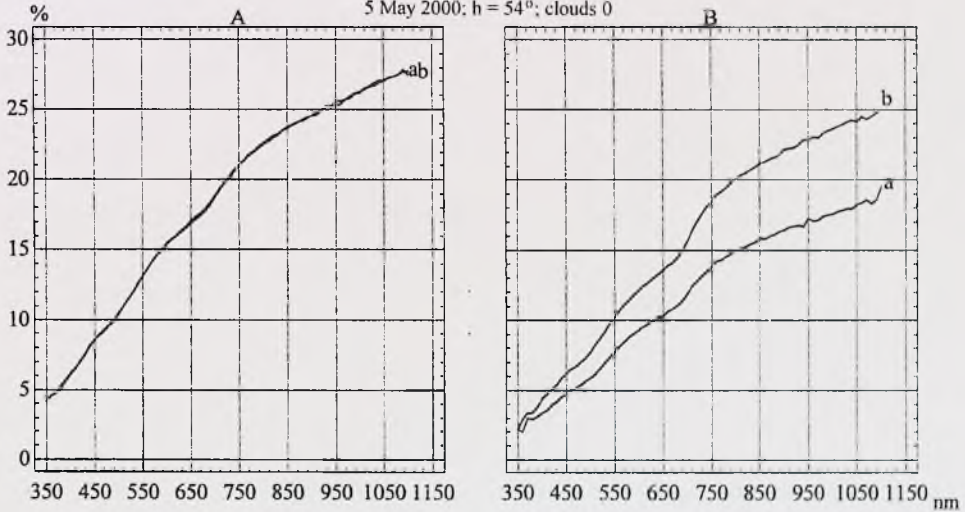


RYSUNEK 2. Albedo czarnego ugoru o średnicy 15 cm otoczonego trawą:

FIGURE 2. Albedo of bare soil 15 cm in diameter surrounded with grass:

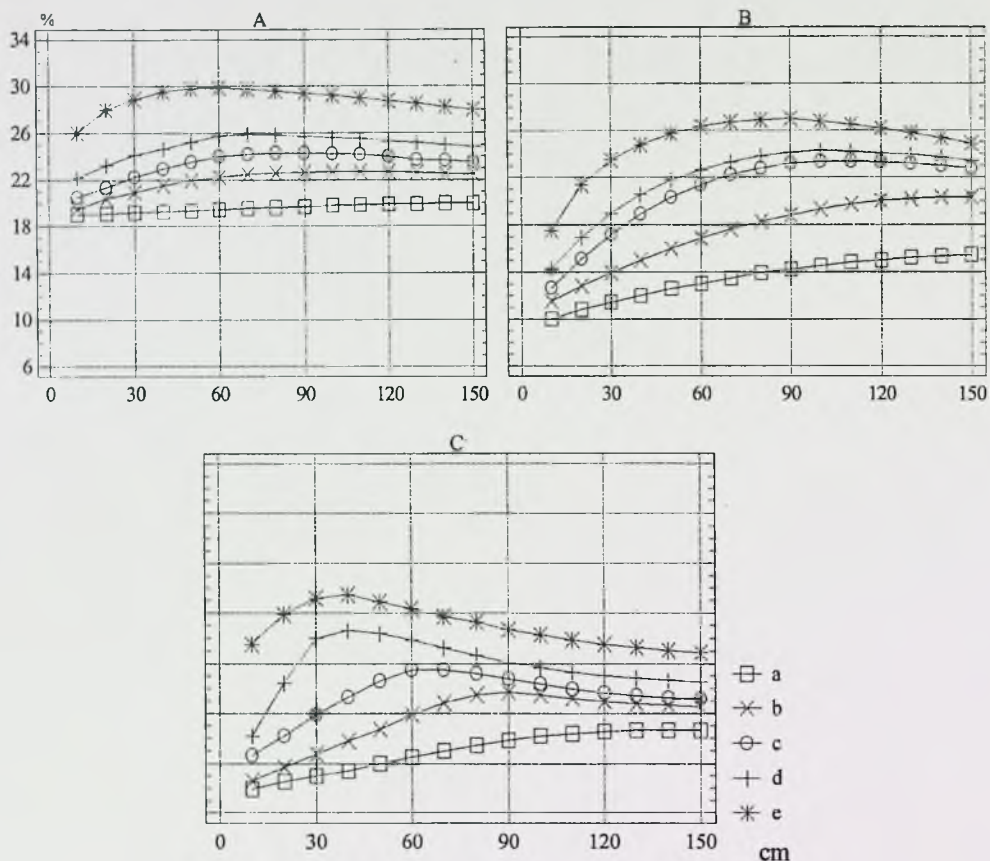
A – powierzchnia sucha; dry surface; a – mierzone 25 cm nad gruntem; measured 25 cm above surface
B – powierzchnia mokra; wet surface; b – mierzone 50 cm nad gruntem; measured 50 cm above surface

5 maja 2000; h = 54°; zach. 0
5 May 2000; h = 54°; clouds 0



RYSUNEK 3. Albedo czarnego ugoru. A, B, a, b – patrz rys. 2

FIGURE 3. Albedo of bare soil. A, B, a, b – see Fig. 2



RYSUNEK 4. Albedo w zakresie 350–1100 nm;

FIGURE 4. Albedo of range 350–1100 nm:

A – powierzchnia sucha, zach. 0; dry surface, clouds 0, B – powierzchnia mokra, zach. 0; wet surface, clouds 0, C – powierzchnia mokra, zach. 10; wet. surface, clouds 10, stratus

a – czarny ugór; bare soil, b – czarny ugór o średnicy 95 cm otoczony trawą; bare soil 95 cm in diameter surrounded with grass, c – czarny ugór o średnicy 55 cm otoczony trawą; bare 55 cm in diameter surrounded with grass, d – czarny ugór o średnicy 35 cm otoczony trawą; bare soil 35 cm in diameter surrounded with grass, e – czarny ugór o średnicy 15 cm otoczony trawą; bare soil 15 cm in diameter surrounded with grass

albedo. W obiektach, w których odległość do trawy była większa (obiekty z czarnym ugiem o średnicy 55 i 95 cm), albedo osiągało maksimum przy wyższych wysokościach nad gruntem (90–120 cm). Rozpatrując albedo w obiektach z trawą widać wyraźnie niższe jego

wartości mierzone tuż nad powierzchnią gruntu, co wynika z obecności czarnej gleby wypełniającej wazon i otaczających je powierzchni.

W promieniowaniu w zakresie fotosyntetycznie czynnym (PAR) wartości albedo układają się dokładnie w odwrotnej

kolejności w porównaniu z zakresem 350–1100 nm (rys. 5). Największe wartości albedo występują przy czarnym ugorze, a najmniejsze przy powierzchni trawiastej. Różnice w zdolności odbicia pomiędzy poszczególnymi obiektami w zakresie PAR są niewielkie, maksymalnie osiągają 5%. Otrzymane rezultaty albedo wskazują na zależność tych wartości od stanu uwilgotnienia i zachmurzenia. Największe wartości albedo mają powierzchnie suche (rys. 5A), mniejsze powierzchnie mokre (rys. 5B, C). Uzyskane rezultaty wykazują bardzo małe zróżnicowanie albedo w zakresie PAR, wynikające z wysokości pomiarów.

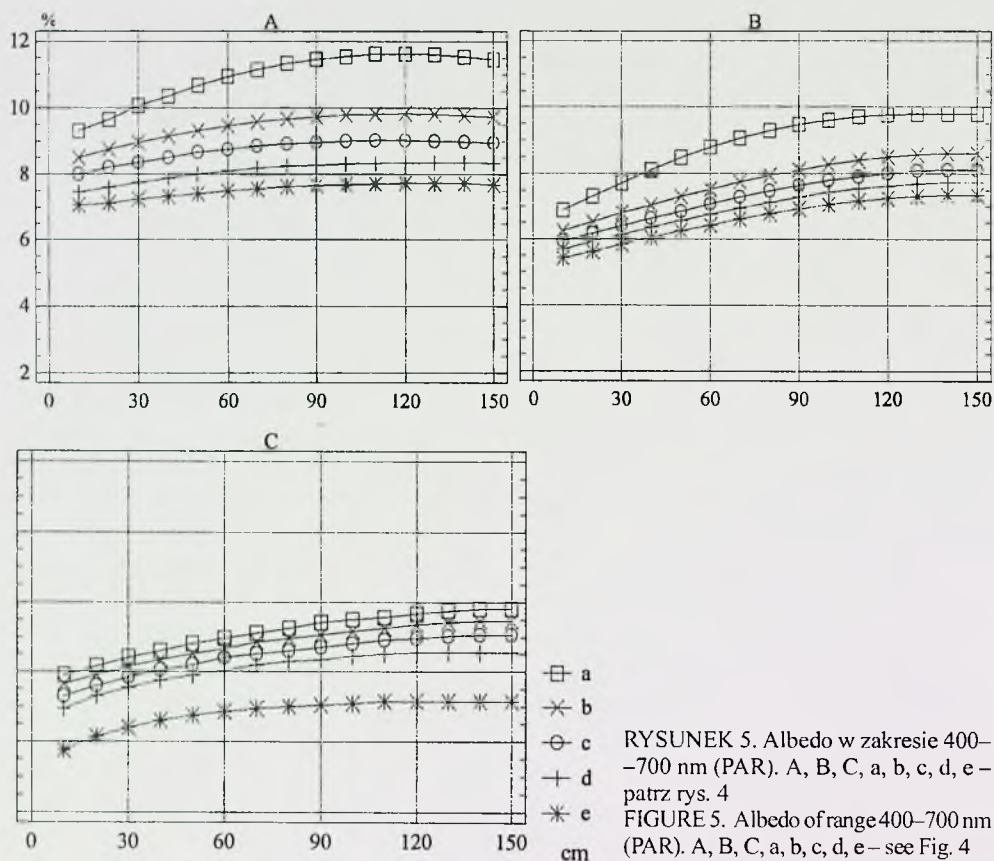
Stosunki dalekiej czerwieni do czerwieni decydują o reakcjach fitochromowych zachodzących w roślinie, a tym samym o całym procesie fotomorfogenezy. Naturalnym źródłem dalekiej czerwieni w biocenozie jest trawa. W obiekcie, w którym powierzchnią odbijającą napromienienie był trawnik, uzyskano najwyższe stosunki DC/C (rys. 6). Pozostałe obiekty z sąsiedztwem trawy również wykazywały zwiększony stosunek DC/C; im większa była odległość od naturalnego emitora dalekiej czerwieni, tym stosunek DC/C był mniejszy. Największe wartości tego stosunku występowały w napromienieniu odbitym na wysokości 30–60 cm, a więc na wysokości, którą osiąga bardzo wiele roślin. Jedynie obiekt z czarnym ugiem nie wykazywał w zależności od wysokości większych zmian DC/C. Z porównania wartości stosunków DC/C w napromienieniu odbitym od powierzchni różniących się pod względem uwilgotnienia gruntu wynika, że w napromienieniu odbitym od podłoża wilgotne-

go wartości DC/C są większe o ok. 0,5 od wartości w napromienieniu odbitym od podłoża suchego. Podobnie jak w przypadku albedo w zakresie 350–1100 nm, również w stosunku DC/C, na najniższych wysokościach nad obiektami z trawą, uwidacznia się wpływ gleby z wazonu. W obiekcie z „trawą” stosunek DC/C wynosił 4,5:1, podczas gdy nad trawnikiem stosunek DC/C wynosił nawet 7:1.

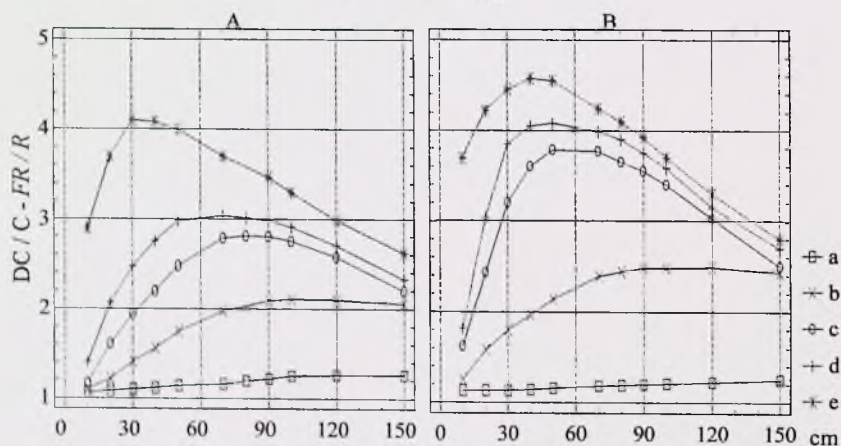
Sygnał w postaci odbitej dalekiej czerwieni od innych roślin odbierany jest ze stosunkowo dużej odległości. Na podstawie doświadczenia z żytem (Doroszewski 2001) można stwierdzić, że granica oddziaływania dalekiej czerwieni pochodzącej z odbicia od powierzchni gruntu (trawy) na rośliny wynosiła ok. 30–50 cm. Doświadczenia z gorczycą i tytoniem wykazały również, że zauważalne już były wzajemne oddziaływania roślin rosnących w odległości 30 cm (Casal i Smith 1989, Smith i in. 1990). Ballare i inni (1987) podają, że sygnał o potencjalnej konkurencji (w postaci zwiększonej ilości DC) odbierany jest przez rośliny już w bardzo wczesnej fazie rozwoju i pozwala na przygotowanie odpowiedniej strategii rozwoju do warunków konkurencyjnych.

Wnioski

1. Stwierdzono wpływ stopnia uwilgotnienia powierzchni odbijających na wartość albedo, suche powierzchnie miały wyższą zdolność odbicia niż powierzchnie mokre.
2. Albedo w zakresie powyżej 700 nm było zdecydowanie wyższe od innych badanych zakresów spektral-



RYSUNEK 5. Albedo w zakresie 400–700 nm (PAR). A, B, C, a, b, c, d, e – patrz rys. 4
FIGURE 5. Albedo of range 400–700 nm (PAR). A, B, C, a, b, c, d, e – see Fig. 4



RYSUNEK 6. Stosunek dalekiej czerwieni (DC) do czerwieni (C), zach. 0. A, B, a, b, c, d, e – patrz rys. 4
FIGURE 6. Ratio between far red (FR) to red (R), clouds 0. A, B, a, b, c, d, e – see Fig. 4

- nych (zwłaszcza wśród powierzchni pokrytych roślinnością).
3. W zakresie 350–1100 nm albedo osiągało maksimum na wysokości 30–90 cm, mniejsza i większa odległość od podłoża powodowały spadek jego wartości.
 4. W zakresie fotosyntetycznie czynnym występowały małe różnice w wielkości albedo pomiędzy pięcioma badanymi obiektami.
 5. Obiektami o zdecydowanie różnym składzie spektralnym promieniowania odbitego były powierzchnie z czarnym ugiem i trawą. Skład ten najbardziej różnił się w ilości docierającego promieniowania w zakresie DC. Duże różnice wystąpiły również w stosunku DC/C, w promieniowaniu odbitym od czarnego gruntu stosunek ten zbliżony był do jedności, znacznie zaś wyższy (4,5:1) wystąpił w napromienieniu odbitym od trawy.
 6. Największe wartości stosunku DC/C występowały w napromienieniu odbitym na wysokości 30–60 cm od powierzchni gruntu.

Literatura

- BALLARE C.L., SÁNCHEZ R.A., SCOPELA L., CASAL J.J., GHERSA C.M. 1987: Early detection of neighbour plants by phytochrome perception of spectral changes in reflected sunlight. *Plant, Cell and Environ.*, 10, 551–557.
- BARBER J., HORLER D.N.H., CHAPMAN D.J. 1981: Photosynthetic pigments and efficiency in relation to the spectral quality of absorbed light. *Plants and the Daylight Spectrum* (H. Smith, ed.), Academic Press. New York, Toronto, 341–354.
- CASAL J.J., APHALO P.J., SÁNCHEZ R.A. 1987a: Phytochrome effects on leaf growth and chlorophyll content in *Petunia axillaris*. *Plant, Cell and Environ.*, 10, 509–514.
- CASAL J.J., SÁNCHEZ R.A., DEREGIBUS V.A. 1987b: Tillering responses of *Lolium multiflorum* plants to changes red/far-red ratio typical of sparse canopies. *J. Exp. Bot.*, 38, 1432–1439.
- CASAL J.J., SMITH H. 1989: The function, action, and adaptive significance of phytochrome in light-grown plants. *Plant, Cell and Environ.*, 12, 855–862.
- CZARNOWSKI M. 1994: Solar irradiance in greenhouse tomato crop plants. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 405, 33–42.
- DOROSZEWSKI A. 1995: Effects of different ground surface on rye leaves of selected plant species. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 419, 15–22.
- DOROSZEWSKI A. 1997: Kształtowanie pokroju i plonu gryki przez promieniowanie odbite od roślin sąsiadujących. *Zesz. Nauk. AR Wrocław, Konferencje XV*, 313, 59–68.
- DOROSZEWSKI A. 1999: Kształtowanie pokroju i produktywności pszenicy ozimej przez promieniowanie odbite. *Pam. Pul.*, 118, 121–130.
- DOROSZEWSKI A. 2001: Skład spektralny promieniowania odbitego od powierzchni gruntu jako czynnik kształtujący rozwój, pokrój i plon żyta. *Pam. Pul.* (w druku).
- GÓRSKI T., RYBICKI J. 1982: Wstępne obserwacje nad wpływem dalekiej czerwieni na pokrój roślin. W: *Materiały V Seminarium Fitoaktywności*, Puławy IUNG, 85–90.
- HALLIDAY K.J., KOORNNEEF M., WHITELAM G.C. 1994: Phytochrome B, and at least one other phytochrome, mediate the accelerated flowering response of *Arabidopsis thaliana* L. To low red: far-red ratio. *Plant Physiol.*, 104, 1311–1315.
- HOLMES M.G. 1981: Spectral distribution of radiation within plant canopies. *Plants and the Daylight Spectrum* (H. Smith, ed.), Academic Press. New York, Toronto, 147–158.
- ROBINSON N. 1966: *Solar Radiation*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.
- SMITH H. 1995: Physiological and ecological function within the phytochrome family. *Ann. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, 46, 289–315.

- SMITH H., CASAL J.J., JACKSON G.M. 1990: Reflection signals and the perception by phytochrome of the proximity of neighbouring vegetation. *Plant, Cell Environ.*, 13, 73–78.
- WILKINS M.B. 1976: *Fizjologia wzrostu i rozwoju roślin*. PWRiL, Warszawa.

Summary

Spectral irradiance (350–1100 nm) of different kind of ground surface (bare soil and bare soil of diameter 15, 35, 55, 95 cm surrounded with grass) which affected the spectral composition of reflected sunlight was investigated. The spectral irradiance was measured in the sunny (dry and wet surface) and cloudy days in the differed distances from surface (from 10 to 150 cm) using portable spectroradiometer (LI-1800, LI-COR).

The albedo of each object in the range 350–1100 nm had maximum on a height 30–90 cm above surface, and albedo of the dry surface was bigger than on the wet surface.

The experiment showed that a surface covered with grass growing near or at a far

distance received more radiation in the range of far red (reflected by green tissues) than surface bare of soil. Ratio FR/R of bare soil is about 1:1 and of grass 4,5:1. From that albedo of bare soil and albedo of grass have there is a different spectral composition. The highest value of ratio FR/R was in reflected irradiance on height a 30–60 cm. The albedo in the PAR (Photosynthetically Active Radiation) was similar in the investigated plots.

The previous trials with different crops on these plots (Doroszewski, 1995, 1997, 1999, 2001) were shown an effect of ground surface on development, habit, and yield of plant. The results were seen that several kinds of surfaces with different albedo are impacted by spectral irradiance.

Authors' address:

Andrzej Doroszewski, Jerzy Kozyra
Department of Agrometeorology and Applied Informatics
IUNG
ul. Czartoryskich 8
24-100 Puławy
Poland

Andrzej ŻYROMSKI

Katedra Agro- i Hydrometeorologii AR Wrocław
Department of Agro- and Hydrometeorology
Wrocław Agricultural Academy

Ocena zależności między stanami wód gruntowych i zasobami wodnymi gleby

Estimation of dependence between ground water level and soil water content

Wstęp

Poziom zwierciadła wody gruntowej ulega okresowym fluktuacjom w wyniku podstawowych procesów, jakimi są opady atmosferyczne, parowanie oraz odpływ. Dynamika wód gruntowych powoduje również okresowe wahania zasobności gleby w wodę. Stąd też te dwa elementy są ze sobą powiązane, jednak stopień powiązań zależny jest od rodzaju gleby oraz wahań zwierciadła wody gruntowej. Problem ten jest na tyle istotny i ciekawy, że prowadzono wiele badań dotyczących zmian zasobów wody w glebie powiązanych z wahaniami zwierciadła wody gruntowej (Aslyng, Hansen 1985), (Bohne 1970), (Kowalkowski 1977), (Stuff i Dale 1978), (Szajda 1997), (Valenza, Grillot i Dazy 2000), (Winoograd, Riggs i Coplen 1998). Stuff i Dale (1978) skonstruowali również model bilansu wilgoci glebowej z uwzględnieniem wpływu płytko leżącego zwierciad-

ła wody. Istotnym czynnikiem w bilansie wodnym gleby jest również podsiąk kapilarny (Bac i Żyromski 1990), (Kowalkowski 1977), (Weise i Wendling 1975). O podsiąkaniu wody z warstw położonych głębiej w bilansie wodnym gleby w dużym stopniu decyduje między innymi również położenie zwierciadła wody gruntowej (Bac i Żyromski 1990), (Bohne 1970), (Kowalkowski 1977), (Weise i Wendling 1975). Zaprezentowane badania nie prowadziły do rozstrzygnięcia, w jakim stopniu powiązane są te dwa elementy agrometeorologiczne.

Cel, zakres i metodyka pracy

Biorąc powyższe pod uwagę postanowiono jako cel pracy przeprowadzenie oceny możliwości szacowania zasobów wodnych gleby na podstawie pomiarów stanów wód gruntowych. Do realizacji tego zadania wykorzystano pomiary wil-

gotności gleby wykonywane co dekadę metodą suszarkową na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii Wrocław-Swojec Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Materiały pomiarowe wilgotności gleby pochodziły z lat 1963–1969 oraz 1976–1998. Pomiary wykonywano pod powierzchnią trawnika, na głębokościach 5, 20, 40, 60, 80 i 100 cm. Na podstawie wyników uzyskanych z pomiarów wyliczono zapasy wody w glebie w warstwach 0–5, 0–10, 0–20, 0–30, 0–40, 0–50, 0–60, 0–70, 0–80 0–90 i 0–100 cm. W okresie letnim powierzchnię trawnika koszone, tak by wysokość roślin nie przekraczała 10–15 cm. Jest to zgodne z zaleceniami zawartymi w „Instrukcji dla stacji meteorologicznych” (1962) oraz opracowanymi przez Janiszewskiego (1975) i obowiązującymi na posterunkach meteorologicznych. Pomiary stanów wód gruntowych wykorzystane w pracy tak samo jak wilgotności gleby pochodzą z okresów 1963–1969 i 1976–1998. Do analizy wykorzystano pomiary pochodzące z okresów kolejnych miesięcy od kwietnia do czerwca włącznie. Opierając się na tym materiale badawczym wyznaczono zależności między stanami wód gruntowych (pomierzonymi w tych samych dniach co wilgotność gleby) i zasobami wodnymi gleby. Zależności te wyznaczono dla poszczególnych warstw gleby, dla których wyliczono zawartość wody. Wykonano również analizę rozkładów prawdopodobieństwa metodą decylów (Dębski 1954) stanów wód gruntowych w kolejnych miesiącach oraz zasobów wodnych gleby dla podanych powyżej poszczególnych warstw.

Omówienie wyników badań

W celu przedstawienia oceny ogólnej warunków badań w tabeli 1 zestawiono charakterystyczne wartości stanów wód gruntowych oraz zasobów wodnych gleby, jakie wystąpiły na obiekcie w poszczególnych miesiącach badań.

Uzyskane wyniki badań rozkładów prawdopodobieństwa stanów wód gruntowych wskazują na niewielką różnicę w charakterze przebiegu tego elementu w kwietniu, w porównaniu do maja i czerwca. Różnica ta widoczna jest w zakresie niskich i wysokich wartości (rys. 1).

Rozkłady prawdopodobieństw zasobów wodnych gleby, dla poszczególnych warstw w kolejnych analizowanych miesiącach wykazują znaczne podobieństwo w kształcie przebiegu. Jedynymi różnicami możliwymi do stwierdzenia, są wartości ekstremalne, wykazujące niewielki spadek od kwietnia do czerwca, wskazujący na wyczerpywanie wody z profilu glebowego. Przykładowe przebiegi tego elementu przedstawiono na (rys. 2 i 3).

Analiza zależności między stanami wód gruntowych i zasobami wodnymi gleby dla poszczególnych warstw gleby wskazuje na brak związków dla warstw 0–5 i 0–10 cm (rys. 4), mimo ich statystycznej istotności. Wartości krytyczne współczynników korelacji uzyskane dla tych zależności wynosiły dla poszczególnych kolejnych miesięcy od kwietnia do czerwca odpowiednio: 0,195, 0,217 i 0,205. Ocena braku związków między tymi elementami agrometeorologicznymi wynika z faktu, że wartości współczynników determinacji znacznie odbiegają od uzyskanych dla pozostałych warstw gleby.

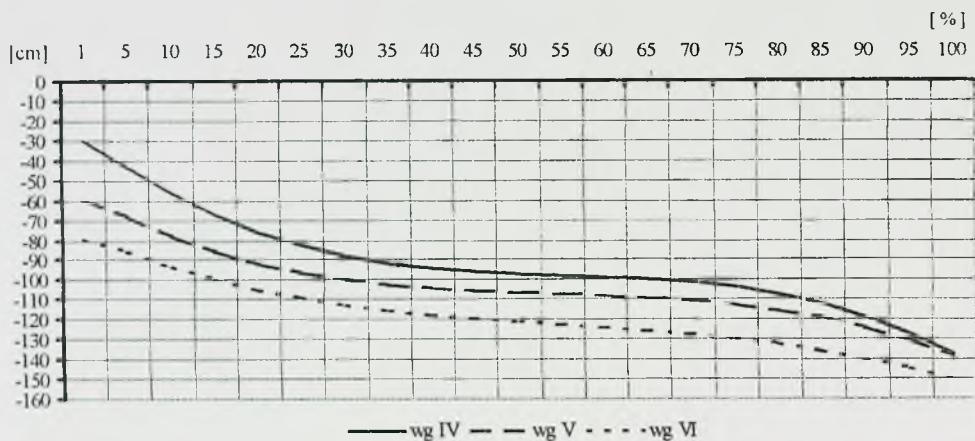
TABELA 1. Wartości charakterystyczne stanów wód gruntowych i zasobów wodnych gleby, dla kolejnych miesięcy i grubości warstwy gleby z lat 1963–1969 oraz 1976–1998

TABLE 1. Values of characteristic level ground water and soil water content, for following month and of soil layers, from years 1963–1969 and 1976–1998 •

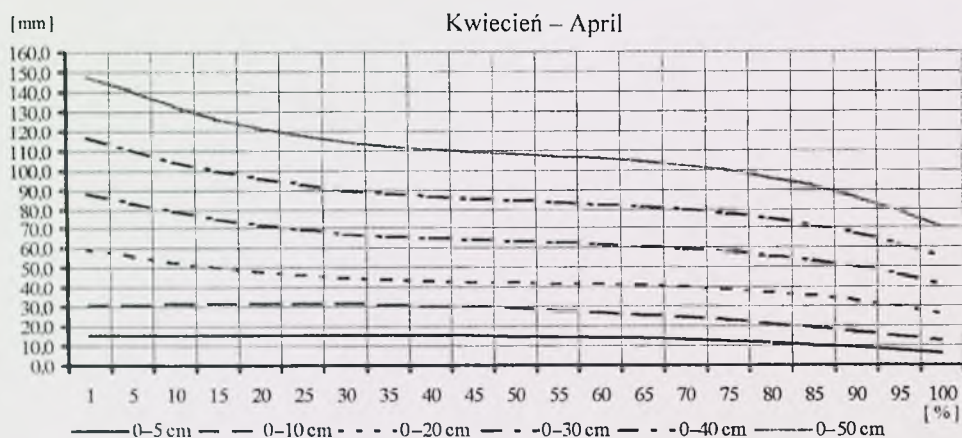
M		wg	Grubość warstwy gleby w cm – Soil layer in cm										
			0–5	0–10	0–20	0–30	0–40	0–50	0–60	0–70	0–80	0–90	0–100
			Zapás wody w glebie w mm – soil water content in mm										
cm													
IV	a	–143	15,7	31,4	60,3	90,3	120,9	153,3	185,7	217,1	248,5	281,3	314,0
	b	–16	4,3	8,6	23,2	38,7	54,1	69,4	90,4	109,3	125,9	141,7	157,5
	c	–92	13,5	26,5	42,6	63,8	85,1	108,8	133,4	160,3	187,8	217,3	246,8
V	a	–144	15,6	31,2	59,4	88,4	117,4	147,1	176,8	208,8	240,8	273,5	306,3
	b	–54	2,5	5,0	15,7	29,0	44,0	61,5	79,0	101,2	123,0	140,2	157,4
	c	–104	11,3	22,0	35,2	53,8	72,8	94,6	117,4	143,1	169,2	196,9	224,8
VI	a	–153	15,6	31,2	61,1	92,9	120,6	148,3	178,3	208,4	240,4	272,4	305,2
	b	–64	2,4	5,9	11,3	23,5	35,7	51,4	58,0	83,8	102,2	122,7	139,6
	c	–119	10,1	19,7	31,1	47,9	65,1	84,5	104,8	127,7	151,4	177,5	203,9

Objaśnienie: M – miesiące, wg – poziom zwierciadła wody gruntowej, a – wartości maksymalne z okresu badań, b – wartości minimalne z okresu badań, c – wartości średnie z okresu badań.

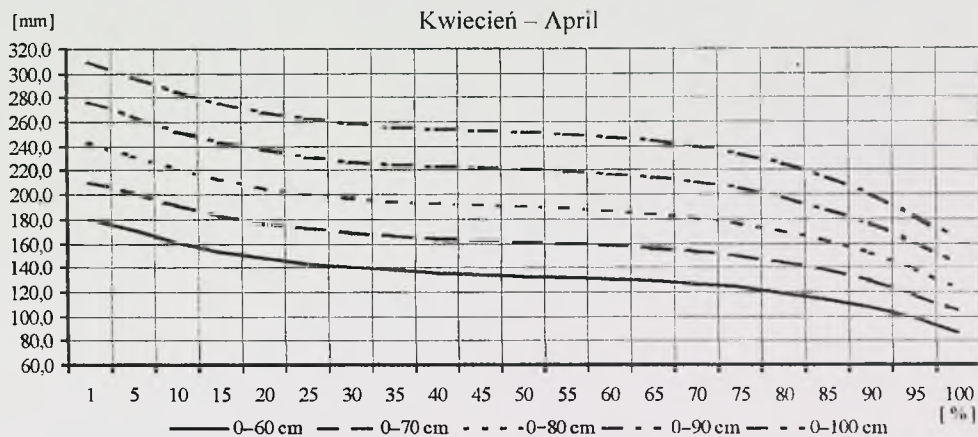
Explanation: M – months, wg – level ground water a – maximal values from research, b – minimum values from research, c – mean values from research.



RYSUNEK 1. Rozkłady prawdopodobieństwa stanów wód gruntowych [wg - cm], w okresie 1963-1969 oraz 1976-1998
 FIGURE 1. Probability distributions of the level ground water [wg - cm], during 1963-1969 and 1976-1998 period

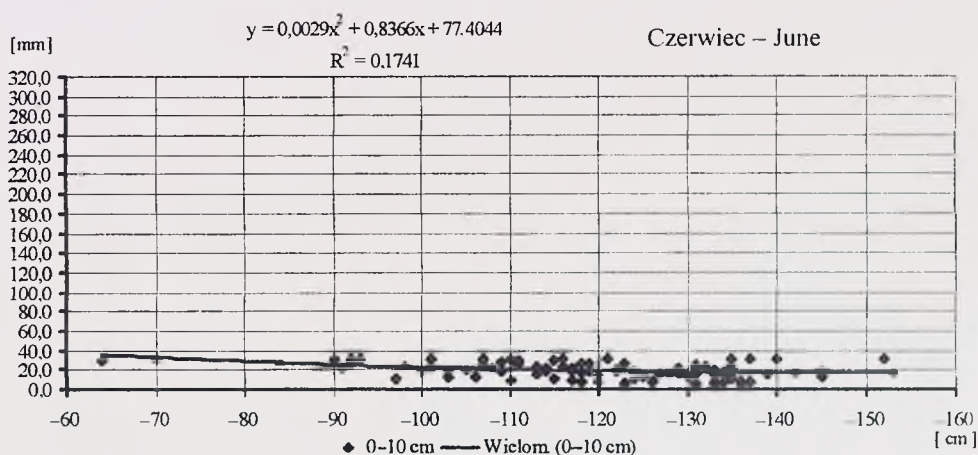


RYSUNEK 2. Rozkłady prawdopodobieństwa zasobów wodnych gleby [mm] dla kolejnych warstw, w okresie 1963-1969 oraz 1976-1998
 FIGURE 2. Probability distributions of the soil water content [mm] for following the soil layers, during 1963-1969 and 1976-1998 period



RYSUNEK 3. Rozkłady prawdopodobieństwa zasobów wodnych gleby [mm] dla kolejnych warstw, w okresie 1963–1969 oraz 1976–1998

FIGURE 3. Probability distributions of the soil water content [mm] for following the soil layers, during 1963–1969 and 1976–1998 period



RYSUNEK 4. Zależność między stanami wód gruntowych [cm] i zasobami wodnymi gleby [mm], w okresie 1963–1969 oraz 1976–1998

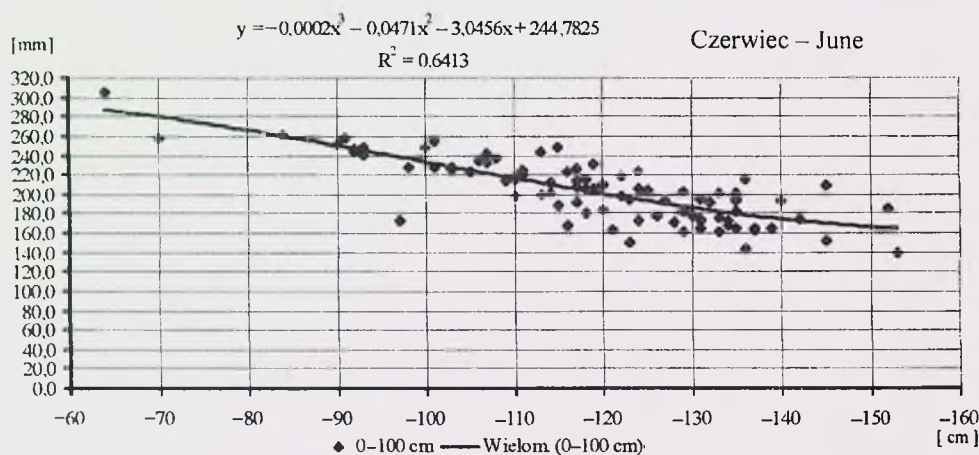
FIGURE 4. Dependence between the level ground water [cm] and of the soil water content [mm], during 1963–1969 and 1976–1998 period

Dla pozostałych warstw gleby wielkości współczynników determinacji (R^2), określających stopień zależności zapasu wody w glebie od poziomu zwierciadła wody gruntowej, wzrastały w miarę zwiększania się jej grubości (rys. 5). Występowanie tej prawidłowości stwierdzono dla wszystkich trzech analizowanych miesięcy, tj. kwietnia, maja i czerwca. Zdecydowany wzrost wartości tego parametru zauważalny jest przy przejściu od warstwy gleby 0–10 cm do 0–20 cm. Świadczyć to może o fakcie, że podsiąkanie kapilarne od wód gruntowych sięga do tej właśnie warstwy gleby. Trend zmian współczynników determinacji ma tendencję wzrostową w miarę zwiększania się grubości analizowanej warstwy gleby. Daje się za-

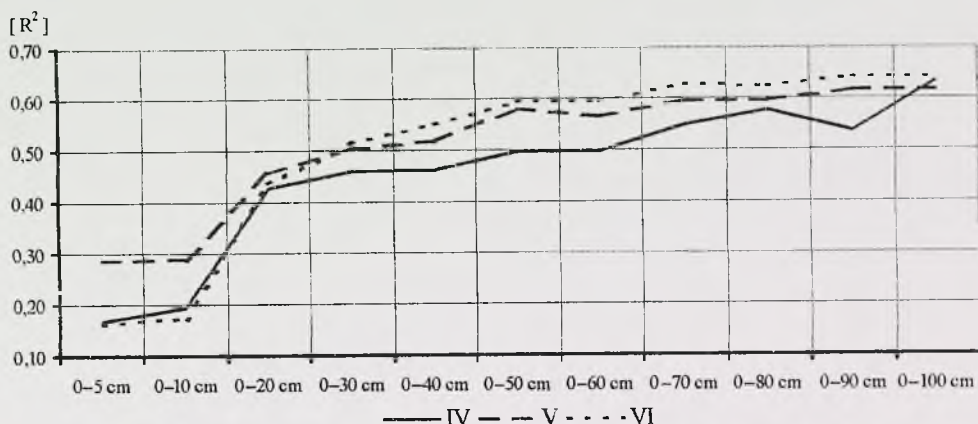
uważyć zróżnicowanie, polegające na tym, że na podstawie pomiarów uzyskano różne wartości zasobów wodnych gleby, przy identycznych wartościach stanów wód gruntowych.

Zróżnicowanie to może być tłumaczone występowaniem zjawiska histerezy w glebie, polegającym na tym, że pomiar wilgotności gleby był wykonany w sytuacji wznoszenia się lub opadania zwierciadła wody gruntowej w dniach pomiaru wilgotności.

Syntetyczne zestawienie zmian współczynników determinacji odpowiadających związkom stanów wód gruntowych z zasobami wodnymi gleby dla poszczególnych warstw w okresie od kwietnia do czerwca przedstawiono na rysunku 6.



RYSUNEK 5. Zależność między stanami wód gruntowych [cm] i zasobami wodnymi gleby [mm], w okresie 1963–1969 oraz 1976–1998
FIGURE 5. Dependence between of the level ground water [cm] and of the soil water content [mm], during 1963–1969 and 1976–1998 period



RYSUNEK 6. Zmienność współczynników determinacji $[R^2]$ dla zależności między stanami wód gruntowych [cm] i zasobami wodnymi gleby [mm], w okresie 1963–1969 oraz 1976–1998
 FIGURE 6. Variability coefficients of determination $[R^2]$ for dependence between the level ground water [cm] and of the soil water content [mm], during 1963–1969 and 1976–1998 period

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski:

1. Istnieje w ograniczonym zakresie możliwość szacowania zasobów wodnych gleby pod powierzchnią trawnika, na podstawie pomiarów stanów wód gruntowych. Ograniczenie wynika z faktu występowania zjawiska histerezy.
2. Stwierdzono brak związków między stanami wód gruntowych i zasobami wodnymi gleby pod trawnikiem dla warstw powierzchniowych 0–5 i 0–10 cm.
3. Przeprowadzone badania wskazują na możliwość zasilania wodą podsiąkającą od poziomu zwierciadła wody gruntowej warstwy gleby o miąższości 0–20 cm.

Literatura

- ASLYNG H.C., HANSEN S. 1985: *Radiation, water and nitrogen balance in crop production. Field experiments and simulation models WARCROS and NITCROS*. Hydrotechnical Laboratory, The Royal Veterinary and Agricultural University, Copenhagen.
- BAC S., ŻYROMSKI A. 1990: Ocena roli podsiąku w procesie parowania terenowego gleby bez pokrywy roślinnej. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Melioracja* XXXVIII, nr 195, s. 115–123.
- BOHNE K. 1970: Untersuchung über den Jahrgang des Feuchtegehalts in einigen grundwasserfernen Böden auf der Grundlage von Beziehungen zwischen Witterung und Bodenfeuchte. *Albrecht thaer- Archiv*, Berlin, 14, 5, 433–443.
- DĘBSKI K. 1954: *Prawdopodobieństwo zjawisk hydrologicznych i meteorologicznych. Metoda decyzji*, Warszawa.
- Instrukcja dla stacji meteorologicznych, 1962: Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Seria A, *Instrukcje i podręczniki* nr 65, Warszawa.
- JANISZEWSKI F. 1975: *Wskazówki dla posterunków meteorologicznych*. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.

- KOWALKOWSKI A. 1977: Wpływ różnej głębokości wody gruntowej na wilgotność i zasobność gleb rdzawych i bielcowych pod drzewostanami sosnowymi. *Roczniki Gleboznawcze*, tom XXVIII, nr 3–4, s. 127–135.
- STUFF R.G., DALE R.F. 1978: A soil moisture budget model accounting for shallow water table influences. *Spil. Sc. Soc. Am. J.*, vol. 42, nr 4, s. 63–643.
- SZAJDA J. 1997: *Roślinne i glebowo-wodne wskaźniki ewapotranspiracji łąki na glebie torfowo-murszowej*, rozprawa habilitacyjna, Falenty.
- WEISE K., WENDLING U. 1975: Bodenkunliche und meteorologische Parameter zur Einschätzung der beregnungsbedürftigkeit grundwasserfermer Böden. *Arch. Acker u Pflanzenbau u. Bodenk.* Bd. 40, Bd. 19, h. 1, s. 27–38.
- VALENZA A., GRILLOT J.C., DAZY J. 2000: Influence of groundwater on the degradation of irrigated soils in a semi-arid region, the inner delta of the Niger River, Mali. Springer-Verlag, *Hydrogeology Journal*, 8, 417–429.
- WINOGRAD I.J., RIGGS A.C., COPLEN T.B. 1998: The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. Springer-Verlag, *Hydrogeology Journal*, 6, 77–93.

Summary

Estimation of dependence between ground water level and soil water content.

On base of measurements of soil moisture executed with grawimetric method under surface of lawn and of states of ground waters on ground Observatory Agro- and Hydrometeorology AR Wrocław-Swojec have make of estimation of possibility soil water content basing on measurements of ground water levels. Measuring materials – of soil moistures originated from years 1963–1969 and 1976–1998. On base of investigations one formulated following conclusions. Exists in limited range possibility of valuing of soils water content under surface of lawn, basing on measurements of states of ground waters. Limitation results from fact of hysteresis effect. One ascertained lack of relationships between states of ground waters and with soils water content under lawn for superficial layers 0–5 and 0–10 cm. Passed investigations show on possibility of power supply with water from level of ground water layers of thickness of soil layer 0–20 cm.

Author's address:

Andrzej Żyromski
Wrocław Agricultural University
Department of Agro- and Hydrometeorology
Pl. Grunwaldzki 24
50-363 Wrocław
Poland

Dariusz GOŁASZEWSKI

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Ocena pionowego zasięgu warstwy przymrozkowej w okresie wiosny na stacji Ursynów SGGW

Assessment of vertical range of frost layer in spring in Warsaw – Ursynów WAU

Materiał pomiarowy

Średnie liczby dni z przymrozkiem oraz daty występowania ostatnich przymrozków wiosennych i pierwszych jesiennych są dobrze rozpoznane i prezentowane szeroko w literaturze. Tego typu zestawienia dają cenne wskazówki o zagrożeniach przez przymrozki, nie uwzględnia się jednak w nich ważnego elementu, jakim jest intensywność przymrozków, więc przymrozki łagodne są tak samo traktowane jak przymrozki intensywne, a przecież różnice działania obu rodzajów przymrozków na rośliny są duże. Pomijane jest także określenie zasięgu pionowego warstwy przymrozkowej oraz czasu trwania przymrozków na poszczególnych poziomach, co również ma wpływ na ewentualny typ i rozległość uszkodzeń roślin. Tłumaczyć to można tym, iż wcześniejsze badania warunków kształtowania się stratyfikacji przygruntowej warstwy powietrza napotykały na trudności związane z pozyskaniem odpowiedniej ilości i jakości danych.

Pomiary prowadzono na stacji meteorologicznej SGGW w Warszawie położonej na południowym obrzeżu miasta. W okresie badań stacja znajdowała się w terenie otwartym z luźną niską zabudową oraz niską szatą roślinną. Najbliższe osiedla o zwartej średniowysokiej zabudowie (do 15 m) znajdowały się w odległości około 600 m w kierunku południowo-wschodnim oraz około 800 m w kierunku południowo-zachodnim. Materiał pomiarowy pochodzi z nocy przymrozkowych okresu wiosny obejmujących okres 1 IV ÷ 31 V lat 1994–1999 z trzech poziomów pomiarowych, tj. 5 cm, 2, 21 m n.p.g. W pracy przedstawiono nocne profile temperatury w 21-metrowej warstwie powietrza, rozkłady temperatury w omawianej warstwie oraz godziny pojawienia się i zaniku temperatury 0°C (przymrozki łagodne) oraz temperatury –2,1°C (przymrozki umiarkowane). Temperatury powietrza panujące na po-

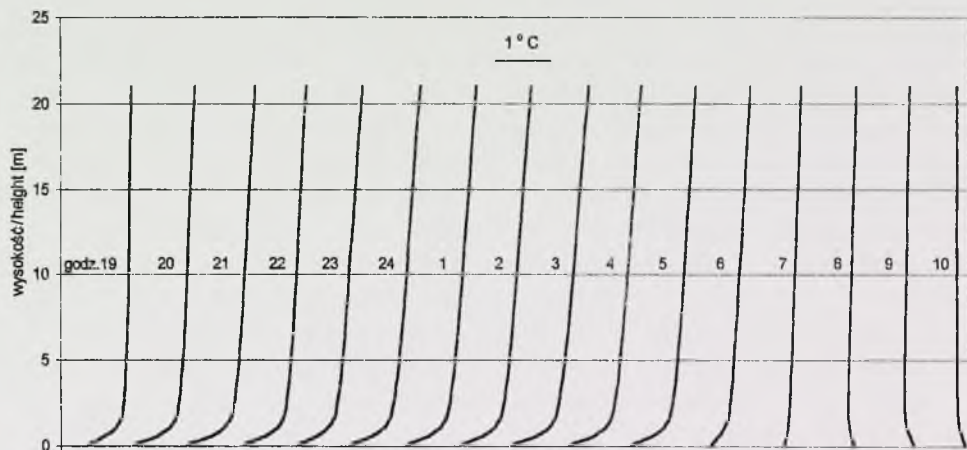
ziomach pośrednich (0,5; 1,0; 10 m) określono na podstawie interpolacji liniowej temperatury powietrza zarejestrowanej na poziomach pomiarowych. Prezentowane rozkłady temperatur w przygruntowej warstwie powietrza przedstawiono oddzielnie dla nocy o silnej radiacji (średnie zachmurzenie ogólne z okresu nocy $N \leq 2$) i oddzielnie dla nocy o słabej radiacji (średnie zachmurzenie ogólne z okresu nocy $N > 2$). Uzyskane wyniki przedstawiono w postaci średnich wieloletnich wartości godzinowych w okresie nocy dla wiosny lat 1994–1999.

Uzyskane wyniki

Na rysunku 1 przedstawiono średnie nocne profile temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza, przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu nocy $N \geq 2$. Na rysunku widoczny jest silnie ochładzający wpływ podłoża w całym rozpatrywanym okresie nocy (w godzinach 19:00–5:00). Różnica temperatur pomiędzy dwoma najniższymi poziomami pomiarowymi (5 cm i 2 m) zmieniała się w niewielkim zakresie – od 1,9°C w godzinach wieczornych do 2,2°C nad ranem. Wschód słońca (godzina 4:40) nie spowodował znaczącego przyrostu temperatury na najniższym poziomie, w związku z czym o godzinie 5:00 różnica temperatur między omawianymi poziomami nie uległa zmianie i wynosiła 2,2°C. Od godziny 6:00 krzywe powoli zmieniają kształt, co świadczy o wyraźnie ogrzewającym się podłożu i jego ocieplającym wpływie na przylegającą doń warstwę powietrza. O godzinie

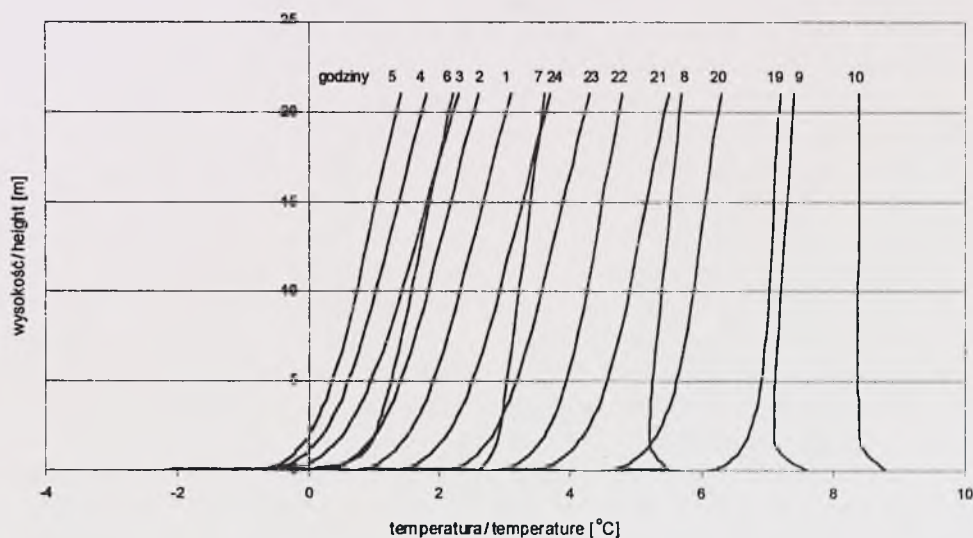
10:00 temperatura na wysokości 2 m jest już o 0,4°C niższa niż na poziomie 5 cm. Różnice temperatury powietrza pomiędzy poziomami 2 i 21 m są dużo mniejsze niż na niższych poziomach i wzrastają równomiernie od 0,5° (o godz. 19:00) do 1,4°C (o godz. 5:00), przy czym ochłodzenie postępuje od dołu. W okresie całej nocy panowała inwersja temperatury w całej rozpatrywanej warstwie powietrza, od godziny 7:00 krzywe zmniejszają swoje pochylenie, co świadczy o jej zanikaniu prowadzącym do powstania o godz. 10:00 warstwy izotermicznej zalegającej pomiędzy poziomami 2 i 21 m.

Na rysunku 2 przedstawiono średnie zróżnicowanie termiczne nocnych profili temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza przy pogodzie radiacyjnej. Podobnie jak na rysunku 1, widać tu wyraźną różnicę pomiędzy silnie wychładzającym się poziomem 5 cm a poziomami wyższymi, z pochylenia krzywych można określić wielkość inwersji oraz zmian temperatury powietrza postępujących z upływem czasu. Na rysunku widać termin pojawienia się przymrozku na najniższym z poziomów pomiarowych (godz. 23:40), określić również można pionowy zasięg tego przymrozku, sięgającego 2 m, tj. klatki makroklimatycznej. Mała średnia wielkość zachmurzenia ogólnego z okresu nocy ($N = 0,8$) a co zatem idzie silne wypromieniowanie efektywne powoduje, iż przymrozek pojawił się stosunkowo wcześniej (o godz. 23:40 tj. o 36 minut wcześniej niż w przypadku nocy ze średnim ogólnym zachmurzeniem z okresu nocy $N > 2$). W rozpatrywanym okresie średnia prędkość wiatru na wysokości 10 m



RYSUNEK 1. Średnie nocne profile temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu nocy $N \leq 2$

FIGURE 1. Night average profiles of temperature in 21 meter height level in the air for mean cloudiness of night $N \leq 2$



RYSUNEK 2. Średnie zróżnicowanie termiczne nocnych profili temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu $N \leq 2$

FIGURE 2. Average thermal differentiation night profiles of temperature in 21 meter height level in the air for mean cloudiness of night $N \leq 2$

wynosiła 1,2 m/s i była o 0,5 m/s niższa od średniej prędkości wiatru z analogicznego okresu dla nocy o średnim zachmurzeniu ogólnym $N > 2$. Powodowało to mniejsze mieszanie się warstw powietrza, a w konsekwencji doprowadziło do znacznego rozwarstwienia termicznego w rozpatrywanej 21-metrowej warstwie powietrza.

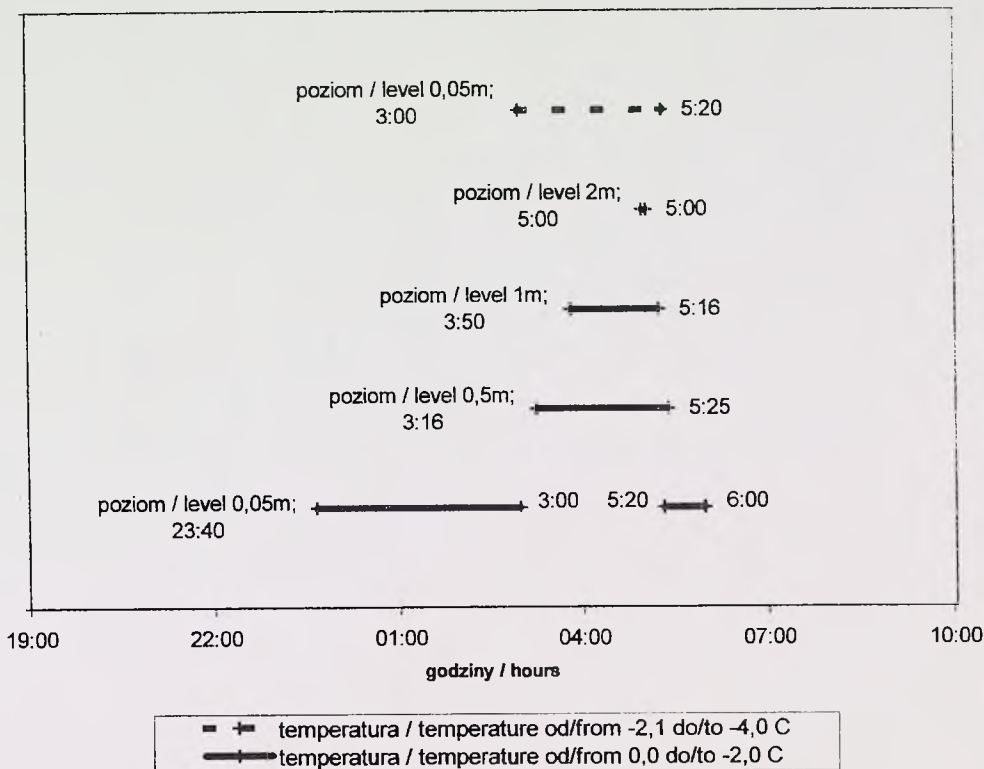
Godziny pojawienia się temperatury 0°C (pojawienie się przymrozku łagodnego) oraz $-2,1^{\circ}\text{C}$ (pojawienie się przymrozku umiarkowanego) oraz godziny zaniku tych temperatur na rozpatrywanych poziomach przedstawiono na rysunku 3. Najniższe temperatury odnotowano na wysokości 5 cm, gdzie wskutek silnego nocnego wypromieniowania ciepła przez podłoże przymrozek pojawił się o godzinie 23:40 i trwał do godziny 6:00. W wyniku tego, że masy powietrza znajdowały się w stanie równowagi stałej oraz nie występowały siły zewnętrzne mogące zakłócić ten układ, zimne powietrze (jako cięższe) utrzymywało się blisko podłoża a ochłodzenie powoli postępowało do góry. Na wysokości 0,5 m pojawienie się temperatury 0°C wystąpiło o godzinie 3:16, a na poziomie 2 m dopiero o godzinie 5:00. Wysokość 2 m była maksymalnym zasięgiem warstwy przymrozkowej dla nocy o pogodzie radiacyjnej. Powietrze zalegające przy powierzchni gruntu wskutek ciągłej utraty ciepła przez podłoże oziębiło się do temperatury $-2,2^{\circ}\text{C}$. Próg przymrozku klasyfikowanego jako umiarkowany (temperatura $\leq -2,1^{\circ}\text{C}$) został przekroczony o godzinie 3:00, a przymrozek tego typu trwał do godziny 5:00.

Na rysunku 4 przedstawiono zestawienie średnich nocnych profilów tempe-

ratury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza, przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu nocy $N > 2$. Na rysunku widoczny jest ochładzający wpływ podłoża w całym rozpatrywanym okresie nocy (w godzinach 19:00–5:00), lecz różnice temperatury powietrza pomiędzy poszczególnymi poziomami są zdecydowanie niższe niż w przypadku nocy o silniejszej radiacji. W okresie całej nocy różnice te zawierają się w przedziale $1,0\text{--}1,4^{\circ}\text{C}$, osiągając wartość maksymalną o godzinie 5:00. Od godziny 6:00 widoczny jest ogrzewający wpływ podłoża, o czym świadczą zmienne kształty krzywych obrazujących średnie profile temperatury.

Rysunek 5 przedstawia średnie różnicowanie termiczne profilów powietrza w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza w okresie nocy ze średnim zachmurzeniem ogólnym $N > 2$. Podobnie jak na rysunku 4, widać tu wyraźnie pogłębiającą się inwersję temperatury w całej badanej 21-metrowej warstwie powietrza. Wyższe średnie zachmurzenie z okresu nocy ($N = 4,7$) niż we wcześniej opisywanym przypadku zmniejszyło zdolność wypromieniowania ciepła z powierzchni gleby, co uwidoczniło się nieco później (o 36 minut) pojawieniem się przymrozku na poziomie 5 cm (godz. 0:16) w stosunku do nocy o silniejszej radiacji.

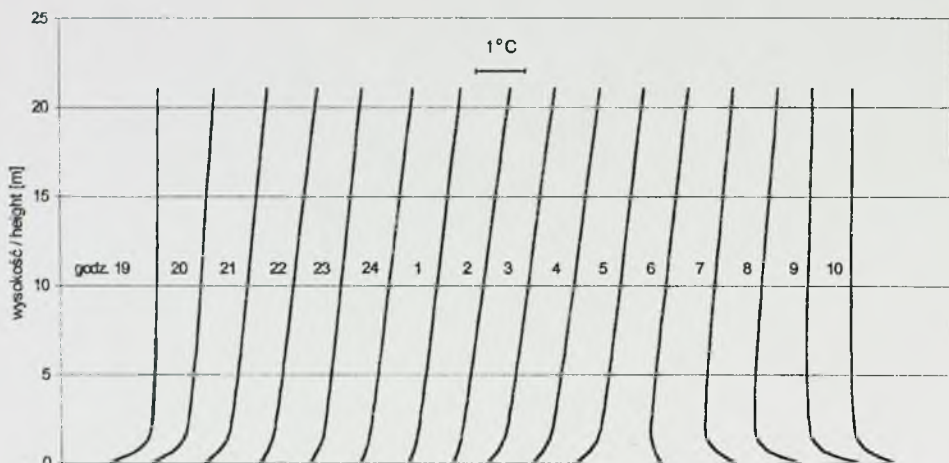
Na rysunku 6 przedstawiono godziny pojawienia się i zaniku przymrozku na rozpatrywanych poziomach w czasie nocy o średnim zachmurzeniu ogólnym $N = 4,7$. Z rysunku tego, a także z rysunku 5 odczytać można prędkość, z jaką przymrozek zwiększał swoją miąższość.



RYSUNEK 3. Godziny pojawienia się i zaniku temperatury powietrza 0°C oraz -2,1°C na rozpatrywanych poziomach w nocy przy średnim zachmurzeniu ogólnym $N \leq 2$
 FIGURE 3. Hours of appearance and disappearance the temperature 0°C and -2,1°C on considered levels in nights with mean cloudiness $N \leq 2$

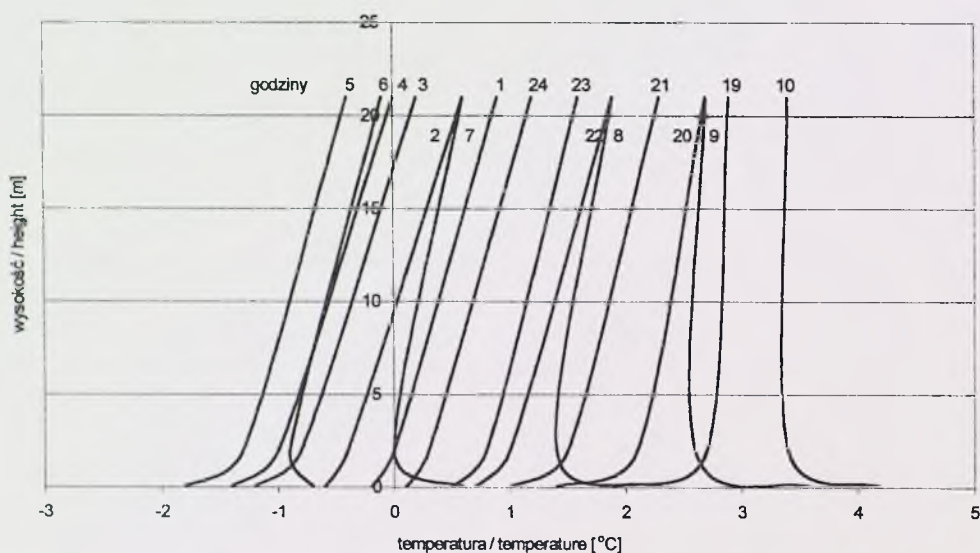
O godzinie 4:00 przymrozek sięgał wysokości 21 m, a o godzinie 5:00 zdecydowanie przewyższał górny poziom pomiarowy. Średnia prędkość wiatru z okresu rozpatrywanych nocy na poziomie 10 m wynosiła 1,7 m/s i była dostatecznie duża, by doprowadzić do przemieszczania się warstw powietrza o różnej temperaturze, co powodowało szybki i równomierny spadek temperatury w całej 21-metrowej warstwie powietrza. Różnica w czasie pomiędzy pojawieniem się przymrozków na najniższym (5 cm) i najwyższym (21

m) poziomie pomiarowym wynosiła 3 godz. 45 min, podczas gdy w przypadku nocy o silnej radiacji i słabym wietrze aż 5 godz. 20 min – w 2-metrowej warstwie przygruntowej powietrza. Średnia wielkość zachmurzenia ogólnego w okresie nocy ($N = 4,7$) okazała się na tyle duża, iż ograniczyła wypromieniowanie ciepła z powierzchni gruntu na tyle, że najniższa wartość temperatury na poziomie 5 cm wynosiła -1,8°C i była o 0,4°C wyższa od analogicznej temperatury w okresie nocy o silniejszej radiacji.



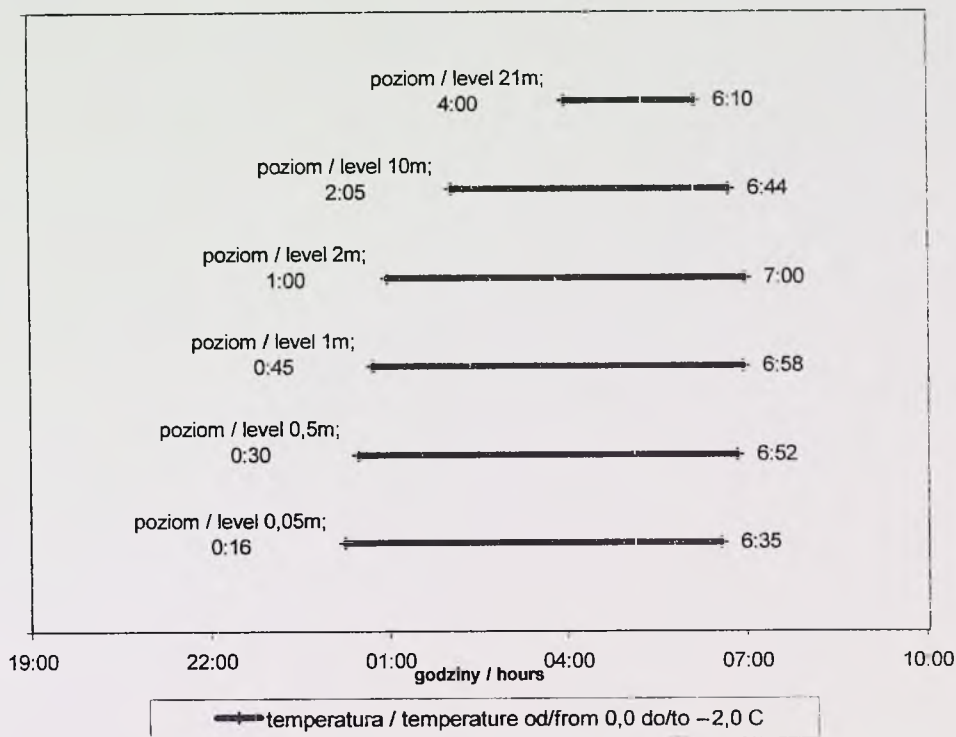
RYСУNEK 4. Średnie nocne profile temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu nocy $N > 2$

FIGURE 4. Night average profiles of temperature in 21 meter height level in the air for mean cloudiness of night $N > 2$



RYСУNEK 5. Średnie zróżnicowanie termiczne nocnych profilów temperatury w 21-metrowej przygruntowej warstwie powietrza przy średnim zachmurzeniu ogólnym z okresu nocy $N > 2$

FIGURE 5. Average thermal differentiation night profiles of temperature in 21 meter height level in the air for mean cloudiness of night $N > 2$



RYSUNEK 6. Godziny pojawienia się i zaniku temperatury powietrza 0°C na rozpatrywanych poziomach w nocy przy średnim zachmurzeniu ogólnym $N > 2$

FIGURE 6. Hours of appearance and disappearance the temperature 0°C on considered levels in nights with mean cloudiness $N > 2$

Podsumowanie i wnioski

W pracy wykorzystano dane z gradientowej automatycznej stacji meteorologicznej SGGW w Warszawie-Ursynowie. Dane zebrane z 3 poziomów pomiarowych pozwoliły na dokładną charakterystykę i opis pionowego rozkładu temperatury w badanej 21-metrowej warstwie powietrza, określenie czasu pojawienia się i zaniku przymrozków oraz ich miąższości. Należy zwrócić uwagę na to, że w okresie nocy o silnej radiacji (ze średnim zachmurzeniem $N < 2$) i prędkością wiatru na poziomie 10 m $V = 1,2$ m/s przymrozki wskutek silniejszego wypro-

mieniowania efektywnego mają przeciętnie większą o $0,4^{\circ}\text{C}$ intensywność i wcześniejszy o 36 minut termin pojawienia się oraz wcześniejszy o godzinę termin zaniku, a także zdecydowanie niższy zasięg pionowy, sięgający zaledwie do 2 m wysokości. Większa prędkość wiatru wynosząca średnio dla nocy $V = 1,7$ m/s prowadzi wskutek mieszania się warstw powietrza do mniejszej intensywności przymrozku, zdecydowanie większego – 30-metrowego pionowego zasięgu przymrozku, a zwiększone zachmurzenie ogólne $N = 4,7$ opóźnia terminy pojawienia się i zaniku tego zjawiska.

Literatura

- SCHNELLE F. 1968: Ochrona roślin uprawnych przed mrozem (przeł. z niem. Cz. Radomski, H. Rygier). PWRiL, Warszawa. T. 1, 2.
- GOŁASZEWSKI D. 2000: Wpływ wiatru i zachmurzenia na przebieg temperatury powietrza w wybranych dniach przymrozkowych w Warszawie-Ursynowie. Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska SGGW 19: 169–179.
- GOŁASZEWSKI D. (w druku): Dobowy przebieg temperatury na wybranych wysokościach nad powierzchnią ziemi w dniach o silnej radiacji i insolacji w Warszawie-Ursynowie. Wydaw. AR, Poznań.

Summary

Assessment of vertical range of frost layer in spring in Warsaw-Ursynów WAU.

The paper presents vertical distribution of temperature in 21 meter height level of the air. Time of appearance and disappearance of frost and vertical range of frost level were stated. Results presented in the paper refer to frost caused strong radiation and for the nights with poor radiation and stronger wind velocity separately.

Author's address:

Dariusz Gołaszewski
Warsaw Agricultural University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Grzegorz SZALACH

Zakład Meteorologii i Bioklimatologii, Instytut Geografii Akademia Świętokrzyska Kielce
Department of Meteorology and Bioclimatology, Institute of Geography
Świętokrzyska Academy Kielce

Wpływ temperatury i wilgotności względnej powietrza na parametry dobowego cyklu rosy

Influence of air temperature and relative air humidity on the parameters of daily cycle of dew

Pomiary rosy były wykonywane na stacji meteorologicznej IMGW w Białowieży ($\varphi = 52^{\circ}42'N$, $\lambda = 23^{\circ}51'E$, $h = 163,5$ m n.p.m.) rosografem firmy W. Lambrecht. Obserwacje rosy prowadzono w czasie 19 sezonów od maja do października w latach 1973–1991. Równocześnie rejestrowano temperaturę i wilgotność względną powietrza za pomocą dobowego termografu i higrografu. Celem badań było wyznaczenie zależności między parametrami dobowego cyklu rosy, a parametrami dobowego cyklu temperatury i wilgotności względnej powietrza w różnych sezonach i klasach pogody. Wykorzystano metodę kompleksowej charakterystyki klimatu Fiodorowa i Czubukowa (1963) zmodyfikowaną przez Olszewskiego (1967, 1973).

Związek terminu wystąpienia maksimum rosy z terminem wystąpienia minimum temperatury powietrza

Miedzy terminem wystąpienia maksimum rosy a terminem wystąpienia minimum temperatury powietrza występuje umiarkowana zależność statystyczna, a współczynniki korelacji przyjmują wartości od 0,5482 w maju do 0,7114 we wrześniu, przy $r = 0,6063$ dla całego okresu obserwacji i są istotne na poziomie $p < 0,001$. W rzeczywistości tylko we wrześniu 50,61% zmian terminów wystąpienia najwyższej ilości rosy w nocy jest zdeterminowane przez terminy wystąpienia minimum temperatury powietrza i jest to w sezonie wartość najwyższa. Późniejsze terminy wystąpienia zarówno temperatury minimalnej, jak i maksimum rosy we wrześniu i październiku wynikają z dłuższych nocy w tych miesiącach, a zatem i późniejszych wschodów słońca.

Maksimum rosy notowane jest najczęściej później niż minimum temperatury powietrza, a różnica ta w trakcie nocy może dochodzić w skrajnych przypadkach do 12 godzin, co ma miejsce podczas wieczornych i nocnych minimów temperatury powietrza. Gdy minimum temperatury powietrza występuje w godzinach wieczornych, to maksimum rosy może wystąpić zarówno w godzinach wieczornych (małe wyprzedzenie), jak i w godzinach nocnych oraz porannych (duże wyprzedzenie). Nocne minimum temperatury jest związane z występowaniem maksimów rosy zarówno w nocy (małe wyprzedzenie), jak i nad ranem (większe wyprzedzenie). Minimum temperatury powietrza notowane w godzinach rannych wiąże się z występowaniem maksimum rosy tylko nad ranem. Najwyższą istotność statystyczną współczynnika korelacji ($r = 0,7221$) między terminem wystąpienia maksimum rosy a terminem wystąpienia minimum temperatury powietrza odnotowano przy pogodzie pochmurnej z klasy 6. Posługując się współczynnikiem determinacji R^2 można powiedzieć, że w tej klasie pogody nie więcej niż 52,15% zmian terminów maksimum rosy można wytłumaczyć na podstawie terminów minimum temperatury powietrza.

Związek dobowej ilości rosy z czasem narastania rosy

Związek między dobową ilością rosy a czasem jej narastania najlepiej oddaje równanie regresji potęgowej. Wartości współczynników korelacji wynoszą od

0,6894 w sierpniu do 0,8347 we wrześniu oraz od 0,595 podczas pogody suchej o zmiennym zachmurzeniu dobowym (klasa 2) do 0,8993 podczas pogody wilgotnej i pochmurnej nocą (klasa 5b). Większe zróżnicowanie współczynnika korelacji między ilością rosy a czasem kondensacji rosy występuje w klasach pogody niż w miesiącach. Nie więcej niż 47,53% zmian dobowej ilości rosy w sierpniu można wytłumaczyć długością czasu trwania doby, ale już we wrześniu blisko 70% zmian ilości rosy można przypisać czasowi jej narastania. Wśród klas pogody najwyższym współczynnikiem determinacji wyróżnia się pogoda wilgotna i pochmurna nocą (klasa 5b), co w tym przypadku oznacza, że ponad 80% zmian ilości rosy jest zdeterminowane przez czas jej narastania. Najślabiej dobową ilość rosy może być oszacowana przez czas jej narastania przy pogodzie suchej z klasy 2 (35,4% zmienności ilości rosy). Jedynie podczas najkrótszych nocy w czerwcu nie zanotowano dłuższych czasów narastania rosy od 10 godzin, ale też dobowe ilości rosy osiągały jedne z najniższych wartości. Odmierna sytuacja wystąpiła w październiku, gdyż najdłuższym czasem kondensacji rosy towarzyszyły wyższe ilości rosy.

Związek czasu trwania rosy z czasem trwania stanu nasyceń

Wykazano wysoką, istotną statystycznie ($r = 0,8563$) zależność czasu trwania rosy od czasu trwania stanu nasyceń dla wszystkich sezonów i klas pogody

potraktowanych łącznie. Zależności te były najsilniejsze we wrześniu i październiku (współczynniki korelacji wynosiły odpowiednio 0,9263 i 0,9009), a najsłabsze w czerwcu i sierpniu ($r = 0,6434$ i $0,6801$). W rzeczywistości we wrześniu 85,81% i w październiku 81,17% zmienności czasu trwania rosy jest zdeterminowane przez czas trwania stanu nasycenia. W czerwcu i sierpniu mniej niż połowę zmian czasu trwania rosy można wytłumaczyć czasem trwania stanu nasycenia. Wartość współczynnika korelacji między tymi zmiennymi w klasach pogody przekraczała w większości przypadków 0,8, dochodząc do 0,9317 przy pogodzie pochmurnej w dzień i z małym zachmurzeniem nocą (klasa 4b). Najsłabsza zależność czasu zalegania rosy od czasu trwania stanu nasycenia występuje podczas pogody suchej i upalnej, co można tłumaczyć małą zawartością pary wodnej w powietrzu. Na podstawie współczynnika determinacji można stwierdzić, że przy pogodzie pochmurnej w dzień i z małym zachmurzeniem nocą około 87% zmienności czasu trwania rosy jest do wyjaśnienia przez czas trwania stanu nasycenia. Najdłuższe okresy trwania rosy przekraczające 20 godzin zanotowano w październiku. Zazwyczaj czas trwania rosy był dłuższy od czasu trwania stanu nasycenia.

Związek dobowej ilości rosy z czasem trwania stanu nasycenia

Związek między dobową ilością rosy a czasem trwania stanu nasycenia dla wszystkich sezonów potraktowanych łą-

cznie jest istotny statystycznie ($r = 0,6735$, $p < 0,001$), ale tylko 45,36% zmian ilości rosy w nocy można wytłumaczyć na podstawie czasu trwania stanu nasycenia. Wpływ czasu trwania stanu nasycenia na dobową ilość rosy jest największy we wrześniu i w październiku, co w rzeczywistości oznacza, że ponad 60% zmienności ilości rosy jest zdeterminowane przez długość stanu nasycenia. W czerwcu bardzo niska wartość współczynnika determinacji ($R^2 = 0,0701$) praktycznie wyklucza wpływ czasu trwania nasycenia na dobową ilość rosy. Wartości współczynnika korelacji między dobową ilością rosy a czasem jej trwania obliczone w klasach pogody są istotne statystycznie i bardzo zróżnicowane. Najsilniejszy związek między tymi zmiennymi występuje podczas pogody z dużym zachmurzeniem dziennym i małym zachmurzeniem nocnym z klasy 4b ($r = 0,8315$). Posługując się współczynnikiem determinacji można powiedzieć, że nie więcej niż 69% zmian ilości rosy w tej klasie pogody jest wynikiem długości stanu nasycenia. Najkrótsze stany nasycenia (poniżej 10 godzin) i jednocześnie najmniejsze ilości rosy w nocy wystąpiły podczas pogody gorącej i suchej z klasy 2. Najdłuższy stan nasycenia (powyżej 17 godzin) i najwyższą ilość rosy w nocy równą 0,2 mm (której jednak nie towarzyszył najdłuższy stan nasycenia) zanotowano podczas pogody umiarkowanej wilgotnej z małym zachmurzeniem (klasa 3a).

Literatura

FIODOROW J.J., CZUBUKOW L.A. 1963: Osnowy kompleksnoj klimatologii, jejo razwitiye i sowriemiennoje sostojanije. *Woprosy Kompl. Klimat.*, Izd. AN SSSR, Moskwa.

- OLSZEWSKI J.L. 1967: O kompleksowej charakterystyce klimatu. *Przegl. Geogr.*, 39, 3.
- OLSZEWSKI J.L. 1973. Klimat północno-wschodniej Polski w ujęciu kompleksowym. *Prace i Studia IGUW*, z. 11, *Klimatologia* 6.

Summary

The aim of the study was to determine the relations between parameters of daily cycle of dew and relative air humidity in the seasons and weather classes. The measurements of dewfall were conducted in Białowieża meteorological station ($\varphi = 52^{\circ}42' N$, $\lambda = 23^{\circ}51' E$, $h = 163,5$ m above sea level).

There is moderate correlation between term of maximum dewfall and term of minimum air temperature. The correlation coefficients range from 0,5482 (May) to 0,7114 (September $p < 0,001$). The highest correlation between term of maximum dew and term

of minimum air temperature characterized overcast weather classes during night (5a, 6). The value of correlation coefficient between daily sum dew and time of dewfall occurrence is highest in cloudy days with rain and cloudless nights (class 4b). It was found high and statistic significance ($r = 0,8563$) dependence of the time dewfall on the time of saturation state. These relationships were greatest in September and October. The influence of time of saturation state on the daily dewfall is greatest in September and October and during cloudy weather by day and small cloudiness by night (class 4b).

Author's address:

Grzegorz Szalach
Świętokrzyska Academy
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce
Poland

Anita BOKWA

Zakład Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie
Department of Climatology, Institute of Geography and Spatial Management
Jagiellonian University, Cracow

Ekstremalne gradienty temperatury w przygruntowej warstwie powietrza

Extreme thermal gradients in the air layer near the ground

W literaturze często spotyka się prace dotyczące pionowych gradientów temperatury maksymalnej lub minimalnej powietrza (np. Molga 1952, 1953; Niedźwiedz, Olecki 1970; Lewińska i in. 1970; Kołodziej i in. 1989; Trepińska 1991), natomiast niewiele jest prac dotyczących pionowych gradientów temperatury w przygruntowej warstwie powietrza w ciągu dnia, w poszczególnych terminach pomiarowych. Niniejsza praca prezentuje wyniki analizy unikatowej, wieloletniej serii pomiarów mikroklimatycznych wykonanych w Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, mieszczącej się w Gaiku-Brzezowej. Tak obszerne dane wyjściowe pozwalają na określenie nie tylko, jak dotychczas, podstawowych statystyk opisowych gradientów w poszczególnych terminach, ale także na potraktowanie całego przebiegu dziennego gradientów jako całości i określenie dni nie tylko

z ekstremalnymi wartościami gradientów, ale także z ich ekstremalnym dziennym przebiegiem.

Dane pomiarowe wykorzystane w niniejszej pracy pochodzą ze Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, która znajduje się w Gaiku-Brzezowej, miejscowości położonej około 30 km na południe od Krakowa, na Pogórzu Wielickim, nad Zbiornikiem Dobczyckim ($\varphi = 49^{\circ}52'N$, $\lambda = 20^{\circ}04'E$, $h = 302$ m n.p.m.). Przeanalizowano pomiary z lat 1976–1980 oraz 1988–1997. W pierwszym pięcioleciu stacja znajdowała się w dnie doliny Raby (stacja „Terasa”, 259 m n.p.m.), ale prace związane z budową Zbiornika Dobczyckiego spowodowały przeniesienie jej na pobliską wierzchołkę, gdzie znajduje się do dziś (stacja „Kopiec”, 302 m n.p.m.) i skąd pochodzą dane z dziesięciolecia 1988–1997. Do obliczenia pionowych gradientów termicznych wykorzystano codzienne pomiary temperatury powietrza z sześciu termi-

nów pomiarowych (6, 8, 12, 14, 18, 20 UTC) z dwu klatek (0,5 i 2 m n.p.g.). Różnice temperatur dla warstwy powietrza o miąższości 1,5 m zostały przeliczone na gradienty ($^{\circ}\text{C}/1$ m wysokości). Ujemne wartości gradientów oznaczają inwersję temperatury, dodatnie – normalne uwarstwienie termiczne.

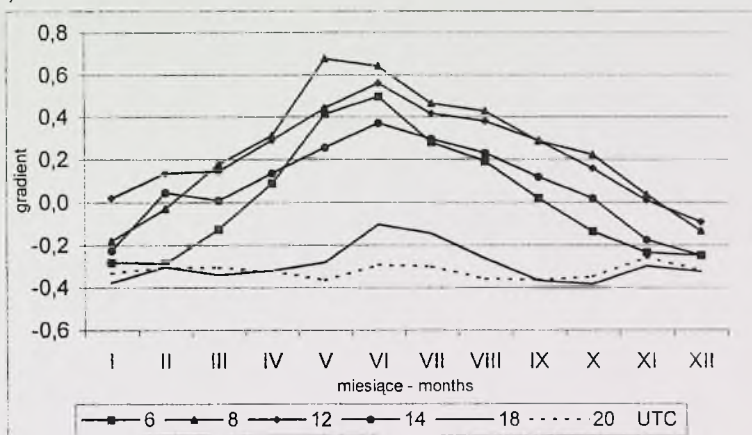
Obszerność materiału obserwacyjnego pozwala na uzyskanie uśrednionego obrazu dziennego przebiegu gradientów temperatury w ciągu roku w dwu różnych formach terenu (rys. 1). Mimo że dla dna doliny dysponujemy tylko pięcioletnią serią obserwacyjną, dla wierzchowiny danymi z dziesięciu lat, możemy dokonywać porównania wyników obliczeń, gdyż różnice między pięcioleciami 1988–1992 i 1993–1997 oraz okresem 1988–1997 są mniej znaczące niż różnice między oboma formami terenu (Bokwa 2000).

Jak widać na rysunku 1, zarówno w dnie doliny, jak też na wierzchowinie w półroczu ciepłym występuje wzrost wartości bezwzględnych gradientów (z wyjątkiem wartości z godzin 18 i 20 UTC; w dnie doliny wykazują one tendencję malejącą). Całodzienna inwersja temperatury występuje w dnie doliny w styczniu, listopadzie i grudniu, na wierzchowinie nie występuje wcale. W związku z tym izotermia w dnie doliny pojawia się tylko od lutego do października, a na wierzchowinie przez cały rok. Średnio dwukrotnie w ciągu dnia zjawisko to występuje w dnie doliny w lutym, marcu, we wrześniu i w październiku, a na wierzchowinie w styczniu, lutym, listopadzie i grudniu, raz zaś w ciągu dnia (między 14 i 18 UTC) w dnie doliny od kwietnia

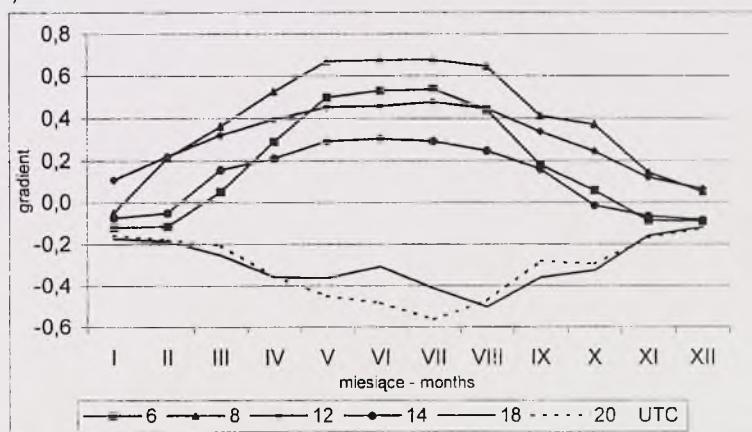
do sierpnia, a na wierzchowinie od marca do października.

Ten ogólny obraz zmienności gradientów w ciągu roku możemy uzupełnić ich wartościami minimalnymi i maksymalnymi oraz wartościami kwartyła dolnego i górnego, co pozwala określić zakres występowania ekstremalnych gradientów termicznych. Analizując tabelę 1 należy pamiętać o specyfice danych: znak gradientu jest jego cechą drugorzędną w stosunku do jego wartości. Gradienty minimalne powinny być więc wszędzie równe zero, bo wtedy mamy do czynienia z najmniejszym możliwym gradientem. Jednak znak gradientu jest tutaj także istotny, dlatego w każdym analizowanym zbiorze dane zostały uporządkowane od największej wartości gradientu ujemnego do największej wartości gradientu dodatniego i dla takich zbiorów obliczono kwartył górny i dolny. Największy zanotowany gradient wystąpił 20 czerwca 1990 r. o godz. 20 i wynosił $-2,7^{\circ}\text{C}/1$ m. Występowanie ekstremalnych wartości gradientów nie wykazuje żadnej zależności od pory roku czy formy terenu, co związane jest z dużą zmiennością typów pogody, charakterystyczną dla Polski. Różnica między wartością minimalną a dolnym kwartyłem wyznacza zakres występowania dużych gradientów ujemnych, różnica zaś między wartością maksymalną a górnym kwartyłem – dużych gradientów dodatnich. Wartości obu kwartyłów są podobne dla danych z dna doliny i wierzchowiny w odpowiednich miesiącach i terminach pomiarowych. Mimo to w przypadku wierzchowiny dwa razy częściej niż dla dna doliny różnice

a)



b)



RYSUNEK 1. Przebieg roczny średnich miesięcznych gradientów temperatury powietrza w terminach pomiarowych w warstwie 0,5–2 m n.p.g. w Gaiku-Brzezowej w latach: a) 1976–1980 (dno doliny), b) 1988–1997 (wierzchołowa)

FIGURE 1. Annual course of mean monthly air temperature gradients in measurement terms for the stratum 0.5–2 m above the ground, in Gaik-Brzezowa in the years: a) 1976–1980 (river valley bottom), b) 1988–1997 (flattened ridge top)

między wartościami ekstremalnymi gradientów a odpowiednimi kwartylami są większe niż $1^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$. Oznacza to, że zakres występowania wysokich wartości gradientów jest większy na wierzchołku niż w dnie doliny.

Przytoczone statystyki opisowe pozwalają prześledzić zmienność gradientów temperatury oraz znalezienie ich pojedynczych ekstremalnych wartości w poszczególnych terminach pomiarowych, ale nie dają możliwości znalezienia

TABELA 1. Wartości minimalne (min), maksymalne (max), kwartyli dolnego (Q1) i górnego (Q3) dla gradientów temperatury w warstwie 0,5–2 m n.p.m., w poszczególnych terminach pomiarowych, w Gaiku-Brzezowej w latach: a) 1976–1980 (dno doliny), b) 1988–1997 (wierzchołkowa); M – miesiąc
 TABLE 1. Maximum (max), minimum (min), upper quartile (Q3) and lower quartile (Q1) values for the thermal gradients in the air layer 0.5–2 m above the ground in measurement terms, in Gaik-Brzezowa, in the years: a) 1976–1980 (valley bottom), b) 1988–1997 (ridge top); M – month

M	Godziny UTC – UTC hours																			
	6				8				12				14				18			
	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3
I	-1,3	0,5	-0,4	-0,1	-1,0	0,3	-0,3	0,0	-1,0	0,8	-0,1	0,1	-1,7	0,4	-0,4	-0,1	-1,9	0,1	-0,5	-0,1
II	-1,7	0,2	-0,5	-0,1	-0,6	1,1	-0,1	0,1	-0,5	1,3	-0,1	0,3	-1,1	0,6	-0,2	0,1	-1,5	0,3	-0,4	-0,1
III	-1,1	0,9	-0,2	0,0	-0,7	1,3	-0,1	0,3	-0,8	0,9	0,0	0,3	-1,8	0,7	-0,1	0,1	-1,5	0,1	-0,5	-0,1
IV	-0,4	1,1	-0,1	0,2	-0,3	1,3	0,1	0,5	-0,1	1,1	0,1	0,5	-0,2	0,8	0,0	0,3	-1,3	0,1	-0,5	-0,1
V	-0,2	1,7	0,0	0,8	-0,1	2,1	0,2	1,1	-0,2	1,5	0,1	0,7	-0,7	1,3	0,0	0,4	-1,1	0,1	-0,4	-0,1
VI	-0,3	1,8	0,1	0,9	-0,4	2,4	0,3	0,9	-0,4	1,7	0,2	0,9	-1,1	1,5	0,1	0,6	-1,3	0,7	-0,2	0,0
VII	-0,8	1,5	0,0	0,5	-0,4	1,7	0,1	0,7	-0,1	1,4	0,2	0,6	-0,1	1,3	0,1	0,5	-1,0	0,3	-0,3	0,0
VIII	-1,1	1,3	-0,1	0,4	-0,4	1,7	0,1	0,7	-0,3	1,1	0,1	0,6	-0,5	1,1	0,1	0,4	-1,1	0,3	-0,4	-0,1
IX	-0,5	0,9	-0,1	0,1	-0,3	1,3	0,0	0,5	-0,2	1,3	0,1	0,5	-0,2	0,8	0,0	0,3	-1,2	0,2	-0,5	-0,1
X	-1,1	0,5	-0,3	0,0	-0,5	1,3	-0,1	0,4	-0,8	1,1	0,0	0,3	-0,7	0,7	-0,1	0,1	-1,5	0,1	-0,6	-0,1
XI	-1,3	0,3	-0,3	-0,1	-0,8	0,8	-0,2	0,1	-0,5	0,4	-0,1	0,1	-1,0	0,2	-0,3	-0,1	-1,3	0,2	-0,4	-0,1
XII	-1,7	0,7	-0,4	-0,1	-1,5	0,7	-0,2	0,0	-1,9	0,6	-0,1	0,1	-1,5	0,3	-0,3	-0,1	-1,6	0,2	-0,5	-0,1

M	Godziny UTC – UTC hours																			
	6				8				12				14				18			
	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3	min	max	Q1	Q3
I	-0,9	0,3	-0,2	0,0	-0,8	0,6	0,0	0,1	-1,3	0,8	0,0	0,2	-1,3	0,6	-0,1	0,1	-1,1	0,3	-0,3	0,0
II	-1,0	0,3	-0,2	0,0	-1,0	1,2	0,1	0,3	-0,5	1,1	0,1	0,3	-0,7	1,1	0,0	0,1	-1,3	0,3	-0,3	0,0
III	-0,7	1,3	0,0	0,1	-0,3	1,6	0,1	0,5	-0,2	1,1	0,1	0,5	-0,5	1,1	0,0	0,3	-1,3	0,1	-0,4	-0,1
IV	-0,4	1,3	0,1	0,5	-0,3	1,5	0,2	0,8	-0,4	1,1	0,1	0,6	-0,5	0,9	0,1	0,3	-1,9	0,3	-0,5	-0,1
V	-0,2	1,5	0,1	0,8	-2,3	1,7	0,3	1,0	-0,5	1,3	0,2	0,7	-1,0	1,0	0,1	0,5	-1,7	0,7	-0,6	-0,1
VI	-0,1	1,7	0,2	0,9	-0,4	1,8	0,3	1,0	-0,9	1,3	0,3	0,7	-0,6	0,9	0,1	0,5	-1,9	0,3	-0,5	-0,1
VII	-0,7	1,7	0,2	0,9	-0,3	1,6	0,4	1,0	-0,3	1,3	0,3	0,7	-0,5	1,1	0,1	0,5	-2,2	0,9	-0,7	-0,1
VIII	-0,5	1,6	0,1	0,7	-0,1	1,9	0,3	0,9	-0,4	1,5	0,3	0,6	-0,7	1,6	0,1	0,4	-2,1	0,5	-0,9	-0,1
IX	-0,7	1,1	0,0	0,3	-0,5	1,5	0,1	0,7	-0,3	1,1	0,1	0,5	-0,3	1,0	0,1	0,3	-1,7	0,3	-0,5	-0,1
X	-0,6	0,9	-0,1	0,1	-0,2	1,3	0,1	0,6	-0,4	0,9	0,1	0,4	-0,7	0,5	-0,1	0,1	-1,3	0,6	-0,5	-0,1
XI	-1,5	0,5	-0,2	0,0	-0,4	1,3	0,0	0,2	-0,7	0,9	0,0	0,2	-1,1	0,4	-0,1	0,1	-1,3	0,7	-0,3	0,0
XII	-1,1	0,3	-0,1	0,0	-0,7	0,7	0,0	0,1	-0,5	0,6	0,0	0,1	-0,9	0,3	-0,1	0,0	-1,1	0,5	-0,2	0,0

nia dni, kiedy szczególnie wysokie wartości gradientów występowały w więcej niż jednym terminie. Jest to o tyle istotne, że pojedyncza wysoka wartość gradientu może być efektem chwilowego, przypadkowego zbiegu szczególnie sprzyjających okoliczności i nie ma takiego znaczenia, np. z punktu widzenia agrometeorologii, jak występowanie kilku takich wartości w ciągu tego samego dnia.

W celu znalezienia dni nie tylko z wysokimi wartościami gradientów, ale także z ich dużym zróżnicowaniem w ciągu dnia wykorzystano analizę skupień metodą k-średnich, której autorka użyła wcześniej do wyznaczenia typów struktury termicznej przygruntowej warstwy powietrza na Pogórzu Wielickim (Bokwa 2000). Dla standardowych pór roku, osobno dla każdej formy terenu, wydzielono po cztery lub pięć skupień, reprezentujących dzienne typy przebiegu gradientów, ułożone od najmniej (prawie izotermia w ciągu całego dnia) do najbardziej zróżnicowanego. W niniejszym opracowaniu zostaną przedstawione tylko te ostatnie, prezentujące dni, kiedy występowały duże wartości gradientów i duże ich zmiany z terminu pomiarowego na termin.

Tabela 2 przedstawia dzienne przebiegi gradientów temperatury, uzyskane przez obliczenie średnich wartości w terminach pomiarowych ze wszystkich dni składających się na skupienia zawierające najbardziej zróżnicowane przebiegi, w poszczególnych porach roku i formach terenu. Zarówno w dnie doliny, jak też na wierzchowinie najbardziej dynamiczny średni dzienny przebieg gradientów w zimie wyraźnie różni się od przebiegów w

pozostałych porach roku. W dnie doliny zimą większe wartości gradientów ($-0,8^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$) można się spodziewać dopiero w godzinach 18–20 UTC, a na wierzchowinie zimą największe gradienty nie przekraczają zazwyczaj $\pm 0,4^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$. W pozostałych porach roku w obu formach terenu do godziny 14 UTC gradienty ekstremalne przyjmują znak dodatni, następnie ujemny. Największe gradienty dodatnie obserwuje się od wiosny po jesień o godz. 8 UTC. Zasadniczą różnicą między obiema formami terenu jest to, że w dnie doliny dzienne przebiegi dla poszczególnych pór roku bardziej różnią się między sobą niż na wierzchowinie, gdzie tylko wspomniana już zima się odróżnia. W dnie doliny największe ekstremalne wartości gradientów występują latem, na wierzchowinie od wiosny do jesieni przebiegi dzienne są bardzo podobne (z wyjątkiem godz. 20 UTC, gdzie największe wartości występują latem). Również na uwagę zasługuje fakt, że w godz. 18–20 UTC w dnie doliny zimą występują największe gradienty ujemne, na wierzchowinie najmniejsze. W tych dwu terminach wartości ekstremalne gradientów mają w dnie doliny znacznie niższe wartości od wiosny do jesieni niż na wierzchowinie.

Przedstawione ekstremalne wartości gradientów nie mają bezpośredniego wpływu na funkcjonowanie roślin, które są do tego przystosowane (Chroboczek 1964; Skrabka 1992). Nie należy natomiast zaniedbywać roli, jaką pełnią one w wymianie energii i materii w przygruntowej warstwie powietrza i wierzchniej warstwie gleby.

TABELA 2. Średnie wartości gradientów temperatury w ich najbardziej dynamicznych dziennych przebiegach oraz częstość występowania (F) w porach roku, w Gaiku-Brzezowej, w latach 1976–1980 (dno doliny) i 1988–1997 (wierzchowina)

TABLE 2. Mean values of thermal gradients in their most dynamic diurnal courses and the frequency (F) in seasons, in Gaik-Brzezowa, in the years 1976–1980 (valley bottom) and 1988–1997 (flattened ridge top)

Pora roku Season	Godziny UTC/UTC hours						F (%)
	6	8	12	14	18	20	
1976–1980							
Zima – Winter	–0,3	0,0	0,2	–0,2	–0,8	–0,8	14
Wiosna – Spring	0,9	1,1	0,6	0,4	–0,3	–0,5	12
Lato – Summer	0,9	1,3	1,0	0,7	–0,1	–0,5	9
Jesień – Autumn	0,0	0,8	0,5	0,2	–0,4	–0,4	16
1988–1997							
Zima – Winter	–0,1	0,3	0,3	0,0	–0,4	–0,4	14
Wiosna – Spring	0,7	1,0	0,6	0,4	–0,8	–0,9	15
Lato – Summer	0,9	1,0	0,6	0,3	–0,5	–1,2	11
Jesień – Autumn	0,4	0,9	0,4	0,1	–0,6	–0,5	11

Literatura

- BOKWA A. 2000: Struktura termiczna przygruntowej warstwy powietrza na Pogórzu Wielickim (na przykładzie Gaika-Brzezowej). Maszynopis pracy doktorskiej, Biblioteka Jagiellońska, Kraków.
- CHROBOCZEK E. 1964: *Ogólna uprawa roślin warzywnych*. PWRiL, Warszawa.
- KOŁODZIEJ J., LINIEWICZ K., SAMBORSKI A., WESOŁOWSKA-JANCZAREK M. 1989: Thermal Characterization of Air Layer from 0 to 200 cm Above the Ground Surface in the Lublin Area (1961–1980). *Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln.*, z. 369, 73–82.
- LEWIŃSKA J., ŚNIADOWSKI A., KLARNER M. 1970: O stratyfikacji termicznej powietrza nad doliną górską. *Prace Państ. Inst. Hydrol. - Meteor.*, z. 100, 165–176.
- MOLGA M. 1952: Różnice najniższych dobowych temperatur powietrza na wysokości 2 m oraz 5 cm nad powierzchnią ziemi. *Przeg. Meteor. i Hydrol.*, z. 1–2, 92–107.
- MOLGA M. 1953: Analiza wartości najniższej dobowej temperatury powietrza mierzonej na wysokości 2 m oraz 5 cm od powierzchni gruntu. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteor.*, t. III, z. 3, 196–221.
- NIEDŹWIEDŹ T., OLECKI Z. 1970: Pionowe zróżnicowanie temperatury minimalnej w przygruntowej warstwie powietrza w dolinie Raby. *Folia Geogr., ser. Geographica-Physica*, vol. IV.
- SKRABKA H., 1992: *Roślina a środowisko. Wybrane działy z fizjologii roślin*. Skrypty AR we Wrocławiu, nr 374, Wrocław.
- TREPIŃSKAJ. 1991: Pionowe zróżnicowanie minimalnych temperatur powietrza w warunkach klimatu Krakowa. *Acta Univ. Wratisl.*, No 1213, *Prace Inst. Geograficznego*, ser. A, t. V, 251–255.

Summary

The paper presents extreme thermal gradients in the air layer 0.5–2 m above the ground (Stevenson's shelters), measured at the research station in Gaik-Brzezowa (Carpathian Foothills; $\varphi = 49^{\circ}52'N$, $\lambda = 20^{\circ}04'E$, $h = 302$ m a.s.l.), which is managed by the Jagiellonian University (Cracow, Poland). The measurements were taken six times per day (6, 8, 12, 14, 18, 20 UTC) in the periods 1976–1980 (river valley bottom) and 1988–1997 (flattened ridge top). Basic descriptive statistics were calculated for the gradients in every term, month and landform (Fig. 1, Tab.

1). In order to find the days with both extreme values of gradients and their diurnal differentiation, the k-means method of cluster analysis was used (Tab. 2). The main difference between the two landforms is that in the river valley the diurnal gradients courses differ much more from each other than at the flattened ridge top, where only the winter differs from the rest. At 18 and 20 UTC in winter in the river valley there are largest negative gradients from all seasons, while at the ridge top – the smallest. In those two terms the extreme gradients from spring to autumn have much smaller values in the river valley than at the

ridge top. The presented extreme gradients have no direct impact to the functioning of the plants, but they influence the energy and matter exchange in the air layer near the ground.

Author's address:

Anita Bokwa
Department of Climatology
Institute of Geography and Spatial Management
Jagiellonian University
ul. Grodzka 64
31-044 Kraków
Poland

Jerzy Leszek OLSZEWSKI, Grzegorz ŻARNOWIECKI

Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska w Kielcach
Institute of Geography, Świętokrzyska Academy, Kielce

Termiczne róże wiatrów na Świętym Krzyżu **Thermal wind roses at Holy Cross**

Wstęp

Zależność typu pogody od rodzaju mas powietrznych i charakteru cyrkulacji podyktowała szukanie zależności między kierunkami wiatru a innymi elementami meteorologicznymi. Jedną z form graficznego przedstawienia tych związków są termiczne róże wiatrów. Jako jeden z pierwszych w Polsce problem zależności temperatury powietrza od kierunku wiatru przedstawił Schmuck (1949) dla Wrocławia.

Niniejsza praca stanowi kontynuację badań nad klimatem Łysogór, najwyższego pasma Gór Świętokrzyskich. Warunkami termicznymi tego regionu zajmowali się m.in. Dunikowski (1985) Kłysik (1974) oraz Olszewski z zespołem (1992, 1994, 1996, 1998), natomiast ogólną charakterystykę stosunków anemometrycznych opracowali Olszewski, Żarnowiecki i Rzepka (1994).

Materiał i metoda

W pracy wykorzystano wyniki codziennych terminowych obserwacji kierunku i prędkości wiatru oraz temperatury

powietrza posterunku meteorologicznego Święty Krzyż ($\varphi = 50^{\circ}51'$, $\lambda = 21^{\circ}03'$, $H = 575$ m n.p.m.). Materiał został udostępniony przez Pracownię Naukowo-Badawczą Świętokrzyskiego Parku Narodowego, za co autorzy składają serdeczne podziękowania Dyrekcji Parku.

Z okresu 1955–1995 do analizy wybrano 6 lat charakterystycznych pod względem termicznym (1973 – rok przeciętny, 1989 – najcieplejszy, 1980 – najchłodniejszy) i pod względem prędkości wiatru (1967 – przeciętny, 1983 – najbardziej wietrzny, 1995 – najmniej wietrzny).

Dla tych lat obliczono charakterystyki niezbędne do wykreślenia 16. kierunkowych termicznych róż wiatru, to jest średnią roczną temperaturę powietrza oraz średnie i ekstremalne wartości temperatury powietrza przy danym kierunku wiatru, średnią prędkość wiatru przy danym kierunku, częstość wiatru z poszczególnych kierunków oraz częstość cisz. Wyniki zestawiono dla okresu całego roku, lata (VI–VIII) i zimy (XII–II). Jako wzorzec dla przedstawienia termicznych róż wiatru posłużyło opracowanie Kwieciń (1994) dla polskiej części wybrzeża bałtyckiego.

Wyniki

Średnio w roku wiatr wiał najczęściej z SW (12,2%) i NW (10,2%). Stosunkowo najrzadziej notowano wiatr z kierunku ESE (0,9%). Wyraźnie wyższą od innych prędkość miały wiatry z kierunku WNW (5,6 m/s).

W skali rocznej 11 kierunków wiatru wykazało charakter ocieplający, pozostałe 5 oziębiający. Przy średniej rocznej temperaturze powietrza 6,2°C najwyższą temperaturę 10,9°C uzyskano przy kierunku ESE, a najniższą 5,6°C reprezentował kierunek N. Kierunki oziębiające stanowiły zwarty sektor od WNW do NNE (tab. 1).

Paradoksalnie, ekstremalnie najwyższą temperaturę (28,7°C) zanotowano przy zazwyczaj oziębiającym kierunku NNW, a skrajnie minimalną (-19,4°C) podczas zazwyczaj ocieplającego wiatru z SE.

W okresie zimowym kierunkiem przeważającym był kierunek SW (17,5%), dla którego uzyskano najwyższą średnią temperaturę powietrza (-1,2°C). Wiatry o składowej E wiały najrzadziej i oddziaływały ochładzająco (przy ENE było -7,0°C). Największą prędkością w tej porze roku wyróżniały się wiatry z kierunków S (7,3 m/s) i WNW (7 m/s).

W sezonie letnim względnie niskie temperatury powietrza notowano przy wietrze W, który należał do pięciu kierunków oziębiających. Przy średniej dla tego sezonu temperaturze powietrza 15,4°C najbardziej oziębiająco wpływał wiatr z kierunku WNW (14,0°C), a najcieplejszym okazał się kierunek ESE (18,6°C, tab. 1).

W każdym z 6 wybranych lat charakter zawsze ocieplający miały kierunki ESE, SE, SSW, SW i WSW. W pięciu latach rolę ocieplającą odgrywały kierunki SSE, S i E. Nie było kierunków oziębiających w każdym z wybranych lat. Stosunkowo najczęściej charakter ochładzający dotyczył kierunku NW (5 lat) i NNE (4 lata). Kierunki W oraz NNW można uznać jako zmienne termicznie, gdyż wykazywały one tak samo często charakter ocieplający, jak i oziębiający.

Zimą wyraźnie oziębiającą rolę odgrywały kierunki NNE, ENE, SE, SSE, NW oraz NNW. Kierunki wiatrów w sektorze od S do W okazały się ocieplającymi. Najwyższe zimowe temperatury podczas każdego roku występowały przy kierunkach SW i WSW. Dla każdego roku skrajne minima temperatury powietrza notowano przy różnych kierunkach wiatru.

Latem w każdym z sześciu rozpatrywanych lat 5 kierunków pełniło rolę ocieplającą: SE, SSE, S, SSW, SW. Maksima termiczne występowały przy kierunkach SW i S. Najniższe temperatury powietrza z okresu lata występowały najczęściej przy kierunku N.

W celu wykazania zależności pomiędzy częstością poszczególnych kierunków wiatru w ciągu roku a rocznym przebiegiem temperatury powietrza poddano analizie 102 wykresy przebiegów tych zmiennych. Wyłoniono 9 charakterystycznych typów wzajemnego przebiegu funkcji frekwencji kierunku wiatru względem przebiegu temperatury powietrza: Typ A. Przebiegi odwrotne – wraz ze wzrostem temperatury powietrza w ciągu roku notuje się spadek frekwencji wiatru z danego kierunku. Kierunki wiatru tego

TABELA 1. Charakterystyki termicznych róż wiatru na stacji Święty Krzyż
TABLE 1. Characteristics of thermal wind roses at Holy Cross meteorological station

Kierunek Direction	Rok – Year			Zima – Winter			Lato – Summer		
	Temp. powie- trza Air temperat. [°C]	Prę- d- kość wiatru Wind velocity [m/s]	Częstość Freque- ncy [%]	Temp. powie- trza Air temperat. [°C]	Prę- d- kość wiatru Wind velocity [m/s]	Częstość Freque- ncy [%]	Temp. powie- trza Air temperat. [°C]	Prę- d- kość wiatru Wind velocity [m/s]	Częstość Freque- ncy [%]
N	5,6	4,9	7,6	-3,1	4,7	6,8	14,7	4,2	9,1
NNE	5,9	4,9	4,8	-6,2	6,0	2,3	15,2	4,7	6,8
NE	7,3	4,2	9,0	-4,9	4,2	4,9	16,0	4,2	13,3
ENE	8,3	3,7	3,8	-5,2	3,4	1,1	16,2	3,4	7,6
E	9,3	3,6	2,4	-6,0	2,8	2,7	17,0	2,6	4,2
ESE	10,9	3,4	1,0	-7,0	4,6	1,9	18,6	2,7	1,5
SE	8,1	3,4	3,7	-5,9	4,3	3,0	17,7	2,6	5,7
SSE	8,7	4,4	4,3	-4,9	5,3	3,4	18,2	3,4	3,0
S	8,0	4,5	8,9	-2,8	7,3	9,5	18,1	3,2	5,7
SSW	7,8	4,9	7,6	-1,5	5,7	7,6	17,5	3,6	5,3
SW	7,5	4,7	12,2	-1,2	5,9	17,5	16,5	3,8	8,7
WSW	6,7	4,7	7,3	-1,9	5,5	6,8	16,1	4,6	4,2
W	6,3	4,5	7,6	-2,1	4,8	9,1	14,7	3,6	5,3
WNW	5,9	5,6	4,1	-2,1	7,0	4,2	14,0	4,6	3,8
NW	5,9	4,7	10,2	-4,0	4,9	11,8	15,3	4,1	9,5
NNW	5,9	4,8	5,6	-2,7	4,7	7,2	15,5	4,2	6,1
Średnia Mean	6,2	4,4	×	-2,9	5,1	×	15,4	3,7	ö

typu występują najliczniej w chłodnym półroczu.

Typ B. Przebiegi równoległe – wraz ze wzrostem temperatury powietrza w ciągu roku notuje się również wzrost frekwencji wiatru o danym kierunku. Najliczniej w ciągu roku kierunki o tym typie odnotowuje się w miesiącach letnich.

Typ C. Wzajemny przebieg dwu funkcji jest równoległy zimą i odwrotny latem.

Frekwencja kierunków w tym typie w okresie zimy (np. liczna SW w 1983 r. lub skąpa N w 1995 r.) nawiązuje w swym przebiegu do zmian temperatury powietrza. Wraz ze spadkiem temperatury powietrza (początek zimy) zachodzi spadek częstości danego kierunku wiatru.

Wzrost temperatury na początku wiosny zbiega się ze wzrostem frekwencji określonego kierunku wiatru. Latem frekwencja wiatrów o kierunku w tym typie (najczęściej dość niska) nawiązuje do zmian temperatury powietrza w sposób odwrotny niż w okresie zimy.

Typ D. Przebieg równoległy latem i odwrotny zimą. Zależność w ciągu roku zmienia się odwrotnie niż w typie C.

Typ E. Przebieg odwrotny wiosną i jesienią. Zachodzi odwrotnie proporcjonalna zależność pomiędzy badanymi zmiennymi w okresie wiosny i jesieni. W pozostałej części roku brak związku.

Typ F. Przebieg równoległy wiosną i jesienią.

Typ G. Płaski przebieg funkcji. Kierunki wiatru należące do tego typu (np. ENE w 1967 r. i ESE w 1973 r.) odznaczają się względnie stałą i niską frekwencją w ciągu roku. Nie odgrywają przez to większej roli w kształtowaniu warunków termicznych w ciągu roku.

Typ H. Przebieg funkcji frekwencji nieregularny z małą zmiennością. Kierunki wiatru w tym typie charakteryzuje niska frekwencja w ciągu roku. Zmienność funkcji frekwencji nie ma odzwierciedlenia w zmianie temperatury powietrza.

Typ I. Przebieg funkcji frekwencji nieregularny z dużą zmiennością. Częstość kierunku wiatru w tym typie w każdym miesiącu roku bardzo się różni. Z powodu dość dużej rocznej frekwencji kierunki te pełnią dość ważną rolę w kształtowaniu rocznego przebiegu temperatury powietrza.

W rozpatrywanym sześcioleciu dominowały kierunki wiatrów charakterystyczne dla typu H oraz I (po 24%). Najmniej wystąpiło kierunków o typie A i B (tylko 2%) oraz E (3%). Nieco więcej, bo 7%, to kierunki z typu F. Pozostałe typy, tj. C, D, G, mają odpowiednio 15, 13 i 12% udziału w ogólnej liczbie analizowanych kierunków.

Literatura

- DUNIKOWSKI S. 1985: Stosunki termiczno-opadowe Łysogór Świętokrzyskiego Parku Narodowego. *Rocznik Świętokrzyski* 12.
- KLYSIK K. 1974: Warunki termiczne obszaru Gór Świętokrzyskich. *Zesz. Nauk. UŁ* 63.
- KWIECIEŃ K. 1994. Termiczne róże wiatrów. W: *Atlas Zasobów, Wąlorów i Zagrożeń Środowiska Geograficznego Polski*, tab. 88. IG PAN, Warszawa.

OLSZEWSKI J.L., ŻARNOWIECKI G., KRZAK P. 1992: Ostrość termiczna zim na Świętym Krzyżu. *Rocznik Świętokrzyski*, ser. B – *Nauki Przyr.* 19.

OLSZEWSKI J.L., PIELACIŃSKI J. 1994: Termiczne pory roku na Świętym Krzyżu. *Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu*. CCLVII.

OLSZEWSKI J.L., ŻARNOWIECKI G., RZEPIKA H. 1994: Prędkość i kierunek wiatru na Świętym Krzyżu. *Monitoring Środowiska Rejonu Świętokrzyskiego* nr 2.

OLSZEWSKI J.L., SZALAŁACH G., FIBAKIEWICZ G. 1996: Zmiany roczne temperatury minimalnej na Świętym Krzyżu. *Studia Kieleckie*, ser. *Geolog.-Geogr.* 1.

OLSZEWSKI J.L., SZALAŁACH G., FIREK Z. 1998: Temperatury odczuwalne w Łysogórach na podstawie danych ze Świętego Krzyża. *Kieleckie Studia Geograf.*, ser. *Geolog.-Geogr.* 6.

Summary

The aim of the study was to determine thermal character of winds at Holy Cross – the highest (575 m above sea level) meteorological station in Świętokrzyskie Mts. For the period 1955–1995 the frequency and mean velocity of each direction of wind was calculated (Tab. 1). An analysis for chosen 7 characteristic years has shown that for 11 directions of winds the air temperature was higher than mean annual (+6,2°C). The warmest directions by year are: ESE 10,9°C, E 9,3°C and SSE 8,7°C. In winter season these directions have cool character with the coldest ESE (–7,0°C). The warmest direction in winter is SW (–1,2°C) and in summer ESE (18,6°C).

Authors' address:

Jerzy Leszek Olszewski, Grzegorz Żarnowiecki
Świętokrzyska Academy
ul. Świętokrzyska 15
25–406 Kielce
Poland

Leszek KUCHAR

Katedra Matematyki AR we Wrocławiu
Department of Mathematics
Agricultural University of Wrocław

Ocena modeli matematycznych na podstawie testu typu Cross Validation Evaluation of Mathematical Models using Cross Validation Test

Wstęp

Istotą modelowania matematycznego zjawisk przyrodniczych jest ich opis za pomocą aparatu matematycznego. W całym procesie najistotniejszym elementem jest ocena modelu, która najczęściej sprowadza się do oceny predykcji zmiennych opisujących zjawisko lub równoważnego zagadnienia analizy błędów (Michaelson 1987, Rao 1987).

Chociaż analiza błędów, a zwłaszcza podanie ich rozkładów prawdopodobieństwa, wnosi pełną informację o efektywności modelu, większość autorów posługuje się typowymi miarami (wskaźnikami) oceniającymi metodę. W takim przypadku autorzy podają miary dopasowania, jak współczynniki korelacji, wariancję błędu, statystykę Malowsa i inne oraz wielkości związane z praktyką inżynierską – najczęściej średnie błędy bezwzględne predykcji (Michaelson 1987, Penning de Vries 1977, Walpole i Myers 1993).

Podstawową trudnością w modelowaniu jest oddanie charakteru zjawiska w przypadku małej liczby danych. Problem ten występuje coraz częściej w badaniach, gdyż koszt prowadzenia doświadczeń i pozyskiwania informacji w ostatnich latach radykalnie wzrasta. Tym samym wymagana jest tu szczególna umiejętność właściwej konstrukcji modelu (uniknięcie przeparametryzowania modelu) i technika jego weryfikacji (Rao 1987, Walpole i Myers 1993).

W ostatnich 20 latach pojawiło się wiele technik, które umożliwiają prawidłowe postępowanie dla oceny modelu. Jedną z takich metod jest test Cross Validation, którego zasada oraz przykład zastosowania zostały podane w niniejszej pracy.

Test Cross Validation

Postępowanie zgodnie z testem Cross Validation (CV) ma na celu uniknięcie niewłaściwego opisu zjawiska w sytuacji, gdy mała jest liczba danych empirycz-

nych w stosunku do liczby estymowanych parametrów (Rao 1987). Ponieważ w praktyce nigdy nie wiadomo, czy liczba obserwacji jest wystarczająca, procedura typu CV powinna stanowić regułę przy ocenie modelu. Istotą testu jest wielokrotny podział danych oryginalnych na dwa podzbiory, z których jeden służy do estymacji parametrów modelu, a drugi do jego weryfikacji. W szczególności podział ten może być tak dokonany, że podzbiór służący do estymacji składa się z każdym razem z $n - 1$ elementów, a do weryfikacji wykorzystany zostaje pozostały element. Zgodnie z tą zasadą, do weryfikacji służyć będzie po kolei każda obserwacja. Powyższy wariant Cross Validation nosi w literaturze określenie Leave-One-Out (LOO), (Michaelson 1987, Rao 1987, Walpole i Myers 1993). Sposób postępowania w teście Cross Validation w najpowszechniejszej wersji LOO zamieszczono na schemacie 1.

Przy tak proponowanym postępowaniu weryfikacja metody jest niezależna

od estymacji w modelu, gdyż w zbiorze obserwacji zastosowanych do estymacji nie ma obserwacji użytych do weryfikacji (Penning de Vries 1977). Predykcja na podstawie niezależnych danych może być rozmaicie oceniana. Najczęściej jest to wykonane za pomocą miar dopasowania modelu, na przykład współczynnika korelacji wielokrotnej RR (Walpole i Myers 1993):

$$RR = 1 - \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{y}_i)^2}{(y_i - \bar{y})^2} \tag{1}$$

a przy uwzględnieniu faktu eliminowania i-tej obserwacji przy estymacji i wykorzystania jej do weryfikacji modelu, w postaci (Walpole i Myers 1993):

$$RR_{pred} = 1 - \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \hat{y}_{i,-i})^2}{(y_i - \bar{y})^2} \tag{2}$$

gdzie w obu wzorach przyjęto następujące oznaczenia: y_i – obserwacje empiryczne; $\hat{y}_i$ – wielkości oszacowane za pomocą

Numer obserwacji		
Observation number	Zbiór do estymacji modelu w i-tym kroku Data used for model estimation – step No. i	Obserwacja do weryfikacji modelu Data used for model verification
1		
2		
...		
i-1		
i		
i+1		
...		
n		

SCHEMAT 1. Podział zbioru danych do estymacji i weryfikacji modelu w i-tym kroku
SCHEME 1. Division of data set for estimation and verification of model; Step No i

modelu; $\hat{y}_{i-1}$ – wielkości oszacowane za pomocą modelu na podstawie techniki Cross Validation i wariant LOO (bez i-tej obserwacji), $\bar{y}$ – wartość średnia z próby; n – liczba obserwacji.

Przykład zastosowania testu Cross Validation

Dla zilustrowania techniki Cross Validation posłużono się danymi z doświadczeń wazonowych określających przyrost masy roślin (y) w początkowym okresie wegetacji oraz wielkości parowania w trzech okresach dwutygodniowych poprzedzających pomiar masy (x_1 , x_2 , x_3) i łącznego nawodnienia (6 tygodni) w tym okresie (x_4). Dane użyte do obliczeń zamieszczono w tabeli 1.

Związek pomiędzy przedstawionymi zmiennymi można opisać za pomocą modelu regresji wielokrotnej (Hollinger i Kuchar 1995):

$$y = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_4x_4 + \varepsilon \quad (3)$$

gdzie:

y – przyrost masy roślin;

x_1 , x_2 , x_3 – wielkości parowania w trzech dwutygodniowych okresach poprzedzających pomiar masy roślin;

x_4 – łączna dawka nawodnienia w sześciotygodniowym okresie poprzedzającym pomiar masy;

a_0 , a_1 , a_2 , a_3 , a_4 – współczynniki modelu;

ε – błąd losowy.

Dopasowanie modelu oceniono za pomocą kwadratu współczynnika korelacji wielokrotnej RR (1) oraz jego skorygowanej postaci RR_{adj} uwzględniającej liczbę obserwacji (n) i estymowanych parametrów (p) (SAS Institute 1988):

$$RR_{adj} = 1 - (n - 1) \cdot (1 - RR) / (n - p) \quad (4)$$

Dla wyznaczonego równania regresji ($a_0 = 62,3$, $a_1 = -15,3$, $a_2 = 2,1$, $a_3 = 3,8$, $a_4 = 28,3$) uzyskano miary dopasowania $RR = .91$ oraz $RR_{adj} = .89$ istotne na

TABELA 1. Obserwacje przyrostu masy roślin w gramach – y dla wartości parowania [mm] w trzech okresach dwutygodniowych – x_1 , x_2 , x_3 oraz nawodnień [mm] w łącznym okresie – x_4 , użytych do konstrukcji modelu regresji wielokrotnej

TABLE 1. Data of plant biomass growth in grams – y , evaporation [mm] in tree bi-weekly periods – x_1 , x_2 , x_3 and irrigation [mm] across six week period – x_4 , used for estimation of multiple regression model

Obserwacja Observation	y [g]	x_1 [mm]	x_2 [mm]	x_3 [mm]	x_4 [mm]
1	101	14,0	15,0	12,0	5,0
2	390	19,0	29,0	26,0	15,0
3	709	55,0	58,0	24,0	47,0
4	1291	29,0	43,0	26,0	49,0
5	232	16,0	16,0	32,0	8,0
6	110	10,0	56,0	23,0	7,0
7	555	29,0	95,0	13,0	20,0
8	341	14,0	61,0	8,0	11,0
9	121	11,0	35,0	40,0	0,0
10	342	26,0	52,0	41,0	12,0

poziomie $\alpha = 0,003$ [$\Pr(F > F\alpha) = \alpha$]. Na podstawie otrzymanych wyników, a także oszacowania masy za pomocą modelu (tab. 2) należałoby zatem sądzić, że model został dobrany właściwie (Rao 1987). Jednakże w powyższym postępowaniu tych samych obserwacji użyto jednocześnie do estymacji, jak również do weryfikacji modelu, czyli do oszacowań (predykcji) wartości zmiennej zależnej – przyrostu masy roślin. Tym samym miały one istotny wpływ na wartości estymowanych parametrów, jak również (jednocześnie) na współczynniki korelacji RR , RR_{adj} . Wpływ ten jest tym większy, im mniej jest danych użytych do konstrukcji modelu oraz tym większy, im większa liczba parametrów modelu ((Walpole i Myers 1993). W przykładzie liczba obserwacji wynosi 10, natomiast estymowanych parametrów jest aż 5 (a_0 do a_4).

Właściwie dobrany model odtwarza wiernie wartości obserwowane, a jego parametry w jak najmniejszym stopniu „czułe są na próbę losową”. Innymi słowy, bez względu na wielkość i wartości

obserwacji z próby, przybliżane wartości zmiennych modelowanych powinny być jak najbliższe rzeczywistości dla całego spektrum pomiarów. Również nowo pozyskane obserwacje powinny być dobrze opisywane przez model. Zastosowanie testu CV i obliczenie wielkości (statystyki) RR_{pred} ($RR_{pred} = 0,24$, $\alpha = 0,80$) wskazuje jednak na zły dobór modelu i jego małą zdolność predykcyjną.

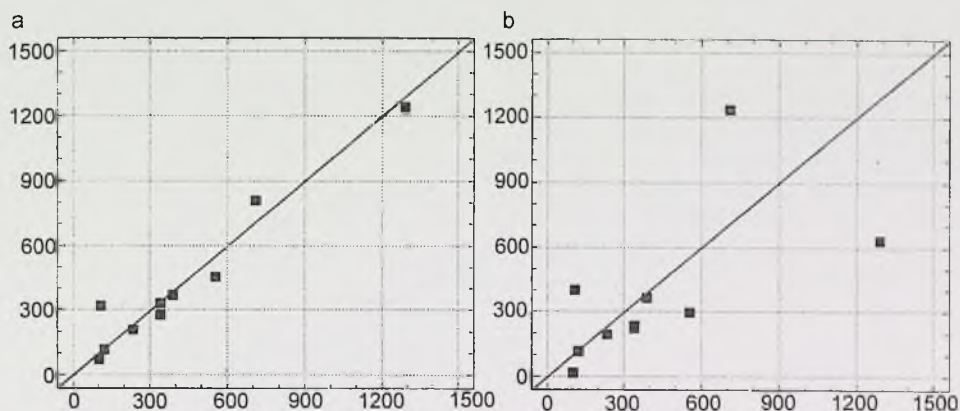
Oszacowanie przyrostów masy przy użyciu testu CV (wariant LOO) zamieszczono w tabeli 2. Największe błędy oszacowania masy uzyskano dla obserwacji 3, 4, 6 oraz 7. Predykcja ta decyduje o niskim współczynniku korelacji RR_{pred} i przesądza o małej wartości modelu. Wysokie wartości RR , RR_{adj} należy tłumaczyć jako efekt przeparametryzowania modelu.

Na rysunku 1 przedstawiono oszacowania przyrostu masy dla modelu regresyjnego przed zastosowaniem, i po zastosowaniu testu Cross Validation w wersji Leave-One-Out.

TABELA 2. Oszacowanie przyrostu masy roślin (y) za pomocą modelu podstawowego ($\hat{y}_i$) oraz modelu z wykorzystaniem testu Cross Validation ($\hat{y}_{i-i}$)

TABLE 2. Estimation of biomass growth (y_i) by basic model ($\hat{y}_i$) and model with Cross Validation ($\hat{y}_{i-i}$)

Obserwacja Observation	y_i	$\hat{y}_i$	$\hat{y}_{i-i}$	$y_i - \hat{y}_i$	$y_i - \hat{y}_{i-i}$
1	101	71	16	30	85
2	390	369	365	21	25
3	709	807	1237	-98	-528
4	1291	1240	632	51	659
5	232	205	194	27	38
6	110	319	402	-209	-292
7	555	453	296	102	259
8	341	329	223	12	118
9	121	118	116	3	5
10	342	279	226	63	116



RYSUNEK 1. Wartości przyrostu masy przybliżone za pomocą modelu regresyjnego – bez użycia testu Cross Validation (1a) oraz z użyciem testu Cross Validation (1b)

FIGURE 1. Values of plant biomass growth estimated by regression model without Cross Validation (1a), and with Cross Validation test (1b)

Wnioski

Konstrukcja modelu matematycznego powinna zawierać wszechstronną procedurę weryfikacyjną – zwłaszcza wtedy, gdy istnieje niebezpieczeństwo przeparametryzowania modelu, podyktowane małą liczbą obserwacji w stosunku do liczby parametrów modelu. Test Cross Validation umożliwia lepszą ocenę modelu (test niezależny) przy użyciu wybranych miar jej dopasowania dzięki wydzieleniu podzbiorów do estymacji i weryfikacji metody. Przyjmując współczynnik korelacji wielokrotnej jako miarę dopasowania modelu, należy stosować jego zmodyfikowaną formę RR_{pred} zamiast tradycyjnego współczynnika RR lub skorygowanego RR_{adj} . Zastosowanie techniki Cross Validation związane jest ze znacznie większą liczbą obliczeń.

Literatura

- HOLLINGER S.E., KUCHAR L. 1995: Agricultural Climatology; **W:** *Illinois Agronomy Handbook*. Ed. Univ. Illinois Urbana-Champaign, Urbana-Champaign, IL.
- MICHAELSON J. 1987: Cross-Validation in Statistical Climate Forecast Models, *J. of Climate and Appl. Meteorol.*, 26: 1589–1600.
- PENNING DE VRIES F.W.T. 1977: Evaluation of simulation models in agriculture and biology: conclusions of workshop, *Agricultural Systems*, 2: 99–107.
- RAO C.R., 1987: Prediction of Future Observation in Growth Curve Models, *Statistical Science*, 2: 434–471.
- SAS INSTITUTE INC. 1988: *SAS/STAT User's Guide*. Release 6.03 Edition, Cary, NC.
- WALPOLE R.E., MYERS R.H. 1993: *Probability and Statistics for Engineers and Scientists*. MacMillan Publ. Comp., New York, NY.

Summary

Evaluation of Mathematical Models using Cross Validation Test. In the paper the test of Cross Validation is presented and used for mathematical model evaluation. In presented example, the data of biomass growth, evaporation and irrigation obtained from experimental pots, were fitted by multiple regression.

Using Cross Validation technique poor prediction by model was shown, although RR and adjusted RR were high and significant.

Author's address:

Leszek Kuchar
Agricultural University Wrocław
ul. Grunwaldzka 53
50-357 Wrocław
Poland

Elżbieta MUSIAŁ

Katedra Matematyki, AR we Wrocławiu

Department of Mathematics, Wrocław Agricultural University

Marian ROJEK

Katedra Agro- i Hydrometeorologii, AR we Wrocławiu

Department of Agro-and Hydrometeorology, Wrocław Agricultural University

Prognozowanie temperatury powietrza dla stacji Swojec na podstawie pomiarów w okresie 1964–2000

Forecasting of temperature for the experimental station Swojec on the ground of measurements in years 1964–2000

Wstęp

Problem globalnego ocieplenia na kuli ziemskiej był tematem wielu publikacji. Publikowane prace opierały się na wynikach wieloletnich pomiarów meteorologicznych prowadzonych na całej kuli ziemskiej na prawie 2000 stacji meteorologicznych. Przeprowadzona analiza statystyczna wyników pomiarów temperatury globalnej od 1860 roku wykazuje tendencję zwyżkową (Hansen i Lebedev 1988, Bloomfield 1992, Olejnik 1996). W prezentowanej pracy autorzy próbują odpowiedzieć na dwa pytania: jaka będzie prognoza na następne lata zrobiona na podstawie 37 lat poprzedzających oraz czy temperatura dotycząca całego ciepłego półrocza (IV–IX), a więc okresu wegetacyjnego roślin uprawnych, w ciągu 37 lat utrzyma się na obecnym poziomie czy też będzie miała tendencję zwyżkową?

Metodyka badań

Dekadowe wartości temperatury w okresie od kwietnia do września włącznie (IV–IX) w 37-letnim okresie pomiarowym (1964–2000) tworzą szereg czasowy. Szereg czasowy można identyfikować z danymi otrzymywanymi w wyniku pomiarów obserwacji pewnego zjawiska w jednakowo odległych od siebie momentach czasu. Przeprowadzenie analizy tak otrzymanych wartości tworzących szereg czasowy polega na opisie prawidłowości zmian obserwowanego zjawiska. Jeżeli przeprowadzona analiza pozwoli zbudować formalny model opisujący rozwój zjawiska w czasie, to możliwa jest także prognoza opisanego procesu.

Strukturę szeregu czasowego, który tworzą dekadowe wartości temperatury w ciepłym półroczu, tzn. od kwietnia do końca września, w 37-letnim okresie po-

miarowym można opisać za pomocą następujących składników:

1) trendu, który reprezentuje ogólny kierunek rozwoju zjawiska i nie powtarza się w odcinku czasu, z którego pochodzą dane,

2) wahań sezonowych, które są regularnie powtarzającymi się wahaniami zjawiska w określonym czasie (1964–2000) nie przekraczającym jednego roku (ciepłe półroczce),

3) wahań przypadkowych traktowanych jako czynnik losowy.

Każda z wymienionych składowych szeregu czasowego wywiera specyficzny wpływ na kształtowanie się opisywanego zjawiska. Identyfikacja poszczególnych składowych szeregu czasowego jest dekompozycją szeregu na efekt trendu, efekt sezonowy i pozostałą zmienność.

Szczegółowa zależność funkcyjna pomiędzy składnikami (1–3) może przybierać różne formy. Dwie najprostsze możliwości polegają na tym, że łączą się one addytywnie lub multiplikatywnie.

Wprowadzając następujące oznaczenia:

X_t – zaobserwowana wartość szeregu czasowego w momencie t , $t = 1, \dots, n$

$T(t)$ – funkcja czasu charakteryzująca trend,

$W(t)$ – funkcja czasu charakteryzująca wahania sezonowe,

ζ_t – składnik losowy,

addytywna postać modelu jest następująca:

$$X_t = T(t) + W(t) + \zeta_t$$

W modelu addytywnym zakłada się, że pomierzone wartości pewnego zjawiska są sumą (wszystkich lub niektórych)

wymienionych składowych (1–3) szeregu czasowego.

W modelu addytywnym zakłada się, że pomiędzy poszczególnymi składowymi modelu nie występują interakcje, składowe są niezależne. W modelu multiplikatywnym zakłada się, że pomierzone wartości pewnego zjawiska są iloczynem (wszystkich lub niektórych) wymienionych składowych (1–3) szeregu czasowego, a postać tego modelu jest następująca:

$$X_t = T(t)W(t)\zeta_t$$

Proces prognozowania na podstawie szeregu czasowego polega na przetworzeniu informacji o przebiegu badanego zjawiska poprzez budowę formalnego modelu. Zbudowany model zachowuje istotne cechy zjawiska, tzn. trend, wahania sezonowe oraz wahania przypadkowe. Przejście od informacji zawartej w modelu do prognozy odbywa się przez dobór odpowiednich reguł prognozowania. Jedną z metod prognozowania jest prosty model wyrównywania wykładniczego (Brown 1959, Gardner 1985).

Istota wygładzania wykładniczego polega na tym, że szereg czasowy zmiennej prognozowanej wygładza się za pomocą średniej ruchomej ważonej, przy czym wagi są określane według prawa wykładniczego. Wygładzanie wykładnicze może być oparte na różnych modelach zależnych od składowych szeregu czasowego (1–3). Prosty model wygładzania wykładniczego może być stosowany do prognozy zjawiska wtedy, gdy w szeregu czasowym występuje prawie stały poziom zmiennej prognozowanej oraz wahań przypadkowych.

Prognozę wyznacza się w następujący sposób:

$$X^*_t = \alpha X_{t-1} + (1-\alpha)X^*_{t-1}, \alpha \in [0,1]$$

Jeżeli założymy, że:

$$e = X_{t-1} - X^*_{t-1}$$

jest błędem *ex post* prognozy wyznaczonej w momencie $t-1$, a

X^*_t, X^*_{t-1} są prognozami wyznaczonymi w momencie $t, t-1$

X_{t-1} jest wartością szeregu czasowego w momencie $t-1$,

to prognozę wyznaczoną w momencie t można zapisać jako:

$$X^*_t = X^*_{t-1} + \alpha e$$

Gdy parametr α zwany parametrem wygładzania przyjmuje wartość równą jeden, to budowana prognoza będzie uwzględniała w wysokim stopniu błędy *ex post* prognoz poprzednich, tzn. poprzednie obserwacje są całkowicie ignorowane. Jeżeli parametr α będzie przyjmował wartości bliskie 0, prognoza będzie w bardzo małym stopniu uwzględniała błędy poprzednich prognoz, a przy $\alpha = 0$ bieżąca obserwacja zostaje całkowicie zignorowana.

Teoretyczne i empiryczne argumenty wyboru parametru α są omówione w pracy Gardniera (1985). W praktyce parametr wygładzania jest często wybierany przez poszukiwanie sieciowe przestrzeni parametrów, tzn. wypróbowuje się różne rozwiązania zaczynając od wartości $\alpha = 0,1$ do 0,9 przy przyroście 0,1. To α , które daje najmniejszy średni kwadrat różnicy pomiędzy wartościami empirycznymi a wartościami prognozowanymi jest najlepsze.

O wiele efektywniejszym sposobem dobierania parametru α jest dobór automatyczny. Najlepszym parametrem α jest ten, który minimalizuje jeden z następujących błędów:

Średni błąd absolutny będący średnią bezwzględną wartości błędów prognozy:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_t |X_t - X^*_t|$$

Średni błąd absolutny opiera się na rzeczywistej wartości błędu, natomiast średni błąd procentowy wyraża brak dopasowania w kategoriach względnego odchylenia prognoz na jeden krok naprzód od wartości obserwowanych, tzn. w stosunku do wartości obserwowanych.

$$MPE = \frac{100}{n} \sum_t \frac{(X_t - X^*_t)}{X_t}$$

Ponieważ średni błąd procentowy może być wynikiem wzajemnego znoszenia się dodatnich i ujemnych błędów procentowych, zatem najlepszą miarą jest procentowy średni błąd absolutny:

$$MAPE = \frac{100}{n} \sum_t \left| \frac{X_t - X^*_t}{X_t} \right|$$

Wszystkie wymienione wyżej błędy są jednocześnie oceną trafności prognoz uzyskanych dla konkretnej wartości α , czyli inaczej mówiąc są oceną dobroci dopasowania modelu.

To, co zostało do tej pory opisane, dotyczy prostego wyrównywania wykładniczego wraz z podstawową procedurą identyfikacji parametru wygładzania i oceny dobroci dopasowania modelu.

Oprócz prostego wyrównywania wykładniczego można rozważać modele bardziej złożone, opisujące szeregi czasowe ze składnikami sezonowymi, cyklicznymi i trendami, a także ich kombinacje. Ogólna idea polega na tym, że prognozy obliczane są nie tylko tak, jak w prostym wyrównywaniu wykładniczym, ale można także dodać niezależny trend bądź też niezależny składnik sezonowy lub cykliczny.

Ponieważ dekadowe wartości temperatury w okresie IV–IX w rozpatrywanym wieloletnim ciągu 1964–1999 tworzą szereg czasowy z trendem, wahaniami sezonowymi i wahaniami przypadkowymi, do prognozowania można wykorzystać istniejący model wygładzania wykładniczego Wintersa (Brown 1959). W tym modelu prognozy prostego wyrównywania wykładniczego są wzmocnione zarówno przez składnik trendu liniowego niezależnie wyrównywany za pomocą parametru γ , jak i składnik sezonowy wyrównywany za pomocą parametru δ . Równania addytywnej wersji modelu są następujące:

$$F_{t-1} = \alpha(X_{t-1} - W_{t-1-p}) + (1 - \alpha)(F_{t-2} + T_{t-2}),$$

$$T_{t-1} = \gamma(F_{t-1} - F_{t-2}) + (1 - \gamma)T_{t-2},$$

$$W_{t-1} = \delta(X_{t-1} - F_{t-1}) + (1 - \delta)W_{t-1-p},$$

gdzie: F_{t-1} jest oceną wartości średniej w okresie $t-1$,

T_{t-1} jest oceną przyrostu trendu w okresie $t-1$,

W_{t-1} jest oceną wskaźnika sezonowości dla okresu $t-1$,

p – długość cyklu sezonowego,

α , γ , δ są to parametry modelu przyjmujące wartości z przedziału $[0,1]$,

n jest liczbą wyrazów szeregu czasowego.

Równanie prognozy dla wersji addytywnej modelu w okresie $t > n$ jest następujące:

$$X^*_t = F_n + T_n(t - n) + W_{t-p}$$

Równania prognozy dla multiplikatywnej wersji modelu są następujące:

$$F_{t-1} = \alpha \frac{X_{t-1}}{W_{t-1-p}} + (1 - \alpha)(F_{t-2} + T_{t-2})$$

$$T_{t-1} = \gamma(F_{t-1} - F_{t-2}) + (1 - \gamma)T_{t-2}$$

$$W_{t-1} = \delta \frac{X_{t-1}}{F_{t-1}} + (1 - \delta)W_{t-1-p}$$

Prognoza dla wersji multiplikatywnej modelu w okresie $t > n$ jest następująca:

$$X^*_t = (F_n + T_n(t - n))W_{t-p}$$

Aby otrzymać najbardziej trafne prognozy (Gardner 1985), należy na podstawie danych wyznaczyć najlepsze parametry wygładzania. Najlepszymi parametrami są te, które minimalizują średni błąd absolutny, średni błąd procentowy lub średni bezwzględny błąd procentowy.

Wyniki

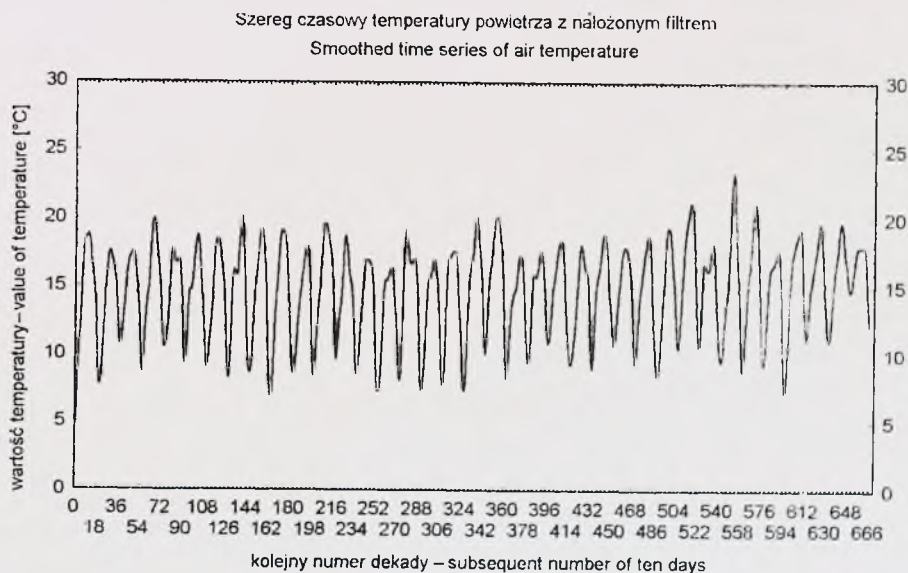
Materiał badawczy stanowiły wyniki pomiarów dekadowych prowadzonych na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologii AR Wrocław-Swojec w latach 1964–2000. Dane pomiarowe obejmowały pomiary temperatury. Dla każdego roku dane dotyczą 18 kolejnych dekad, rozpoczynając od 1 dekady kwietnia a kończąc na 3 dekadzie września. Wartości temperatury w ciągu 37-letnim tworzą szereg czasowy z trendem liniowym i wahaniami sezonowymi.

Pierwszy etap badań to odfiltrowanie szumu i przekształcenie danego szeregu czasowego w gładką krzywą, która jest krzywą nieobciążoną odstającymi obserwacjami. Nałożenie filtru na dany szereg czasowy to kilkakrotne wygładzanie za pomocą średniej ruchomej i mediany (Box, Jenkins 1976). Ta metoda filtrowania tworzy szereg wygładzony z jednoczesnym zachowaniem charakterystycznych własności szeregu pierwotnego. Jak wygląda szereg przefiltrowany, który tworzą dekadowe wartości temperatury w okresie IV–IX w 37-letnim okresie pomiarowym (1964–2000), można zobaczyć na rysunku 1. Na osi poziomej oznaczono kolejne dekady okresu badań. Dekada nr 1 to pierwsza dekada kwietnia 1964 roku, natomiast 18 dekada to trzecia dekada września tego samego roku. Nu-

merem 666 oznaczono trzecią dekadę września 2000 roku.

Drugi etap badań to dobór odpowiedniej metody prognozowania dla istniejącego szeregu. Przedstawienie szeregu czasowego w układzie współrzędnych ułatwia sformułowanie hipotezy dotyczącej postaci analitycznej funkcji trendu, pozwala stwierdzić istnienie wahań sezonowych, a tym samym ułatwia dobór odpowiedniej metody modelowania istniejącego szeregu. Z rysunku 1 można wywnioskować, że istniejący szereg czasowy, który tworzą dekadowe wartości temperatury w miesiącach IV–IX w 37-letnim okresie badawczym, można opisać za pomocą następujących składników:

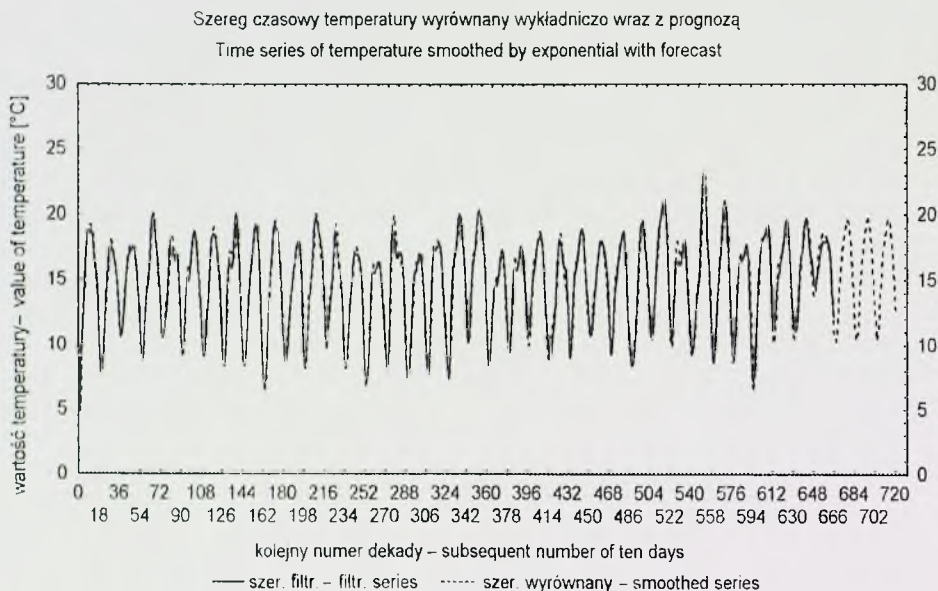
- 1) trendu liniowego,
- 2) wahań sezonowych jednostajnych (sezon IV–IX),
- 3) wahań losowych.



RYSUNEK 1. Szereg czasowy temperatury powietrza z nałożonym filtrem okresie 1964–2000
FIGURE 1. Smoothed time series of air temperature in period 1964–2000

Istniejące składowe pozwalają zastosować do prognozowania model Wintersa. Wyrównany wykładniczo metodą Wintersa szereg czasowy wraz z prognozą przedstawiono na rysunku 2.

kad oraz dla tych samych dekad wartości modelowe. Prezentowana poniżej tabela zawiera wartości błędów MAE, MPE, MAPE.



RYSUNEK 2. Szereg czasowy temperatury wyrównany wykładniczo metodą Wintersa wraz z prognozą na lata 2001–2003

FIGURE 2. Time series of temperature smoothed by exponential Winters method with forecast for years 2001–2003

Prognozowany jest przebieg średniej dekadowej temperatury powietrza w ciepłym półroczu w latach 2001–2003 (są to dekady o numerach od 667 do 720).

W celu dokonania oceny trafności uzyskanych prognoz, lub inaczej oceny dobroci dopasowania modelu do istniejących danych empirycznych wyznaczono zdefiniowane wcześniej błędy tzn.: MAE; MPE; MAPE. Przy wyznaczaniu tych błędów wzięto pod uwagę dekadowe średnie wartości temperatury dla 666 de-

Wnioski

1. Zmiany dekadowych wartości temperatury powietrza w miesiącach IV–IX w 37-letnim okresie badań podlegają pewnym prawidłowościom, których analiza doprowadziła do wyboru modelu opisującego rozwój tego procesu w czasie. Najlepszym modelem okazał się model wygładzania wykładniczego Wintersa. O słuszności doboru metody modelowania i prognozowania świadczą

TABELA 1. Ocena dopasowania modelu do wartości empirycznych

TABLE 1. Valuation of model fitting to empirical data

błąd error	wartość błędu value of error
średni błąd bezwzględny – MAE	0,49
średni błąd procentowy–MPE	–0,15%
średni bezwzględny błąd procentowy – MAPE	3,62%

niskie wartości błędów prognozy (tab. 1).

2. Zbudowany formalnie model Wintersa umożliwia prognozę zmian temperatury powietrza na lata następne po okresie pomiarowym.
3. Zbudowana prognoza dla średnich dekadowych przebiegów temperatury powietrza w latach 2001–2003 wskazuje, że należy oczekiwać w tym okresie minimalnych przyrostów temperatury. Weryfikacja prognozy na rok 2001 będzie mogła być przeprowadzona jesienią 2001 roku.

Literatura

BLOOMFIELD P. 1992: Trends in global temperature. *Clim. Change* 5: 3 – 16.

BOX G., JENKINS G. 1983: *Analiza szeregów czasowych*. Warszawa, PWN.

BROWN R.G. 1959: *Statistical forecasting for inventory control*. New York McGraw-Hill.

GARDNER E.S. 1985: Exponential smoothing: The state of the art. *Jour. of Forec.*, 4, 1–28.

HANSEN J., LEBEDEV S. 1988: Global surface air temperature: update through 1987. *Geophys. Res. Lett.* 15: 323–326.

OLEJNIK J. 1996: Modelowe badania struktury bilansu cieplnego i wodnego zlewni w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych. *Rocz. Nauk. AR w Poznaniu. Rozp. Nauk.*, 268.

Summary

Ten days values of temperature measured in the semi-annual period (April–September) during 37 years (1964–2001) form a time series. Analysis of the time series made it possible to construct a model of the variation of temperature of the air. The model has been then applied to forecasting the temperature for the years 2001–2003.

Author's address:

Elżbieta Musiał
Wrocław Agricultural University
Department of Mathematics
ul. Grunwaldzka 53
50-357 Wrocław
Poland

Wielomianowy model przebiegu parowania na podstawie ewaporometru Wilda w rejonie Ursynowa Polynomial model of evaporation course of Wild evaporometer in Ursynów

Wprowadzenie

Jednym z głównych elementów obiegu wody i energii w przyrodzie jest parowanie. Ocena ilościowa i jakościowa tego zjawiska jest przedmiotem zainteresowania wielu dziedzin nauki. Parowanie wchodzi bowiem w skład równań dwóch podstawowych bilansów: wodnego (1) i cieplnego (2), stanowiąc jednocześnie ich wspólny element.

$$P = E + H + \Delta R \quad (1)$$

gdzie:

P – wielkość opadu atmosferycznego,

E – wielkość parowania,

H – wielkość odpływu,

ΔR – zmiana retencji.

$$Q + G + A + L \cdot E = 0 \quad (2)$$

gdzie:

Q – wymiana ciepła przez promieniowanie, czyli bilans promieniowania,

G – wymiana ciepła między powierzchnią czynną a głębszymi warstwami gleby, czyli ciepło zużyte na ogrzanie gleby,

A – wymiana ciepła (odczuwalnego) między powierzchnią czynną a atmosferą, czyli ciepło zużyte na ogrzanie powietrza,

$L \cdot E$ – wymiana ciepła w wyniku przemian fazowych wody, czyli ciepło zużyte na parowanie (gdzie: $L = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ – utajone ciepło parowania i E – wielkość parowania).

Do tej pory w literaturze spotyka się duże rozbieżności w definiowaniu parowania i ewapotranspiracji. Spowodowane to jest przede wszystkim brakiem standardu pomiarowego. Uzyskiwane wyniki pomiarów ewaporometrycznych, a także wyniki obliczeń parowania i ewapotranspiracji potencjalnej za pomocą wzorów empirycznych traktuje się często nie jako wartości rzeczywiste (odzwierciedlające w sposób ścisły ilość wyparowanej wody), ale jako wartości wskaźnikowe parowania, które umożliwiają jednak analizę zmienności i cykliczności zjawiska. Jednym z takich wskaźników

są wyniki pomiarów prowadzonych za pomocą ewaporometru Wilda.

Ewaporometr ten mierzy parowanie z wolnej powierzchni wody. Umieszczony jest na wysokości 50 cm nad powierzchnią gruntu, pod daszkiem żaluzjowym (według Schmucka). Woda paruje z płytkiego, blaszanego zbiornika o powierzchni 250 cm^2 , umieszczonego na wadze, której wskazówka pozwala na odczytanie zmian ciężaru odpowiadającego wyparowaniu 0,1 mm warstwy wody. Ewaporometr Wilda zainstalowany jest w okresie półroczu ciepłego (IV–IX), żaluzjowy daszek chroni przed opadami oraz bezpośrednim promieniowaniem słonecznym i tylko w nieznacznym stopniu ogranicza przewiew. Ze względu na prostą i niezawodną konstrukcję oraz sposób użytkowania zapewnia uzyskiwanie znacznie dokładniejszych wyników niż inne ewaporometry.

Wcześniejsze opracowania z tego zakresu dotyczyły m.in. porównania wskazań ewaporometrów Piche'a i Wilda z ewaporometrem wzorcowym pan klasy A, związku między parowaniem z ewaporometru Piche'a a warunkami meteorologicznymi (Łykowski i in. 1994) oraz wyznaczenia wielomianu sezonowego przebiegu parowania z ewaporometru Piche'a (Rozbicki, Rozbicka 2000).

Celem niniejszego opracowania jest znalezienie funkcji opisującej przebieg wielkości parowania z ewaporometru Wilda w półroczu ciepłym (od kwietnia do września). Model taki może znaleźć zastosowanie w określaniu wartości parowania dla różnych potrzeb bilansu wodnego, a także do innych celów, m.in. do opracowań klimatologicznych, uzupełniania luk w danych pomiarowych itp.

Material i metoda

Materiał obliczeniowy pochodzi z codziennych pomiarów parowania z ewaporometru Wilda wykonywanych w stacji meteorologicznej Zakładu Meteorologii i Klimatologii w Ursynowie (południowe peryferia Warszawy) z okresu od początku kwietnia do końca września z lat 1980–1999 z wyjątkiem lat 1983–1985 i 1996 roku. Na podstawie dobowych sum parowania zostały obliczone wartości średnie w pięciodniowych przedziałach czasowych (średnie pentadowe), a na ich podstawie średnie pentadowe wartości parowania z wielolecia 1980–1999. Zróżnicowany z roku na rok przebieg pogody (w tym przebieg elementów wpływających na parowanie) charakterystyczny dla klimatu Polski powoduje, że wartości średnie obliczone na podstawie sum dobowych parowania obarczone są dużą zmiennością. Utrudnia to selekcję materiału badawczego i odrzucenie danych ekstremalnych, które nie spełniają kryterium jednorodności. Z drugiej strony wydłużenie okresu sumowania, np. do 10 dni (dekad), i analiza średnich wieloletnich sum parowania dekadowego radykalnie zmniejsza liczebność próby, zmniejsza liczbę stopni swobody i w efekcie znacznie obniża statystyczną istotność uzyskanego modelu.

W rozpatrywanym wieloleciu 1980–1999 pełnym okresem pomiarowym, obejmującym całe półrocze ciepłe od 1 kwietnia do 30 września (dającym 36 wartości pentadowych) dysponowano jedynie w jedenastu latach (1987–1995, 1998–1999). Poza tym w 1980 roku wyniki pomiarów obejmują okres od 11

kwietnia do 30 września (dając 34 wartości pentadowe), w latach 1981–1982 i 1997 roku wyniki pomiarów obejmują okres od 1 maja do 30 września (dając 30 wartości pentadowych), a w 1986 roku pomiary są od 1 czerwca do 31 sierpnia (dając 18 wartości pentadowych). W celu dokładniejszego określenia przebiegu parowania w dwóch ekstremalnych typach pogody materiał obliczeniowy podzielono na trzy grupy: dni słoneczne (średnie dobowe zachmurzenie poniżej 2), dni pochmurne (średnie dobowe zachmurzenie powyżej 8) i wszystkie dni. Dla nich obliczono średnie pentadowe wartości parowania z całego rozpatrywanego wielolecia 1980–1999 od 1 kwietnia do 30 września (36 wartości pentadowych). Wielomiany opisujące sezonowy przebieg parowania dla różnych typów dni zostały obliczone dla całego okresu od 1 IV do 30 IX. Założono, że funkcja opisująca sezonowy przebieg parowania będzie miała postać wielomianu n -tego stopnia:

$$y = a_0 + a_1 \cdot x + a_2 \cdot x^2 + \dots + a_n \cdot x^n \quad (3)$$

gdzie:

y – wielkość parowania w pentadzie o numerze x ,

a_0 – wyraz wolny wielomianu,

$a_1, a_2, \dots, a_n$ – współczynniki wielomianu,

x – kolejny numer pentady.

Wielomian – jego stopień, wyraz wolny oraz współczynniki zostały wyznaczone metodą analizy regresji wielokrotnej krokowej. Metoda ta umożliwia przebadanie wielu postaci wielomianu i wybór takiego modelu, który najlepiej opisuje przebieg badanego zjawiska. Jako zmienną zależną przyjęto pentadowe

wartości parowania z ewaporometru Wilda, a jako zmienną niezależną kolejny numer pentady liczony od dnia 1 kwietnia.

Wyniki

Wyznaczono trzy modele opisujące przebieg parowania z ewaporometru Wilda w półroczu ciepłym. Na podstawie danych z okresu od 1 kwietnia do 30 września dla trzech typów dni uzyskano następujące wielomiany: dla dni słonecznych wielomian 4 stopnia (nr 3) z niezerowymi współczynnikami przy zmiennej x w potęgach: 1 (dodatni) i 4 (ujemny). Aby jak najlepiej opisać przebieg parowania określoną funkcją, dla dni pochmurnych i dla wszystkich dni znaleziono po dwa wielomiany. W przypadku dni pochmurnych pierwszy wielomian (nr 4) stosuje się od 1 do 21 pentady, a drugi (nr 5) od 22 do 36 pentady. Natomiast dla wszystkich dni pierwszy wielomian (nr 1) stosuje się od 1 do 17 pentady, a drugi (nr 2) od 18 do 36 pentady. Są to wielomiany 6 stopnia. Dla dni pochmurnych w wielomianie nr 4 niezerowe współczynniki przy zmiennej x występują w potęgach: 1 (dodatni), 2 (ujemny), 3 (dodatni), 4 (ujemny) i 6 (dodatni). W wielomianie nr 5 dla tych samych dni niezerowe współczynniki przy zmiennej x występują w potęgach: 2 (dodatni), 3 (ujemny), 4 (dodatni) i 6 (ujemny). Dla wszystkich dni wielomian nr 1 ma niezerowe współczynniki przy zmiennej x w potęgach: 2 (dodatni), 3 (ujemny), 4 (dodatni), 5 (ujemny) i 6 (dodatni), a wielomian nr 2 ma niezerowe współczynniki przy zmiennej x w potęgach: 1 (ujemny), 2 (dodatni),

TABELA 1. Równania wielomianowe przebiegu parowania dla trzech różnych typów dni. Ursynów SGGW, 1980–1999
 TABLE 1. Polynomial equations course of evaporation for three different types days. Ursynów SGGW, 1980–1999

Numer równania Number of equation	Typy dni Types of days	Numer pentady Number of the five daily period	Równania wielomianowe Polynomial equations	R_{ad}	$R_{ad}^2 \cdot 100$ %	F	SE
1	Wszystkie dni All days	1–17	$y = 1,78 + 0,065 \cdot x^2 - 0,0097 \cdot x^3 + 0,000588 \cdot x^4 - 0,000016 \cdot x^5 + 0,000000155 \cdot x^6$	0,94	87,6	50,4	0,20
2	Wszystkie dni All days	18–36	$y = 2,26 - 0,632 \cdot (37 - x) + 0,206 \cdot (37 - x)^2 - 0,0212 \cdot (37 - x)^3 + 0,000995 \cdot (37 - x)^4 - 0,000022 \cdot (37 - x)^5 + 0,000000184 \cdot (37 - x)^6$	0,91	83,0	29,5	0,24
3	Dni słoneczne Sunny days	1–36	$y = 3,59 + 0,075 \cdot x - 0,00000254 \cdot x^4$	0,76	57,5	24,7	0,56
4	Dni pochmurne Cloudy Days	1–21	$y = 1,36 + 0,232 \cdot x - 0,0389 \cdot x^2 + 0,00264 \cdot x^3 - 0,000063 \cdot x^4 + 0,0000000112 \cdot x^6$	0,70	49,1	7,76	0,28
5	Dni pochmurne Cloudy days	22–36	$y = 1,11 + 0,028 \cdot (37 - x)^2 - 0,00231 \cdot (37 - x)^3 + 0,000056 \cdot (37 - x)^4 - 0,0000000103 \cdot (37 - x)^6$	0,71	50,6	9,98	0,28

gdzie:

where:

y – parowanie, evaporation,

x – kolejny numer okresu pięciodniowego liczony od daty 1 IV, number of the five daily period counted from 1 IV,

R_{ad} – współczynnik korelacji regresji wielokrotnej adjustowany ze względu na liczbę stopni swobody, multiple regression correlation coefficient adjusted for degrees of freedom,

F – empiryczna wartość testu istotności F Fishera-Snedecora, empirical value of F Fisher-Snedecore test,

SE – błąd standardowy, standard error.

3 (ujemny), 4 (dodatni), 5 (ujemny) i 6 (dodatni). Równania oraz ich podstawowe charakterystyki statystyczne przedstawione są w tabeli 1. Wszystkie uzyskane równania są istotne na poziomie $\alpha = 0,1\%$. Na rysunku 1 przedstawiono przebieg parowania dla trzech rozpatrywanych typów dni.

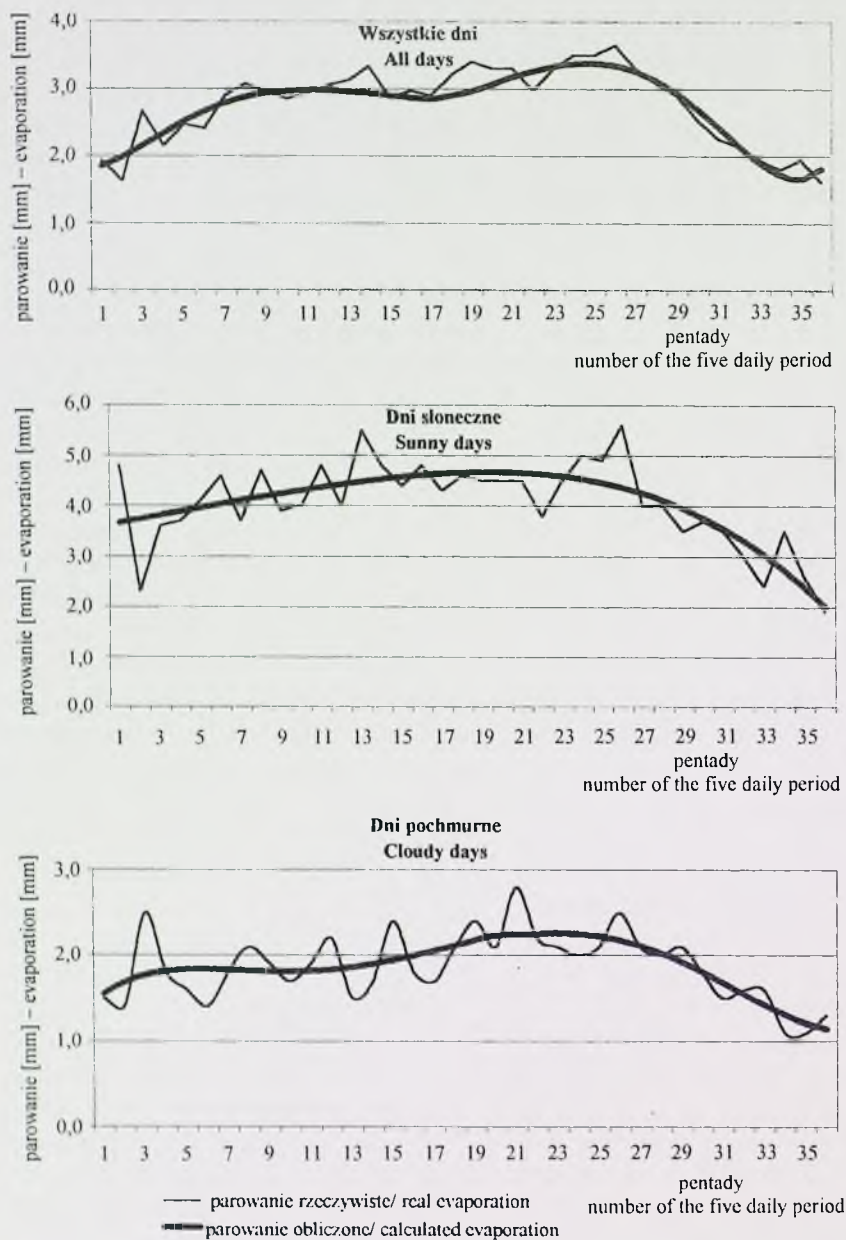
Charakterystyki statystyczne pokazują, że modelami najlepiej opisującymi przebieg parowania z ewaporometru Wilda są równania (nr 1 i 2) obliczone dla wszystkich dni: współczynnik korelacji R_{ad} wynosi ponad 0,9 a współczynnik determinacji R_{ad}^2 ponad 80%. Najniższy współczynnik korelacji $R_{ad} = 0,70$ uzyskano dla wielomianu wyznaczonego dla dni pochmurnych. Można wytłumaczyć to tym, że proces parowania podczas tych dni jest zakłócony, np. możliwością wystąpienia opadów atmosferycznych, wysoką wilgotnością powietrza. Sezonowy przebieg parowania wyznaczony na podstawie wielomianu przedstawia rysunek 2. Krzywa przebiegu parowania dla dni słonecznych jest regularna, bez punktów przegięcia. Najwyższe wartości parowania występują w tych dniach na przełomie czerwca i lipca (15–20 pentada). Natomiast różnica między wskazaniem wartości parowania dla dni pochmurnych i dla wszystkich dni jest nieznaczna na początku (1–3 pentada) i na końcu okresu (33–36 pentada). Można także zauważyć w tych dwóch typach dni okresowe zmniejszenie się parowania. Dla wszystkich dni występuje między 11–16 pentadą (koniec maja i początek czerwca), dla dni pochmurnych między 8–11 pentadą (maj). Spowodowane jest to prawdopodobnie tzw. osobliwościami rocznego

przebiegu temperatury powietrza w Polsce, których występowanie z roku na rok jest zmienne. W końcu kwietnia lub w połowie maja występuje u nas często napływ arktycznych mas powietrza wywołujące silne ochłodzenie zw. „zimnymi ogrodnikami”. Ochłodzenie to może również wystąpić w czerwcu. Natomiast jesienią, w końcu września (35–36 pentada) obserwuje się zahamowanie spadku temperatury powietrza wskutek napływu powietrza zwrotnikowego. To ocieplenie charakterystyczne dla dni pogodnych „polskiej jesieni” nazwano „babim latem” (Radomski 1987).

Praca ta jest kontynuacją rozpoczętego wyznaczania modeli parowania dla różnych przyrządów. We wcześniejszej pracy (Rozbicki, Rozbicka 2000) został wyznaczony wielomian dla ewaporometru Piche’a z okresu 1985–1995 dla wszystkich dni. Porównując uzyskane równania wielomianowe dla obu przyrządów można stwierdzić, że parametry statystyczne są zbliżone, a przebieg parowania podobny (kształt krzywej przebiegu taki sam).

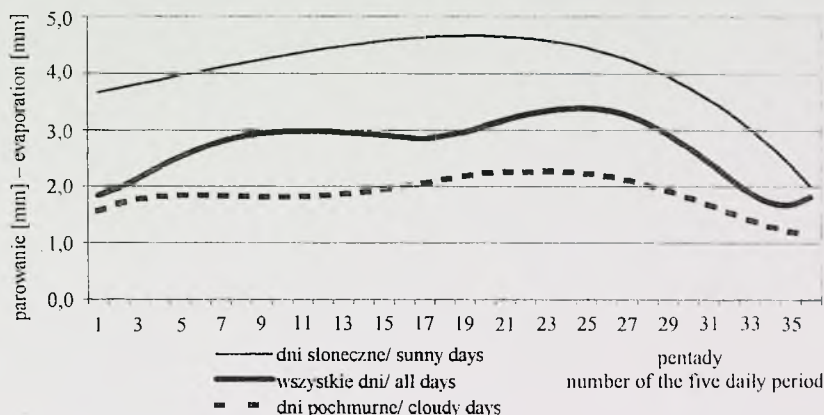
Podsumowanie

1. Wysokie wartości współczynników korelacji wielokrotnej i innych parametrów statystycznych wielomianów wskazują na celowość stosowania ich w określaniu dobowych wartości parowania w danej pentadzie.
2. Podział na ekstremalne typy dni: słoneczne i pochmurne, pozwala na określenie parowania w danym dniu uwzględniającego nie tylko numer



RYСУNEK 1. Przebieg parowania dla trzech różnych typów dni w okresie I IV–30 IX Ursynów SGGW, 1980–1999

FIGURE 1. Course of evaporation for three different types of days in period I IV–30 IX Ursynów SGGW, 1980–1999



RYSUNEK 2. Sezonowy przebieg parowania wyznaczony na podstawie wielomianu 1 IV–30IX. Ursynów SGGW, 1980–1999

FIGURE 2. Seasonal course of evaporation calculated on the base of polynomial 1 IV–30 IX. Ursynów SGGW, 1980–1999

pentady, ale także warunki pogodowe, tj. zachmurzenie, czynniki solarne. Uzyskane za pomocą wybranego wielomianu wielkości parowania są bardziej zbliżone do rzeczywistego parowania.

3. Podobne modele dobrze opisujące sezonowy przebieg parowania można wyznaczyć dla innych ewaporometrów, np. dla ewaporometru wzorcowego pan klasy A.
4. W wyniku rozbudowy uczelni na terenie Ursynowa, a zwłaszcza wokół stacji meteorologicznej, zostaną zmienione lokalne warunki klimatyczne (w tym także parowanie). Wyznaczając w przyszłości na podstawie danych z okresu rozbudowy nowy wielomian przebiegu parowania można będzie określić wpływ tych zmian na ten element klimatu.

Literatura

- ŁYKOWSKI B., ROZBICKI T. 1994: Porównanie parowania z ewaporometrów Piche'a i Wilda z ewaporometrem wzorcowym pan A. *Przeg. Nauk. Wyzd. MiłŚ*, z 5. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- ŁYKOWSKI B., ROZBICKI T. 1994: Związek między wskazaniem ewaporometru Piche'a a warunkami meteorologicznymi. *Przeg. Nauk. Wyzd. MiłŚ*, z 6. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- ROZBICKI T., ROZBICKA K. 2000: Wielomianowy model zdolności ewaporacyjnej powietrza w Warszawie-Ursynowie. *Przeg. Nauk. Wyzd. MiłŚ*, z 19. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- RADOMSKI C. 1987: *Agrometeorologia*, PWN, Warszawa.

Summary

Polynomial model of evaporation course of Wild evaporimeter in Ursynów. Function describing seasonal course of evaporation assumes the polynomial form. Step-

wise variable selection of multiple regression analysis (used in this work) makes possible investigation many of polynomial shapes and selection the best of them. All data of evaporation were divided into three different types of days: sunny days, cloudy days and all days. Polynomial calculated for all days accomplish the best statistical characteristics. Polynomial for cloudy days has little worse characteristics probably because evaporation is more difficult during these days (appearance of precipitation and high values of air humidity). Table 1 shows polynomial equations

course of evaporation for three types of days. Figure 1 and 2 shows course of real evaporation and seasonal polynomial equations course of evaporation.

Author's address:

Katarzyna Rozbicka
Warsaw Agricultural University
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Małgorzata KLENIEWSKA

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Wyniki badań zależności stężenia dwutlenku siarki od kierunku i prędkości wiatru w Warszawie-Ursynowie

Results of the research on relationship between sulphur dioxide concentration and wind direction and velocity in Warsaw-Ursynów

Wstęp

Kierunek i prędkość wiatru to charakterystyki opisujące ruch mas powietrza, który jest jednym z czynników decydujących o stanie zanieczyszczenia powietrza nad danym obszarem. Od kierunku i prędkości wiatru zależy szybkość oraz zasięg przenoszenia substancji zanieczyszczających powietrze, a także ich stężenie w powietrzu atmosferycznym. Stężenie zanieczyszczeń nad danym obszarem jest w przybliżeniu odwrotnie proporcjonalne do prędkości wiatru, natomiast ilość zanieczyszczeń przenoszona z określonego kierunku jest proporcjonalna do częstości występowania wiatru o tym kierunku (Siuta i Rejman-Czajkowska (red.) 1980).

Znajomość związku stężenia zanieczyszczeń z prędkością i kierunkiem wiatru jest niezbędna przy określaniu rodzaju przeważającej emisji (lokalna lub napływowa) oraz dla celów prognozowania

stężeń substancji zanieczyszczających powietrze atmosferyczne. W warunkach stacji Ursynów-SGGW (peryferie dużego miasta) znajomość powyższych zagadnień ma istotne znaczenie przy określaniu wpływu centralnej części miasta na stan zanieczyszczenia powietrza w rejonie Ursynowa i dalszych terenów podmiejskich.

W niniejszej pracy przedstawiono wyniki badań nad wpływem kierunku i prędkości wiatru na wartości stężeń dwutlenku siarki w rejonie Ursynowa.

Material i metoda

W badaniach wykorzystano wartości średnie 10-minutowe kierunku i prędkości wiatru na wysokości 22 m n.p.g. oraz stężenia dwutlenku siarki na wysokości 11 m n.p.g. z 4 terminów pomiarowych (1^{00} , 7^{00} , 13^{00} , 19^{00} CSE) za okres od I X 1997 r. do 31 III 2000 r. Na podstawie

powyższych danych obliczono średnie wartości stężeń SO_2 dla 8-kierunkowej róży wiatrów oraz okresów występowania cisz atmosferycznych w wybranych terminach pomiarowych, czyli sporządzono tzw. zanieczyszczeniowe róże wiatrów (rys. 1–8, tab. 3). W obliczeniach uwzględniono sezonowość stężeń dwutlenku siarki i przyjęto za półrocze zimowe okres X – III (sezon grzewczy), a za półrocze letnie okres od IV do IX.

W pracy obliczono również (na podstawie wartości średnich dobowych) wartości średnie miesięczne, półroczne i roczne stężenia dwutlenku siarki oraz średnie stężenia SO_2 dla 4 przedziałów prędkości wiatru: $0,1\text{--}2,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; $2,1\text{--}5,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; $5,1\text{--}7,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; $7,1\text{--}10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Wyniki badań

Ogólną charakterystykę zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki w Warszawie-Ursynowie przedstawiono w tabeli 1. Zaznacza się tu wyraźna sezonowość zanieczyszczenia powietrza dwutlenkiem siarki – średnie stężenie SO_2 w półroczu letnim stanowi ok. 60% średniego stężenia SO_2 dla półrocza zimowego w badanym okresie. Średnie roczne stężenie dwutlenku siarki w 1998 roku wyniosło $2,2 \text{ ppb}^*$, czyli ok. $6,3 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, co stanowi prawie 50% wartości średniego stężenia dwutlenku siarki dla Warszawy (Raport WIOŚ 1999) i 16% wartości dopuszczalnej. W 1999 r. średnie roczne stężenie dwutlenku siarki wyniosło $3,2$

ppb, czyli ok. $9,1 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, co stanowi prawie 94% wartości średniego stężenia dwutlenku siarki dla Warszawy (Raport WIOŚ 2000) i około 23% wartości dopuszczalnej.

W tabeli 2 przedstawiono średnie wartości stężenia dwutlenku siarki w zależności od prędkości wiatru. Maksymalne stężenie SO_2 w półroczu zimowym obserwowane jest przy prędkości wiatru do $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. W półroczu zimowym 1998–1999 oraz 1999–2000 wysokie wartości stężenia dwutlenku siarki zanotowano przy prędkości wiatru w przedziale $7,1\text{--}10,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dotyczy to jednak pojedynczych przypadków w rozpatrywanym okresie. Podobna sytuacja występuje w półroczu letnim 1999–2000 – maksimum stężenia dwutlenku siarki występuje przy prędkości wiatru w przedziale $0,1\text{--}2,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz $5,1\text{--}7,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Dwa maksima stężenia dwutlenku siarki (przy ciszy i słabych wiatrach oraz przy prędkości wiatru $4\text{--}6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) w rejonach miejsko-przemysłowych zanotowali Sonkin i Czalikov (1968, za: Kasina 1981). W badaniach dla Krakowa (Kasinem 1981), w rejonach o przeważającej emisji lokalnej dwutlenku siarki stwierdzono występowanie największych stężeń SO_2 przy ciszy, natomiast na terenach o przewadze emisji napływowej wyższe stężenia dwutlenku siarki notowano przy prędkości wiatru powyżej $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Rysunek 1 przedstawia zanieczyszczeniową różę wiatrów dla półrocza zimowego o godz. 1⁰⁰. Rozkład stężenia dwutlenku siarki na poszczególnych

* 1 ppm w temperaturze 0°C , przy ciśnieniu 760 mm Hg odpowiada $2,85 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Werteresiewicz 1978), czyli $1 \text{ ppb} = 2,85 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$.

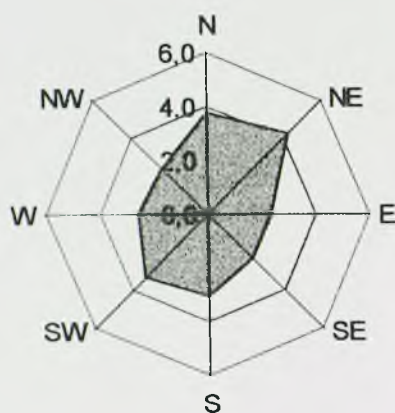
TABELA 1. Wartości średnie stężenia SO₂ (ppb) od X 1997 r. do III 2000 r. Ursynów-SGGW
 TABLE 1. Mean values of sulphur dioxide concentration (ppb) since October 1997 to March 2000. Ursynów-SGGW

Rok Year	Miesiąc Month	Średnia miesięczna Monthly mean	Średnie stężenie SO ₂ / Mean of sulphur dioxide concentration				Średnia roczna Annual mean				
			Półrocze zimowe winter half- -year period	Półrocza zimowe 97/98,98/ 99,99/00 Winter half- -year periods	Półrocze letnie summer half-year period	Półrocza letnie 98 i 99 summer half-year periods					
1997	X	3,4	3,3	3,4		2,0					
	XI	3,5									
	XII	3,7									
1998	I	3,8							2,2		
	II	2,5									
	III	2,7									
	IV	1,5									
	V	•	1,4								
	VI	•									
	VII	1,1									
	VIII	1,3									
	IX	1,6	3,3								
	X	1,7									
	XI	2,1									
	XII	3,2									
1999	I	3,0				3,2					
	II	5,2									
	III	4,8									
	IV	3,0									
	V	2,3	2,6								
	VI	2,1									
	VII	3,1									
	VIII	2,7									
	IX	2,4	3,7								
	X	1,9									
	XI	3,5									
	XII	4,4									
2000	I	5,4									
	II	3,7									
	III	3,5									

TABELA 2. Wartości średnie stężenia SO_2 (ppb) w zależności od prędkości wiatru ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) od X 1997 r. do III 2000 r. Ursynów-SGGW

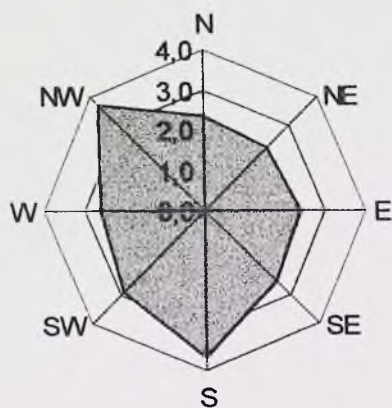
TABLE 2. Mean values of sulphur dioxide concentration (ppb) response to wind velocity ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) since October 1997 to March 2000. Ursynów-SGGW

Średnie stężenie SO_2 Mean of sulphur dioxide		Przedziały prędkości wiatru ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) Periods of wind velocity			
		0,1–2,0	2,1–5,0	5,1–7,0	7,1–10,0
Półrocza zimowe	X.97–III.98	3,8	3,6	2,4	1,4
Winter half-year periods	X.98–III.99	3,9	3,4	2,5	3,7
	X.99–III.00	5,1	3,6	2,8	3,9
	Średnia/Mean	4,3	3,5	2,6	3,0
Półrocza letnie	IV–IX.98	1,9	1,2	2,3	–
Summer half-year periods	IV–IX.99	2,9	2,2	1,3	–
	Średnia/Mean	2,4	1,7	1,8	–



RYSUNEK 1. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza zimowego (X–III) o godz. 1⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 1. Wind rose of air pollution (ppb). Winter half-year period, 1 a.m. Ursynów-SGGW

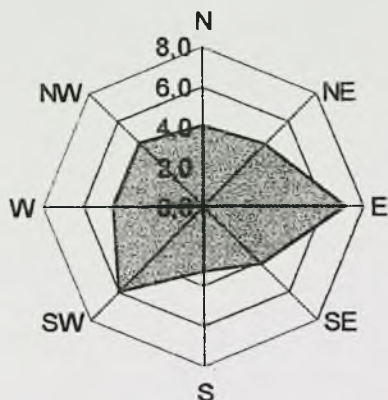


RYSUNEK 2. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza zimowego (X–III) o godz. 7⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 2. Wind rose of air pollution (ppb). Winter half-year period, 7 a.m. Ursynów-SGGW

kierunkach jest równomierny z wyjątkiem kierunku N i NE, co może świadczyć o napływie zanieczyszczeń z nad obszaru miasta oraz blisko zlokalizowanej EC Siekierki. O godz. 7⁰⁰ (rys. 2) zaznacza się już spadek stężenia dwutlenku siarki na tych kierunkach oraz znaczny wzrost (w stosunku do godz. 1⁰⁰) stężenia SO_2 na kierunku NW. O godz. 13⁰⁰ (rys.

3) zanotowano wzrost stężenia dwutlenku siarki z wyjątkiem kierunku S. Wzrost ten wynika z przebiegu dobowego stężenia dwutlenku siarki w okresie zimowym, gdzie maksimum przypada na godziny południowe; warto jednak zwrócić uwagę, że największy wzrost stężenia SO_2 zanotowano przy napływie mas powietrza z kierunku E (3-krotny) oraz z kie-



RYSUNEK 3. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza zimowego (X-III) o godz. 13⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 3. Windrose of air pollution (ppb). Winter half-year period, 1 p.m. Ursynów-SGGW



RYSUNEK 4. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza zimowego (X-III) o godz. 19⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 4. Wind rose of air pollution (ppb). Winter half-year period, 7 p.m. Ursynów-SGGW

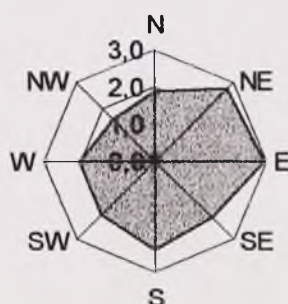
runku NE i SW (2-krotny wzrost). O godz. 19⁰⁰ (rys. 4) obserwowany jest spadek stężenia dwutlenku siarki (poza kierunkiem S), ale rozkład stężeń jest analogiczny do rozkładu o godz. 13⁰⁰, z najwyższymi wartościami przy napływie mas powietrza z kierunku E i SW.

Najwyższa wartość stężenia dwutlenku siarki z kierunku SW obserwowana jest również w półroczu letnim o godz. 1⁰⁰ (rys. 5). O godz. 7⁰⁰ (rys. 6) w półro-



RYSUNEK 5. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza letniego (IV-IX) o godz. 1⁰⁰. Ursynów-SGGW

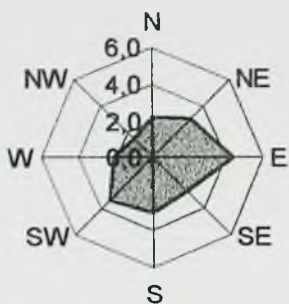
FIGURE 5. Wind rose of air pollution (ppb). Summer half-year period, 1 a.m. Ursynów-SGGW



RYSUNEK 6. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza letniego (IV-IX) o godz. 7⁰⁰. Ursynów-SGGW

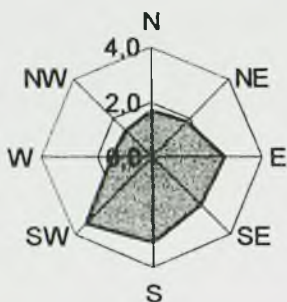
FIGURE 6. Wind rose of air pollution (ppb). Summer half-year period, 7 a.m. Ursynów-SGGW

czu letnim zanotowano znaczny wzrost stężenia SO₂ (w przeciwieństwie do półrocza zimowego, gdzie sytuacja była zróżnicowana). Tylko przy napływie mas powietrza z kierunku SW zanotowano niewielki spadek stężenia dwutlenku siarki. O godz. 13⁰⁰ w półroczu letnim (rys. 7) obserwowane są (podobnie jak w półroczu zimowym o godz. 13⁰⁰) najwyższe wartości stężenia dwutlenku siarki na kierunku E i SW; na tych też kierunkach nastąpił wzrost stężenia w stosunku do godz. 7⁰⁰. W półroczu letnim o godz.



RYSUNEK 7. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza letniego (IV–IX) o godz. 13⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 7. Wind rose of air pollution (ppb). Summer half-year period, 1 p.m. Ursynów-SGGW



RYSUNEK 8. Zanieczyszczeniowa róża wiatrów (ppb) dla półrocza letniego (IV–IX) o godz. 19⁰⁰. Ursynów-SGGW

FIGURE 8. Wind rose of air pollution (ppb). Summer half-year period, 7 p.m. Ursynów-SGGW

19⁰⁰ (rys. 8) obserwowany jest spadek stężenia SO₂ w stosunku do godz. 13⁰⁰; zaznacza się również wyraźne maksimum stężenia dwutlenku siarki przy napływie mas powietrza z kierunku SW.

W okresach bezwietrznych notowano wysokie wartości stężeń dwutlenku siarki (tab. 3), przede wszystkim o godz. 1⁰⁰

i 7⁰⁰, jednak częstość występowania ciszy w badanym okresie jest niewielka.

Wnioski

1. Rejon stacji Ursynów-SGGW charakteryzuje się niskimi wartościami stężenia dwutlenku siarki – średnie roczne stężenie stanowi 23% wartości dopuszczalnej.
2. Najwyższe stężenia SO₂ przy ciszy atmosferycznej i małych prędkościach wiatru (do 2 m · s⁻¹) świadczyć mogą o przewadze emisji lokalnej w rejonie stacji, nie zaobserwowano jednak równomiernego rozkładu stężenia dwutlenku siarki na poszczególnych kierunkach, co mogłoby potwierdzić przewagę emisji lokalnej nad napływową. Kwestia ta wymaga dalszych badań dla dłuższego okresu pomiarowego.
3. Najwyższe wartości stężeń dwutlenku siarki najczęściej obserwowano przy napływie mas powietrza z kierunku E i SW, wysokie wartości stężeń SO₂ notowano również na kierunku NE i S. Jeżeli w rejonie stacji przeważa emisja napływowa, to stężenia te są wynikiem napływu zanieczyszczeń z obszaru śródmieścia Warszawy. W przypadku przewagi emisji lokalnej wysokie stężenia dwutlenku siarki są wynikiem emisji z ciągów komunikacyjnych i usytuowanych w pobliżu palenisk indywidualnych.

TABELA 3. Wartości średnie stężenia SO₂ (ppb) w zależności od kierunku wiatru od X 1997 r. do III 2000 r. Ursynów-SGGW

TABLE 3. Mean values of sulphur dioxide concentration (ppb) response to wind direction since October 1997 to March 2000. Ursynów-SGGW

Okresy Periods		Godz. Hour	Średnie stężenie SO ₂ / Mean of SO ₂ concentration								Cisza No wind
			N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	
Półrocz zimowe/ Winter half-year periods	X.97–III.98	1	3,3	3,3	2,1	3,1	4,3	4,0	3,1	2,2	5,8
		7	1,7	2,8	2,4	2,6	3,8	3,5	2,8	4,1	6,1
		13	3,1	3,7	1,9	3,3	2,9	4,9	3,8	3,5	–
		19	3,6	2,7	3,0	3,0	4,2	5,1	2,6	2,5	5,0
	X.98–III.99	1	–	3,1	2,7	2,0	2,5	2,7	2,3	2,7	3,3
		7	1,5	2,5	2,8	2,0	2,6	2,3	2,5	2,8	5,1
		13	3,2	4,6	8,0	3,5	2,4	5,0	5,0	4,2	–
		19	3,7	3,2	4,8	3,2	1,7	3,8	2,7	4,1	4,5
	X.99– –III.2000	1	4,1	6,3	2,2	2,0	2,3	3,3	2,3	2,3	4,4
		7	3,9	1,3	2,0	2,8	4,7	2,9	2,4	4,3	3,7
		13	5,9	4,8	11,7	5,5	4,4	8,1	4,8	5,7	6,3
		19	1,8	2,4	2,4	2,3	3,6	4,0	1,4	1,4	2,4
	Średnia Mean	1	3,7	4,2	2,3	2,3	3,0	3,3	2,6	2,4	4,5
		7	2,4	2,2	2,4	2,5	3,7	2,9	2,6	3,7	5,0
		13	4,0	4,3	7,2	4,1	3,2	6,0	4,5	4,5	2,1
		19	3,0	2,8	3,4	2,8	3,2	4,3	2,2	2,6	4,0
Półrocz letnie/Summer half-year periods	IV–IX.98	1	0,8	0,7	0,7	1,1	1,2	2,0	0,9	0,6	2,0
		7	1,1	1,2	0,8	1,4	2,1	1,5	2,1	1,1	2,0
		13	1,5	1,3	3,0	2,7	2,6	2,8	1,6	1,3	–
		19	1,5	1,3	3,0	2,7	2,6	2,8	1,6	1,3	–
	IV–IX.99	1	0,9	1,6	1,6	1,6	2,1	3,3	1,1	0,6	2,5
		7	2,7	4,4	5,1	2,9	2,8	2,6	2,0	2,1	4,5
		13	2,8	4,7	5,9	2,6	3,5	3,8	2,7	1,6	–
		19	1,8	2,4	2,4	2,3	3,6	4,0	1,4	1,4	2,4
	Średnia Mean	1	0,9	1,1	1,1	1,3	1,6	2,6	1,0	0,6	2,2
		7	1,9	2,8	3,0	2,1	2,4	2,0	2,0	1,6	3,3
		13	2,2	3,0	4,4	2,7	3,1	3,3	2,1	1,4	–
		19	1,7	1,9	2,7	2,5	3,1	3,4	1,5	1,3	2,4

Summary

Results of the research on relationship between sulphur dioxide concentration and wind direction and velocity in Warsaw-Ursynów. The research was realized in the period from October 1997 to March 2000. The following characteristics were worked out: mean annual SO₂ concentrations, mean values of SO₂ concentration response to wind velocity and wind rose of the air pollution for summer half-year period and winter half-year period. The influence of central districts of the city and the local sources of air pollution on SO₂ concentration in Ursynów was stated.

Literatura

- KASINA S. 1981: Procesy przemieszczania, transformacji oraz usuwania związków siarki z atmosfery. IKŚ, Warszawa.
- RAPORT WIOŚ 1999: Stan środowiska w województwie mazowieckim. Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- RAPORT WIOŚ 2000: Stan środowiska w województwie mazowieckim. Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- SIUTA J., REJMAN-CZAJKOWSKA M. (red.) 1980: Siarka w biosferze. PWRiL, Warszawa.
- WERTERESIEWICZ M. 1978: Wpływ dwutlenku siarki na rośliny. W: Wpływ emisji przemysłowych na rośliny użytkowe i siedlisko, 29–41, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, z. 206, PWN, Warszawa.

Author's address:

Małgorzata Kleniewska
Warsaw Agriculture University – SGGW
ul. Nowoursynowska 166
02-787 Warszawa
Poland

Leszek ŁABĘDZKI, Waclaw ROGUSKI, Wiesława KASPERSKA

Instytut Melioracji i Użytków Zielonych

Wielkopolsko-Pomorski Ośrodek Badawczy w Bydgoszczy

Institute for Land Reclamation and Grassland Farming, Research Centre in Bydgoszcz

Ocena pomiarów meteorologicznych prowadzonych stacją automatyczną

Estimation of meteorological measurements carried out with an automatic station

Wstęp

W ostatnich latach w Polsce coraz powszechniejsze staje się zastępowanie standardowych stacji i posterunków meteorologicznych stacjami automatycznymi. Wprowadzenie nowej (zautomatyzowanej) metody zbierania i gromadzenia oraz przetwarzania danych meteorologicznych spowodowało powstanie problemu jednorodności ciągów pomiarowych danych meteorologicznych oraz oceny różnicy w wielkościach uzyskiwanych z obu rodzajów stacji (Łabędzki i Kasperska w druku, Michalczewski 1979, Szwejkowski 1999).

W 1997 roku Instytut Melioracji i Użytków Zielonych w Bydgoszczy zainstalował 2 automatyczne stacje meteorologiczne, w Frydrychowie w siedlisku łąkowym w dolinie Noteci oraz na terenie Instytutu w Bydgoszczy.

Przy użyciu automatycznej stacji dokonywane są pomiary temperatury i wilgotności względnej powietrza, prędkości

i kierunku wiatru, promieniowania krótkofalowego i opadu atmosferycznego co 5 minut. Są one uśredniane i rejestrowane co godzinę. Dobowe wartości są obliczane jako średnie z 288 pomiarów chwilowych. Z tych odczytów obliczane jest ciśnienie pary wodnej i niedosyt wilgotności powietrza oraz godzinowa temperatura maksymalna i minimalna. W okresie od 11 czerwca do 30 września 1997 roku w dolinie Noteci prowadzone były jednocześnie pomiary na stacji meteorologicznej standardowej według instrukcji IMGW.

W artykule tym porównano wyniki obserwacji stacją meteorologiczną automatyczną i standardową oraz oceniono możliwość wykorzystania danych ze stacji automatycznej do obliczeń niektórych czynników meteorologicznych w celu zachowania jednorodności ciągów klimatycznych, głównie niedosytu wilgotności powietrza, wykorzystywanego w obliczeniach ewapotranspiracji wskaźnikowej oraz bilansowo-wodnych.

Opad atmosferyczny

W okresie porównawczym od 1 czerwca do 30 września 1997 roku opad zmierzony na stacji automatycznej wyniósł 276,7 mm, a zmierzony deszczomierzem Helmana – 273,5 mm. Różnica 3,2 mm w bilansie wodnym w okresie wegetacyjnym była mało istotna, zwłaszcza przy dużych różnicach w lokalnych opadach burzowych.

Stwierdzono natomiast duże różnice w wielkości opadu w czasie 1 doby, gdyż opad dobowy na stacji automatycznej jest sumą opadu w godzinach 0–24, a opad w deszczomierzu Helmana mierzony jest o godz. 7 rano. Przy opadach nocnych w okresie od 30 czerwca do 8 lipca 1997 roku różnice dobowe wynosiły od 0 do 15,4 mm, ale za cały okres tych 9 dni opadowych tylko 2,2 mm, przy sumie 114 mm. W związku z tym przy bilansowaniu w okresach krótkich należy korygować opad z ostatniego dnia, dodając opad nocny od godz. 24 do 7 rano, jeżeli odpływy i inne składniki mierzone są w godzinach rannych.

W okresach zimowych opady w postaci śniegu muszą być mierzone zwykłym deszczomierzem przez obserwatora, gdyż nieogrzewany deszczomierz automatyczny mierzy tylko wodę spływającą do automatu pomiarowego. Śnieg utrzymujący się na powierzchni aparatu może osypywać się przed stopnieniem.

Temperatura powietrza

Średnia dobową temperaturę powietrza na stacji automatycznej jest obliczana jako średnia z 24 godzin, a na stacji

standardowej od 1971 roku z 4 terminów – o godz. 1, 7, 13 i 19 czasu środkowoeuropejskiego. Wobec tego należy spodziewać się różnic, chociaż termometry zwykłe i automatyczne wskazują w poszczególnych terminach jednakowe wartości.

W dolinie Noteci w okresie od 11 czerwca do 30 września 1997 roku średnia dobową temperatura powietrza wynosiła na stacji automatycznej 16,7°C, a według pomiarów obserwatora na stacji standardowej 17,0°C. Różnicę 0,3°C można uznać za nieistotną.

Natomiast bardziej dokładne są odczyty z termometrów maksymalnych i minimalnych, które wskazują absolutnie najwyższą i najniższą temperaturę w ciągu doby. Na stacji automatycznej można odczytać najniższą i najwyższą temperaturę jako wartość średnią w okresie 1 godziny. W okresie badanym średnia dobową temperatura maksymalna wyniosła 22,3°C na stacji automatycznej i 22,7°C odczytana z termometru maksymalnego, a minimalna odpowiednio 10,6 i 10,1°C. Rzeczywista maksymalna temperatura była więc wyższa o 0,4°C, a minimalna o 0,5°C niższa w stosunku do wskazań stacji automatycznej. Są to różnice istotne, zwłaszcza przy badaniu amplitudy temperatur. W okresie porównywanym średnie amplitudy temperatury na stacji standardowej były wyższe o 0,9°C, a w poszczególnych dekadach od 0,6 do 1,1°C w porównaniu do odczytów godzinowych stacji automatycznej.

Porównanie temperatur mierzonych na 2 stacjach podano w tabeli 1.

TABELA 1. Średnia dekadowa temperatura powietrza (°C) na podstawie pomiarów stacją automatyczną i standardową w dolinie Noteci w 1997 r.

TABLE 1. Mean ten-day air temperature (°C) on the basis of the measurements with automatic and standard station in the Notec river valley in 1997

Miesiąc Month	Dekada Ten-day period	Stacja automatyczna Automatic station			Stacja standardowa Standard station		
		średnia mean	max	min	średnia mean	max	min
VI	2	15,8	21,1	8,6	16,5	21,6	8,1
	3	18,1	23,2	11,7	18,3	23,7	11,3
	średnia – mean	6,9	22,1	10,1	17,4	22,6	9,7
VII	1	18,3	23,3	13,4	18,5	23,6	13,0
	2	17,2	21,3	12,3	17,3	21,8	11,9
	3	17,7	23,3	12,2	13,0	23,7	11,8
	średnia – mean	17,7	22,7	12,6	17,9	23,0	12,2
VIII	1	17,9	23,7	12,4	17,9	24,3	11,9
	2	18,7	26,8	9,2	20,2	27,3	8,8
	3	20,0	27,2	13,0	20,6	27,7	12,4
	średnia – mean	18,9	26,0	11,6	19,6	26,5	11,1
IX	1	16,6	21,0	12,2	16,4	21,4	11,5
	2	12,9	18,4	7,0	12,4	18,6	6,3
	3	10,8	16,0	4,9	11,0	16,4	4,4
	średnia – mean	13,4	18,5	8,0	13,3	18,8	7,4
11 VI–30 IX		16,7	22,3	10,6	17,0	22,7	10,1

Niedosyt wilgotności powietrza

Niedosyt wilgotności powietrza decyduje w dużym stopniu o zdolności ewaporacyjnej powietrza i wchodzi w skład wielu empirycznych równań do obliczania klimatycznego wskaźnika parowania i ewapotranspiracji roślin. We wzorze Penmana na ewapotranspirację wskaźnikową, powszechnie stosowanym jako wskaźnik klimatyczny parowania w planowaniu, projektowaniu i prowadzeniu nawodnień roślin uprawnych i użytków zielonych, niedosyt wilgotności powietrza obliczany jest z różnicy ciśnienia pary wodnej nasyconej w temperaturze

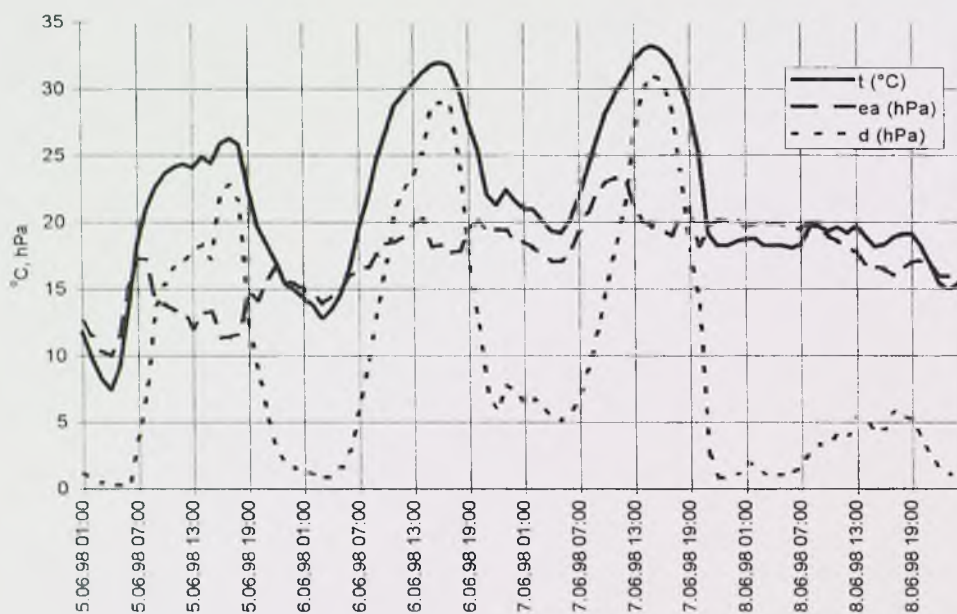
średniej w okresie i średniego aktualnego ciśnienia (Roguski i in. 1987, Łabędzki 1997). Na standardowych stacjach meteorologicznych do 1970 roku był on wyznaczany z trzech terminów – o godz. 7, 13 i 21, a od 1971 roku jest wyznaczany na podstawie pomiarów o godz. 7, 13 i 19 czasu środkowoeuropejskiego. Na stacji automatycznej niedosyt wilgotności powietrza jest wyznaczany z 24 godzin, ale może być również obliczany z 3 terminów godzinowych, jak na stacjach meteorologicznych standardowych.

W dolinie Noteci w okresie od 11 czerwca do 30 września 1997 roku niedosyt wilgotności powietrza wyniósł średnio 5,3 hPa na stacji automatycznej,

a zmierzony przez obserwatora na stacji standardowej 6,1 hPa (z 3 terminów – o godz. 7, 13 i 19). Jest to duża różnica, spowodowana czasem pomiarów. Niedosyt zmienia się wraz ze zmianą temperatury powietrza, a aktualne ciśnienie pary wodnej zmienia się w znacznie mniejszym stopniu, co ilustruje rysunek 1.

Dla zobrazowania różnic w niedosycie wilgotności powietrza, powstających przy różnych terminach godzinowych obserwacji, zestawiono w tabeli 2 obliczenia niedosytu wilgotności powietrza na podstawie pomiarów na stacjach automatycznych we Frydrychowie i w Bydgoszczy w latach 1997–2000.

Niedosyt z 24 godzin w okresie wegetacyjnym były niższy o 21% w stosunku do pomiarów o godz. 7, 13 i 19. Natomiast niedosyt wyznaczany na podstawie pomiarów o godz. 7, 13 i 21 był zbliżony do niedosytu z 24 godzin. W półroczu zimowym różnice były niewielkie. Najniższe wartości niedosytu uzyskano przy wyznaczaniu ich z różnicy ciśnienia pary wodnej nasyconej w średniej temperaturze w okresie dekady lub miesiąca i ciśnienia średniego w tym okresie. Wynika z tego, że niedosyt wilgotności powietrza należy obliczać z 24 godzin jako najbardziej miarodajny, a dla jednorodności wieloletnich ciągów – z 3 terminów dotychczas stosowanych na polskich posterunkach meteorologicznych.



RYSUNEK 1. Przebieg temperatury powietrza (t), ciśnienia pary wodnej (e_a) i niedosytu wilgotności powietrza (d) w okresie 5–8 czerwca 1998 roku w dolinie Noteci

FIGURE 1. The course of air temperature (t), actual vapour pressure (e_a) and vapour pressure deficit (d) in the period 5–8 June 1998 in the Notec river valley

TABELA 2. Niedosyt wilgotności powietrza obliczony na podstawie pomiarów stacją automatyczną z 24 godzin, z 3 godzin (7, 13, 19 i 7, 13, 21) oraz z różnicy ciśnienia pary wodnej nasyconej (e_s) w średniej temperaturze i ciśnienia aktualnego (e_a) w dekadzie i miesiącu

TABLE 2. Vapour pressure deficit calculated on the basis of the measurements with the automatic station from 24 hours, 3 hours (7, 13, 19 and 7, 13, 21) and from the difference between saturated vapour pressure (e_s) at mean temperature and mean actual vapour pressure (e_a) in a ten-day period and a month

Miejscowość Place	Okres Period	Niedosyt wilgotności powietrza (hPa) – Vapour pressure deficit (hPa)				
		z 24 godz. from 24 hours	z godz. from the hours 7, 13, 19	z godz. from the hours 7, 13, 21	$e_s - e_a$ w dekadzie in a ten-day period	$e_s - e_a$ w miesiącu in a month
Frydrychowo 1997–2000	X–III	1,15	1,23	1,17	0,87	0,82
	IV–IX	4,93	6,02	4,88	3,82	3,67
	I–XII	3,04	3,62	3,03	2,34	2,24
Bydgoszcz 1998–2000	X–III	1,33	1,45	1,37	1,10	1,02
	IV–IX	6,67	8,05	6,82	6,00	5,75
	I–XII	4,00	4,75	4,09	3,55	3,38

Prędkość wiatru

Na stacji standardowej prędkość wiatru była określana 3 razy dziennie za pomocą wiatromierza Wilde'a na słupie o wysokości 10 m. Na stacji automatycznej wiatromierz obrotowy na wysokości 2 m pracuje przez 24 godziny. Wskazania jego są więc dokładniejsze i bardziej miarodajne do określenia średniej prędkości wiatru w ciągu doby.

W dolinie Noteci w okresie od 10 czerwca do 30 września 1997 roku obserwator ocenił prędkość wiatru na wysokości 10 m średnio na $2,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a na stacji automatycznej na wysokości 2 m ustalono średnią prędkość w tym okresie na $1,6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Po redukcji prędkości wiatru do wysokości 2 metrów średnia prędkość z pomiarów obserwatora wynosiła $1,67 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Różnicę mniejszą od $0,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ w stosunku do pomiaru automatycznego należy uznać za nieistotną.

Promieniowanie słoneczne

Na stacji automatycznej dochodzące promieniowanie słoneczne jest mierzone bezpośrednio i wyrażane jako średnie za dobę w $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$. Następnie jest przeliczane na ilość energii w jednostkach $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. Na stacjach standardowych za pomocą heliografu mierzone jest usłonecznienie, na podstawie którego oblicza się promieniowanie, stosując wzory empiryczne. Na przykład we wzorach na ewapotranspirację wskaźnikową stosowany jest wzór (Allen i in. 1994, Łabędzki 1997, 1999):

$$G = G_0(0,209 + 0,565 S/S_0) \quad (1)$$

gdzie:

G – promieniowanie słoneczne dochodzące ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$),

G_0 – promieniowanie słoneczne na górnej granicy atmosfery ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$),

S – usłonecznienie rzeczywiste (h),

S_0 – usłonecznienie możliwe (h).

We Frydrychowie porównano promieniowanie słoneczne pomierzone i obliczone według wzoru (1) na podstawie pomiarów usłonecznienia. W okresie 10.04.–30.09.1997 średnia dobowo pomierzona energia promieniowania słonecznego była o 0,2% mniejsza od obliczonej z usłonecznienia, a w okresie 1.04.–30.09.1998 – o 3,2% większa. Różnice te są mało istotne dla analiz rolniczo-hydrologicznych prowadzonych w skali całego okresu wegetacji. W krótszych okresach różnice były większe; w okresach miesięcznych dochodziły do 10%, a w okresach dekadowych – do 29%.

W Bydgoszczy na stacji automatycznej pomierzone promieniowanie słoneczne było znacznie niższe niż we Frydrychowie. Tymczasem różnice w usłonecznieniu na obydwu stacjach były niewielkie. To zagadnienie wymaga zbadania przyczyn tych różnic i dopiero wtedy możliwe będzie porównywanie wielkości promieniowania pomierzonego i obliczonego w Bydgoszczy. Duży wpływ może mieć zanieczyszczenie powietrza na terenie miasta.

Wnioski

1. Wartości dobowe podstawowych elementów meteorologicznych mierzonych na stacji automatycznej są bardziej miarodajne niż mierzonych na stacji standardowej, gdyż obliczane są z pomiarów prowadzonych z dużą częstotliwością (np. co 5 minut). Różnice w wartościach dobowych są spowodowane głównie inną metodą ich obliczania, a nie różnicami chwilowych wartości wskazań przyrządów.
2. Stwierdzono nieistotne różnice w opadach, temperaturze powietrza i prędkości wiatru.
3. Niewielkie różnice (do 3%) wystąpiły na obszarze poza miastem między średnim dobowym w okresie wegetacji promieniowaniem mierzonym na stacji automatycznej i obliczanym na podstawie usłonecznienia mierzonego heliografem. Różnice w krótszych okresach (miesiąc, dekada) były większe (do 30%).
4. Różnice temperatur maksymalnych i minimalnych rzędu 0,4–0,5°C wynikają z tego, że na stacji standardowej notuje się absolutnie najwyższą i najniższą temperaturę w ciągu doby, natomiast na stacji automatycznej można odczytać najniższą i najwyższą temperaturę jako wartość średnią w okresie 1 godziny.
5. Niedosyt wilgotności powietrza z obserwacji terminowych o godz. 7, 13 i 19 w okresie wegetacji był wyższy średnio o 21% od wielkości z 24 godzin. Niedosyt obliczany o godz. 7, 13 i 21 był zbliżony do średniego z 24 godzin.
6. Dla zachowania jednorodności ciągów pomiarowych ze stacji standardowych i automatycznych, należy na podstawie pomiarów na stacjach automatycznych obliczać również (oprócz średnich z 24 godzin) niedosyt wilgotności powietrza z 3 terminów dotychczas stosowanych na posterunkach meteorologicznych, tj. o godz. 7, 13 i 19. Wartości dobowe pozostałych analizowanych elemen-

tów meteorologicznych (temperatura powietrza, opad, prędkość wiatru) można obliczać na podstawie pomiarów z 24 godzin.

7. Zastąpienie promieniowania słonecznego obliczanego na podstawie uśłonecznienia przez bezpośrednio mierzone promieniowanie należy traktować jako przerwanie jednorodności ciągów obserwacyjnych tego elementu.

Literatura

- ALLEN R.G., SMITH M., PEREIRA L.S., PERIER A. 1994: An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bull.* vol. 43, no 2, 35–92.
- ŁABĘDZKI L. 1997: Potrzeby nawadniania użytków zielonych – uwarunkowania przyrodnicze i prognozowanie (rozpr. habil.) Wydaw. IMUZ.
- ŁABĘDZKI L. 1999: Przydatność wzoru Penmana-Monteitha do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej i rzeczywistej użytków zielonych. *Wiad. IMUZ* t. 20, z. 2, 89–101.
- ŁABĘDZKI L., KASPERSKA W. (w druku): Comparison of reference evapotranspiration estimated with standard and automatic meteorological station. *Proc. Int. Conf. „Present and Future Requirements for Agrometeorological Information”*, Poznań, 11–15.09.2000.
- ROGUSKI W., SARNACKA S., DRUPKA S., 1988: Instrukcja wyznaczania potrzeb i niedoborów wodnych roślin uprawnych i użytków zielonych. *Mater. Instr.* Nr 66. Falenty: IMUZ.

SZWEJKOWSKI Z. 1999: Porównanie wyników pomiarów dokonywanych za pomocą klasycznej i automatycznej stacji meteorologicznej. *Fol. Univ. Agric. Sietin.* 202 *Agricultura* 79, 199–202.

Summary

The results of measurements from the standard and automatic meteorological stations are compared in the paper. It was observed that the differences between mean temperature, precipitation and wind velocity were not significant. Mean 24-hours solar radiation in the growing period was also similar to that calculated with sunshine hours, but the differences in months and ten-day periods were greater. Vapour pressure deficit calculated from measurements at 7, 13 i 19 was greater by 21% than that calculated from 24 hours. The 24-hours values of meteorological elements measured with an automatic meteorological station are more reliable than measured with a standard one. The differences between mean or sum values are caused by the computational procedures and not by the momentary values recorded by the sensors.

Authors' address:

Leszek Łabędzki, Waław Roguski,
Wiesław Kasperska
Institute for Land Reclamation and Grassland
and Farming, Research Centre in Bydgoszcz
al. Ossolińskich 12
85-703 Bydgoszcz
Poland

**Janusz OLEJNIK¹⁾²⁾, Frank EULENSTEIN²⁾, Bogdan H. Chojnicki¹⁾,
Jacek LEŚNY¹⁾**

¹⁾Katedra Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Poznaniu

Agrometeorological Department Agricultural University of Poznań

²⁾Zentrum für Agrarlandschafts-und Landnutzungsforschung (ZALF) e.V., Müncheberg,
Deutschland

Centre for Agricultural Landscape and Land Use Research, Müncheberg, Germany

Czujniki pomiarowe stosowane w badaniach strumieni masy i energii metodą kowariancji wirów

The sensors applied to heat and mass fluxes measurements using eddy covariance technique

Wprowadzanie

Roślinność w biosferze odgrywa podstawową rolę w krążeniu wody i dwutlenku węgla oraz w wymianie energii z atmosferą. Na bilans energii wybranej powierzchni czynnej składają się wszystkie strumienie energii zarówno do niej dochodzące, jak i odchodzące (saldo promieniowania, ciepło utajone, ciepło jawne, ciepło glebowe). Na jej bilans wodny składają się takie elementy, jak opad, ewapotranspiracja, odpływ, dopływ i zmiana retencji glebowej. Z kolei w bilansie dwutlenku węgla zasadniczą rolę odgrywają takie procesy, jak fotosynteza i respiracja. Poznanie i opis tych procesów, będących fundamentalnymi składnikami całego systemu klimatycznego, opiera się na możliwościach ich badania na granicy układu ląd-atmosfera. Potrzebny jest więc ilościowy opis proce-

sów wymiany materii i energii w skali ekosystemów.

W ostatniej dekadzie rozwój technologii i teorii w mikrometeorologii stworzyły możliwość intensywnych badań interakcji pomiędzy atmosferą a podłożem (Arya 1988). Stało się to głównie przez rozwój metody kowariancji wirów (eddy covariance), która po raz pierwszy umożliwia bezpośrednie pomiary strumieni masy (np. dwutlenku węgla i pary wodnej) i energii wymienianej między biosferą a atmosferą na poziomie ekosystemu. Dzięki tym badaniom możliwe staje się określenie sezonowej dynamiki tych procesów w kontekście sezonowych zmian fenologicznych, dostępnej energii czy wreszcie produkcji biomasy (Ciencała i in. 1998, Anthoni i in. 1999, Valentini 2000).

Badania te są podstawą tworzenia modeli matematycznych procesów

wymiany masy i energii zachodzących w warstwie granicznej atmosfery. Wnio-skowanie oparte na wynikach tych badań dotyczy skali ekosystemu, ale istnieje już wiele procedur i modeli pozwalających „rozciągać” to wnioskowanie do większej skali. Dziś jeszcze istnieje bardzo wiele pytań, jak w dużej skali (regionu, kontynentu czy globu) wyglądają procesy wymiany masy i energii między podłożem a atmosferą. Trwają jednak intensywne prace badawcze, które bez wątpienia w najbliższych dekadach pozwolą rozwiązać wiele problemów stojących przed badaczami środowiska. Obecnie na świecie istnieje wiele modeli matematycznych, w skład których wchodzi procedury opisujące procesy wymiany energii i masy w dużej skali przestrzennej i czasowej (np. GCM). Aby modele te były coraz lepsze w sensie jakości generowanych wyników i uniwersalniejsze, potrzebnych jest jeszcze wiele badań dotyczących procesów wymiany masy i energii między biosferą a atmosferą. Wynikiem takich badań powinny być nowe procedury parametryzacyjne, które jak najlepiej odzwierciedlałyby procesy rzeczywiste zachodzące na tej granicy. Wymaga to prowadzenia technologicznie bardzo zaawansowanych badań w długich okresach. Koszt takich badań jest bardzo wysoki, ale potencjalne korzyści z nich wypływające są trudne do przecenienia. O ważności tych badań niech świadczy fakt, że już obecnie istnieje na świecie kilkanaście stacji pomiarowych prowadzących ciągłe pomiary strumieni masy i energii wymienianych między wybranymi ekosystemami a atmosferą. Badania te prowadzone są głównie na kontynencie amerykańskim (w ramach programu AMERIFLUX), ale również w

Europie istnieje już kilka stałych stacji pomiarowych skupionych w sieci EU-ROFLUX. Niestety, w Europie badania te prowadzone są tylko w jej zachodniej i północnej części, a w centralnej i wschodniej części jak dotychczas badania takie w ogóle nie były prowadzone i na mapie obrazującej rozmieszczenie punktów i wież pomiarowych (gdzie prowadzi się badania ciągłe) znaczna część Europy jest „białą plamą”.

Badania prowadzone metodą kowariancji wirów wymagają zastosowania czujników pomiarowych i systemu zbierania danych o wyjątkowych, pod względem technicznym, parametrach. Podstawę systemu stanowią anemometr akustyczny oraz spektrometryczny analizator gazowy do badania stężeń dwutlenku węgla i pary wodnej w atmosferze. Przyrządy te produkowane są jedynie przez kilka firm na świecie i niestety wymagają dużych nakładów finansowych. Katedra Agrometeorologii AR w Poznaniu jest w posiadaniu anemometru akustycznego typu R3 angielskiej firmy Gill oraz najnowszego (dostępnego na rynku zaledwie od kilkunastu miesięcy) analizatora gazowego amerykańskiej firmy LICOR typu LI7500. Wraz z data-loggerem firmy Kest czujniki te stanowią bazę sprzętową do stworzenia całego systemu pomiarowego do badania strumienia masy i energii wymienianych między podłożem a atmosferą.

Metodyka prowadzenia badań

U podstaw metody kowariancji wirów leży równanie opisujące strumień turbulencyjny jakiegokolwiek wielkości skalarnej (Swinbank 1951):

$$F_c = \overline{\omega} \cdot \rho_c \quad (1)$$

gdzie:

F_c jest gęstością strumienia wielkości skalarnej, $\overline{\omega}$ jest składową pionową prędkości wiatru, a ρ_c jest gęstością (lub stężeniem) transportowanej substancji; kreska nad zmiennymi oznacza, że chodzi o średni strumień w czasie pomiarowym.

Po przeprowadzeniu tak zwanej dekompozycji Reynoldsa, zakładającej, że ruch turbulentny składa się z pewnej średniej i fluktuacji wokół niej, można zapisać:

$$\omega = \overline{\omega} + \omega' \quad (2)$$

$$\rho = \overline{\rho} + \rho' \quad (3)$$

gdzie znak ' oznacza fluktuacje wokół średniej.

Zapisując teraz równanie 1 z użyciem procedury dekompozycyjnej i upraszczając, otrzymuje się:

$$F_c = \overline{\omega} \cdot \rho_c + \overline{\omega'} \cdot \rho_c' \quad (4)$$

Równanie to mówi, iż w przenoszeniu turbulentnym cały strumień wielkości skalarnej jest sumą średniego pionowego strumienia $\overline{\omega}\rho_c$ oraz strumienia wirów (fluktuacji – eddy flux: $\overline{\omega'}\rho_c'$). Można zauważyć, że po dekompozycji parę składników rozwiniętego równania 1 znikło, ale z definicji $\overline{\omega'}$ oraz ρ_c' wynoszą 0. Wiadomo, że w odpowiednio długim okresie (w praktyce nawet do 30 minut) suma składowych w wirach do góry i do dołu równa się zeru (tzn. $\overline{\omega'} = 0$, w ruchu turbulentnym powietrze raz się unosi, raz opada). Tak więc ostatecznie otrzymamy praktyczne równanie do

obliczania strumienia metodą kowariancji wirów:

$$F_c = \overline{\omega'} \cdot \rho_c' \quad (5)$$

Równanie to stanowi teoretyczną podstawę pomiarów turbulentnych strumieni masy i energii wymienianych między podłożem a atmosferą. Jest to jedyna znana metoda pozwalająca dokonać pomiaru tych wielkości bez współczynników empirycznych. W tabeli 1 podano przykład obliczeń strumienia energii (ciepła jawnego) metodą kowariancji wirów. Ta sama metodyka jest stosowana przy obliczaniu strumienia ciepła utajonego (strumienia pary wodnej) lub strumienia dwutlenku węgla.

Elegancja i prostota teorii metody kowariancji wirów nie idzie, niestety, w parze z prostotą technologii prowadzenia pomiarów. Czujniki stosowane w tej metodzie muszą charakteryzować się bardzo małą stałą czasową oraz możliwością zbierania danych z dużą szybkością, minimum 10 pomiarów na sekundę.

Przyrządy pomiarowe stosowane w metodzie kowariancji wirów

W metodzie kowariancji wirów konieczne jest stosowanie co najmniej dwóch bardzo zaawansowanych technologicznie czujników:

- anemometru akustycznego, pozwalającego na pomiar pionowej składowej ruchu powietrza oraz jej fluktuacji,
- spektrometrycznego analizatora gazowego do badania fluktuacji stężeń dwutlenku węgla i pary wodnej.

Oba te czujniki są bardzo zaawansowane technologicznie, ich dokładność jest bardzo wysoka (w przypadku prędkości wiatru 0,01 m/s, a w przypadku pomiaru stężeń 1 ppm), a ich bezwładność jest praktycznie do pominięcia (w przypadku anemometru akustycznego nośnikiem informacji jest fala akustyczna (ultradźwiękowa), a w przypadku analizatora gazowego nośnikiem informacji jest fala elektromagnetyczna).

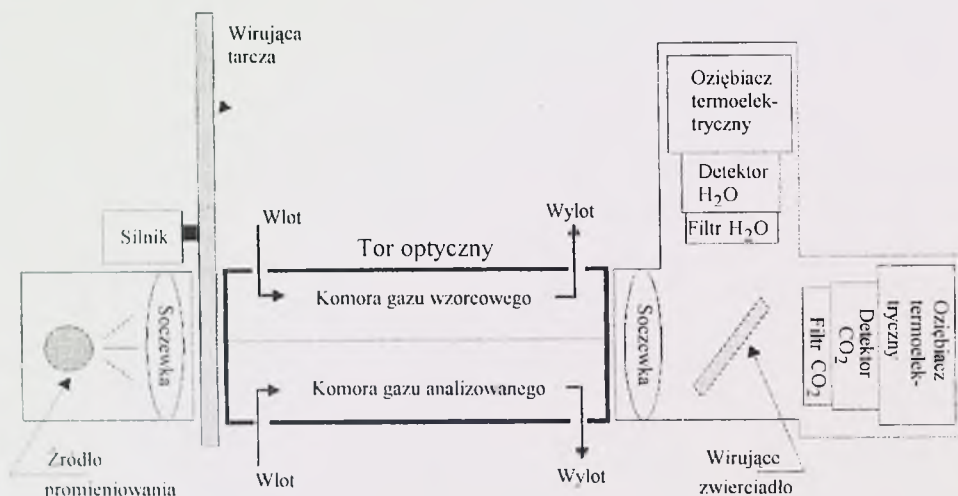
W przypadku badania fluktuacji stężeń można stosować dwa typy analizatorów gazowych: starszego typu z zamkniętym torem optycznym (closed-path analyzer) lub dostępnym od niedawna na rynku naukowym, z otwartym torem optycznym (open-path analyzer). W pierwszym przypadku oprogramowanie komputerowe jest prostsze, ale mechaniczny system prowadzenia pomiarów jest bardzo złożony. W przypadku użycia czujnika z otwartą ścieżką optyczną sytu-

acja jest dokładnie odwrotna, mechaniczna część systemu pomiarowego jest stosunkowo prosta, a oprogramowanie bardzo zaawansowane (potrzeba korekcji sygnału w czasie rzeczywistym).

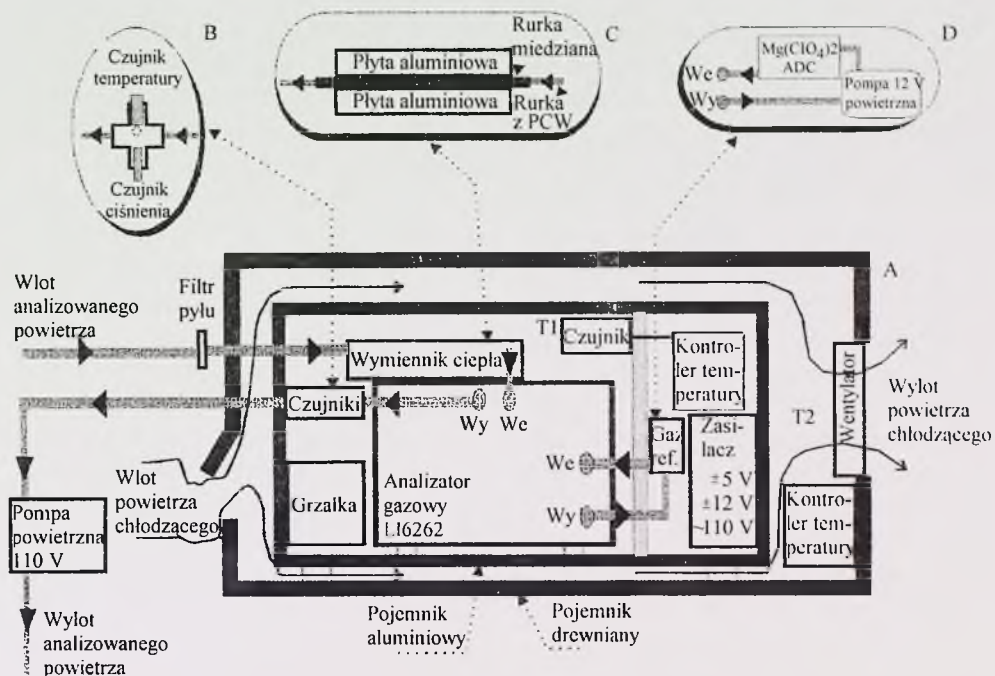
Analizator gazowy z zamkniętym torem optycznym, LI 6262

Na rysunku przedstawiono schemat analizatora gazowego typu „closed-path” (rys. 1) oraz jego techniczną adaptację do prowadzenia pomiarów w warunkach polowych (rys. 2).

Analizator ten, typu „closed-path” umożliwia badanie stężenia pary wodnej i dwutlenku węgla w wartościach bezwzględnych z bardzo dużą dokładnością. Dla CO_2 dokładność pomiaru wynosi -1 ppm (w okolicy stężeń 350 ppm), to jest 0,3% odczytu przy poziomie szumów 0,2



RYSUNEK 1. Schemat analizatora gazowego LI6262
FIGURE 1. The diagram of LI6262 gas analyzer



RYSUNEK 2. Techniczna adaptacja analizatora gazowego do pracy w szerokim zakresie temperatur zewnętrznych

FIGURE 2. Technical adaptation of gas analyzer for use in the wide range of ambient temperature

ppm, dla H_2O 1% odczytu przy poziomie szumów 0,05 hPa. W komorze gazu wzorcowego (rys. 1) zawartość CO_2 i H_2O wynoszą zero (zastosowano związki chemiczne absorbujące te gazy); w tej komorze absorpcja promieniowania przez dwutlenek węgla i parę wodną wynosi zero. Przez drugą komorę przepuszczany jest analizowany gaz (8 l/min – przepływ turbulencyjny); w tej komorze absorpcja zależna jest od stężenia tych gazów. Dzięki wirującemu zwierciadłu sygnały kierowane są do detektora CO_2 raz z komory wzorcowej, raz z komory gazu analizowanego. Z porównania tych dwóch sygnałów na wyjściu analizatora otrzymuje

się sygnał analogowy napięcia będący funkcją bezwzględnej wartości stężenia CO_2 . Taka sama technika pomiaru została zastosowana w przypadku pary wodnej. Użyto tylko jednego źródła promieniowania emitującego promieniowanie pokrywające pasma absorpcyjne zarówno dla CO_2 , jak i dla H_2O . Odpowiednie filtry długości fal absorbowanych przez te związki zastosowano tuż przed detektorami. Komercyjna wersja LI 6262 służy do prac laboratoryjnych przy badaniu stężeń CO_2 i H_2O . Aby przyrząd ten mógł zostać użyty do badań strumieni tych gazów w środowisku naturalnym, niezbędne są prace adaptacyjne i związane z tym

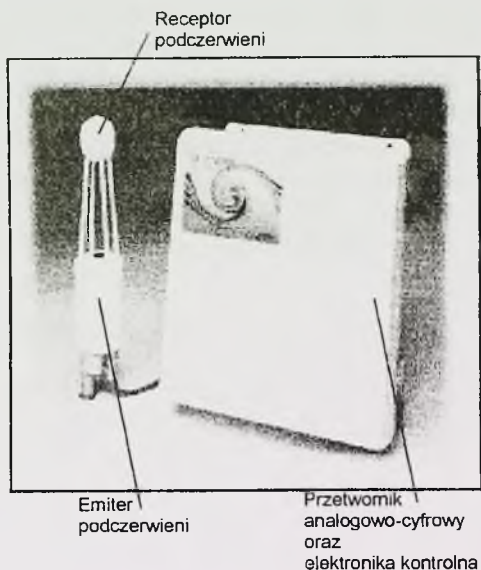
zmiany w procedurze użytkowania w porównaniu z wersją komercyjną (rys. 2). Takim problemem jest przygotowanie odpowiednich warunków termicznych i ciśnieniowych dla ciągłej pracy LI 6262 w warunkach atmosferycznych (system grzania i chłodzenia zapewniający stabilną temperaturę całego przyrządu, rys. 2). Dzięki takiemu rozwiązaniu temperatura wymiennika ciepła jest nieco wyższa niż temperatura powietrza wewnątrz pojemnika aluminiowego, ponieważ wymiennik ma bezpośredni kontakt z analizatorem poprzez płytę aluminiową (rys. 2, C), a wewnątrz analizatora panuje temperatura około 45°C. Gdy w metodzie kowariancji wirów stosuje się analizatory gazowe, do których zasysane jest analizowane powietrze (closed-path analyzer), istnieje zawsze możliwość likwidacji naturalnych (szybkich) fluktuacji temperatury, które zaciemniają obraz fluktuacji stężenia. Analizowane powietrze przed wejściem do analizatora przepuszcza się przez miedzianą rurkę o stałej temperaturze, wtedy na wejściu analizatora temperatura powietrza jest stała, a otrzymany sygnał odzwierciedla jedynie zmiany stężenia.

Analizator gazowy z otwartym torem optycznym, LI 7500

Główna zasada działania analizatora gazowego z otwartym torem optycznym jest taka sama jak opisana powyżej i jak we wszystkich spektrometrach opiera się na absorpcji promieniowania przez badany gaz. Jednak w przypadku stosowania analizatora gazowego, przez który po-

wietrze przepływa w naturalny sposób (bez zasysania, open-path analyzer), pojawia się konieczność korekcji jego wskazania o wartości zmian stężenia badanego gazu wynikające z naturalnych fluktuacji temperatury (w skrajnych warunkach sygnał trzeba korygować od 50 do nawet 100%). Na rysunku 3 przedstawiono spektrometryczny analizator stężenia dwutlenku węgla i pary wodnej, LI 7500. W górnej części przyrządu widoczny jest detektor promieniowania podczerwonego, tak dobrany i wyposażony w filtry, iż może jednocześnie mierzyć sygnały związane z absorpcją promieniowania przez dwutlenek węgla i parę wodną. W dolnej części znajduje się emiter promieniowania podczerwonego o odpowiednich długościach fal (absorbowanych przez badane gazy), a poniżej (we wspólnej obudowie z emitерem) znajduje się konwerter analogowo-cyfrowy. Cała głowica czujnika jest tak skonstruowana, że jest odporna na działanie warunków atmosferycznych (promieniowanie słoneczne, opad). Sygnały z głowicy przekazywane są do elektronicznego modułu kontrolnego (rys. 3) i dalej mogą być przekazane bezpośrednio do komputera kontrolującego serie pomiarowe (poprzez złącze szeregowo) albo do data-loggera. Tak jak w przypadku analizatora gazowego z zamkniętym torem optycznym, przy zbieraniu danych pomiarowych trzeba zapewnić odpowiednią szybkość próbkowania. W opisywanym czujniku LI 7500 maksymalna prędkość zbierania danych wynosi 40 pomiarów na sekundę w każdym kanale pomiarowym.

Stosowanie analizatorów typu „open-path” w porównaniu z czujnikami typu



RYSUNEK 3. Analizator gazowy z otwartym torem optycznym LI 7500
FIGURE 3. The open-path gas analyzer LI 7500

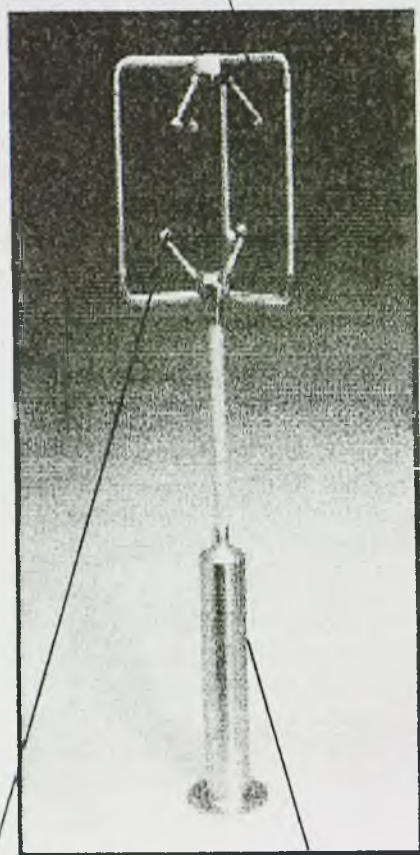
closed-path znakomicie upraszcza cały system adaptacji czujnika do pomiarów w terenie, ale wymaga stosowania dodatkowego czujnika w postaci bezwładnej (bardzo cienkiej) termopary, aby możliwe stało się korygowanie stężeń analizowanego gazu w funkcji temperatury w czasie rzeczywistym (Suyker i Verma 1992). Szybkość próbkowania pomiarów temperatury musi być taka sama jak stężenia, co wymaga stosowania dodatkowego, bardzo dokładnego i szybkiego (40 Hz) urządzenia do pomiaru i akwizycji danych.

Anemometr akustyczny, Gill R3

Niezależnie od wyboru typu czujnika spektrometrycznego do badania stężeń analizowanych gazów, aby obliczyć war-

tości strumieni energii lub masy wymienianych między podłożem a atmosferą, w metodzie kowariancyjnej konieczne jest stosowanie czujnika do pomiaru składowej pionowej prędkości wiatru. Do tego celu używa się anemometrów akustycznych, w których nośnikiem informacji są ultradźwięki. Jednym z dostępnych na rynku czujników tego typu jest anemometr akustyczny firmy Gill Instruments, R3. Czujnik ten przedstawiony jest na rysunku 4. W anemometrach akustycznych do pomiaru szybkości ruchu powietrza wykorzystano efekt Dopplera. Po emisji impulsu ultradźwiękowego z dolnego emitera przyrząd mierzy czas, po jakim dotrze on do górnego detektora. Jeśli powietrze unosi się, to czas ten będzie krótszy niż w powietrzu nieruchomym, a jeśli powietrze opada, to czas ten będzie dłuższy niż w powietrzu nieruchomym. Z porównania tych czasów czujnik określa kierunek (góra czy dół) przepływu porcji powietrza oraz jego prędkość. Czujnik R3 wyposażony jest w 3 pary nadajników-odbiorników, dzięki którym możliwe staje się mierzenie ruchów porcji powietrza w 3 kierunkach (X, Y, Z). Dzięki takiemu rozwiązaniu anemometrem akustycznym typu R3 można mierzyć nie tylko zmiany kierunku i fluktuacje prędkości ruchów pionowych, ale również dwie pozostałe składowe prędkości wiatru. Przy zastosowaniu 3 par nadajników-odbiorników dodatkowo czujnik może mierzyć fluktuacje temperatury, wykorzystując teorię zmian gęstości powietrza w funkcji temperatury (prędkość rozchodzenia się dźwięku w powietrzu jest zależna nie tylko od kierunku i prędkości wiatru, ale również od gęstości

Przetwornik górny



Przetwornik dolny

Konwerter analogowo-cyfrowy

RYSUNEK 4. Anemometr akustyczny R3
FIGURE 4. The sonic anemometer R3

powietrza, a ta jest funkcją jego temperatury). Jeśli obserwator chce poznać wartości strumienia ciepła utajonego, to w zasadzie do jego oszacowania wystarczy jeden czujnik typu R3. Można nim zmierzyć fluktuacje pionowej składowej wiatru (w') ale również fluktuacje tempera-

tury powietrza, czyli dwa parametry konieczne do obliczenia strumienia ciepła jawnego (tab. 1). Jednak w przypadku pomiarów strumieni masy (CO_2 i H_2O) pomiar fluktuacji temperatury za pomocą anemometru akustycznego jest zbyt mało dokładny i wtedy taki system pomiarowy wymaga dodatkowego czujnika (termopary).

TABELA 1. Przykład obliczeń w metodzie kowariancji wirów (Black 1997)

TABLE 1. The example of eddy covariance calculation (Black 1997)

Czas [s]	w [cm/s]	T [°C]	w' [cm/s]	T' [°C]	w' · T' [cm °C/ s]
0	50,0	17,8	50,0	0,3	15
0,1	-50,0	17,0	-50,0	-0,5	25
0,2	50,0	18,0	50,0	0,5	25
0,3	-50,0	17,2	-50,0	-0,3	25
Suma	0	70,0	0	0	80
Średnia	0	17,5	0	0	20

$$S = c \cdot w' \cdot T' = 1,2 \cdot 10^{-3} [\text{J} \cdot \text{cm}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}] 20 [\text{cm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}] = 240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

gdzie:

w – składowa pionowa prędkości wiatru zmierzona w danym momencie, w' – odchylenie od średniej składowej pionowej prędkości wiatru w danym momencie, T – temperatura powietrza zmierzona w danym momencie, T' – odchylenie od średniej w danym momencie, c – ciepło właściwe powietrza, S – strumień ciepła jawnego.

Podsumowanie

Dostęp do nowych technologii oraz rozwój teorii pozwala na bezpośrednie obserwacje strumieni ciepła i masy w układzie ład-atmosfera. Sprzęt, którym dysponuje Katedra Agrometeorologii w Poznaniu pozwala na bezpośrednią obserwację zarówno strumieni ciepła, jak i CO_2 nad ekosystemami rolniczymi. W najbliższej przyszłości system po-

miarowy oparty na metodzie kowariancji wirów będzie zastosowany na polach doświadczalnych Akademii Rolniczej w Poznaniu. Zdobyte pomiary stworzą podstawy do parametryzacji procesów wymiany (np. CO₂) obserwowanych nad różnymi ekosystemami w krajobrazie rolniczym.

Literatura

- ANTHONI P.M., LAW B.E., UNSWORTH M.H. 1999: Carbon and water exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *J. of Hydrology* 95: 151–168.
- ARYA S.P. 1988: *Introduction to Micrometeorology*. Acad. Press Inc. 144 pp.
- BLACK T.A. 1997: *Physics of plant environment (Biometeorology), Lecture Notes*. Department of Soil Science The University of British Columbia, Vancouver.
- CIENCALA E., RUNNING S.W., LINDROTH A., GRELLE A., RYAN M.G. 1998: Analysis of carbon and water fluxes from the NOPEX boreal forest: comparison of measurements with FOREST-BGC simulations. *J. of Hydrology* 212–213: 62–78.
- SUYKER A. E., VERMA S. B. 1992: Eddy correlation measurement of CO₂ flux using a closed-path sensor: theory and field test against an open-path sensor. *Boundary Layer Meteorol.* 64: 391–407.
- SWINBANK W.C. 1951: The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteorol.* 8, 135–145.

Summary

In this paper the principles of the theoretical background and technical methodology of eddy-covariance method were described. Some details about aims and methodology connected with bioclimatological investigations were discussed. Special attention was paid to modern measuring techniques of mass and energy exchange between active surfaces and the atmosphere. The sensors used for eddy covariance method were described. The principles of operation of closed-path and open-path gas analyzers as well as the sonic anemometer were presented.

Authors' addresses:

Janusz Olejnik¹⁾²⁾, Frank Eulenstein²⁾

Bogdan H. Chojnicki¹⁾, Jacek Leśny¹⁾

¹⁾Agricultural University of Poznań

ul. Witosa 45

60-667 Poznań

Poland

²⁾Centre for Agricultural Landscape and Land Use Research

15374 Müncheberg

Eberswalder Straße 84

Germany

Hannu KOKKO

Product Manager
Surface Weather Division
Vaisala Helsinki, Finlandia

Kompaktowa, niezawodna w każdych warunkach automatyczna stacja meteorologiczna MAWS301

Zaawansowana technologia pomiarowa

Dzięki wykorzystaniu najnowszych osiągnięć techniki pomiarowej i telekomunikacyjnej stacja meteorologiczna MAWS301 może współpracować z szeregiem urządzeń telekomunikacyjnych, w tym z modemami PSTN i GSM, modemami radiowymi, a nawet z nadajnikami satelitarnymi. Zastosowane wyrafinowane technologie sprawiają, iż stanowi ona idealny wybór dla szerokiego zakresu zastosowań w meteorologii, tam gdzie potrzeba pewnych i dokładnych pomiarów przy jednoczesnych niskich kosztach eksploatacji. Wybór MAWS301 oznacza także możliwość planowanego, ekonomicznie uzasadnionego doposażania stacji meteo w przyszłości.

Podstawą dla osiągnięcia dokładnych pomiarów jest zastosowanie odpowiednich czujników. Podstawowy zestaw obejmuje pomiar siły i kierunku wiatru, ciśnienia, temperatury, wilgotności względnej oraz opadu atmosferycznego. Dodatkowo można mierzyć również

temperaturę gleby na różnych głębokościach, wilgotność gleby, promieniowanie słoneczne, promieniowanie netto oraz poziom i temperaturę wody. Rozszerzony zestaw obejmuje sensory inteligentne, wśród nich rejestratory pulapu chmur z algorytmem zachmurzenia, czujniki widoczności (MOR) oraz bieżącego stanu pogody i jakości wody.

Prosta, precyzyjna konfiguracja

Stacje MAWS cechuje prostota instalacji i konfigurowania. Krótki czas instalacji wynika z faktu, iż czujniki są dostarczane razem z gotowymi przewodami i złączkami. Każdy moduł jest mocowany na szynach DIN-owskich, których zastosowanie ułatwia późniejszą obsługę. Nie ma potrzeby stosowania specjalnych narzędzi. Skonfigurowane przez użytkownika programy nadzorują sposób wykonywania pomiarów przez czujniki, dokonywanie obliczeń, logowanie oraz transmisję danych.

Tryb pracy stacji MAWS można w prosty sposób modyfikować korzystając z prostego w obsłudze programu konfiguracyjnego MAWS Lizard II. Wykonywanie prostych czynności konfiguracyjnych odbywa się na podstawie gotowych szablonów i biblioteki. Prostota obsługi nie stanowi wszakże jedynej zalety programu – wielość zawartych w nim opcji konfiguracyjnych i ustawień zaawansowanych może zadowolić nawet najbardziej wymagającego użytkownika.

Stacja MAWS301 scala sprawdzone technologie sensorów firmy Vaisala z nowym typem urządzenia logującego, profesjonalnie zaprojektowanym z wykorzystaniem wieloletniego doświadczenia eksploatacyjnego w synoptyce, klimatologii, w pracach badawczych, a także w wymagających lokalizacjach przemysłowych. Zastosowanie 32-bitowego procesora, 16-bitowej konwersji danych między formatem analogowym i cyfrowym oraz zaawansowanych opcji oprogramowania, takich jak sprawdzanie poprawności danych, zapewniają nieprzerwany dopływ rzetelnej informacji o bieżącym stanie pogody.

Niezawodne działanie

Stacje MAWS, w swej budowie kompaktowe i wytrzymałe, przystosowane do pracy w trudnych warunkach środowiskowych, są zaprojektowane jako odporne na zmienność warunków pogodowych. Stosowane materiały są wyłącznie najwyższej jakości. Mocna konstrukcja obudowy BOX501 spełnia wymogi standardu ochrony IP66 (NEMA4X).

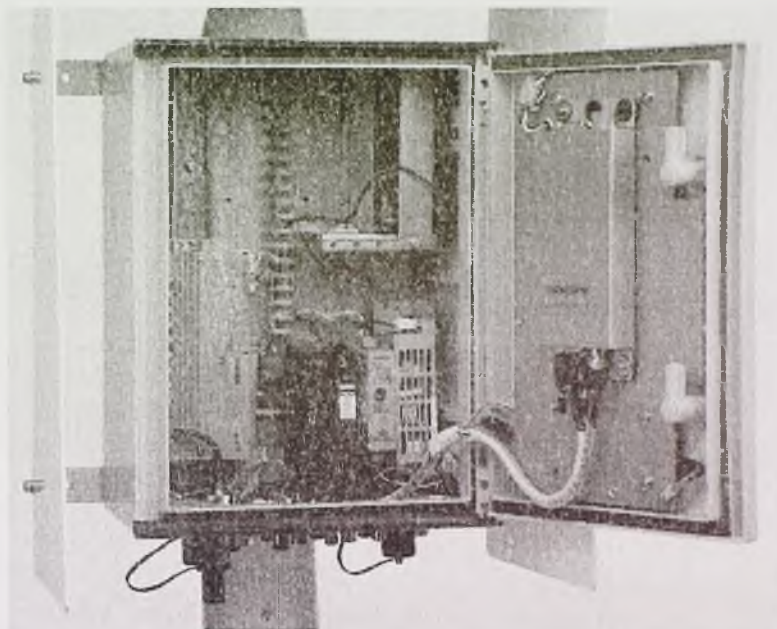
Dodatkowego zabezpieczenia przed promieniowaniem słonecznym dostarcza powłoka białej farby ochronnej. Przewody są wykonane z wysokiej jakości poliuretanu, z wodoszczelnymi odlewanyymi złączkami zgodnie z normą IP68. Wszystkie wejścia posiadają ochronę przeciwzakłóceńową, a wejścia antenowe są zabezpieczone za pomocą ochronników przepięciowych.

Zawarty w oprogramowaniu moduł kontroli jakości sprawdza dane z czujników pod kątem zachowania określonych przez użytkownika przedziałów wartości, wynikających z lokalnych warunków klimatycznych. Kontroli podlegają także wartości różnic pomiędzy dwoma kolejnymi pomiarami. Obliczenia statystyczne wykonywane są po osiągnięciu wymaganej, określonej przez użytkownika minimalnej liczby pomiarów. Wbudowany program testujący monitoruje wartości niektórych parametrów wewnętrznych systemu.

Opisane cechy uzasadniają traktowanie otrzymanych danych z pełnym zaufaniem. Konstrukcja stacji MAWS gwarantuje jej niezawodną pracę, a jednocześnie także niskie koszty użytkowania.

Format wyjściowy danych

Format danych transmitowanych przez stację podlega dowolnej konfiguracji użytkownika, który w prosty sposób dopasowuje go do wymagań określonych aplikacji. Transmisja danych może odbywać się w terminach zdefiniowanych dla danej stacji lub na żądanie stacji centralnej; możliwe jest również skonfigurowa-



Prócz możliwości zastosowania standardowych modemów PSTN, obudowa BOX501 pozwala na opcję współpracy ze sprzętem telemetrii bezprzewodowej, takim jak modemy danych GSM, modemy radiowe czy nadajniki satelitarne. --- PIENI

nie automatycznego zlecenia transmisji danych po przekroczeniu przez mierzony lub obliczeniowy parametr zadanej wartości alarmowej.

Każdy sensor oraz każdy obliczany parametr posiadają własne, konfigurowane przez użytkownika ustawienia wartości alarmowych. Istnieje możliwość skonfigurowania większej liczby szeregowych kanałów transmisji oraz opcji telemetrycznych, dzięki czemu urządzenia stacji mogą jednocześnie służyć wielu użytkownikom oraz być przekazywane do większej liczby aplikacji.

Obliczenia statystyczne

Obliczenia statystyczne, wykonywane dla przedziałów czasowych określanych przez użytkownika, obejmują wartości: minimalną, maksymalną, średnią, odchylenie standardowe oraz wartości skumulowane. Przedziały czasowe można definiować dla każdego z obliczeń oddzielnie. Użytkownik ma dodatkowo możliwość korzystania z gotowej biblioteki obliczeń, w tym z przeliczeń danych na różne jednostki, z obliczenia wartości punktu rosy, parametrów QNH, QFF, QFE, ewapotranspiracji, punktu zamarzania, chłodzenia wietrznego, obciążenia cieplnego, czasu nasłonecznienia itp.

Uniwersalne logowanie danych

Logowanie danych w MAWS301 nie następuje żadnych trudności. Zainstalowana na płycie procesora bezpieczna pamięć typu flash, o pojemności 1,7 megabajta, służy logowaniu zarówno danych pomiarowych oraz obliczeniowych. Opcjonalny kompaktowy moduł pamięci flash, działający w oparciu o zastosowanie wymiennych kart pamięci, oferuje możliwość zwiększenia pojemności do kilkudziesięciu megabajtów. Stosowane w tym celu karty, standardowe w przemyśle, są w prosty sposób wyjmowane, a dane odczytywane do komputera celem dalszego przetwarzania. Ta bezpieczna technologia nie stwarza w ogóle konieczności stosowania wymiennego zasilania bateryjnego.

Niektóre obliczenia statystyczne można wykonywać na miejscu, dzięki czemu ogranicza się ilość danych do transmisji lub logowania. Parametry i harmonogram logowania podlegają oczywiście konfiguracji użytkownika.

Opcje zasilania

Zastosowanie stacji typu MAWS oznacza małe zapotrzebowanie mocy. Standardowo do długoterminowego zasilania stacji MAWS301 wyposażonej w opcje stosowany jest jeden panel słoneczny o mocy 14 W. Opcjonalnie stosuje się panel słoneczny o mocy 24 W oraz zasilanie z sieci prądu zmiennego, tam gdzie chodzi o pokrycie zapotrzebowania na moc rozbudowanego systemu z większą liczbą urządzeń telekomunikacyjnych.

Zasilanie bateryjne korzysta z jednej z trzech dostępnych pojemności, 7, 12 lub 24 Ah.

Opcje transmisji danych

Stacje MAWS mogą być wyposażone w maksimum pięć portów szeregowych, umożliwiających przekazywanie danych do systemów telemetry, terminali oraz wyświetlaczy danych. Standard stanowi jeden port RS-232. Dodatkowe możliwości osiąga się dołączając do dwóch z następujących opcjonalnych modułów:

- DSI485 – izolowany port RS-485 dla transmisji na odległości do 1500 metrów,
- DSU232 – dwa porty RS-232,
- DMX501 – stały modem dla transmisji na dalsze odległości.

Prócz możliwości zastosowania standardowych modemów PSTN, obudowa BOX501 pozwala na opcję współpracy ze sprzętem telemetry bezprzewodowej, takim jak modemy danych GSM, modemy radiowe czy nadajniki satelitarne. Oferta wszelkiego sprzętu z dziedziny systemów telemetrycznych jest zawsze kompletna, z elementami montażowymi, ochronnikami przepięciowymi, przewodami oraz antenami.

Prosta rozbudowa

Konstrukcja stacji MAWS301 umożliwia jej rozbudowę i doposażanie w dowolnym czasie, zależnie od zmieniających się wymagań użytkownika w zakresie stosowanych czujników, obliczeń,

formatów danych wyjściowych i sposobu logowania. Modyfikacje oprogramowania wykonywane są przez program konfiguracyjny MAWS Lizard II po prostym przyłączeniu dodawanych czujników do wolnych złączek. Znaczna liczba dostępnych czujników oraz opcji telemetrycznych, wraz z polityką ciągłych udoskonaleń obowiązującą w firmie Vaisala, gwarantują możliwość dalszych przyszłych udoskonaleń.

WYŁĄCZNY DYSTRYBUTOR VAISALA OYJ W POLSCE:

OMC ENVAG Sp. z o.o.
ul. Iwonicka 21
02-924 Warszawa
tel.: 0-22 858 78 78
fax: 0-22 858 78 97
e-mail: pow@envag.com.pl