
Przegląd Naukowy

Inżynieria i Kształtowanie Środowiska

Rocznik XIII

2004

Zeszyt 1(28)

SCIENTIFIC REVIEW
ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL SCIENCES
Półrocznik – Semiannual

RADA PROGRAMOWA

Kazimierz Adamowski (University of Ottawa, Kanada), Kazimierz Banasik – przewodniczący (SGGW), Tadeusz Bednarczyk (Akademia Rolnicza, Kraków), Kazimierz Garbulewski (SGGW), Małgorzata Gutry-Korycka (Uniwersytet Warszawski), Zbigniew Heidrich (Politechnika Warszawska), Bonifacy Łykowski (SGGW), Mariusz Kembłowski (Utah State University, USA), Jiří Vaška (Politechnika w Pradze, Czechy)

ZESPÓŁ REDAKCYJNY

Andrzej Ciepeliowski, Bonifacy Łykowski (przewodniczący), Mieczysław Połoński

RECENZENCI

Wojciech Bartnik, Edmund Kaca, Andrzej Korelewski, Bonifacy Łykowski, Waldemar Mioduszeński, Hanna Obarska-Pempkowiak, Kazimierz Piekut, Artur Radecki-Pawlik, Marek Sozański, Zbigniew Szwejkowski, Ryszard Ślizowski, Wojciech Wilkowski, Hanka Zaniewska, Jan Żelazo

ADRES REDAKCJI

Wydział Inżynierii i Kształtowania Środowiska SGGW
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
tel. 843 90 41 (61, 81) w. 11273 i 11759
iks_pn@alpha.sggw.waw.pl

ISSN 1732-9353

Czasopismo „Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska” jest abstraktowane w wykazach międzynarodowych AGRIS(FAO) i krajowych SIGŻ.

Przegląd Naukowy

Inżynieria i Kształtowanie Środowiska (d. Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii i Kształtowania Środowiska)

Rocznik XIII

2004

Zeszyt 1(28)

Spis treści *Contents*

PRACE ORYGINALNE

Sz.L. DĄBKOWSKI, J. URBĄŃSKI: Intensywność turbulencji strumienia za odskokiem hydraulicznym <i>Intensity of turbulence below hydraulic jump</i>	5
Z. POPEK: Prędkość opadania ziaren piasków rzecznych <i>Fall velocity of river's sand grains</i>	13
J. URBĄŃSKI: Ocena warunków rozwoju rozmyć poniżej jazu w świetle pomiarów i obliczeń prędkości dopuszczalnych <i>Estimate of conditions development of scour below dam base on the measurements and calculations of critical velocities</i>	24
A. RADECKI-PAWLIK, T. ROZBICKI: Wpływ opadu atmosferycznego na wielkość spływu powierzchniowego z obszaru zlewni zurbanizowanej na przykładzie wybrzeża prowincji Kolumbia Brytyjska w Kanadzie <i>The influence of precipitation on surface runoff in urban catchment area on the example of British Columbia in Canada</i>	32
A. MICHAŁIK, L. KSIĄŻEK, L. BĄK, T. DUDKOWSKI, T. TEKIELAK: Przepustowość koryt potoków górskich w terenie zabudowanym <i>Capacity of mountain creeks channels on an urban area</i>	42
J. FRONCZYK, K. GARBULEWSKI: Właściwości sorpcyjne gruntów w barierach hydraulicznych <i>Sorptivity of soils in hydraulic barriers</i>	52

H. KAZIEKO, L. KAZIEKO: Analityczny model podniesienia poziomu wód gruntowych w wyniku nawadniania <i>Analytical model of groundwater level rise due to irrigation</i>	62
H. KAZIEKO, L. KAZIEKO: Analityczny model obniżania się wzniesienia wód gruntowych po nawodnieniu <i>Analytical model of groundwater level lowering after irrigation</i>	70
J. KOSSOWSKI: Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie: zastosowanie teorii Philipa <i>Methodical problems concerning soil heat flux measurement: application of Philip's theory</i>	78
H. NIEMCZYK, B. KOWALSKA, G. MAJEWSKI: Współzależność między aktualną wilgotnością warstwy ornej czarnej ziemi a wskaźnikiem opadów uprzednich <i>The relationship between actual soil moisture of black earth ploughing topsoil and anterior precipitation index</i>	88
E. MATYJA, A. KACZMARCZYK, J. MOSIEJ: Wykorzystanie systemów roślinnych do doczyszczania ścieków technologicznych i opadowych <i>The use of constructed wetlands for technological wastewater and stormwater purification</i>	96
M.M. MICHEL, A. ORZESZKO: Zastosowanie koagulacji objętościowej do podczyszczania ścieków z zakładów przemysłu tłuszczowego <i>The application of volumetric coagulation for preliminary fat industry waste treatment</i>	107
A. PAWLAT-ZAWRZYKRAJ: Delimitacja fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów w opracowaniu ekofizjograficznym uwarunkowań wodnych zlewni Raszynki <i>Delimitation of physiotops, geomorphotops and morphotops in ecophysiological study for water conditions in Raszynka catchment</i>	115
A. NOWICKA, I. RYKIEWICZ, E. DRAGAŃSKA, M. PANFIL: Wpływ elementów meteorologicznych na stan zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego w Olsztynie <i>The effect of meteorological parameters on conditions of air pollution in Olsztyn</i>	126
A. BŁĘDZIŃSKA: Zależność odczynu wody opadowej pH od wysokości opadów atmosferycznych na stacji Ursynów-SGGW w latach 1998–2003 <i>The relationship between the reaction of precipitation pH and amount precipitation in Ursynów-WAU in the years 1998–2003</i>	133
K. ROZBICKA: Wstępne wyniki badań nad stężeniem tlenków azotu NO_x (NO , NO_2) w powietrzu w Warszawie-Ursynowie <i>Introductory results on the study concerning of oxides of nitrogen NO_x (NO, NO_2) concentration in Warsaw-Ursynów</i>	140
B. LYKOWSKI, W. PRZEWOŹNICZUK: Wpływ warunków meteorologicznych na zawartość tlenu (O_2) w powietrzu atmosferycznym w rejonie Ursynowa <i>Effect of meteorological conditions on oxygen (O_2) content in the air of Ursynów</i>	152
G. MAJEWSKI: Ocena dokładności pomiaru temperatury powietrza na automatycznej stacji meteorologicznej <i>The estimation of the accuracy of the air temperature measurement at an automatic meteorological station</i>	159

E. DRAGAŃSKA, Z. SZWEJKOWSKI, T. BIENIASZEWSKI: Charakterystyka agroklimatyczna północno-wschodniego obszaru Mazowsza na podstawie danych ze stacji meteorologicznej w Ostrołęce <i>Agroclimatological characteristics of north-eastern Mazovia region on the base of data from Ostrołęka meteorological point</i>	167
---	-----

E. KALBARCZYK: Struktura czasowo-przestrzenna zachmurzenia na Pomorzu <i>Time and spatial structure of the state of the sky in Pomerania</i>	174
---	-----

OPRACOWANIA INFORMACYJNE

J. WYSOCKI: Zagadnienia katastru trójwymiarowego (3D)	184
---	-----

D. GOŁASZEWSKI, T. ROZBICKI: XXX Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów „Meteorologia i klimatologia w kształtowaniu środowiska wiejskiego”	188
--	-----

© Copyright by Wydawnictwo SGGW, Warszawa 2004

Redaktor – Ewa Ramus
Redaktor techniczny – Krystyna Piotrowska
Korekta – Violetta Kaska

ISSN 1732-9353

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

Szczepan L. DĄBKOWSKI¹, Janusz URBAŃSKI²

¹ Katedra Inżynierii Wodnej Politechniki Świętokrzyskiej w Kielcach

Department of Hydraulic Engineering University of Technology in Kielce

² Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Intensywność turbulencji strumienia za odskokiem hydraulicznym

Intensity of turbulence below hydraulic jump

Słowa kluczowe: budowla piętrząca, odskok hydrauliczny, turbulencja strumienia

Key words: dam, hydraulic jump, turbulence of flow

Wprowadzenie

Strumień za wypadem budowli piętrzącej charakteryzuje się podwyższoną burzliwością. Wynika to z licznych badań ruchu wody poniżej budowli. Wzmogona turbulencja strumienia za wypadem wpływa na przebieg procesu rozmywania dna koryta rzeki, gdyż zwiększone chwilowe prędkości i pulsacje ciśnień ułatwiają poruszanie, odspajanie i wynoszenie ziaren materiału dennego. Doświadczenia z przepływem o takich samych prędkościach strumienia z naturalnym rozkładem prędkości i strumienia zaburzonego, o podwyższonej turbulencji, wykazują znacznie większe rozmycia w tym drugim przypadku (Dąbkowski i in. 1982). Wpływ turbu-

lencji strumienia na wielkość rozmycia nie jest dostatecznie rozpoznany. Uzasadnione jest więc prowadzenie badań nad rozpoznaniem turbulencji strumienia za wypadem budowli wodnych. Dokładniejsze poznanie ilościowego wpływu różnych charakterystyk strumienia na wielkości rozmyć mogłoby umożliwić opracowanie rozwiązań ograniczających to niekorzystne zjawisko.

Jedną z cech strumienia na wypadzie jest zmienność turbulencji na długości drogi przepływu za odskokiem hydraulicznym. Wyniki doświadczeń prowadzonych od kilkudziesięciu lat przez licznych badaczy wykazały, że odskok hydrauliczny powoduje wzrost wartości liczbowych charakterystyk turbulencji strumienia: chwilowego odchylenia od wartości prędkości średniej w punkcie, czyli pulsacji prędkości ($v' = v - \bar{v}$), intensywności turbulencji $\left(\sigma = \sqrt{v'^2} \right)$ i względnej intensywno-

ści turbulencji $\left(\varepsilon = \frac{\sigma}{\bar{v}}\right)$, gdzie $\bar{v}$ – prędkość średnia w punkcie, pionie lub przekroju. Stwierdzono również (Kumin 1955, 1956, Kališ 1961, Lipay i Pustovoi 1967, Hartung i Csallner 1967 i in.), że nad poziomym, płaskim i nierozmywalnym dnem koryta wartości tych charakterystyk maleją wraz z odległością od odskoku hydraulicznego. Wymienieni badacze podali związki opisujące zmienność różnych charakterystyk turbulencji na długości strumienia za niezatopionym odskokiem hydraulicznym, który powstawał na płaskim i poziomym wypadzie.

Według Kumina (1955), względna intensywność turbulencji (ε) za odskokiem hydraulicznym związana jest z odległością x zależnością:

$$\varepsilon = \frac{4,55}{\frac{x}{h_2} - [1,69\sqrt{\eta - 4} - 0,195(\eta - 4)]} \quad (1)$$

gdzie:

x – odległość przekroju o względnej intensywności turbulencji ε , mierzona od miejsca występowania pierwszej głębokości sprzężonej,

$\eta = \frac{h_2}{h_1}$, h_1 , h_2 – pierwsza i druga głębokość sprzężona.

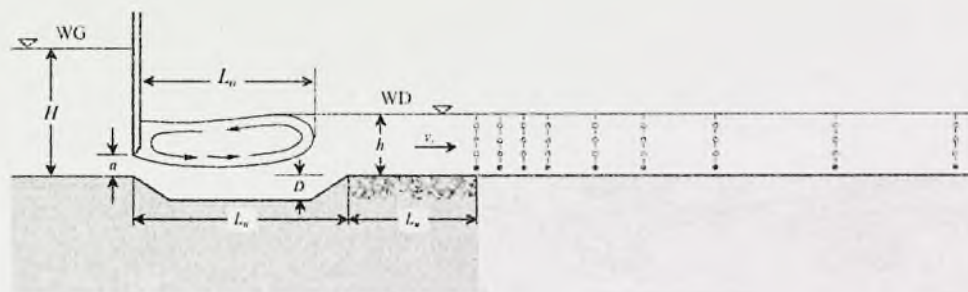
Zależność (1) jest ważna dla $\eta > 4$. W badaniach Kumina niezatopiony odskok hydrauliczny powstawał na poziomym wypadzie przy wypływie wody spod zasuwy. W literaturze brak jest podobnych zależności wyprowadzonych dla strumienia opuszczającego

wypad z niecką, w której utrzymywany jest zatopiony odskok hydrauliczny. Takie warunki przepływu występują w praktyce, w dolnych stanowiskach jazów, dlatego ich rozpoznanie jest ważne.

W artykule omówiono wyniki badań struktury pola prędkości za odskokiem hydraulicznym zatopionym w niecce wypadowej, na dwóch modelach jazu. Opisano zmienność stopnia burzliwości na długości strumienia. Podczas doświadczeń przeprowadzono pomiary poziomych składowych wektora prędkości. Prowadzono je w korycie nierozmywalnym, za wypadem, z płaskim, poziomym, stabilnym dnem z piasku. Pomiary wykonywano w pionach płaszczystych osiowej. Ich celem było rozpoznanie struktury pola prędkości w warunkach początkowych tworzenia się rozmycia (Urbański 2003). Z literatury (Kumin 1955, 1956, Kališ 1961) wynika, że największe znaczenie w procesie rozmyć mają parametry turbulencji w dolnej części strumienia i w strefie przydennej, a wartości charakterystyk turbulencji w tym obszarze przepływu mają związek z głębokością wyboju (Popova 1985, Błażejowski 1989). Analizie poddano zatem wartości względnej intensywności turbulencji (ε) obliczone na podstawie wyników pomiarów chwilowych prędkości w punktach położonych najbliżej dna.

Metodyka i zakres badań

Badania przeprowadzono na modelu jazu przedstawionym na rysunku 1. Schemat badanej budowli przyjęto za Żbikowskim (1970). Za zasuwą piętrzą-



RYSUNEK 1. Schemat jazu i rozmieszczenie punktów pomiarowych
FIGURE 1. Schema of the dam and distribution of the measured points

ca, podnoszoną na określoną wysokość (a) podczas każdego doświadczenia, powstawał w niecce wypadowej zatopiony odskok hydrauliczny. Za niecką znajdował się odcinek umocnionego dna, a za nim część koryta wypełniona piaskiem o $d_{50} = 1,1$ mm. Powierzchnia dna wypełnionego piaskiem była dokładnie wyrównana, płaska i pozioma oraz odpowiednio ustabilizowana, by była nierozmywalna. Uzyskiwano w ten sposób niezmiennie warunki hydrauliczne podczas wykonywania pomiarów poziomych składowych wektora prędkości v_x i v_y w pionach osiowej płaszczyzny modelu (Urbański 2003).

Modele wykonane były w dwóch skalach geometrycznych: 1 : 30 i 1 : 55,25. Wielkości geometryczne przeliczane były według skali liniowej, natomiast wielkości hydrauliczne według skal wynikających z kryterium podobieństwa Froude'a. Podstawowe wymiary modeli oznaczone na rysunku 1 zamieszczono w tabeli 1, a hydrauliczne warunki przepływu w doświadczeniach w tabelach 2a i b.

TABELA 1. Podstawowe wymiary modeli jazu (z niecką i umocnieniami)

TABLE 1. Basic dimensions of dam models (with basin and bed protection)

Wymiar Dimension	Wartość/Value [cm]	
	Skala/Scale 1 : 30	Skala/Scale 1 : 55,25
B	100,0	55,0
L_u	97,3	52,9
L_s	50,0	27,1
D	5,6	3,0

Głębokości sprzężone h_1 i h_2 obliczono z równań:

$$E = h_1 + \frac{\alpha q^2}{2g\varphi^2 h_1^2} \quad (2)$$

$$h_2 = \frac{h_1}{2} \left(\sqrt{1 + 8 \frac{q^2}{gh_1^3}} - 1 \right) \quad (3)$$

przyjmując wartość współczynnika $\varphi = 1$. Wzniesienie linii energii (E) w górnym stanowisku nad dnem niecki wypadowej obliczono z wyrażenia:

$$E = H + \frac{\alpha v_0^2}{2g} + D. \text{ Średnią prędkość}$$

TABELA 2. Charakterystyki przepływu w doświadczeniach
TABLE 2. Hydraulic characteristics of the flow in experiments

a) na modelu w skali 1 : 30
on model in scale 1 : 30

Q [m ³ /s]	q [m ³ /s]	a [m]	h [m]	H [m]	E [m]	h_1 [m]	h_2 [m]	Fr_1 [-]	Fr_d [-]	L_o [m]	σ_z [-]
0,024	0,024	0,016	0,092	0,384	0,452	0,008	0,116	10,71	0,08	0,86	1,28
0,049	0,049	0,033	0,133	0,417	0,486	0,016	0,116	7,73	0,11	1,03	1,14
0,073	0,073	0,049	0,165	0,445	0,515	0,024	0,204	6,27	0,12	1,11	1,08
0,097	0,097	0,065	0,193	0,462	0,532	0,031	0,234	5,67	0,13	1,18	1,06
0,122	0,122	0,084	0,215	0,479	0,551	0,038	0,262	5,26	0,15	1,24	1,03

b) na modelu w skali 1 : 55,25
on model in scale 1 : 55,25

Q [m ³ /s]	q [m ³ /s]	a [m]	h [m]	H [m]	E [m]	h_1 [m]	h_2 [m]	Fr_1 [-]	Fr_d [-]	L_o [m]	σ_z [-]
0,0055	0,010	0,011	0,050	0,202	0,239	0,005	0,065	9,30	0,08	0,48	1,23
0,0108	0,020	0,021	0,072	0,217	0,254	0,009	0,090	7,48	0,11	0,56	1,13
0,0164	0,030	0,031	0,090	0,230	0,268	0,013	0,110	6,46	0,12	0,63	1,09
0,0215	0,039	0,041	0,105	0,240	0,278	0,017	0,126	5,62	0,13	0,67	1,07
0,0270	0,049	0,052	0,117	0,250	0,289	0,021	0,141	5,14	0,15	0,71	1,04

na dopływie v_0 obliczono z ilorazu całkowitego natężenia przepływu (Q) i pola przekroju poprzecznego strumienia (F) w stanowisku górnym. Współczynnik Coriolisa (α) przyjęto równy jedności. Wartości liczby Froude'a Fr_1 w przekroju występowania pierwszej głębokości sprężonej (h_1) obliczono

z ilorazu: $Fr_1 = \frac{q^2}{gh_1^3}$, a w korycie za

wypadem: $Fr_d = \frac{q^2}{gh^3}$, gdzie: g – przy-

śpieszenie ziemskie ($g = 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Z obliczonych wartości h_1 i h_2 wynika, że $h_2/h_1 > 2$, co według Bogomolova i Michajłowa (1965), świadczy o tym, że odskok hydrauliczny na modelach nie był odskokiem sfalowanym. Za długość odskoku hydraulicznego (L_o) przyjęto odległość mierzoną w osi koryta – od zasuwy piętrzącej do punktu

stagnacji strug wody, czyli punktu na powierzchni zwierciadła wody, w którym podłużna prędkość była zerowa. Do jego lokalizacji wykorzystywano dwie kulki pływające, zawieszone swobodnie obok siebie na nitkach oraz konfetti. Pomiar wykonywano dziesięciokrotnie i przyjmowano wartość średnią. Jako współczynnik zatopienia odskoku hydraulicznego (σ_z) przyjęto: $\sigma_z = \frac{h + D}{h_2}$.

Do pomiarów prędkości przepływu wykorzystano elektrosondę PEMS rejestrującą z dokładnością do 1 cm/s wartości chwilowe składowych poziomych wektora prędkości v_x i v_y (podłużną i poprzeczną) z częstotliwością 0,1 s. Piony pomiarowe rozmieszczone były w różnych odległościach (l) od końca umocnień. Na modelu większym odległości te wynosiły: $l_{30} = (0; 10; 20; 30; 50; 70; 100; 150; 200) \text{ cm}$, a na mniejszym odpowiednio $l_{55} = (0; 5; 11; 16;$

27; 38; 54; 81; 109) cm. W każdym pionie wykonano pomiary w czterech punktach. Rozmieszczenia pionów i punktów pomiarowych dokonano, uwzględniając stosunek geometrycznych skał modeli, dzięki czemu położenia punktów na obu modelach odpowiadały sobie. Analizowane punkty pomiarowe na modelu w skali 1 : 55,25 położone były w odległości 1 cm nad dnem, co odpowiada wartości 1,8 cm na modelu w skali 1 : 30.

Czas pomiaru prędkości w każdym punkcie wynosił 120 s. Rejestrowane były zatem ciągi v_x i v_y o liczebności 1200 elementów dla każdego kierunku. Dla ciągów tych obliczono podstawowe charakterystyki, a mianowicie:

- średnią wartość składowej prędkości, $\bar{v}$:

$$\bar{v} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N v_i \quad (4)$$

gdzie v_i jest prędkością chwilową, uzyskiwaną z pomiaru,

- odchylenie standardowe (intensywność turbulencji), σ :

$$\sigma = \sqrt{v'^2} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (v_i - \bar{v})^2} \quad (5)$$

gdzie: $v' = v_i - \bar{v}$ oznacza pulsację prędkości,

- względną intensywność turbulencji, ϵ (stopień burzliwości strumienia):

$$\epsilon = \frac{\sigma}{\bar{v}} \quad (6)$$

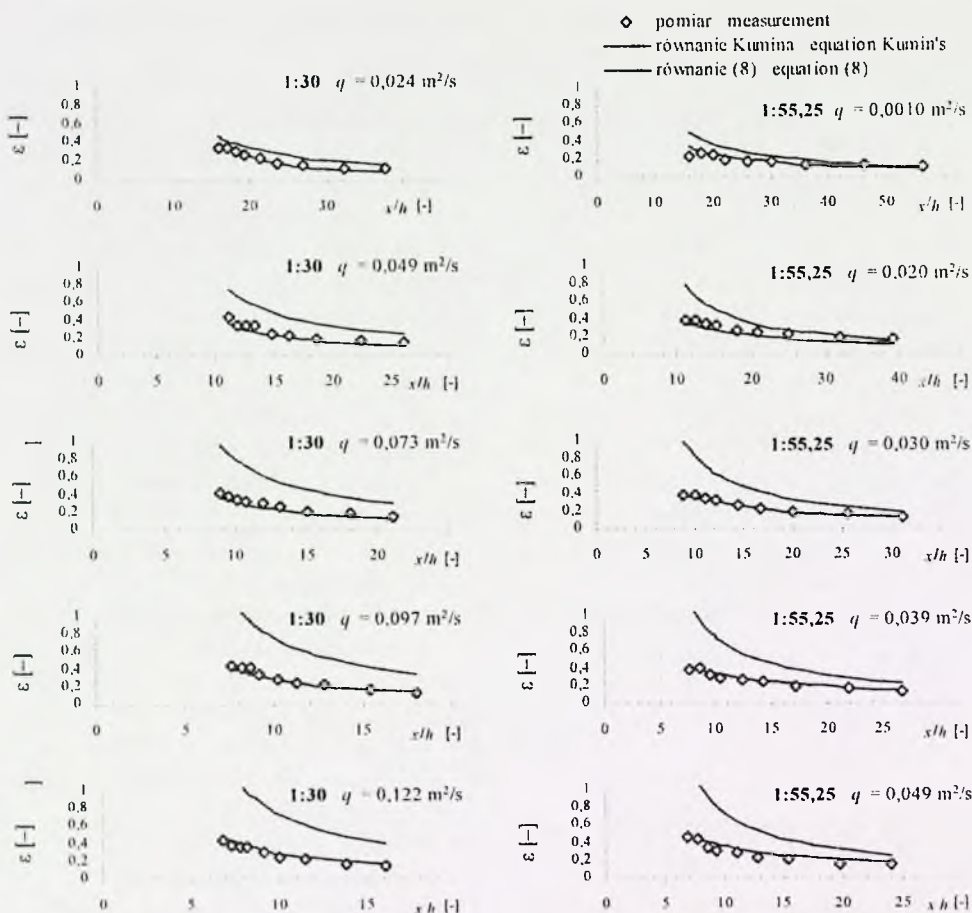
Wyniki pomiarów i ich analiza

Wyniki obliczeń ϵ na podstawie pomiarów własnych porównano z wartościami tej charakterystyki wyznaczonymi ze wzoru Kumina (1) dla tych samych bezwymiarowych odciętych x/h (rys. 2), gdzie h jest głębokością strumienia wody na odpływie, odpowiadającą natężeniu przepływu (q). Są to wykresy zmienności względnej intensywności turbulencji na długości strumienia za odskokiem hydraulicznym. W związku z trudnością jednoznacznego określenia położenia przekroju występowania pierwszej głębokości sprzężonej (h_1), odległość x odmierzano od zasuwy piętrzącej.

W celu porównania wartości ϵ z badań własnych z obliczonymi wzorem Kumina (1) zastosowano cztery najczęściej stosowane w praktyce miary statystyczne (za Błażejewskim 1999):

- względny średniokwadratowy błąd resztowy (WBR),
- stosunek wartości średnich (SWS),
- współczynnik korelacji (R),
- specjalny współczynnik korelacji (RS).

Ze sporządzonych wykresów (rys. 2) i wartości statystycznych miar jakości modelu zestawionych w tabeli 3 wynika, że formuła Kumina (1) w niezadowalającym stopniu opisuje wyniki pomiarów na obu modelach. Wielkość błędu WBR zwiększa się wraz z natężeniem przepływu: ośmiokrotnie na modelu większym i ponad dwukrotnie na mniejszym. Zatem bezpośrednie zastosowanie tego wzoru dla wypadu z niecką wypadową i odskoku zatopionego nie jest możliwe, gdyż odnosi się on do innych warunków.



RYSUNEK 2. Porównanie wartości ϵ ze wzorów (1), (8) i obliczonych na podstawie pomiarów prędkości na obu modelach

FIGURE 2. Values of ϵ versus x/h calculated using equations (1), (8) and results measurements of velocities on both models

Zapisując wzór (1) w postaci:

$$\epsilon = \frac{A}{\frac{x}{h_2} - [b\sqrt{\eta - c} - d(\eta - c)]} \quad (7)$$

w której wielkość $\eta = \frac{h_2}{h_1}$ zastąpiono współczynnikiem zatopienia odskoku

$\sigma_z = \frac{h + D}{h_2}$, przeprowadzono obliczenia wartości współczynników A , b i c metodą estymacji Marquardta, wykorzystując standardowy program „Statgraphics”, i uzyskano równanie:

$$\epsilon = \frac{2,11}{\frac{x'}{h_2} + 29,4\sqrt{\sigma_z - 1} - 56,1(\sigma_z - 1)} \quad (8)$$

w którym: $x' = x - L_o$. Odległość x' mierzona jest zatem od końca odskoku, którego położenie zależy od natężenia przepływu i stopnia zatopienia odskoku (Urbański 2003). Równanie to obowiązuje dla warunków hydraulicznych, w jakich przeprowadzono doświadczenia na obu modelach (tab. 2a i b) z zatopionym w niecce odskokiem hydraulicznym i uwzględnia stopień zatopienia odskoku. Wyniki obliczeń ϵ z równania (8) przedstawiono na rysunku 2. Obliczono również wartości przytoczonych miar statystycznych i wyniki zamieszczono w tabeli 3. Na podstawie uzyskanych wartości miar statystycznych można stwierdzić, że wzór (8) w dobrym stopniu wyrównuje wyniki pomiarów uzyskane na obu modelach.

Podsumowanie

Przeprowadzone na dwóch modelach jazu doświadczenia i analiza ich wyników potwierdzają regułę, że stopień burzliwości strumienia wody (ϵ) maleje wzdłuż drogi przepływu za odskokiem hydraulicznym, jednak sposób jego zmiany zależy od geometrii wypadu budowli i rodzaju urządzeń do rozpraszania energii. Wzór Kumina (1) nieodpowiednio opisuje wyniki pomiarów względnej intensywności turbulencji strumienia za wypadem z niecką, gdyż wyprowadzony był dla warunków przepływu na płaskim wypadzie. Wartości ϵ z tego wzoru są większe niż obliczone z pomiarów. Wpływ na to może mieć zarówno niecka na wypadzie, jak i stopień zatopienia odskoku hydraulicznego

TABELA 3. Wartości statystycznych miar zgodności wyników ϵ z pomiarów i z obliczeń wzorem Kumina (1) i z równania (8)

TABLE 3. Values of the statistical characteristics defining relations between the results of the measurements and calculations using Kumin's equation (1) and equation (8)

Parametr statystyczny Statistical parameter	Numer równania Number of equation	Model w skali 1 : 30 Model in scale 1 : 30					Model w skali 1 : 55,25 Model in scale 1 : 55,25				
		$q_{30} [m^2/s]$					$q_{55} [m^2/s]$				
		0,024	0,049	0,073	0,097	0,122	0,010	0,020	0,030	0,039	0,049
WBR	(1)	0,352	0,834	1,240	1,543	2,005	0,688	0,689	1,159	1,519	1,607
	(8)	0,287	0,171	0,136	0,113	0,419	0,172	0,176	0,064	0,107	0,288
SHS	(1)	1,338	1,784	2,158	2,458	2,875	1,528	1,526	1,982	2,303	2,399
	(8)	0,762	0,851	0,874	0,939	1,413	0,885	0,828	0,969	1,085	1,259
R	(1)	0,873	0,864	0,881	0,880	0,878	0,818	0,873	0,868	0,858	0,880
	(8)	0,869	0,864	0,882	0,881	0,880	0,825	0,881	0,879	0,870	0,877
RS	(1)	0,943	0,609	-	-	-	0,746	0,746	-	-	-
	(8)	0,963	0,987	0,991	0,994	0,917	0,986	0,985	0,998	0,995	0,963

w badaniach własnych. Opracowany wzór (8) dobrze opisuje wyniki obliczeń ϵ na podstawie przeprowadzonych pomiarów na długości strumienia za odskokiem hydraulicznym w niecce wypadowej i uwzględnia stopień zatopienia odskoku. Wykazuje on, że przez zastosowanie niecki do rozpraszania energii i zatopienie odskoku uzyskuje się wyraźnie mniejszą intensywność turbulencji, a więc i ograniczenie głębokości rozmycia dna rzeki za budowlą piętrzącą.

Literatura

- BŁAŻEJEWSKI R. 1989: Prognozowanie rozmyć miejscowych gruntów niespoistych poniżej budowli upustowych. Rocznik AR w Poznaniu. Rozprawy Naukowe. Z. 190, Wydawnictwo Akademii Rolniczej w Poznaniu, Poznań.
- BŁAŻEJEWSKI R. 1999: Wstęp do badań empirycznych. Wydaw. AR w Poznaniu, Poznań.
- BOGOMOLOV A.I., MICHAJLOV K.A. 1965: Gidravlika. Izdatelstvo S.L., Moskwa.
- DĄBKOWSKI SZ.L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A. 1982: Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych. PWRiL, Warszawa.
- HARTUNG F., CSALLNER K. 1967: The scouring energy of the macroturbulent flow down-stream of a hydraulic jump. Proceedings XII Congress of the IAHR, 3. Fort Collins, Colorado, USA.
- KALIŠ J. 1961: Diminution de la turbulence derriere le ressaut. Rapport 111 IX, Congres de IAHR, Dubrownik.
- KUMIN D.I. 1955: Gidravličeskij rasčet kreplenija v nižnim b'eŕie vodoshrosov. Gesenergoizdat, Moskva.
- KUMIN D.I. 1956: Turbulentnost i gaszenie energii pri sopraženii b'eŕfow. Izvestia VNIIG, t. 55.
- LIPAY I.E., PUSTOVOIT V.F. 1967: On the vanishing of intensive macro-turbulence in open channel below hydraulic outlet struc-

ture. Proceedings XII Congress of the IAHR, 2. Fort Collins, Colorado, USA.

- POPOVA K.S. 1985: Rasčet izmenenia głubiny mestnych razmyvov za plotinami vo vremeni. Izvestia V NIIG, t. 119.
- URBAŃSKI J. 2003: Mechanizm tworzenia się rozmyć za jazem w świetle eksperymentalnych badań modelowych. Rozprawa doktorska. Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW, Warszawa.
- ŻBIKOWSKI A. 1970: Badania laboratoryjne zależności głębokości rozmycia poniżej przelewu od długości umocnień i czasu trwania doświadczenia. Rozprawa doktorska. Politechnika Warszawska, Warszawa.

Summary

Intensity of turbulence below hydraulic jump. Turbulence intensity of the stream has a great effect on process of local bed erosions of a river. Quantative qualification of this effect is not settled yet. Author performed laboratory experiments on two models of dam in various scales. The final aim of the experiments is recognition of mechanism forming of local bed scours what bases on measurement of local flow velocity below hydraulic jump. This paper briefly presents the results of experimental study on the local flow velocities. Then the Kumin's equation was verified with the results of this analysis. The equation gives a description of the variability of turbulence intensities of stream below hydraulic jump.

Authors' addresses:

Szczepan Ludwik Dąbkowski
Politechnika Świętokrzyska
Katedra Inżynierii Wodnej
25-314 Kielce, al. 1000-lecia Państwa Polskiego 1
Poland

Janusz Urbański
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Zbigniew POPEK

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Prędkość opadania ziaren piasków rzecznych Fall velocity of river's sand grains

Słowa kluczowe: prędkość opadania ziaren, piasek rzeczny

Key words: fall velocity of grains, river's sand

Wprowadzenie

Prędkość swobodnego opadania ziaren w nieruchomej cieczy jest jednym z istotnych parametrów charakteryzujących właściwości rumowiska rzeczного. Wielkość ta jest niezbędna w rozwiązywaniu zagadnień związanych z transportem i osadzaniem się rumowiska w korytach cieków oraz w zbiornikach naturalnych i sztucznych (osadnikach). Prędkość opadania ziaren rumowiska, nazywana niekiedy cechą hydrauliczną, zależy od wielkości i właściwości ziarna oraz właściwości cieczy. Przy określaniu prędkości opadania w praktyce korzysta się najczęściej z licznych zależności empirycznych. Jednakże wyniki obliczeń porównawczych dla ziaren o tej samej wielkości pokazują, że prędkości opadania określone według różnych wzorów mogą się znacznie różnić (Dąbkowski i in. 1982). W niniejszej pracy dokonano

analizy wybranych zależności empirycznych pod kątem możliwości ich stosowania do określania prędkości opadania ziaren piasków rzecznych o średnicach $d = 0,25\text{--}2\text{ mm}$.

Prędkość opadania określa się z warunku równowagi sił działających na ziarno poruszające się ruchem jednostajnym (rys. 1):

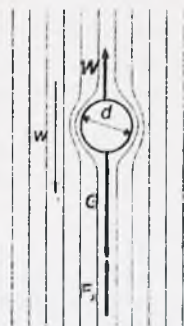
$$G - W = F_x$$

gdzie:

G – ciężar ziarna,

W – wypór cieczy,

F_x – opór hydrodynamiczny.



RYСУNEK 1. Siły działające na ziarno podczas opadania w wodzie stojącej

FIGURE 1. Forces acting on grain during falling in stagnant water

Jeżeli rozpatrywane ziarno ma kształt kulisty, to warunek równowagi sił można wyrazić następująco (Orzechowski i in. 1997):

$$\frac{\pi d^3}{6} \rho_r g - \frac{\pi d^3}{6} \rho g = C_x \frac{\pi d^2}{4} \frac{\rho w^2}{2} \quad (1)$$

z którego, po przekształceniu, otrzymuje się ogólny wzór na prędkość opadania ziarna:

$$w = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{gd(\rho_r - \rho)}{C_x \rho}} = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{gd}{C_x} (s-1)} \quad (2)$$

gdzie:

w – prędkość opadania [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],

g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$],

d – średnica ziarna [m],

$s = \frac{\rho_r}{\rho}$ – względna gęstość ziarna [–]

(ρ_r – gęstość właściwa minerału, z którego powstało ziarno [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

ρ – gęstość wody [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$]),

C_x – współczynnik oporu ziarna [–].

Wpływ kształtu ziaren na opór hydrodynamiczny

Współczynnik oporu (C_x) jest funkcją liczby Reynoldsa, którą w odniesieniu do ziarna można wyrazić następująco:

$$\text{Re} = \frac{wd}{\nu} = \frac{\rho wd}{\mu} \quad (3)$$

Według Yalina (1977), w zakresie reżimu opadania turbulentnego $1 \cdot 10^3 < \text{Re} < 1 \cdot 10^5$ dla ziaren kulistych można przyjmować stałą wartość $C_x = 0,4$, stąd po przekształceniu równania (2) prędkość opadania będzie równa:

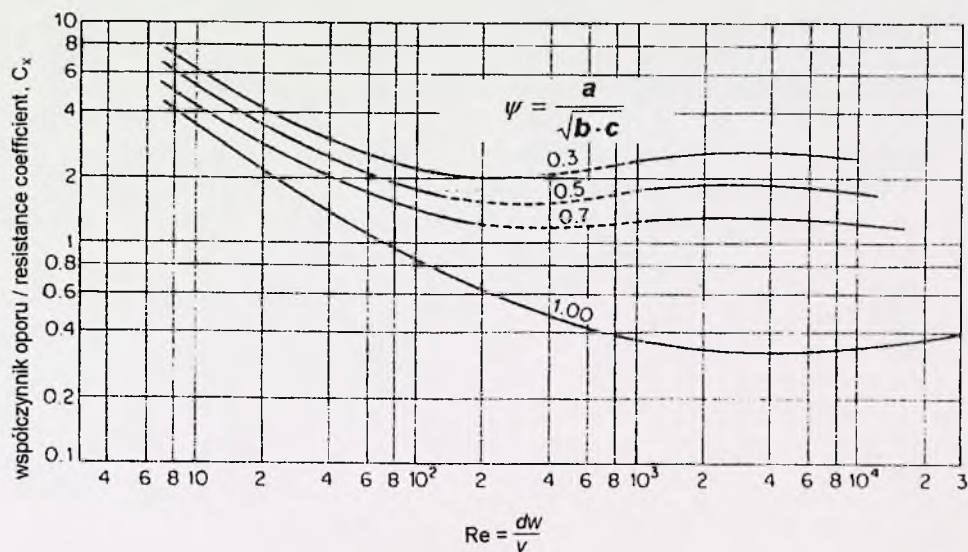
$$w = 1,825 \sqrt{\frac{gd(\rho_r - \rho)}{\rho}} = 1,825 \sqrt{gd(s-1)} \quad (4)$$

Na wartość C_x , oprócz liczby Reynoldsa, ma również wpływ kształt ziaren, który w przypadku ziaren piaszczystych tworzących rumowisko rzeczne zwykle odbiega od kulistego. Na rysunku 2 pokazano wykresy zależności $C_x = f(\text{Re})$ określone przez Albertsona (1953) dla ziaren o różnych współczynnikach kształtu (ψ), opisanych następującą zależnością:

$$\psi = \frac{a}{\sqrt{bc}} \quad (5)$$

gdzie: a , b , c są wymiarami ziarna, będącymi odpowiednio średnim, maksymalnym i minimalnym wymiarem, zmierzonymi w trzech wzajemnie prostopadłych osiach ziarna.

Z wykresów pokazanych na rysunku 2 wynika, że im ziarno jest bardziej spłaszczone, tym wartość C_x jest większa, stąd prędkość jego opadania powinna być odpowiednio mniejsza. Jednakże w znanych z literatury wzorach empirycznych na prędkość opadania, wśród zmiennych zależnych brak jest parametrów charakteryzujących kształt ziaren, występuje natomiast średnica zastępcza oraz gęstość właściwa lub względna. Wiadomo, że ziarna naturalne o tej samej średnicy zastępczej mogą mieć różny kształt, a więc różną wartość współczynnika oporu i prędkość opadania. Aby sprawdzić wpływ kształtu ziaren na prędkość opadania, autor wykorzystał wyniki badań Albertsona (1953). Krzywe pokazane na rysunku 2 opisano następującymi zależnościami, ważnymi w przedziale $6 < \text{Re} < 1 \cdot 10^3$:



RYSUNEK 2. Zależność współczynnika oporu (C_x) od liczby Reynoldsa (Re) dla ziaren o różnych współczynnikach kształtu (ψ) – Albertson (1953)

FIGURE 2. Drag coefficients (C_x) versus Reynolds number (Re) for grains with different shape factors (ψ) – Albertson (1953)

- dla ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 1,0$:

$$C_x = 0,299 + 18,8 Re^{-0,779} \quad (6)$$

- dla ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 0,7$:

$$C_x = 0,833 + 20,2 Re^{-0,765} \quad (7)$$

- dla ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 0,5$:

$$C_x = 20,6 - \frac{287}{\ln Re} + \frac{1480}{(\ln Re)^2} + \frac{3013}{(\ln Re)^3} + \frac{1867}{(\ln Re)^4} + \frac{620}{(\ln Re)^5} \quad (8)$$

Postać funkcyjną powyższych równań ustalono metodą najmniejszych kwadratów, uzyskując we wszystkich

przypadkach współczynnik korelacji $R^2 = 0,999$.

Praktyczne korzystanie z równań (6)–(8), przy wyznaczaniu prędkości opadania ziaren o danym kształcie, wymaga zastosowania następującej procedury iteracyjnej:

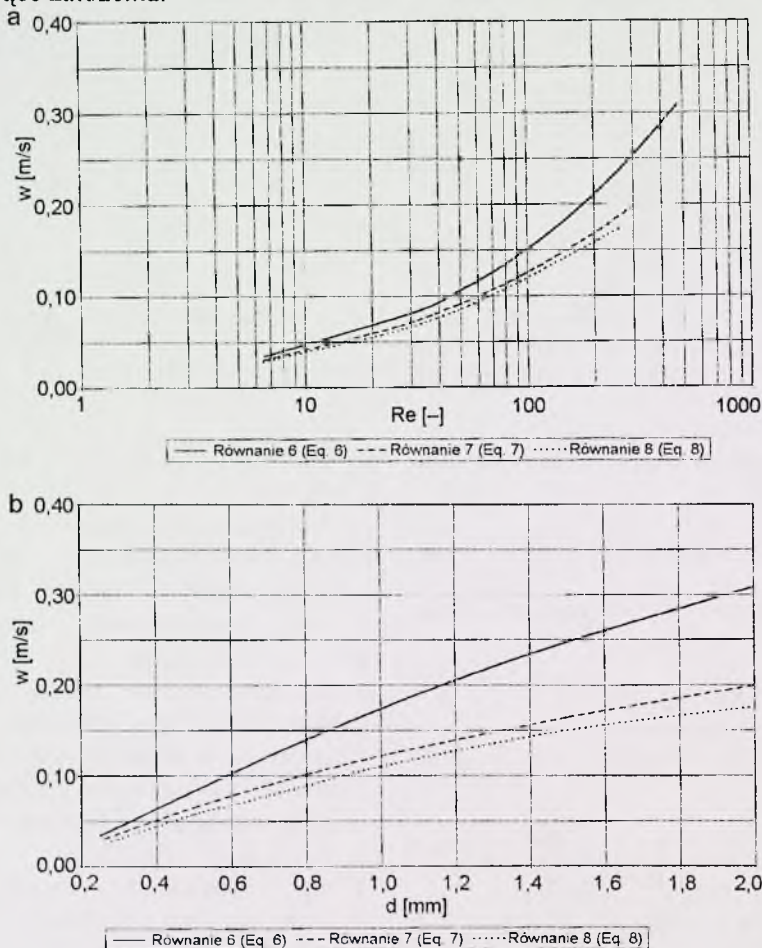
- dla danej średnicy ziarna (d) i temperatury wody (wartości współczynnika lepkości dynamicznej, ν) zakładamy prędkość opadania (w) i ze wzoru (3) obliczamy wartość liczby Reynoldsa (Re),
- dla przyjętego współczynnika kształtu ziarna (ψ) obliczamy z odpowiedniej zależności (6)–(8) wartość współczynnika oporu (C_x),
- otrzymaną wartość C_x podstawiamy do teoretycznego wzoru (2) i obliczamy prędkość opadania ziarna (w),

4) procedurę powtarzamy do momentu, aż założona i obliczona prędkość opadania będą jednakowe (z tolerancją $\pm 1\%$).

Według powyższej procedury iteracyjnej wykonano obliczenia prędkości opadania dla ziaren o współczynnikach kształtu $\psi = 1, 0,7$ i $0,5$, przyjmując następujące założenia:

- średnica zastępcza $d = 0,25\text{--}2$ mm,
- względna gęstość ziaren $s = 2,65$,
- temperatura wody 10°C , stąd $\nu = 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}$.

Wyniki obliczeń przedstawiono na wykresach pokazanych na rysunku 3 w postaci zależności $w = f(\psi, \text{Re})$ – rys. 3a oraz $w = f(\psi, d)$ – rys. 3b.



RYSUNEK 3. Porównanie prędkości opadania dla ziaren o średnicach $d = 0,25\text{--}2$ mm, obliczone ze wzoru (2), ze współczynnikiem oporu (C_r) określonym według procedury iteracyjnej ze wzorów (6)–(8) dla współczynników kształtu ziaren $\psi = 1,0; 0,7$ i $0,5$: a – zależność $w = f(\text{Re})$, b – zależność $w = f(d)$
 FIGURE 3. Comparison of fall velocities determined for grains with diameters $d = 0,25\text{--}2$ mm, from equation (2), with resistance coefficient (C_r) determined after iteration procedure from equations (6)–(8) for grain's shape factor $\psi = 1,0; 0,7$ and $0,5$: a – dependence of $w = f(\text{Re})$, b – dependence of $w = f(d)$

Prędkość opadania ziaren według wybranych zależności empirycznych

Autorem pierwszej, opublikowanej w 1929 roku w pracy doktorskiej zależności na prędkość opadania ziaren, był Polak Witold Budryk (1929). Fakt ten jest mało znany w środowisku hydro-techników, prawdopodobnie ze względu na to, że autor był inżynierem górnictwa i zajmował się ruchem podsadzki płynnej w rurociągach kopalnianych. Dla prędkości opadania w $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ postać wzoru Budryka jest następująca:

$$w = \frac{0,00872}{d} \left[\sqrt{97,23(s-1)d^3 + 1} - 1 \right] \quad (9)$$

gdzie średnica d jest wyrażona w mm.

Rubey w 1933 roku (Yang 1996) podał zależności do określania prędkości opadania ziaren piasków i żwirów. Dla ziaren piasków kwarcowych prędkość opadania określa następujący wzór:

$$w = C_1 \sqrt{(s-1)gd} \quad (10)$$

w którym wartości współczynnika C_1 dla jednostek w układzie SI wynoszą:

- dla ziaren o średnicy $d < 1$ mm, opadających w wodzie o temperaturze 10–25°C:

$$C_1 = \left[\frac{2}{3} + \frac{36v^2}{gd^3(s-1)} \right]^{0,5} + \left[\frac{36v^2}{gd^3(s-1)} \right]^{0,5} \quad (11)$$

- dla ziaren o średnicy $1 < d < 2$ mm:
 $C_1 = 0,79 \quad (12)$

Na podstawie obszernych badań, Gončarov (1962) określił prędkości opadania ziaren, podając zakres reżimu ruchu i odpowiadający mu zakres średnic zastępczych:

- reżim laminarny dla $d < 0,15$ mm:

$$w = 40,6 \frac{(s-1)gd^2}{v} \quad (13)$$

- reżim przejściowy dla $0,15 < d < 1,5$ mm:

$$w = \left[67,7d + 0,52 \left(\frac{T}{26} - 1 \right) \right] (s-1) \quad (14)$$

- reżim turbulentny dla $d > 1,5$ mm:

$$w = 33,1 \sqrt{(s-1)gd} \quad (15)$$

gdzie:

w – prędkość opadania w $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$,

d – średnica zastępcza w cm,

T – temperatura cieczy w stopniach Celsjusza.

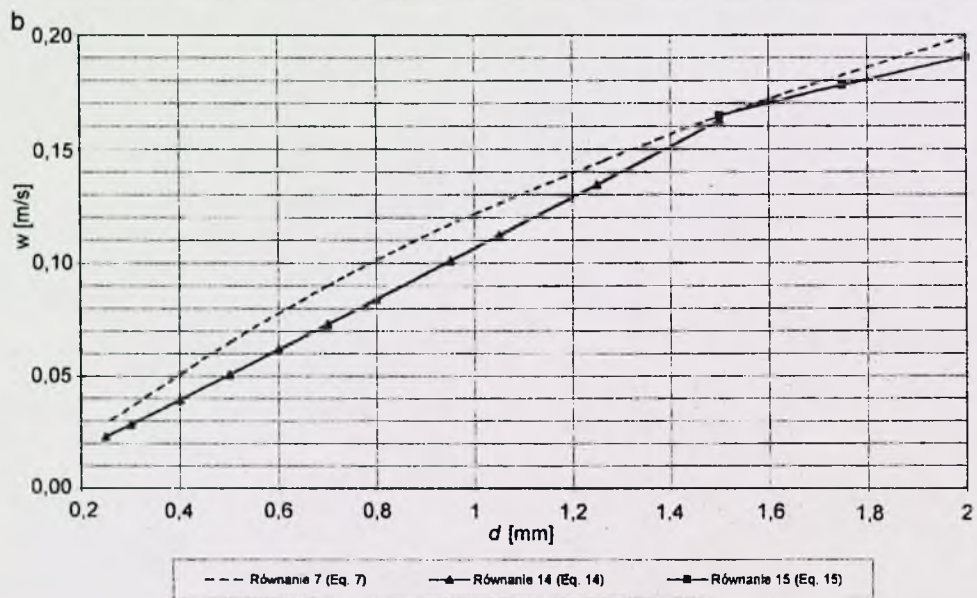
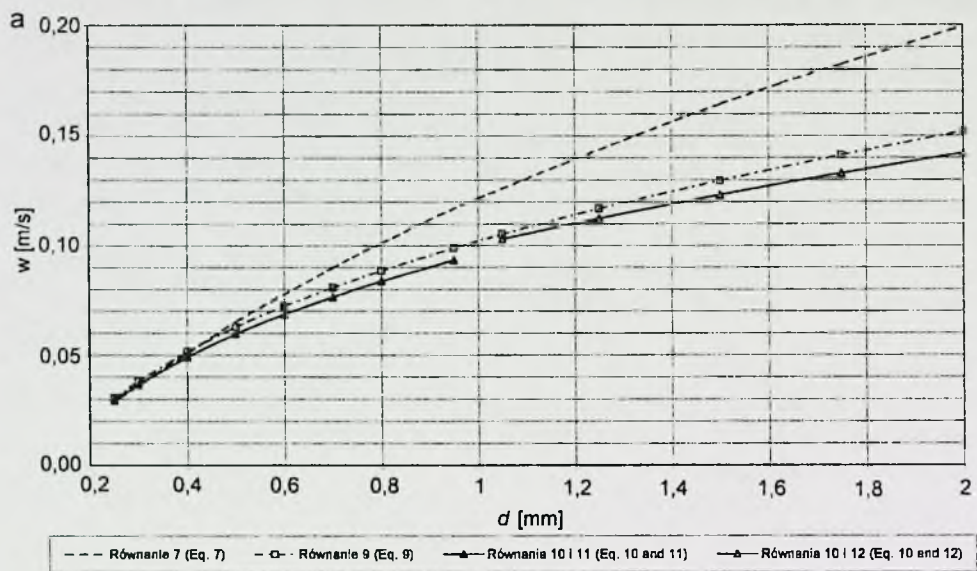
Określone przez Gončarova (1962) zakresy średnic ziaren, odpowiadające poszczególnym reżimom ruchu ziaren, zostały potwierdzone przez Gruata i innych (1970), którzy podali następującą zależność:

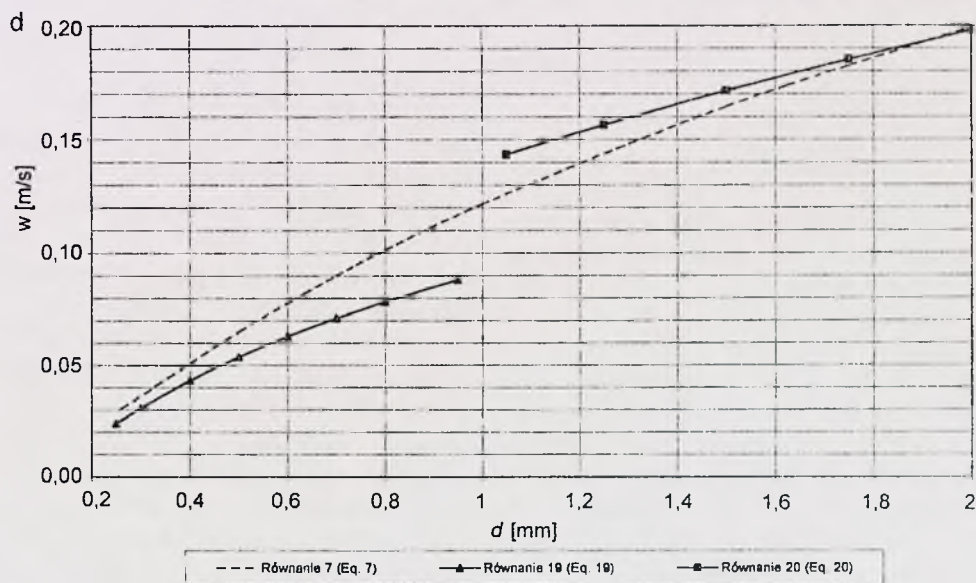
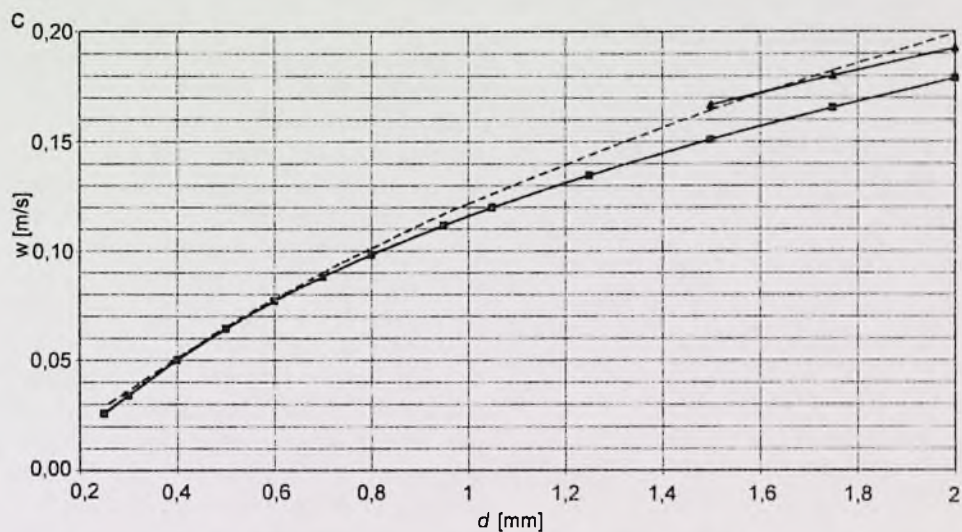
- reżim laminarny dla $d < 0,15$ mm:

$$w = \frac{1}{24v} (s-1)gd \quad (16)$$

- reżim turbulentny dla $d > 1,5$ mm:

$$w = 1,07 \sqrt{(s-1)gd} \quad (17)$$





RYСУNEK 4. Porównanie prędkości opadania ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 0.7$ i średnicy $d = 0.25-2$ mm, określonych według procedury iteracyjnej i obliczonych ze wzorów empirycznych: a – Budryka (9), Rubeya (10) i (11); (10) i (12), b – Gončarova (14) i (15), c – Gruata (17) i Zhanga (18), d – van Rijna (19) i (20)

FIGURE 4. Comparison of fall velocities of grains with shape factor $\psi = 0.7$ and diameter $d = 0.25-2$ mm, determined after iteration procedure and calculated from empirical formulas by: a – Budryk (9), Rubey (10) and (11); (10) and (12), b – Gončarov (14) and (15), c – Gruat (17) and Zhang (18), d – van Rijn (19) and (20)

Zhang (Jintang i in. 1986) otrzymał następującą zależność na prędkość opadania:

$$w = \sqrt{\left(13,95 \frac{v}{d}\right)^2 + 1,09(s-1)gd} - 13,95 \frac{v}{d} \quad (18)$$

ważną w każdym reżimie opadania i dla szerokiego zakresu średnic od $d = 0,01$ mm do $d \approx 10$ mm.

Van Rijn (1993) podaje następujące zależności do określania prędkości opadania ziaren piaszczystych:

- dla $0,1 < d < 1$ mm:

$$w = \frac{10v}{d} \left[\sqrt{1 + \frac{0,01(s-1)gd^3}{v^2}} - 1 \right] \quad (19)$$

- dla $d > 1$ mm:

$$w = 1,1\sqrt{(s-1)gd} \quad (20)$$

Dla tych samych założeń jak w procedurze iteracyjnej przy wykorzystaniu wzorów (6)–(8) i (2), tj. dla ziaren o średnicy zastępczej $d = 0,25$ –2 mm, względnej gęstości $s = 2,65$, opadających w wodzie o temperaturze 10°C ($\nu = 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2\cdot\text{s}$), wykonano następnie obliczenia sprawdzające według odpowiednich wzorów empirycznych. Wyniki tych obliczeń przedstawiono w sposób graficzny na wykresach pokazanych na rysunkach 4a–d.

Wyniki obliczeń porównawczych i wnioski

Przedstawione na rysunkach 3a i b wykresy prędkości opadania, określone na podstawie obliczeń iteracyjnych przy

wykorzystaniu równań (6)–(8) i (2), wyraźnie pokazują, że ziarna bardziej spłaszczone opadają wolniej od ziaren kulistych. Wpływ kształtu ziaren na prędkość opadania wzrasta zarówno wraz ze wzrostem wartości Re (rys. 3a), jak i wraz ze wzrostem średnicy ziarna (rys. 3b). Przykładowo, dla ziaren o średnicy $d = 0,25$ mm i współczynniku kształtu $\psi = 1$ w porównaniu do ziaren o współczynniku $\psi = 0,5$ prędkości opadania są większe mniej więcej o 22%. Natomiast analogiczne porównania dla $d = 2$ mm ziarna pokazują, że prędkość opadania ziaren kulistych jest większa o 75%. Uzyskane wyniki potwierdzają zatem konieczność uwzględniania współczynnika kształtu ziaren przy określaniu prędkości opadania. Niestety w żadnym z przytoczonych wzorów empirycznych współczynnik kształtu nie występuje.

Według badań Skibińskiego (1976), ziarna piasków i drobnych żwirów w rzekach nizinnych środkowej Polski mają współczynnik kształtu w granicach 0,63–0,93. Z kolei Jansen i inni (1979) oraz van Rijn (1993) podają, że przeciętny współczynnik kształtu ziaren piaszczystych wynosi 0,7. Można zatem przyjąć, że prędkości opadania określone według obliczeń iteracyjnych dla ziaren piasku o średnicach $d = 0,25$ –2 mm i współczynniku kształtu $\psi = 0,7$ mogą być wartościami miarodajnymi, na podstawie których można dokonać porównania z prędkościami określonymi według wzorów empirycznych. Porównanie odpowiednich wyników obliczeń przedstawiają wykresy pokazane na rysunkach 4a–d. Analizę uzyskanych wyników przeprowadzono poprzez porównanie prędkości uzyskanych według obliczeń iteracyjnych z prędko-

ściami obliczonymi według wzorów empirycznych, przyjmując jako miarę statystyczną wielkości błędów względnych, określonych z zależności:

$$DV = \left(\frac{V_{\psi} - V_e}{V_{\psi}} \right) \cdot 100\%$$

gdzie:

V_{ψ} – prędkość dla danej średnicy (d) i ziarna o współczynniku kształtu $\psi = 0,7$,

V_e – prędkość dla danej średnicy (d) według poszczególnych wzorów empirycznych.

Wyniki obliczeń błędów względnych przedstawiono w tabeli 1. Ze względu na zróżnicowane wielkości uzyskanych błędów, dla wzorów Budryka (9) i Zhanga (18) wyróżniono dwa zakresy średnic: $d = 0,25-1$ mm i $d = 1-2$ mm. W przypadku pozostałych wzorów uwzględniono podawane

przez autorów zakresy ich ważności. Na podstawie obliczonych wielkości błędów względnych można stwierdzić, że największą zgodność z wynikami obliczeń iteracyjnych dla ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 0,7$ uzyskuje się, gdy prędkość opadania ziaren jest obliczana według następujących wzorów:

- dla średnic $d = 0,25-1$ mm – według Zhanga (18) i Budryka (9),
- dla średnic $d = 1-2$ mm – według Gruata (17) i Gončarova (15),
- w całym zakresie rozpatrywanych średnic $d = 0,25-2$ mm – według Zhanga (18).

Wnioski wynikające z obliczeń porównawczych prędkości opadania znajdują częściowe potwierdzenie we wcześniejszych publikacjach. Dąbkowski i inni (1982) stwierdzają, że najbardziej wiarygodne wartości uzyskuje się ze wzorów Gončarova, natomiast Wu i Vieira (2002) zalecają stosowanie wzoru Zhanga (18).

TABELA 1. Wartości błędów względnych prędkości opadania obliczonych według wzorów empirycznych

TABLE 1. Values of relative errors of fall velocities computed from empirical formulas

Autor (wzór) Author (formula)	Zakres średnicy Range of diameter [mm]	Zakres błędów Range of errors [%]
Budryk (9)	0,25–1,0 1,0–2,0	–3,1–15,2 16,7–23,8
Rubey (10), (11)	0,25–1,0	0,5–20,0
Rubey (10), (12)	1,0–2,0	18,5–36,2
Gončarov (14)	0,25–1,5	1,5–23,4
Gončarov (15)	1,5–2,0	–0,2–4,6
Gruat (17)	1,5–2,0	–1,4–3,4
Zhang (18)	0,25–1,0 1,0–2,0	1,2–13,1 5,2–10,3
van Rijn (19)	0,25–1,0	16,2–24,5
van Rijn (20)	1,0–2,0	–13,5–0,7

Wnioski

1. Przy wyznaczaniu prędkości opadania według analizowanych zależności empirycznych nie uwzględnia się współczynnika kształtu ziaren, natomiast parametr ten ma istotny wpływ na wartość współczynnika oporu ziarna (C_x) podczas jego opadania swobodnego.
2. Dla ziaren o współczynniku kształtu $\psi = 1,0; 0,7$ i $0,5$ wartość współczynnika oporu (C_x) można wyznaczyć z zależności (6)–(8), ważnych w przedziale $6 < Re < 1 \cdot 10^3$, określonych przez autora na podstawie wyników badań Albertsona (1953). W celu określenia wartości C_x należy stosować procedurę iteracyjną i ogólne równanie (2).
3. Przyjmując za miarodajny współczynnik kształtu ziaren piasków rzecznych $\psi = 0,7$, na podstawie obliczeń porównawczych stwierdzono, że najmniejsze błędy względem prędkości określonych według obliczeń iteracyjnych otrzymuje się przy obliczaniu prędkości opadania dla $d = 0,25\text{--}1$ mm ze wzorów Zhanga (18) i Budryka (9), dla $d = 1\text{--}2$ mm ze wzorów Gruata (17) i Gončarova (15), natomiast w całym analizowanym zakresie wartości $d = 0,25\text{--}2$ mm ze wzoru Zhanga (18).

Literatura

- ALBERTSON M. 1953: Effect of shape on the fall velocity of gravel particles. Proc. 5th Iowa Hydraulics Conf., Iowa City.
- BUDRYK W. 1929: Ruch podsadzki płynnej w rurociągach zamulaniowych. Akademia Górnicza, Kraków.

- DĄBKOWSKI Sz.L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A. 1982: Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych. PWRiL, Warszawa.
- GONČAROV V.N. 1962: Dinamika ruslovych potokov. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- GRUAT J., CASTEX L., MANTHEY T. 1970: Teoria i praktyka badań hydraulicznych. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław.
- JANSEN P.P., van BENDEGOM L., van den BERG J., de VRIES M., ZANEN A. 1979: Principles of river engineering. The non-tidal alluvial river. Pitman, London.
- ORZECZOWSKI Z., PRYWER J., ZARZYCKI R. 1997: Mechanika płynów w inżynierii środowiska. PWN, Warszawa.
- SKIBIŃSKI J. 1976: Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wlezonego w rzekach środkowej Polski. *Rozprawy Naukowe*, 74, Wydaw. SGGW, Warszawa.
- van RIJN L.C. 1993: Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam.
- JINTANG H., BAOLING X., ZONGFU M., SONGQIN Z., TIANJIN Ch. 1986: On similarity of sediment model for the changing backwater reach of the Three-Gorge project of the Yangtze River. Proc. of Third Interternacional Symposium of River Sedimentation, University of Mississippi.
- WU W., VIEIRA D. 2002: One-dimensional channel network model CCHE1D 3.0 – technical manual. Technical Report No. NCCE-TR-2002-1, School of Engineering, University of Mississippi.
- YALIN M.S. 1977: Mechanics of sediment transport. Pergamon Press, Oxford.
- YANG Ch.T. 1996: Sediment transport. Theory and practice. The McGraw-Hill Companies Inc., New York.

Summary

Fall velocity of river's sand grains.

Results of analysis based on theoretical and empirical equations for determination of fall velocity in stagnant water for river's sandy grains are presented in the paper. Based on investigation results of Albertson (1953)

equations (6)–(8) for drag coefficient $C_x = f(Re)$ of grain with different shape factor $\psi = 1, 0, 0,7$ and $0,5$ have been developed. Equations (6)–(8) are valid in transitional regime of falling $6 < Re < 1 \cdot 10^3$. Then fall velocities for sandy grains with diameter $d = 0,25\text{--}2$ mm and water temperature 10°C have been calculated using iteration procedure. Values of calculated fall velocity have been compared with results given from empirical formulas known from literature. It has been stated that the best results were obtained for sand grains average shape coefficient $\psi = 0,7$ when fall velocity was determined for grains diameter $d = 0,25\text{--}1$ mm

from formulas of Zhang (18) and Budryk (9), for $d = 1\text{--}2$ mm from formulas of Gruat (17) and Gončarov (15) and for $d = 0,25\text{--}2$ mm from Zhang (18) formula.

Author's address:

Zbigniew Popek
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland
e-mail: popek@alpha.sggw.waw.pl

Ocena warunków rozwoju rozmyć poniżej jazu w świetle pomiarów i obliczeń prędkości dopuszczalnych

Estimate of conditions development of scour below dam base on the measurements and calculations of critical velocities

Słowa kluczowe: rozmycie, transport rumowiska, prędkość dopuszczalna

Key words: erosion, sediment transport, critical velocity

- rozmywająca (v_r) – charakteryzująca początek pojawienia się masowego ruchu cząstek,
- nierozmywająca (v_n), przy której istnieje umiarkowany ruch rumowiska.

Wprowadzenie

Materiał denny może być charakteryzowany za pomocą średnich prędkości przepływu strumienia, przy których ziarna spoczywające na dnie koryta pozostają jeszcze w stanie spoczynku, zaczynają się poruszać lub ich ruch ulega przerwaniu (Dąbkowski i in. 1982). W wyniku licznych badań nad reżimem ruchu rumowiska opracowano wiele formuł na prędkości charakteryzujące podatność cząstek materiału dennego na działanie strumienia. Najczęściej opisywane są prędkości:

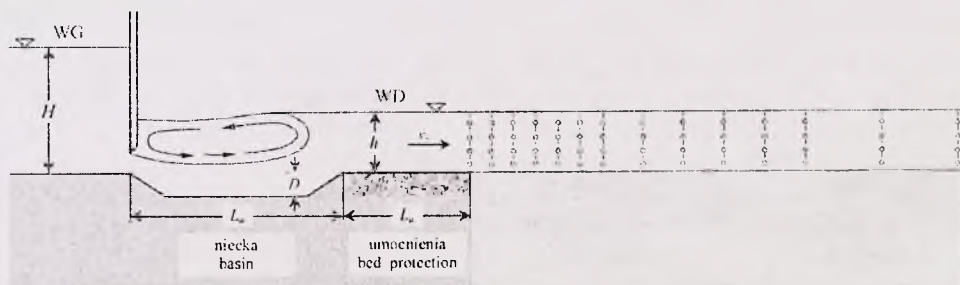
- zrywająca (v_z) – graniczna dla stabilności cząstki, czyli ta najmniejsza średnia prędkość w pionie, przy której następuje utrata równowagi cząstki,

Znajomość prędkości charakterystycznych materiału dennego ma duże znaczenie praktyczne, gdyż pozwala oceniać warunki pojawienia się początkowych deformacji koryta, jak również ustalić natężenie tych deformacji oraz intensywność ruchu rumowiska. Mankamentem praktycznego stosowania formuł podawanych w literaturze i opisujących – jak wynika z ich definicji – te same wielkości jest uzyskiwanie rozbieżnych wyników obliczeń prędkości dopuszczalnych (Podstawy... 1986). Związane jest to głównie z różnymi warunkami hydraulicznymi prowadzenia badań, przez co poszczególne wzory mają ograniczone zakresy stosowania. Subiektywna i nieprecyzyjna jest również interpretacja przez badaczy poszczególnych faz ruchu rumowiska.

Wzory pozwalające obliczać prędkości charakterystyczne dla rumowiska powstały najczęściej w wyniku badań laboratoryjnych lub pomiarów terenowych w korytach rzek i kanałów. Dotyczą one spokojnego, niczym niezakłóconego przepływu strumienia w korytach otwartych. Nie opracowano dotychczas podobnych wzorów dla strumienia o wzmożonej burzliwości, jaki występuje za wypadem budowli piętrzącej i powoduje rozmywanie dna i skarp koryta.

Stanowisko badawcze i metodyka pomiarów

Doświadczenia laboratoryjne przeprowadzono na modelach jazu wykonanych w dwóch skalach: 1 : 30 i 1 : 55,25. Schemat badanej budowli przyjęto za Żbikowskim (1970) i przedstawiono na rysunku 1. Podstawowe wymiary obu modeli zamieszczono w tabeli 1 (B oznacza szerokość prostokątnego koryta).



RYSUNEK 1. Schemat jazu i rozmieszczenie punktów pomiarowych
FIGURE 1. Schema of the dam and distribution of the measured points

W pracy przedstawiono wyniki doświadczeń laboratoryjnych, polegających na pomiarze chwilowych wartości prędkości w warunkach ustalonego przepływu w korytach za niecką wypadową i umocnionym odcinkiem dna. Pomiary prowadzono zarówno w korytach z płaskim, poziomym dnem, jak również w ukształtowanym w określonych warunkach i odpowiednio ustabilizowanym dole rozmycia. Uzyskane wyniki pomiarów pozwoliły określić relację między rzeczywistą prędkością przepływu na modelach a prędkościami dopuszczalnymi, obliczonymi z zaczerpniętych z literatury wzorów, i na tej podstawie dokonać oceny warunków rozwoju lokalnego rozmycia dna.

TABELA 1. Podstawowe wymiary modeli jazu (z niecką i umocnieniami)
TABLE 1. Basic dimensions of dam models (with basin and bed protection)

Wymiar Dimension	Wartość/Value [cm]	
	Skala/Scale 1 : 30	Skala/Scale 1 : 55,25
B	100,0	55,0
L_n	97,3	52,9
L_u	50,0	27,1
D	5,6	3,0

Parametry hydrauliczne strumienia podczas doświadczeń na modelach zamieszczono w tabelach 2 i 3. Badania na obu modelach przeprowadzono dla odpowiadających sobie par przepływów modelowanych według kryterium podobieństwa Froude'a.

TABELA 2. Hydrauliczne warunki przepływu w doświadczeniach na modelu w skali 1 : 30
TABLE 2. Hydraulic characteristics of the flow in experiments on model in scale 1 : 30

Q [m ³ /s]	Q [m ² /s]	h [m]	H [m]	Fr_d [-]
0,049	0,049	0,133	0,417	0,11
0,073	0,073	0,165	0,445	0,12
0,097	0,097	0,193	0,462	0,13

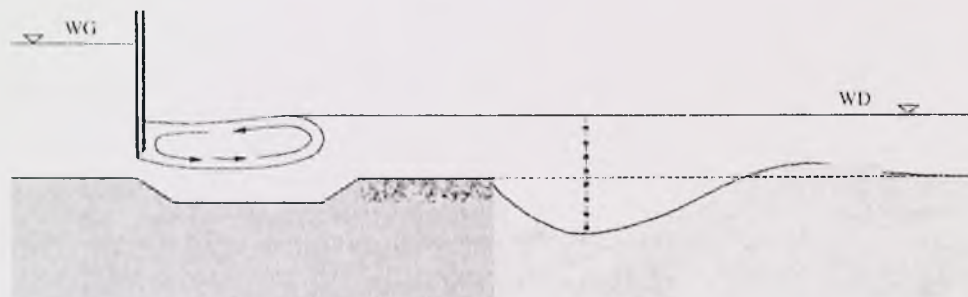
TABELA 3. Hydrauliczne warunki przepływu w doświadczeniach na modelu w skali 1 : 55,25
TABLE 3. Hydraulic characteristics of the flow in experiments on model in scale 1 : 55,25

Q [m ³ /s]	Q [m ² /s]	h [m]	H [m]	Fr_d [-]
0,0108	0,020	0,072	0,217	0,11
0,0164	0,030	0,090	0,230	0,12
0,0215	0,039	0,105	0,240	0,13

W celu rozpoznania kinematycznej i turbulentnej struktury strumienia o podwyższonej turbulencji za niecką wypadową i umocnieniami, dokonano pomiarów wartości chwilowych prędkości w pionach osiowej płaszczyzny na obu modelach. Podczas tych doświadczeń dno koryta wypełnione gruntem było płaskie, poziome i dzięki zastosowaniu odpowiedniej stabilizacji nie ulegało rozmyciu. Doświadczenia te pozwoliły ocenić początkowe warunki tworzenia się rozmytę dna w dolnym stanowisku (Urbański 2003).

Przeprowadzono również eksperymenty, polegające na formowaniu w określonym czasie dołu rozmycia

poniżej umocnień, i po zatrzymaniu procesu na pewnym etapie, stabilizowano powierzchnię rozmytego dna (Urbański 2003). Czasy trwania przepływu powodującego erozję dna były jednakowe na obu modelach i wynosiły: 60, 120, 240, 360 i 480 minut. Podczas wszystkich doświadczeń wykorzystano jeden materiał rozmywalny – piasek sortowany o $d_{50} = 1,10$ mm. Nad ustabilizowanym dnem wyboju wykonywano pomiary prędkości w pionie położonym w osi modelu nad maksymalnym rozmyciem (rys. 2). Taka metodyka doświadczeń pozwoliła sporządzić rozkłady uśrednionych prędkości w tym pionie na różnych etapach rozwoju wyboju.



RYСУNEK 2. Rozmieszczenie punktów pomiarowych nad rozmytym dnem
FIGURE 2. Distribution of the measured points over erosion bed

Wyniki badań i ich analiza

Na podstawie uzyskanych wyników pomiarów sporządzono rozkłady uśrednionych prędkości w pionach pomiarowych wzdłuż drogi przepływu za umocnieniami. Rozkłady dla wybranej pary przepływów na obu modelach przedstawiono na rysunku 3.

Na podstawie sporządzonych tachoid obliczono średnie prędkości w kolejnych pionach pomiarowych i przedstawiono je na wspólnych wykresach (rys. 4) z wynikami obliczeń dopuszczalnych prędkości z wybranych wzorów (za Dąbkowskim i in. 1982):

- Gončarova

$$v_n = 3 \left(\frac{d}{d_{90}} \right)^{0,2} h^{0,2} (d + 0,0014)^{0,3} \quad (1)$$

- Šamova

$$v_n = 4,4 d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \quad (2)$$

- Latišenkova

$$v_n = 1,6 \sqrt{gd} \left(\frac{h}{d} \right)^{0,2} \quad (3)$$

- Želazo (1987)

$$v_n = 1,30 \sqrt{gd} \left(\frac{h}{d} \right)^{0,225} \quad (4)$$

gdzie:

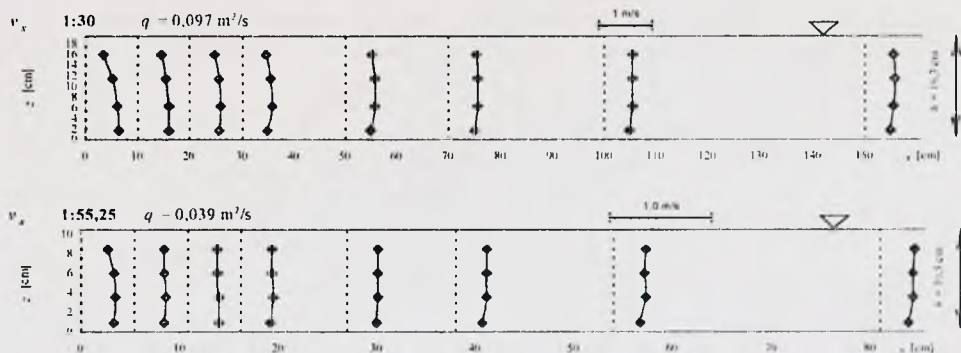
d – średnica przeciętna ziaren gruntu [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],

h – głębokość strumienia [m],

g – przyspieszenie ziemskie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$].

Obliczenia wykonano dla początkowej głębokości strumienia (h), a za przeciętną średnicę ziaren gruntu przyjęto d_{50} . Wyniki obliczeń zamieszczono w tabeli 3.

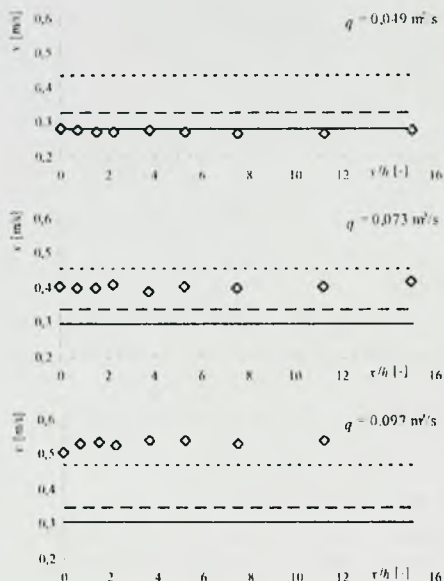
Uzyskano dużą rozbieżność wyników obliczeń prędkości dopuszczalnych. Najmniejszą wartość prędkości nierozmywającej uzyskano ze wzoru Gončarova. Wyniki uzyskane ze wzoru Latišenkova są około 1,5-krotnie wyższe od wyników obliczeń wzorem Gončarova.



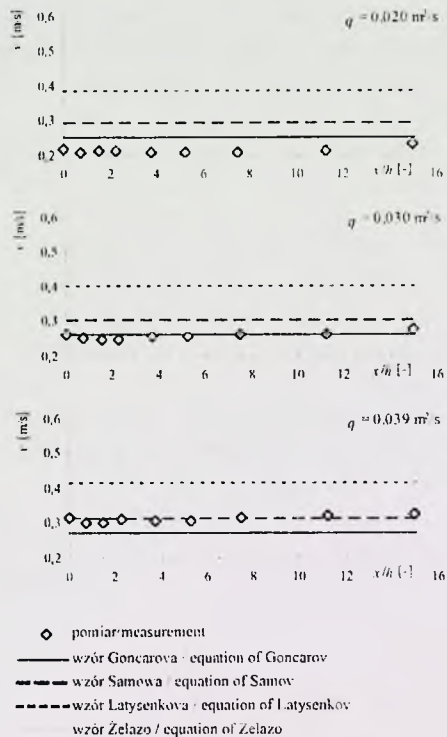
RYSUNEK 3. Rozkłady uśrednionych wartości v_x w pionach osiowej płaszczyzny dla wybranych przepływów na obu modelach

FIGURE 3. Distributions of average value v_x in vertical profile axial surface for select flows on two models

a



b



◇ pomiar: measurement
 — wzór Gončarova : equation of Gončarov
 - - - wzór Šamova : equation of Šamov
 ····· wzór Latyšenkova : equation of Latyšenkov
 - · - wzór Żelazo / equation of Żelazo

RYSUNEK 4. Prędkości pomierzone na modelach z płaskim dnem oraz dopuszczalne prędkości nierozmywające: a – model w skali 1 : 30. b – model w skali 1 : 55,25

FIGURE 4. Velocities measured on models with flat bed and critical velocities: a – model in scale 1 : 30, b – model in scale 1 : 55,25

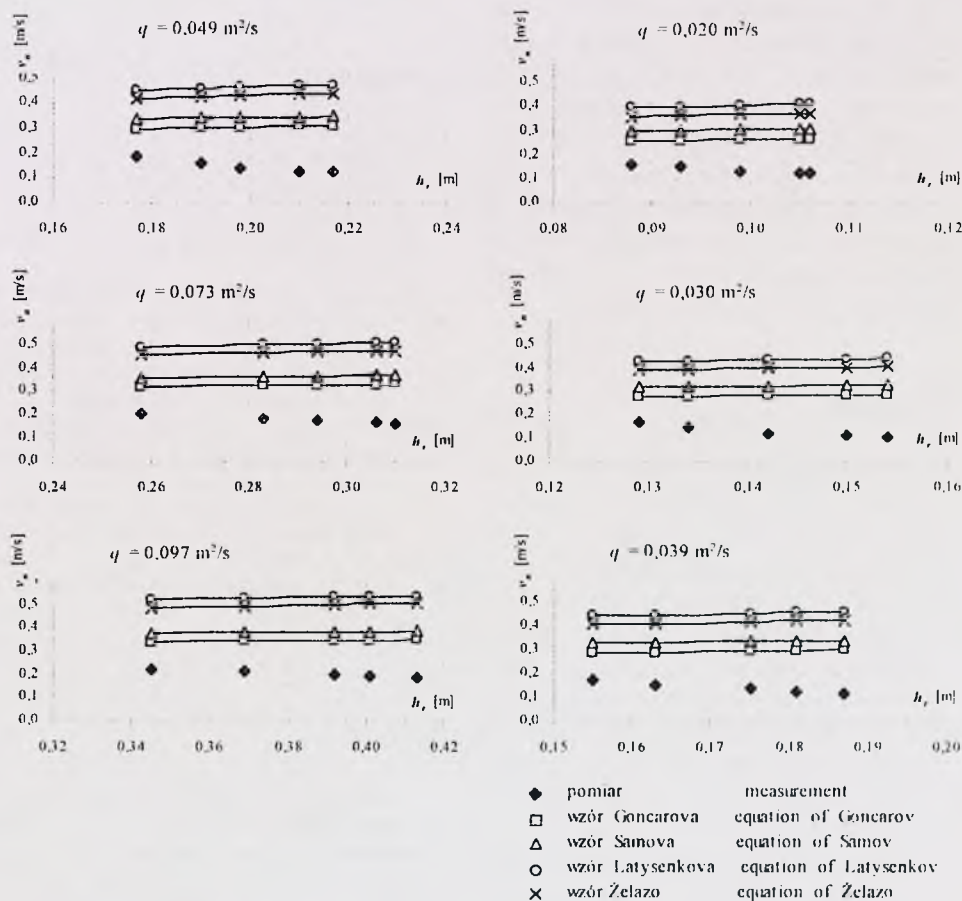
TABELA 3. Wyniki obliczeń prędkości nierozmywających przy początkowej głębokości strumienia h
TABLE 3. Results of calculations critical velocities for initial depth of stream h

q [m ³ /s]	H [m]	v_n [m/s]			
		wzór Gončarowa equation of Gončarov	wzór Šamowa equation of Šamov	wzór Latyšenkowa equation of Latyšenkov	wzór Żelazo equation of Żelazo
Model w skali 1 : 30 / Model in scale 1 : 30					
0,049	0,133	0,284	0,325	0,434	0,397
0,073	0,165	0,297	0,337	0,453	0,417
0,097	0,193	0,306	0,346	0,467	0,432
Model w skali 1 : 55,25 / Model in scale 1 : 55,25					
0,020	0,072	0,251	0,293	0,384	0,346
0,030	0,090	0,263	0,305	0,401	0,364
0,039	0,105	0,271	0,312	0,414	0,377

Relacja między prędkościami nierozmywającymi a rzeczywistymi jest różna w zależności od warunków hydraulicznych podczas doświadczeń. Przy najmniejszych badanych przepływach pomierzone prędkości są mniejsze od dopuszczalnych dla cząstek materiału rozmywalnego, a w miarę wzrostu przepływu rzeczywiste prędkości zaczynają przewyższać v_{nr} . W związku z tym, nie we wszystkich przypadkach o kształtowaniu się rozmycia w początkowej fazie intensywnego rozwoju decydują

średnie wartości prędkości przepływu. Tylko przy przepływie $0,097 \text{ m}^2/\text{s}$ na modelu w skali 1 : 30 średnie prędkości są większe od nierozmywających.

Prędkości nierozmywające obliczono również w pionie nad największą głębokością wyboju ukształtowaną w określonym czasie: 60, 120, 240, 360 i 480 minut. Wykorzystano wzory (1), (2), (3) i (4). Jako h we wzorach przyjęto głębokość strumienia w miejscu występowania maksymalnego rozmycia h_r . Wyniki obliczeń zestawiono z war-



RYСУNEK 5. Prędkości pomierzone w pionie nad maksymalnym rozmyciem oraz dopuszczalne prędkości nierozmywające

FIGURE 5. Mean velocities in the vertical over maximum depth of scour and critical velocities

tościami średnimi prędkości w tym samym pionie, wyznaczonymi na podstawie pomiarów (rys. 5).

Pomierzone na modelach średnie prędkości w rozpatrywanym pionie są mniejsze niż obliczone prędkości dopuszczalne. Mimo to ziarna gruntu były wynoszone przez strumień z wyboju, gdyż pogłębiał się on znacznie w trakcie 480-minutowych doświadczeń. Wraz ze wzrostem maksymalnej głębokości wyboju maleje średnia prędkość w pionie zlokalizowanym w tym miejscu (rys. 5), a prędkość dopuszczalna rośnie wraz ze wzrostem h . Różnica między prędkościami: nierozmywającą i rzeczywistą (pomierzoną) wzrasta wraz z pogłębianiem się dołu rozmycia w czasie trwania przepływu. W związku z tym wybój najintensywniej rozwija się w krótkim czasie na początku doświadczenia, a potem przyrosty jego głębokości są coraz mniejsze w czasie.

Wnioski

1. Uzyskano duże rozbieżności wyników obliczeń prędkości nierozmywających.
2. Analizy wykazały, że średnia prędkość w pionie, która jest mniejsza od nierozmywającej dla danego gruntu, nie jest czynnikiem decydującym o rozwoju rozmycia w początkowej fazie ani o ukształtowaniu ostatecznej głębokości wyboju. Przyczyną pogłębiania się rozmycia musi być prędkość pulsacyjna przy dnie, nawet o bezwzględnych wartościach mniejszych od prędkości nierozmywającej. Pulsacje v' , powodują poruszanie drobnych czą-

stek gruntu i ich rozluźnianie, następnie stopniowe przemieszczanie po dnie i w rezultacie pogłębianie rozmycia.

3. Wzory na dopuszczalne prędkości nierozmywające dla materiału dennego, opracowane dla warunków strumienia rzecznego, nie powinny być stosowane dla koryta za wypadem budowli piętrzącej. O rozwoju lokalnego rozmycia w tym przypadku decyduje podwyższona turbulencja strumienia.

Literatura

- DĄBKOWSKI Sz.L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A. 1982: Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych. PWRiL, Warszawa.
- Podstawy melioracji rolnych, 1986. PWRiL, Warszawa.
- URBAŃSKI J. 2003: Mechanizm tworzenia się rozmyć za jazem w świetle eksperymentalnych badań modelowych. Rozprawa doktorska. Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW. Warszawa.
- ŻBIKOWSKI A. 1970: Badania laboratoryjne zależności głębokości rozmycia poniżej przelewu od długości umocnień i czasu trwania doświadczenia. Rozprawa doktorska. Politechnika Warszawska, Warszawa.
- ŻELAZO J. 1987: Critical velocities for non-cohesive grounds. *Annals of Warsaw Agricultural University, Land Reclamation* 23: 65–70.

Summary

Estimate of conditions development of scour below dam base on the measurements and calculations of critical velocities. The paper presents results of investigations conducted on models of the dam in two scale with basin and horizontal bed protection. Range of investigations

contained measurements of temporal velocity at a points on length of the channel below the bed protection. The measurements were conducted for two cases. The first consisted for measurements on flat and stable bed of channel and second for developing scour after 60, 120, 240 360 i 480 minutes. Results of measurements compared with calculated critical velocities for this same conditions. The measured velocity

on flat bed and in the scour are smaller than critical velocities.

Author's address:

Janusz Urbański
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Artur RADECKI-PAWLIK¹, Tomasz ROZBICKI²

¹Katedra Inżynierii Wodnej, Akademia Rolnicza w Krakowie
Department of Water Engineering, Agricultural University of Cracow

²Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Wpływ opadu atmosferycznego na wielkość spływu powierzchniowego z obszaru zlewni zurbanizowanej na przykładzie wybrzeża prowincji Kolumbia Brytyjska w Kanadzie

The influence of precipitation on surface runoff in urban catchment area on the example of British Columbia in Canada

Słowa kluczowe: opad atmosferyczny, spływ powierzchniowy, zlewnia zurbanizowana

Key words: precipitation, surface runoff, urban catchment area

Wprowadzenie

W terenie o zróżnicowanym opadzie zarządzanie wodą jest jednym z bardziej istotnych czynników warunkujących gospodarkę wodną na terenach zlewni zurbanizowanych (Dorcey 1991, Chiliback i in. 1992, Cook 1994, City of Veron 1995, Radecki-Pawlik 1999, Krzanowski i Radecki-Pawlik 2002). W zlewni rzecznej, w której część jest pokryta intensywną zabudową (w szczególności zajęta przez tereny nieprzepuszczalne takie, jak: parkingi, drogi,

place, dachy domów i marketów, tereny przemysłowe i handlowe) notuje się silne zwiększenie wartości współczynnika spływu powierzchniowego. W konsekwencji, zmiana tego współczynnika powoduje zwiększenie odpływu w głównym cieku zlewni, a także doprowadza do zgromadzenia wody w lokalnych obniżeniach terenowych. Problem odprowadzenia spływu powierzchniowego z terenu zurbanizowanego, o nieprzepuszczalnym podłożu, staje się w obecnej chwili ważnym czynnikiem kształtującym stosunki hydrologiczne na terenie zlewni. Spływ ten, jeśli nie jest gromadzony lub zatrzymany na terenie zlewni przed dościsaniem do głównego recypienta, powoduje bardziej częste i bardziej nasilone wezbrania, a w konsekwencji niszczenie brzegów i umocnień brzegowych oraz

budowli przeciwpowodziowych i regulacyjnych, erozję koryta potoku, a także przesuszenie terenu zlewni.

Niniejszą pracę zrealizowano na podstawie danych z południowej części wybrzeża kanadyjskiej prowincji Kolumbia Brytyjska, obejmującej aglomerację Vancouver, położoną u ujścia rzeki Fraser (rys. 1). Bliskość Oceanu Spokojnego i Gór Nadbrzeżnych, których różnica wysokości na odcinku około 8 km wynosi 1200 m n.p.m. powoduje, że opady atmosferyczne są na tym obszarze silnie zróżnicowane. Na aglomerację Vancouver składają się tereny o zabudowie zwartej, podmiejskie tereny mieszkaniowe, centra handlowe, tereny zielone, parki itp. W obszarze tym na zróżnicowane tło opadowe nakładają się dodatkowo zróżnicowane warunki odpływu. Celem opracowania jest przedstawienie wpływu opa-

du atmosferycznego w różnych częściach zlewni na wartość spływu powierzchniowego w bilansie odpływu wody z tej zlewni i w konsekwencji na zmniejszeniu oddziaływania spływu powierzchniowego na wzrost wezbrań w korytach cieków.

Material i metoda

Obszar badawczy – ujście rzeki Fraser i znajdujące się na północ od niego miasto Vancouver – nie leżą bezpośrednio nad brzegiem Oceanu Spokojnego; są oddzielone od jego wód przez wyspę Vancouver, szerokości 20–30 km i wysokości do około 120 m n.p.m. Pomiedzy wyspą Vancouver a aglomeracją Vancouver znajdują się wody cieśniny Straits of Georgia (rys. 2). Południowo-



RYSUNEK 1. Vancouver i Kolumbia Brytyjska w Kanadzie
FIGURE 1. Vancouver and BC in Canada



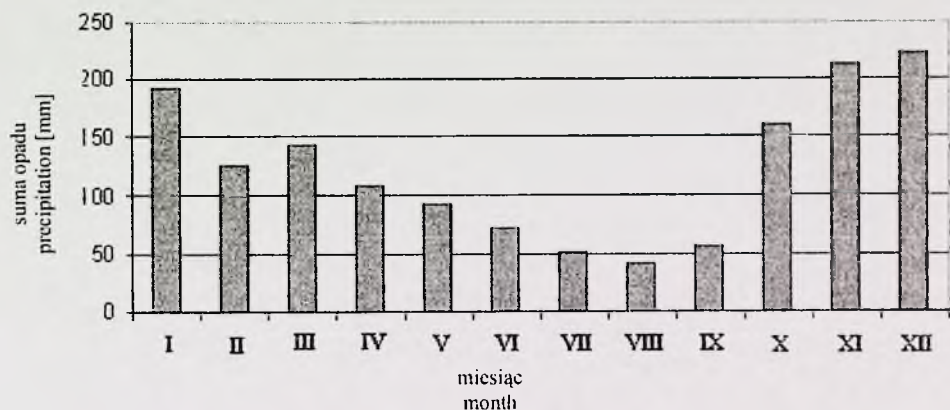
RYSUNEK 2. Usytuowanie rozpatrywanego obszaru w rejonie Vancouver w Kolumbii Brytyjskiej
 FIGURE 2. Location of research region close to Vancouver in BC

-zachodnie wybrzeże Kanady, obejmujące wyspę Vancouver, obszar badawczy i obszar rozciągający się wzdłuż wybrzeża do zachodnich zboczy Gór Nadbrzeżnych, zaliczane jest do strefy klimatu Pacyfiku. Ten typowo morski klimat charakteryzuje się brakiem ekstremalnych zjawisk pogodowych, zarówno w odniesieniu do temperatury, jak i opadów atmosferycznych. Lata są umiarkowanie ciepłe i dość suche, a zimy łagodne z bardzo częstymi wędrującymi niżami barycznymi i frontami atmosferycznymi, przemieszczającymi się z zachodu, i przynoszącymi długotrwałe opady, głównie deszczu o małym natężeniu (Hare i Thomas 1974). Jakkolwiek większość opadów atmosferycznych przypada na miesiące zimowe (z maksymalną sumą w grudniu), to późnym latem zdarzają się opady pochodzące z chmur konwekcyjnych, któ-

rych formowanie się jest wynikiem napływu cieplejszych i wilgotnych mas powietrza nad ląd (Oke i Hay 1994). Średni wieloletni rozkład sum opadów atmosferycznych przedstawia rysunek 3.

Dane o opadzie atmosferycznym pochodzą z siedmiu stacji meteorologicznych i posterunków opadowych położonych w obrębie aglomeracji Vancouver, z dziesięciolecia 1993–2002. Informacje o wysokości stacji, położeniu względem brzegu oraz średnie roczne sumy opadów atmosferycznych i charakterystyka terenu przedstawione zostały w tabeli 1.

Spyływ powierzchniowy stanowi część odpływu wody opadowej lub roztopowej, która odbywa się po powierzchni terenu. Byczkowski (1996) definiuje generalnie odpływ jako zjawisko polegające na poruszaniu się wody zebranej na pewnym obszarze na powierzchni terenu lub w gruncie ku miejscom niżej



RYSUNEK 3. Średnie wieloletnie sumy opadu atmosferycznego dla wszystkich rozpatrywanych stacji w aglomeracji Vancouver
 FIGURE 3. Average long-term sum of precipitation for all considered station in the Greater Vancouver

TABELA 1. Charakterystyka stacji meteorologicznych
 TABLE 1. Characteristic of meteorological stations

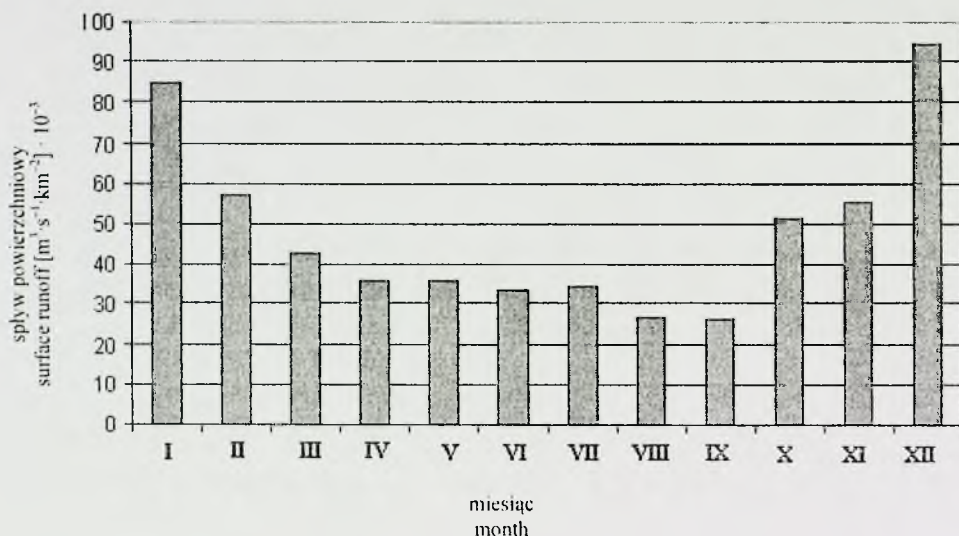
Stacja Station	H	L	P	Opis terenu Characteristic of the terrain
International Airport	4,3	1	1186	lotnisko, tereny trawiaste / international airport, grass
Harbour	2,5	8	1431	wysoka zwarta zabudowa, park / downtown Vancouver, Stanley Park
Oak Ridge	76	8	1404	centrum aglomeracji / city center
West Vancouver	168	0,5	2105	zabudowa podmiejska, podnóże gór / suburb, mountains
Surrey	83	20	1255	zabudowa podmiejska, łąki / suburb, meadows
White Rock	13	0,5	1100	zabudowa podmiejska, parki / suburb, parks
Coquitlam	150	25	1877	zabudowa miejska, parki, tereny trawiaste / urban, parks, grass

Objaśnienia/Explanations:

H – wysokość n.p.m. / elevation [m],

L – odległość od brzegu / distance away from the shore [km],

P – średnia roczna suma opadu atmosferycznego / average annual amount of rainfall [mm].



RYSUNEK 4. Średnie wartości jednostkowego spływu powierzchniowego dla wszystkich rozpatrywanych stacji w aglomeracji Vancouver

FIGURE 4. Average values of surface runoff for all considered station in the Greater Vancouver

położonym pod wpływem siły ciężkości, z tym że termin odpływ jest stosowany wówczas, gdy chodzi o określenie ilości wody odpływającej ze zlewni rzecznej (w tym samym czasie terminem przepływ określa się ilość wody przepływającą w pewnym miejscu przez przekrój poprzeczny rzeki lub przewodu). Ten sam autor proponuje jako miary względne objętości odpływu tzw. odpływ jednostkowy oraz współczynnik odpływu. Odpływ jednostkowy przedstawia ilość wody odpływającej w jednostce czasu z powierzchni rozpatrywanej zlewni i jest wyrażany w l/s km², podczas gdy współczynnik odpływu jest stosunkiem ilości wody odpływającej z obszaru zlewni w rozpatrywanym czasie do ilości wody, jaka w postaci opadów atmosferycznych spadła na obszar zlewni. Jeżeli c nazwiemy współczynnikiem odpływu, to $c = H/P$, gdzie H –

wysokość warstwy odpływu [mm], a P – wysokość opadu [mm] (c jest, więc wyrażane bezwymiarowo lub w procentach – im większa wartość, tym większy odpływ).

Obliczenie miary spływu powierzchniowego można wykonać, wzorując się na obliczeniu odpływu (Hammer i McKichan 1981, Shaw 1988), mianowicie, jeżeli C_i jest współczynnikiem spływu powierzchniowego, to $C_i = Q_i/P$, gdzie C_i – wysokość warstwy spływu powierzchniowego [mm], a P – wysokość warstwy opadu [mm] (C_i jest wyrażane bezwymiarowo lub w procentach – im większy spływ powierzchniowy, tym większy współczynnik spływu).

Do bezpośredniego obliczenia odpływu wód opadowych z wyznaczonej powierzchni zlewni po terenie można skorzystać m.in. z formuły, w której

występuje współczynnik spływu powierzchniowego, według wzoru (Hammer i McKichan 1981):

$$Q = 0,278CJA$$

gdzie:

Q – spływ powierzchniowy [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],

C – współczynnik spływu powierzchniowego zależny od rodzaju pokrycia terenu [–],

J – natężenie opadu P [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$],

A – powierzchnia zlewni [km^2].

Wielkość odpływu wód opadowych jest wprost proporcjonalna do wartości współczynnika spływu powierzchniowego oraz wielkości opadu. W niniejszym opracowaniu wykonano analizę oddziaływania wysokości opadu i współczynnika spływu powierzchniowego na wielkość jednostkowego spływu powierzchniowego w zlewni o zróżnicowanych warunkach opadowych i zróżnicowanej formie zagospodarowania terenu, jaką jest obszar aglomeracji Vancouver. Oceny wpływu wymienionych parametrów dokonano na podstawie wyników analizy regresji prostej i regresji wielokrotnej.

Wyniki

Największe roczne sumy opadów atmosferycznych notuje się dla stacji West Vancouver i Coquitlam, mniejsze dla Oak Ridge i Harbour, a najmniejsze dla Surrey, International Airport oraz White Rock. Podobne proporcje między sumami opadów w poszczególnych stacjach występują także w przypadku sum miesięcznych. Widoczna jest wyraźna zależność między wysokością

opadu a wysokością stacji oraz mniej wyraźna, ale także znacząca zależność wysokości opadu od odległości od brzegu cieśniny Georgia. Wartości średnie miesięczne jednostkowego spływu powierzchniowego zestawiono w tabeli 2. Zostały one obliczone na podstawie danych opadowych oraz średnich ważonych współczynników spływu powierzchniowego wyznaczonych w obszarach reprezentatywnych dla siedmiu rozpatrywanych stacji.

Następnym etapem pracy jest analiza wpływu wysokości opadu atmosferycznego (P) oraz współczynnika spływu powierzchniowego (C) na wartość średniego jednostkowego miesięcznego spływu powierzchniowego (Q). W przypadku związku dwóch zmiennych jako zmienną zależną przyjęto spływ powierzchniowy (Q), a jako zmienną niezależną oddzielnie opad atmosferyczny (P), a następnie współczynnik (C). W przypadku związku trzech zmiennych jako zmienne niezależne przyjęto opad atmosferyczny (P) i współczynnik (C).

Tabela 3 przedstawia wyniki analizy przestrzennej zależności między jednostkowym spływem powierzchniowym (Q) a wysokością opadu atmosferycznego (P) dla siedmiu rozpatrywanych stacji. Wszystkie uzyskane związki są istotne na poziomie 1%. Najsilniejszy związek obu elementów występuje dla stacji West Vancouver i Oak Ridge, w przypadku których wielkość współczynników determinacji wynosi odpowiednio 84,9 i 82,1%. Spośród badanych związków najsłabszy uzyskano dla stacji Surrey, gdzie współczynnik determinacji wynosi 48,6%.

TABELA 2. Wartości średnie miesięczne jednostkowego spływu powierzchniowego (Q) w $[m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}] \times 10^{-3}$ obliczone dla aglomeracji Vancouver

TABLE 2. Mean monthly values of surface runoff (Q) in $[m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}] \times 10^{-3}$ calculated for Greater Vancouver

Miesiąc Month Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
International Airport	71,5	49,1	36,5	33,7	29,7	29,1	34,1	23,6	23,7	44,6	45,7	76,3	40,5
Harbour	68,9	41,8	34,4	27,9	23,7	25,9	25,6	15,3	22,6	38,9	40,3	77,6	35,7
Oak Ridge	98,0	72,7	49,0	53,0	53,1	50,3	46,4	37,6	39,8	76,8	80,2	117,8	63,5
West Vancouver	159,7	102,6	99,0	70,2	71,1	64,5	70,3	51,6	47,3	107,6	111,9	187,4	93,4
Surrey	47,1	34,8	18,3	16,4	18,0	14,1	16,0	13,6	13,7	22,6	23,9	38,6	22,5
White Rock	60,8	43,5	20,0	18,6	18,7	19,2	19,1	14,7	14,2	24,0	28,7	72,3	27,9
Coquitlam	87,7	58,0	40,1	31,1	35,8	31,0	29,0	31,4	23,1	44,6	55,1	90,9	44,9

TABELA 3. Wartości współczynników determinacji (r^2) między jednostkowym spływem powierzchniowym (Q) a wysokością opadu atmosferycznego (P) dla siedmiu rozpatrywanych stacji

TABLE 3. Simple squared correlation coefficient (r^2) between surface runoff (Q) and rainfall (P) for seven considered stations

Stacja/Station	r^2
International Airport	78,8
Harbour	74,3
Oak Ridge	82,1
West Vancouver	84,9
Surrey	48,6
White Rock	60,0
Coquitlam	68,5

Ważnym etapem opracowania jest analiza czasowego rozkładu wielkości jednostkowego spływu powierzchniowego. W tabeli 4 podano wartości współczynnika determinacji prostej (r^2) i wartości adjustowanego współczynnika determinacji wielokrotnej (R_{adj}^2) dla związków spływu (Q) z opadem atmosferycznym (P) i ze współczynnikiem spływu powierzchniowego (C). Przez przeważającą część roku, w okresie od lutego do listopada, związek wielkości jednostkowego spływu powierzchniowego (Q) ze współczynnikiem spływu (C) jest silniejszy niż związek spływu (Q) z wysokością opadu (P). Tendencja ta zmienia się w okresie grudzień – styczeń. W okresie zimowym, gdy opady są bardziej częste i sumy opadu osiągają większe wartości, retencja wodna jest uzupełniona i wody opadowe nie akumulują się w podłożu. Generuje to większy jednostkowy spływ powierzchniowy i większy udział w tym procesie wód opadowych. Przez pozostałą część roku sumy opadów są nieco niższe (w okresie czerwiec – wrzesień wyraźnie niższe), a także częstotliwość opadów jest mniejsza. Powoduje to akumulację części wód opadowych w podłożu, która wpływa na zmniejszenie znaczenia opadu atmosferycznego

ferycznym (P) i ze współczynnikiem spływu powierzchniowego (C). Przez przeważającą część roku, w okresie od lutego do listopada, związek wielkości jednostkowego spływu powierzchniowego (Q) ze współczynnikiem spływu (C) jest silniejszy niż związek spływu (Q) z wysokością opadu (P). Tendencja ta zmienia się w okresie grudzień – styczeń. W okresie zimowym, gdy opady są bardziej częste i sumy opadu osiągają większe wartości, retencja wodna jest uzupełniona i wody opadowe nie akumulują się w podłożu. Generuje to większy jednostkowy spływ powierzchniowy i większy udział w tym procesie wód opadowych. Przez pozostałą część roku sumy opadów są nieco niższe (w okresie czerwiec – wrzesień wyraźnie niższe), a także częstotliwość opadów jest mniejsza. Powoduje to akumulację części wód opadowych w podłożu, która wpływa na zmniejszenie znaczenia opadu atmosferycznego

TABELA 4. Wartości współczynników determinacji między średnim miesięcznym jednostkowym spływem powierzchniowym (Q) a wysokością opadu atmosferycznego (P) i wartością współczynnika spływu powierzchniowego (C) dla aglomeracji Vancouver.

TABLE 4. Simple correlation coefficients between mean monthly surface runoff (Q) and rainfall (P) and surface runoff coefficient (C) for Greater Vancouver

Miesiąc Month Związek Relationship	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
$Q \Leftarrow P$	75,7 (1)	53,7 (10)	70,7 (1)	36,0 (-)	42,9 (-)	38,6 (-)	45,5 (10)	40,7 (-)	15,0 (-)	56,9 (5)	58,5 (5)	80,9 (1)	59,5 (5)
$Q \Leftarrow C$	54,6 (10)	63,0 (5)	81,6 (1)	93,1 (1)	87,9 (1)	90,7 (1)	93,9 (1)	85,3 (1)	89,0 (1)	90,2 (1)	88,4 (1)	63,0 (1)	85,7 (1)
$Q \Leftarrow P, C$	96,9	93,9	95,3	93,9	92,1	91,1	94,0	96,6	89,4	93,1	94,5	92,7	94,8

Objaśnienia / Explanations:

W nawiasach podano poziom istotności uzyskanych związków statystycznych. / Numbers in the scopes presents significant level of the relationships.

(-) – równanie nie jest istotne statystycznie / the relationship is not significant.

w spływie powierzchniowym na rzecz współczynnika spływu. Interesujące wyniki uzyskano, badając zależność wielkości spływu (Q) od wysokości opadu (P) i współczynnika spływu (C), jako związku dwóch zmiennych niezależnych. W okresie całego roku związek ten jest bardzo silny, co odzwierciedlają wysokie współczynniki determinacji – powyżej 90%.

Wnioski

Analiza wpływu opadu atmosferycznego na wartość spływu powierzchniowego w bilansie odpływu wody ze zlewni, w przeważającej części położonej w terenie zurbanizowanym, pozwala na sformułowanie następujących wniosków:

1. Najsilniejszy wpływ opadu atmosferycznego na wielkość jednostkowego spływu powierzchniowego istnieje na obszarze przedmieścia West Vancouver położonego bez-

pośrednio nad brzegiem cieśniny Georgia, u podnóża Gór Nadbrzeżnych oraz dla centralnej części Vancouver, w której dominuje zabudowa miejska. Jednostkowy spływ powierzchniowy zależy od opadu atmosferycznego odpowiednio w 85 i w 82%.

2. Najsłabszy wpływ opadu na wielkość jednostkowego spływu powierzchniowego zauważa się dla obszaru przedmieście Surrey, gdzie obok zabudowy podmiejskiej znajdują się liczne tereny trawiaste i łąkowe. Spływ powierzchniowy zależy w około 50% od wysokości opadu atmosferycznego.
3. W okresie od lutego do listopada związek wielkości jednostkowego spływu powierzchniowego z wysokością opadu atmosferycznego jest słabszy niż ze współczynnikiem spływu. W okresie tym dla jednostkowego spływu powierzchniowego większego znaczenia nabiera przepuszczalność podłoża i forma zago-

spodarowania terenu niż ilość wody opadowej docierającej do powierzchni ziemi.

4. W zimowych miesiącach grudzień i styczeń, podczas których wysokość opadów atmosferycznych jest najwyższa, a częstotliwość opadów jest największa w roku, związek wielkości jednostkowego spływu powierzchniowego z wysokością opadu atmosferycznego jest silniejszy niż ze współczynnikiem spływu. W okresie tym, gdy akumulacja wody opadowej w podłożu jest minimalna dla jednostkowego spływu powierzchniowego, mniejszego znaczenia nabiera przepuszczalność podłoża i forma zagospodarowania terenu.
5. Inne czynniki niż wysokość opadu atmosferycznego oraz współczynnik spływu powierzchniowego oddziałują na jednostkowy spływ powierzchniowy ze zlewni zurbanizowanej w stopniu minimalnym – ich udział nie przekracza 10%.

Podziękowania

Autorzy pragną podziękować Fundacji Dekabana za umożliwienie pobytu na Uniwersytecie Kolumbii Brytyjskiej, prof. Hansowi Shreierowi i prof. Lessovi Lavculichowi za udostępnienie materiałów niezbędnych do napisania artykułu oraz prof. Andy'emu Blackowi. Pragną także wyrazić wdzięczność pracownikom Biblioteki UBC za pomoc w wyszukiwaniu materiałów.

Literatura

- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., MIKULSKI Z. 1996: Hydrologia ogólna. PAN, Warszawa.
- City of Veron (1995). Storm water management plan. Dayton & Knight Ltd. Langley, BC, Using GIS technics. B.Sc. thesis. Department of soil science. UBC, Canada.
- COOK K.E. 1994: An evaluation of water quality and land use in salmon river watershed. Dept. of soil science, UBC, Canada.
- CHILIBACK B., CHISLET G., NORRIS G. 1992: Land development guidelines for the protections of aquatic habitat. Ministry of Environment, Land and Parks. BC, Canada.
- CHOW V.T. 1964: Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill, New York, Toronto, Londyn.
- DORCEY H.J. 1991: Water in sustainable development – exploring our common future in the Fraser river basin. Research program on water in sustainable development. Volume: Wastewater research center. Faculty of graduate studies. UBC, Canada.
- HAMMER M.J., McKICHAN K.A. 1981: Hydrology and quality of water resources. J. Wiley & Sons, New York.
- HARE F.K., THOMAS M.K. 1974: Climate Canada. Wiley Publ. of Canada Ltd, Toronto.
- KRZANOWSKI S., RADECKI-PAWLIK A. 1998: Studium nad zagospodarowaniem wód opadowych z deszczów nawalnych w rejonie wiaduktu kolejowego w ciągu ulicy Półlanki w Krakowie-Bieżanowie. Katedra Gospodarki Wodnej i Ochrony Wód AR w Krakowie (maszynopis).
- KRZANOWSKI S., RADECKI-PAWLIK A. 2002: Wykorzystanie malej retencji do zagospodarowania wód opadowych z terenów zurbanizowanych. Zesz. Nauk. AR Kraków, 23.
- OKE T.R., Hay J. 1994: The climate of Vancouver. B.C. Geographical Series, No 50. UBC, Dept. of Geography.

- RADECKI-PAWLIK A. 1998: Changes of runoff coefficient values for the Yorkson creek catchment area in terms of wet detention ponds. 38th science week, University of Homs, Damascus, Syrian Arab Republic.
- RADECKI-PAWLIK A. 1999: Water storm capacity in Langley area (B.C. Canada) using rainfall and storm water runoff. Roczn. Nauk. AR w Poznaniu, 20.
- SHAW E. 1988: Hydrology in practice. Chapman and Hall, London.
- ZANNDBERGEN P.A., SCHREIER H.S., RADECKI-PAWLIK A. 1998: Contrasting urban and rural watershed: A GIS-based analysis linking imperviousness, riparian forest cover, land use and pollution indicators. Institute for Resources and Environment, UBC, Canada.

Summary

The influence of precipitation on surface runoff in urban catchment area on the example of British Columbia in Canada. Within the paper the analysis of surface runoff in the specific area of urban catchment is presented. The measurement data are coming from seven meteorological stations from Vanvouver region close to the

Fraser River mouth in British Columbia, Canada. It was showed that the largest influence of precipitation on surface runoff is in winter respectively in December and January, whereas in other month during a year the most important factor for surface runoff is rather the catchment imperviousness and a type of land development than precipitation. The inspiration of the research conducted by the authors later presented in the paper was their stay at the University of British Columbia in Canada within the Decaban scholarship scheme.

Authors' addresses:

Artur Radecki-Pawlik
Akademia Rolnicza
Katedra Inżynierii Wodnej
30-059 Kraków, al. Mickiewicza 24/28
Poland
e-mail: mradecki@cyf-kr.edu.pl

Tomasz Rozbicki
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland
e-mail: rozbicki@alpha.sggw.waw.pl

**Alicja MICHALIK, Leszek KSIĄŻEK, Łukasz BĄK, Tomasz DUDKOWSKI,
Tomasz TEKIELAK**

Katedra Inżynierii Wodnej, Akademia Rolnicza w Krakowie
Department of Water Engineering, Agricultural University of Cracow

Przepustowość koryt potoków górskich w terenie zabudowanym

Capacity of mountain creeks channels on an urban area

Słowa kluczowe: potok górski, przepustowość, zabudowa hydrotechniczna, transport rumowiska

Key words: mountain creek channel, flow capacity, hydraulic structures, bed load transport

Wprowadzenie

Przeobrażenia przestrzeni i terenów przybrzeżnych związane z urbanizacją mogą zmieniać warunki przepływu w korytach potoków górskich. Pojawiające się zmiany morfologiczne wpływają na przepustowość koryt rzecznych i wzrost zagrożenia powodziowego. Uszkodzeniom zabudowy hydrotechnicznej, utracie nadbrzeżnej roślinności, erozji dennej i brzegowej towarzyszy zwykle intensywny transport rumowiska. Niejednokrotnie można wykazać związek między wspomnianym zjawiskiem a charakterem zabudowy obszarów przylegających do koryt rzecznych (Knight 1989, Roberts 1989). Często jednak w ciekach wystę-

pują takie warunki przepływu wody, że oddziaływanie skutków urbanizacji jest niewielkie i może być pomijane. Istotnym czynnikiem wspomagającym te warunki może być zabudowa biologiczna – jeżeli jest tak intensywna, że stabilność koryt jest utrzymana niezależnie od stopnia zurbanizowania terenu. W niektórych potokach podobną rolę odgrywa budowa geologiczna dna. W obydwu przypadkach przepustowość takich koryt jest zachowana. Innym ważnym czynnikiem utrzymującym przepustowość w przekroju poprzecznym na poziomie wody brzegowej jest jakość wykonanej zabudowy hydrotechnicznej (stopni wodnych, mostów, przepustów drogowych, sztucznych pogłębień i in.).

W artykule przedstawiono wyniki badań przeprowadzonych na trzech potokach o charakterze górskim, przepływających przez teren zurbanizowany, których przepustowość nie została zmniejszona pomimo różnego typu wykonanej zabudowy hydrotechnicznej koryta, pełniącecej różne funkcje dla do-

bra mieszkańców tego obszaru. Aby określić warunki hydrodynamiczne, wykonano pomiary profili podłużnych i poprzecznych oraz składu granulometrycznego rumowiska. Ich wyniki wykorzystano do obliczenia istotnych wielkości takich jak: przepływy o określonym prawdopodobieństwie, naprężenia styczne, moc strumienia oraz transport materiału dennego tych cieków.

Charakterystyka terenu badań

Badaniami objęto trzy ciek, których zlewnie charakteryzują się podobnym środowiskiem przyrodniczym. Są to potoki: Ryta, Rzyczanka i Porębski. Zlewnie ich usytuowane są w południowej części Polski na obszarze gminy Andrychów. Wchodzą w skład makroregionu Beskid Zachodni. Charakteryzują się silnym urzeźbieniem i dużymi spadkami, co nie sprzyja rolniczemu zagospodarowaniu. Procentowy udział zalesienia waha się w granicach 65–84%. Średni roczny opad dla wielolecia 1961–1997 wyniósł 898 mm w Andrychowie i 979 mm w Ponikiewie.

Zlewnia Ryty zajmuje obszar 2,31 km², jej długość wynosi 3,760 km. Ma ona wydłużoną i wyraźnie wykształconą dolinę o południowo-wschodniej i północno-zachodniej ekspozycji zboczy. Maksymalna jej wysokość wynosi 863 m n.p.m., natomiast minimalna – 435 m n.p.m. Średni spadek zlewni wynosi 28%, nachylenie terenu w granicach 10–18% zajmuje 30,7% jej powierzchni, 49% obszaru zlewni ma spadek w przedziale od 18 do 27%. Na pozostałym obszarze, stanowiącym 20,3% powierzchni zlewni, spadki za-

wierają się w przedziale 0–18% i powyżej 27%. Na badanym cieku zlokalizowane są cztery mosty, z czego jeden o konstrukcji żelbetowej z nawierzchnią asfaltową pełni funkcję mostu drogowego, po którym odbywa się ruch kołowy. Pozostałe, wykonane jako konstrukcje betonowo-drewniane, umożliwiają komunikację z pobliskimi posesjami.

Zlewnia Rzyczanki, o powierzchni 9,01 km², położona jest w przedziale wysokościowym od 405 do 918 m n.p.m. Deniwelacja badanego terenu wynosi 513 m. Dominująca wysokość przypada w przedziale 450–800 m n.p.m., co zajmuje łącznie 87,3% powierzchni. Przedziały hipsometryczne 405–450 m n.p.m. oraz 800–918 m n.p.m. mają niewielki udział w powierzchni całkowitej. Dolina potoku Rzyczanki jest wyraźnie wykształcona i przebiega w przybliżeniu środkiem omawianej zlewni. Średni spadek zlewni wynosi 31,08%, przy wyraźnej dominacji spadku większego niż 27%. Teren o tym nachyleniu jest całkowicie zadrzewiony. Najmniejsze spadki występują w dolnym odcinku potoku Rzyczanka. Zabudowę badanego odcinka cieku stanowią cztery mosty o konstrukcji żelbetowej z nawierzchnią asfaltową, po której odbywa się ruch kołowy, oraz korekta stopniowa zlokalizowana poniżej badanego odcinka.

Zlewnia Potoku Porębskiego zajmuje obszar 1,58 km² i charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem terenu. Maksymalna wysokość zlewni wynosi 715 m n.p.m., natomiast minimalna – 400 m n.p.m. Spadki wahają się w granicach od 14 do 36%. Na badanym odcinku znajduje się przepust prostokątny

o wymiarach 180×150 cm, przepust okularowy 2×130 cm. Bezpośrednio za przepustem jest uskok dna cieku zabezpieczony przez mieszkańców tego terenu pniami drzew oraz deskami.

Opis pomiarów terenowych

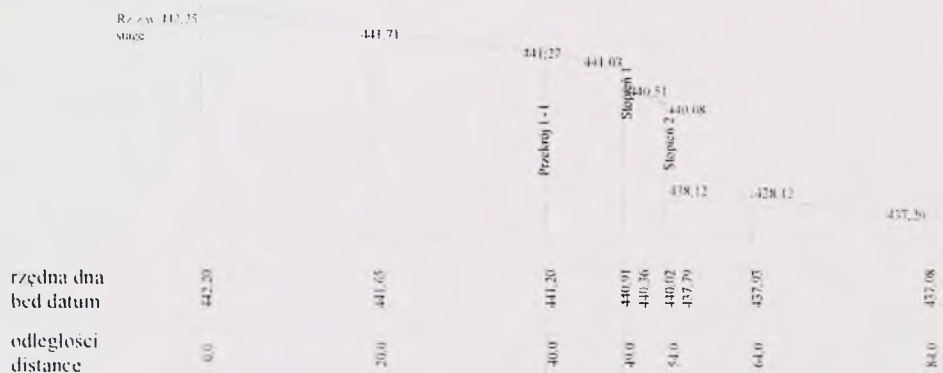
Badania terenowe obejmowały pomiary profili podłużnych koryt potoków, przekrojów poprzecznych oraz składu granulometrycznego rumowiska rzecznoego.

Na potoku Ryta zmierzono profil podłużny długości 84 m, którego początek był zlokalizowany w odległości 3670 m od źródeł cieku. Cechą charakterystyczną tego odcinka jest występowanie znacznych spadków dna, wahających się w granicach od 14 do 68‰, co sprzyja erodowaniu dna i brzegów koryta cieku podczas wezbrań. Na badanym odcinku występują dwa stopnie korekcyjne wykonane z drewna wysokości 0,5 i 2,3 m, oddalone od siebie o 5 m (rys. 1), mające na celu zredukowanie

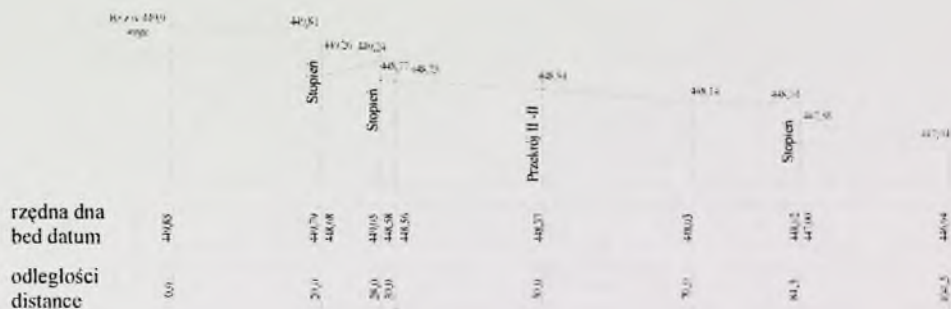
spadków, powstrzymanie deformacji i poprawę stabilności dna cieku. Wykonano pomiary dziesięciu przekrojów poprzecznych, rumowisko denne zostało pobrane w przekroju pomiarowym I–I, o kształcie zbliżonym do trapezowego, z łagodnie nachylonymi brzegami, który został wybrany do obliczeń.

W zlewni potoku Rzyczanka wykonano pomiar profilu podłużnego długości 104,5 m (rys. 2). Charakteryzuje się on małymi spadkami – maksymalny 17‰, co jest spowodowane dwoma stopniami korekcyjnymi. Na badanym odcinku zmierzono 14 przekrojów poprzecznych, wyznaczono krzywą rumowiska dennego. Do obliczeń wybrano przekrój pomiarowy II–II, w którym nurt wody był zlokalizowany w pobliżu prawego brzegu, stwarzając dogodne warunki do odkładania się materiału dennego po przeciwległej stronie koryta.

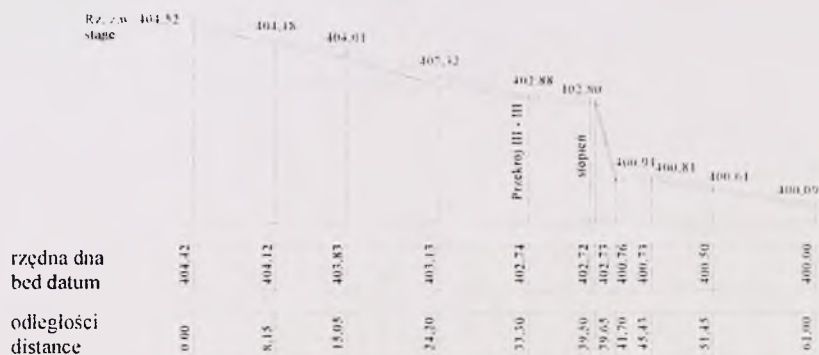
Profil podłużny Potoku Porębskiego (rys. 3) został wykonany na długości 61 m w pobliżu jego ujścia do Targaniczanki. Spadki dna cieku na odcinku pomiarowym są jednolite i wynoszą 43‰ na



RYSUNEK 1. Profil podłużny potoku Ryta
FIGURE 1. Longitudinal profile of the Ryta creek



RYSUNEK 2. Profil podłużny potoku Rzyczanki
FIGURE 2. Longitudinal profile of the Rzyczanka creek



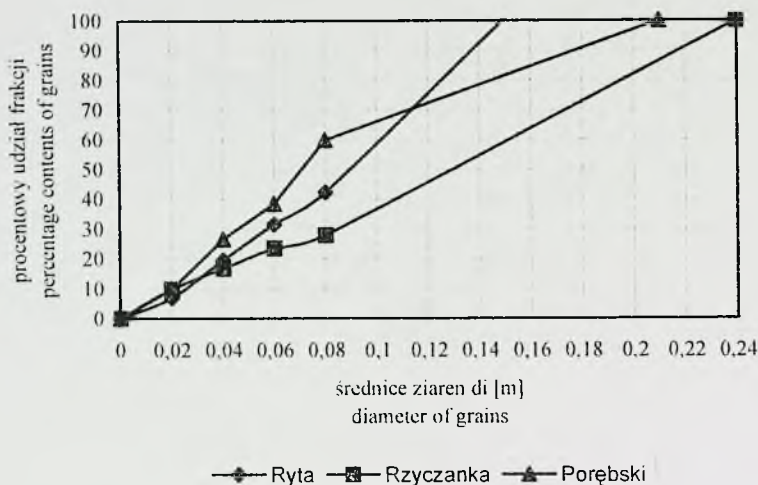
RYSUNEK 3. Profil podłużny potoku Porębskiego
FIGURE 3. Longitudinal profile of the Porebski creek

odcinku przed przepustem i 39,4% na odcinku bliżej ujścia. Średni spadek zwierciadła wody wynosi 43%. Wykonano pomiary czterech przekrojów poprzecznych, rumowisko denne zostało pobrane w przekroju pomiarowym III–III, dla którego zostały wykonane obliczenia.

Charakterystyka rumowiska. W celu rozpoznania warunków stabilności dna koryt potoków przeprowadzono analizy właściwości rumowiska metodą konwencjonalną, tzn. pobraną próbę materiału przesiano i ustalono procentową zawartość frakcji w próbie. Na

podstawie tych danych wykreślono krzywe uziarnienia (rys. 4), z których odczytano średnice, pozwalające na obliczenie wielkości charakteryzujących jakość rumowiska (tab. 1).

Koryta badanych potoków pokryte są gruboziarnistym materiałem dennym, na który składają się głównie frakcje kamieniste i żwirowe. Największe ziarna występują w potoku Rzyczanka. Średnica maksymalna z pobranej próby dla tego potoku wynosi $d = 0,24$ m. Średnicę maksymalną o najmniejszej wartości spośród badanych stwierdzono w próbie rumowiska Ryty (0,15 m). W potokach Ryty i Rzyczanka najwięk-



RYSUNEK 4. Krzywe uziarnienia
FIGURE 4. Grain – size distributions

TABELA 1. Wskaźniki jakości materiału dennego
TABLE 1. Quality factors of the bed material

Przekrój Section	d_m	d_{90}	u	ε	δ	C_d
Ryta	0,09	0,09	4,08	9,60	2,23	0,44
Rzy- czanka	0,01	0,15	7,50	23,0	0,26	3,22
Porębski	0,08	0,07	4,00	19,4	0,79	0,52

szy procentowy udział przypada na frakcje powyżej 0,08 m. Koryto Potoku Porębskiego charakteryzuje się największym procentowym udziałem materiału o średnicach 0,02–0,08 m. Frakcje te stanowią 50% pobranej próby, podczas gdy w potoku Rzyczanka tylko 20%. Największy udział frakcji żwiru (frakcja 1–20 mm) stwierdzono w potokach Porębskim i Rzyczance. We wszystkich potokach dominuje frakcja kamienista stanowiąca około 90% pobranej próby. Obliczony stopień wysortowania (u), według Hazena, wynosił od 4,00 (Potok Porębski) do 7,50 (Rzyczanka), wskaźnik różnoziarnistości (ε),

według Knoroza, kształtował się w granicach 9,6 (Ryta) do 23 (Rzyczanka), a wskaźnik jednostajności (C_d), według Kollisa, przyjmował wartości od 0,44 (Ryta) do 3,22 (Rzyczanka). Przedstawione wielkości: u , ε , C_d świadczą o dobrym wysortowaniu i małej różnoziarnistości materiału, jeżeli mają wartości: $u < 5$, $\varepsilon \leq 4-5$, $C_d \approx 1$ (Dąbkowski i in. 1982). Uzyskane wyniki wskazują, że materiał denny Rzyczanki jest słabo wysortowany i różnoziarnisty. Z badanych potoków dobrym wysortowaniem odznacza się rumowisko Ryty, natomiast we wszystkich ciekach występuje materiał różnoziarnisty.

Obliczenie wielkości hydraulicznych

Wyniki pomiarów były podstawą do obliczenia wielkości charakteryzujących dynamikę koryt badanych potoków

podczas wezbrań. Do tego celu wykorzystano następujące programy komputerowe:

- PRZEPLYW – obliczenie przepływu o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się, program opracowany w Katedrze Inżynierii Wodnej AR w Krakowie, w którym zastosowano dla badanych cieków wzór karpacki Punzeta (1972),
- K – KONSUM – obliczenie parametrów hydraulicznych przekroju, wyznaczenie krzywej konsumcyjnej,
- HEC – RAS – określenie zasięgu wód katastrofalnych.

Obliczone przepływy o określonym prawdopodobieństwie występowania wraz z wielkościami charakteryzującymi obliczeniowe przekroje poprzeczne badanych cieków ujęto w tabeli 2.

Moc strumienia (ω) obliczono według Bagnolda (1986) dla określenia warunków dynamicznych. Nadwyżka tej mocy nad tzw. progową moc strumienia (ω_0) decyduje o intensywności transportu rumowiska. Wzór na moc strumienia ma postać:

$$\omega = \tau \cdot \bar{v} \quad (1)$$

gdzie:

$\tau = \rho \cdot h \cdot J$ – naprężenia styczne wyrażone w jednostkach masowych, dla głębokości przepływu (h) i spadku zwierciadła wody (J),

$\bar{v}$ – średnia prędkość strumienia wody obliczona wzorem Chezy'ego.

Dla obliczenia progowej wartości (ω_0) wykorzystuje się krytyczne naprężenia styczne, które określają warunki początku ruchu rumowiska. Aby wyznaczyć te naprężenia, wykorzystano

zależność bezwymiarowych naprężeń stycznych od średnicy ziaren, którą otrzymano na podstawie radioznaczni-kowych transportów rumowiska w różnych rzekach górskich (Michalik i in. 1999). Ma ona następującą postać:

$$f_i = 0,033 \left(\frac{d_i}{d_{50}} \right)^{-0,90} \quad (2)$$

gdzie: $f_i = \frac{\rho \cdot h \cdot J}{(\rho_s - \rho) \cdot d_i}$ – bezwymiarowe naprężenia styczne dla frakcji ziaren o średnicy d_i .

Obliczenia wykonano dla każdej rzeki w zakresie zmienności głębokości napelnienia od warunków początku ruchu do przepływu brzegowego. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 3. Progowe moce strumienia (ω_0) dotyczą poszczególnych frakcji, których średnice (w metrach) zamieszczono w nawiasach. Moce strumienia Ryty i Rzyczanki są porównywalne, natomiast ω dla potoku Porębskiego jest około rzędu wielkości większa z powodu znacznie większych spadków.

Znajduje to swoje skutki w wielkościach intensywności transportu rumowiska wleczonego, które obliczono zgodnie ze zmodyfikowanym równaniem Meyera-Petera i Muellera (Michalik 1990), dla których również wykorzystano równanie (2). Rezultaty tych obliczeń podano w tabeli 4, gdzie g_{si} oznacza sumę intensywności transportu poszczególnych frakcji rumowiska dla danego napelnienia. Uzyskane wartości jednostkowe, szczególnie przy większych głębokościach, są znaczne. Uwzględniając szerokość pasa wleczenia i czas fali

TABELA 2. Dane obliczeniowego przekroju poprzecznego

TABLE 2. Data of the computational cross-section

Wyszczególnienie Specification	Ryta I-I				Rzyczanka II-II				Porębski III-III			
	$Q_{1^{\circ}}$	$Q_{5^{\circ}}$	$Q_{10^{\circ}}$	$Q_{50^{\circ}}$	$Q_{1^{\circ}}$	$Q_{5^{\circ}}$	$Q_{10^{\circ}}$	$Q_{50^{\circ}}$	$Q_{1^{\circ}}$	$Q_{5^{\circ}}$	$Q_{10^{\circ}}$	$Q_{50^{\circ}}$
Q [m ³ /s]	14,44	8,79	6,33	1,34	> Q_b	21,68	15,80	3,79	10,21	6,21	4,47	0,94
C [-]	22,79	21,86	21,29	18,72		24,88	24,26	21,60	22,78	22,02	21,52	18,97
v [m/s]	2,59	2,19	1,97	1,18		2,44	2,21	1,39	3,56	3,11	2,83	1,71
F [m ²]	5,57	4,00	3,20	1,13		8,88	7,16	2,72	2,87	1,19	1,58	0,55
O [m]	9,72	8,93	8,40	6,43		9,14	8,57	6,54	5,01	4,28	3,88	2,88
R_H [m]	0,57	0,44	0,38	0,17		0,97	0,84	0,42	0,57	0,47	0,41	0,19
b [m]	9,44	8,75	8,25	6,39		7,96	7,61	6,16	4,17	3,60	3,29	2,62
h [m]	0,87	0,70	0,60	0,32		1,42	1,12	0,57	0,97	0,75	0,63	0,27

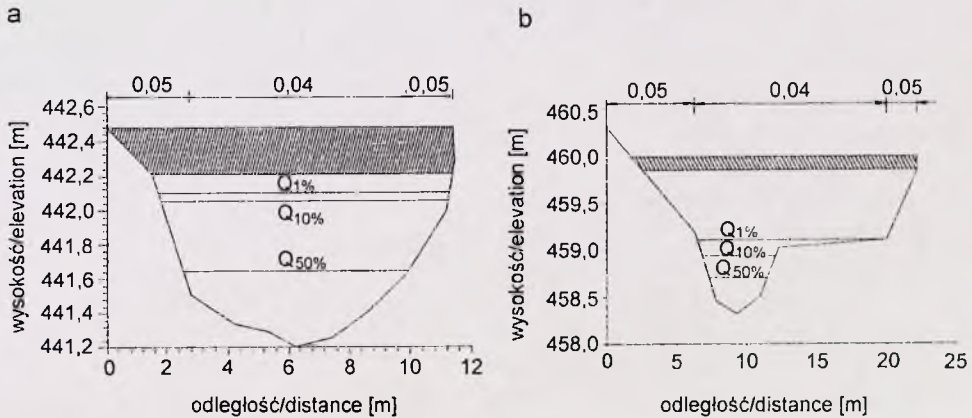
TABELA 3. Obliczenia naprężeń stycznych i mocy strumienia

TABLE 3. Calculations of shear stresses and stream power

Ryta	h [m]	0,63	0,78	0,90	0,94	1,05
	τ [kg/m ²]	4,41	5,46	6,29	6,57	7,34
	v [m/s]	1,19	1,37	1,49	1,54	1,62
	ω_0 [kg/(m·s)]	6,59 (0,125); 5,99 (0,07); 5,67 (0,05); 5,22 (0,03); 4,31 (0,01)				
	ω [kg/(m·s)]	5,24	7,46	9,41	10,12	11,91
Rzyczanka	h [m]	0,64	0,77	0,85	1,20	1,68
	τ [kg/m ²]	6,33	5,39	5,94	8,39	11,75
	v [m/s]	1,48	1,66	1,77	2,21	2,66
	ω_0 [kg/(m·s)]	14,10 (0,16); 10,09 (0,07); 9,6 (0,05); 8,87 (0,03); 7,47 (0,01)				
	ω [kg/(m·s)]	9,37	8,94	10,52	18,55	31,25
Porębski	h [m]	0,60	0,75	0,90	1,05	1,20
	τ [kg/m ²]	16,37	20,46	24,55	28,64	32,73
	v [m/s]	2,77	3,11	3,42	3,71	3,94
	ω_0 [kg/(m·s)]	43,05 (0,145); 38,31 (0,07); 36,46 (0,05); 33,83 (0,03); 28,51 (0,01)				
	ω [kg/(m·s)]	45,37	63,68	84,03	106,22	128,90

TABELA 4. Intensywność transportu rumowiska wleczonego przy różnych głębokościach przepływu
TABLE 4. Intensity of bed load transport depths

Ryta		Rzyczanka		Porębski	
h [m]	Σg_{si} [N/(m·s)]	h [m]	Σg_{si} [N/(m·s)]	h [m]	Σg_{si} [N/(m·s)]
0,63	0,18	0,64	0,68	0,60	380,13
0,78	4,62	0,77	5,95	0,75	572,00
0,90	14,89	0,85	15,69	0,90	788,36
0,94	19,18	1,20	89,65	1,05	1026,71
1,05	32,75	1,68	244,21	1,20	1285,16



RYSUNEK 5. Położenie zwierciadła wody dla przepływów charakterystycznych: a – potok Ryta, b – potok Rzyczanka

FIGURE 5. Water surface level for characteristic discharges: a – Ryta creek, b – Rzyczanka creek

wezbrania, oznacza to bardzo duże masy transportowanego materiału, które naruszają stabilność dna badanych koryt potoków, a w przypadku potoku Porębskiego mogą uszkodzić dno.

Obliczenia na modelu komputerowym HEC – RAS. Program HEC – RAS odwzorowuje przepływ w przypadku koryt rzecznych zabudowanych wałami, jazami, stopniami, przepustami i mostami. Z dużą dokładnością odwzorowuje zarówno przepływ, jak i układ zwierciadła wody w rejonie obiektów

inżynierskich, z zachowaniem ich pełnego opisu geometrycznego i hydraulicznego. Zastosowano go do obliczeń dla Ryty i Rzyczanki, dzięki czemu można wykazać, że pomimo różnego typu zmian w rzekach, przepływ o prawdopodobieństwie wystąpienia 1% mieści się w korycie. Na rysunkach 5a i b przedstawiono przykładowe odwzorowane przekroje z mostami, z zaznaczonymi poziomami zwierciadła wody $Q_{1\%}$, $Q_{10\%}$, $Q_{50\%}$.

Wnioski

1. Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że wszystkie potoki pomimo różnorodnej zabudowy ich koryt, wymuszonej przez teren zurbanizowany, zachowały wymaganą wielkość przepustowości. Zarówno z obliczeń różnych parametrów programem PRZEPLYW, jak i HEC – RAS wynika, że woda o prawdopodobieństwie pojawienia się 1% ($Q_{1\%}$) mieści się w korytach tych cieków.
2. Występujące w korytach budowle dobrze pełnią swą funkcję, a każdy z cieków ma dodatkowe sprzyjające warunki do tego, aby przepustowość była zachowana, pomimo pewnych deformacji dna. W przypadku Ryty budowa geologiczna ogranicza rozwój roślinności stabilizującej brzegi, ale sprzyja wcinaaniu cieku w podłoże, zwiększając powierzchnie przekroju. Na Ryczance rolę stabilizatora odgrywa roślinność zabezpieczająca skarpy i brzegi, gdyż gleby wzdłuż potoku są dobrym siedliskiem dla wielu gatunków. Natomiast w Potoku Porębskim, mimo spadków rzędu 40‰, dno jest opancerzone i dopiero większe wezbrania mogą go destabilizować. Niezależnie od tego, że w badanych potokach stwierdzono warunki hydrauliczne, w których przepustowość jest zachowana, ważnym problemem jest możliwość destabilizacji dna tych cieków.
3. Obliczona masa rumowiska w warunkach przepływu brzegowego we wszystkich potokach jest tak duża, że przy większych wezbraniach może spowodować uszkodzenia dna

koryta i jego destabilizację. Gęsta sieć hydrograficzna, w której znajdują się badane potoki, sprzyja przemieszczaniu się dostarczanego do nich rumowiska. Ponadto, znaczne spadki podłużne Ryczanki i Ryty, a szczególnie Potoku Porębskiego dodatkowo mogą potęgować ten proces, co zagraża znacznymi deformacjami koryt.

4. W przypadku Ryty i Potoku Porębskiego zagrożenie dla stabilności koryt pochodzi również od utworów geologicznych związanych z nimi. Charakteryzują się one bowiem podatnością na procesy erozyjne.

Literatura

- BAGNOLD R.A. 1986: Transport of solids in natural water flow: Evidence for a world-wide correlation. Proc. of the Royal Soc. of London.
- DĄBKOWSKI Sz.L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A. 1982: Hydrauliczne podstawy projektowania wodnomelioracyjnego. PWRiL, Warszawa.
- KNIGHT D.W. 1989: Hydraulics of flood channels. W: Flood. Wiley & Sons Ltd.
- MICHALIK A. 1990: Badanie intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach karpaccich. Rozprawa habilitacyjna. Zesz. Nauk. AR Kraków, nr 138. Kraków.
- MICHALIK A., BARTNIK W., KSIĄŻEK L., GOC A. 1999: Zmiany potoku koryta Mszanka wywołane wezbraniem w latach 1995–1997. Zesz. Nauk. AR Kraków, nr 363, Kraków.
- PUNZET J. 1972: Empiryczne wyznaczanie przepływów maksymalnych o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się w zlewniach karpaccich dopływów Wisły. Prace PIHM, z. 106.
- ROBERTS C.R. 1989: Flood Frequency and Urban – Induced Channel Change: Some British Examples. W: Flood. Wiley & Sons Ltd.

Summary

Capacity of mountain creeks channels on an urban area. Mountain streams crossing an urban area have typical for communication and hydraulic structures such as small bridges, foot-bridges, culverts, outlets of drains etc. Their construction and location can act on flow capacity. In this paper an estimation of hydraulic conditions of three mountain streams is presented. There are Ryta, Rzyczanka and Porębski creeks crossing by the Andrychów municipality. For urban sections of each creek the measurements were carried out. They were concerning the longitudinal profiles, cross-sections, and grain size distributions of the bed material. An inventory of hydraulic and hydrobiological structures has been made too.

Results were used to calculate the most important hydraulic magnitude such as probable great flows, stage-discharge curves, and intensity of bedload transport. It has made possible to determine the stable and unstable section of the creeks. The K-KOMSUM, PRZEPLYW and HEC – RAS software were applied. It has been ascertained that the investigated streams have a constant capacity. On the Ryta and the Porębski creeks geological structure favour natural deeping of the channels and the Rzyczanka creek does not have deformations thanks to the hydraulic structures.

Author's address:

Alicja Michalik
Akademia Rolnicza
Katedra Inżynierii Wodnej
30-059 Kraków, al. Mickiewicza 24/28
Poland

Właściwości sorpcyjne gruntów w barierach hydraulicznych **Sorptivity of soils in hydraulic barriers**

Słowa kluczowe: składowiska odpadów, bariera hydrauliczna, sorpcja, badania kolumnowe

Key words: landfills, hydraulic barrier, sorption, soil column test

Wprowadzenie

Składowiska odpadów są budowlami inżynierii środowiska, które – spełniając ważne zadania w ochronie środowiska – same stanowią potencjalne, poważne źródło jego zanieczyszczenia. Wpływ składowiska na właściwości gruntów i jakość wód podziemnych zależy od wielu czynników (Wiencław i Garbulewski 1993, Rowe i in. 1995, Yong i in. 1996.), ale przede wszystkim od właściwości naturalnych lub specjalnie wykonanych warstw mineralnych, których zadaniem jest ograniczenie migracji zanieczyszczeń. Z tego względu, powszechnie zaleca się (np. Dyrektywa 1999/31/WE z 26.04.1999 r.) lokalizować składowiska w warunkach, które w sposób naturalny zmniejszają ich wpływ na środowisko wodno-

gruntowe poprzez procesy sorpcji, strącania i biodegradacji. Warstwy takie, charakteryzujące się odpowiednio małą przepuszczalnością hydrauliczną (zwykle $k < 10^{-9} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), nazywane są „barierami hydraulicznymi” lub „geologicznymi” (Garbulewski i Wiencław 1996). Naturalna, o dużej miąższości (najkorzystniej ponad 3 m) warstwa gruntów spoistych lub – określając bardziej szczegółowo – ilastych lub gliniastych, stanowi najprostszą i najtańszą barierę hydrauliczną. Warstwa ta powinna być ciągła i nie powinna zwierać uprzywilejowanych dróg przepływu, takich jak: szczeliny, spękania i otwory po systemach korzeniowych lub zwierzętach.

Dotychczas kryteria rozpoznania naturalnych barier hydraulicznych w podłożu składowisk, jak również zalecenia dotyczące barier z gruntów zagęszczanych uwzględniały głównie właściwości hydrauliczne gruntów. W dużo mniejszym stopniu zwracano uwagę na ich właściwości sorpcyjne, które – jak wykazują badania (Rukść 1993, Jessberger i in. 1997, Fronczyk 2003), stanowią istotny czynnik opóźniający rozprzestrzenianie się zanie-

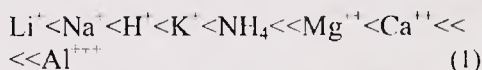
czyszczeń w podłożach składowisk odpadów. Zagadnienie to nabiera jeszcze większego znaczenia w świetle Rozporządzenia Ministra Środowiska z 24 marca 2003 r. (DzU nr 61, poz. 549), które mówi, że zakres badań geologicznych powinien uwzględniać ustalenie pojemności sorpcyjnej gruntu. W pierwszej części niniejszej pracy podano metody oceny zdolności sorpcyjnych gruntów w barierach hydraulicznych, druga zaś część zawiera wyniki badań kolumnowych sorpcji na próbkach gliny piaszczystej i ilów, pobranych z podłoża dwóch składowisk odpadów komunalnych.

Mechanizm sorpcji

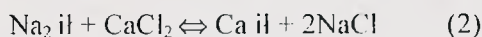
Jedną z ważnych, jak podano we wstępie, właściwości gruntów w barierach hydraulicznych jest ich zdolność do usuwania zanieczyszczeń w wyniku procesów adsorpcji (powierzchniowe wiązanie cząsteczek roztworu) i absorpcji (pochłanianie składników roztworu). Mechanizm sorpcji (adsorpcji/absorpcji) jest niezwykle złożony i zależny od interakcji na styku cząstka gruntu – płynne zanieczyszczenie, na którą wpływ mają zarówno fizyczne (np. powierzchnia właściwa), jak i chemiczne właściwości gruntu oraz płynnych zanieczyszczeń. Ocena zdolności sorpcyjnych naturalnych i zagęszczanych gruntów jest kierunkiem badań intensywnie rozwijanych ostatnio w wielu geotechnicznych ośrodkach naukowych w Europie i w USA (Tuncan i in. 2001, Ambrosini i Hermans Stengele 2003). Jednakże złożoność zjawiska jest tak duża, że brak jest obecnie w tym zakre-

sie uogólniających wniosków. Każdy przypadek praktyczny zaleca się w zasadzie analizować indywidualnie. Warto podkreślić duże znaczenie poznania mechanizmów sorpcji w wyborze odpowiednich technik oczyszczania gruntów na terenach zdegradowanych.

Usuwanie zanieczyszczeń z odcieków może zachodzić przez wymianę kationową, polegającą na tym, że takie kationy, jak: K^+ , Na^+ , Pb^{2+} , Cd^{2+} , Fe^{2+} , Cu^{2+} , wymieniają inne kationy (np. Ca^{2+} , Mg^{2+}) na powierzchni cząstek gruntu. Potencjał wymiany kationów można zapisać w postaci szeregu (Yong i Warkentin 1975):



Kationy znajdujące się po prawej stronie w szeregu mogą zastąpić jakikolwiek kation znajdujący się po stronie lewej. Jeżeli grunt drobnoziarnisty (np. il) zawierający kationy Na^+ zostanie zanurzony w roztworze z jonami Ca^{2+} (np. w roztworze chlorku wapnia), to poszczególne jony Ca^{2+} wymieniają dwa jony Na^+ , co można zapisać następująco:



Wymiana kationów połączona z sorpcją chemiczną umożliwia zatrzymywanie przez grunt uszczelnienia takich metali ciężkich, jak: Pb, Cd, Cu, Zn, Ni, Cr i Hg (Martin i in. 1976), których stężenie w odciekach ze składowisk odpadów komunalnych jest w zakresie 0–100 ppm. Zdolność gruntów w barierach hydraulicznych do zatrzymywania metali ciężkich zależy od wartości pH i składu mineralnego (Yong i in. 1996). Przy wzroście pH

w roztworach gruntów składających się z kaolinitu, illitu i montmorillonitu występuje większa zdolność gruntów do sorpcji metali ciężkich. Grunty zawierające tylko kaolinit zatrzymują mniej metali ciężkich niż te, w których składzie mineralnym jest illit, a te z kolei mniej od gruntów zawierających tylko montmorillonit. Zdolności sorpcyjne gruntów zależą również od składu i stężenia roztworu; niektóre metale ciężkie są łatwiej i szybciej zatrzymywane przez grunt niż inne, co przedstawiono w tabeli 1.

Material i metodyka badań

W badaniach laboratoryjnych właściwości sorpcyjnych gruntów stosowane są dwie następujące metody:

- metoda dawkowania (Batch test),
- metoda kolumnowa (Soil column test).

W metodzie dawkowania stosuje się próbki zawiesiny przygotowane z wysuszonego gruntu wymieszanego z roztworami zanieczyszczeń o różnym stężeniu, np. 50, 250, 500, 1000, 1500 i 2000 ppm. W celu zapewnienia całkowitej dyspersji cząstek gruntu w zawiesinie, zaleca się stosować zawiesinę o stosunku roztworu do gruntu 10 : 1 (EPA, 1987). Po uzyskaniu równowagi stężenia w stałej temperaturze 20°C (wymaga to co najmniej 24 godzin badań) określa się stężenie w wyciągach wodnych z próbek i porównuje się je z początkowymi stężeniami roztworów.

TABELA 1. Kolejność sorpcji metali ciężkich przez grunty (Yong i in. 1996)

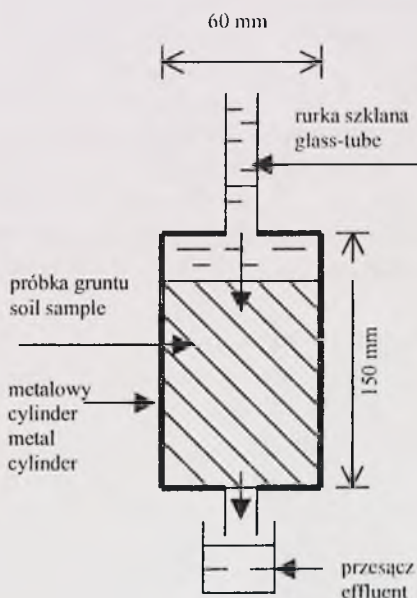
TABLE 1. Adsorption selectivity of heavy metals in different soils (Yong i in. 1996)

Grunt i inne materiały Materials	Kolejność wyboru Selectivity order
Il kaolinitowy (pH 3,5–6) Kaolinite clay (pH 3,5–6)	Pb > Ca > Cu > > Mg > Zn > Cd
Il kaolinitowy (pH 5,5–7,5) Kaolinite clay (pH 5,5–7,5)	Cd > Zn > Ni
Il illitowy (pH 3,5–6) Illite clay (pH 3,5–6)	Pb > Cu > Zn > > Ca > Cd > Mg
Il montmorillonitowy (pH 3,5–6) Montmorillonite clay (pH 3,5–6)	Ca > Pb > Cu > > Mg > Cd > Zn
Il montmorillonitowy (pH 5,5–7,5) Montmorillonite clay (pH 5,5–7,5)	Cd = Zn > Ni
Tlenki glinowe (bezpociągowe) All oxides (amorphous)	Cu > Pb > Zn > > Cd
Tlenki manganowe Mn oxides	Cu > Zn
Tlenki żelazowe (bezpociągowe) Fe oxides (amorphous)	Pb > Cu > Zn > > Cd
Goethym Goethite	Cu > Pb > Zn > > Cd
Kwas fulwic (pH 5,0) Fulvic acid (pH 5,0)	Cu > Pb > Zn
Kwas huminowy (pH 4–6) Humic acid (pH 4–6)	Cu > Pb > Cd > > Zn
Wulkaniczny materiał w Japonii Japanese dominated by volcanic patent material	Pb > Cu > Zn > > Cd > Ni
Grunty mineralne (pH 5,0) bez części organicznych Mineral soils (pH 5,0) with no organics	Pb > Cu > Zn > > Cd
Grunty mineralne (zawierające od 20 do 40 g·kg ⁻¹ części organicznych) Mineral soils (containing 20 to 40 g·kg ⁻¹ of organics)	Pb > Cu > Cd > > Zn

W metodzie kolumnowej badane są próbki gruntu o strukturze nienaruszonej, przez które przepuszcza się roztwór o znanym początkowym stężeniu lub płyn o znanym składzie chemicznym. Po przesączeniu się roztworu przez próbkę gruntu określa się stężenie przesączu (C) i porównuje go ze stężeniem początkowym (C_0). Wyniki badań przedstawia się jako zależność względnego stężenia C/C_0 i czasu lub porowej objętości przepływu (POP) (Garbulewski i Fronczyk 2004). Wartość POP w gruntach całkowicie nasyconych jest sumową objętością przepływu odniesioną do objętości porów w gruncie. Metoda kolumnowa pozwala określić charakterystyki sorpcji gruntu odpowiadające warunkom naturalnym, w których niecałkowita powierzchnia cząstek gruntu jest w kontakcie z roztworem.

Badania właściwości sorpcyjnych przeprowadzono dla gruntów będących naturalnymi barierami hydraulicznymi w istniejących składowiskach odpadów komunalnych w Łukowie i w Markach. Składowiska te zostały otwarte pod koniec lat siedemdziesiątych i były eksploatowane bez zapewnienia odpowiednich zabezpieczeń przed ich szkodliwym wpływem na środowisko naturalne. W 1991 roku zamknięto składowisko w Markach. W tym samym czasie powstawał projekt uszczelnienia składowiska w Łukowie. W obu przypadkach jedyną barierą mającą zabezpieczać środowisko wodno-gruntowe są naturalne warstwy o małej przepuszczalności hydraulicznej: w Łukowie gliny piaszczyste, w Markach iłów warwowych. Próbkę gruntu do badań laboratoryjnych pobrano z podłoża wymienionych składowisk odpadów.

Badania metodą kolumnową przeprowadzone dla próbek gliny piaszczystej polegały na przesączeniu przez próbkę gliny o nienaruszonej strukturze, umieszczonej w cylinderkach Borrosa, zanieczyszczonej wody pobranej ze studni zlokalizowanej na terenie wylewiska ścieków (Wienclaw i Garbulewski 1993). Próbkę dwukrotnie została zalana wodą, o łącznej objętości 148 cm^3 . Pomiary składu chemicznego gruntu przeprowadzono po przesączeniu całej objętości cieczy. Schemat badania przedstawiono na rysunku 1.



RYSUNEK 1. Schemat badań zdolności sorpcyjnych gliny piaszczystej z podłoża składowiska w Łukowie (Rukś 1993)

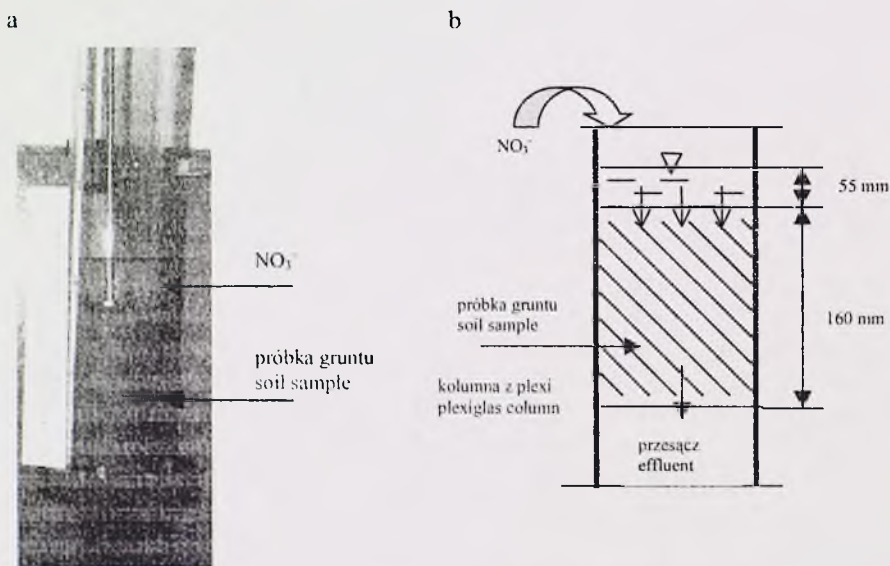
FIGURE 1. Schematic of test used to determine sorptivity of sandy clay from Łuków landfill (Rukś 1993)

Podobne badania metodą kolumnową, ale stosując próbki rekonsolidowane, przeprowadzono dla iłów warwowych występujących w podłożu

składowiska w Markach (Fronczyk 2003). Podstawowym celem badań było określenie rozkładu NO_3^- w naturalnej warstwie nawodnionych iłów występujących w podłożu składowiska jako ciągła warstwa, której strop jest na dnie składowiska. Wyniki badań wskazują na znaczącą opóźniającą rolę procesów sorpcyjnych w transporcie zanieczyszczeń. Badania zostały przeprowadzone na homogenicznym gruncie otrzymanym z pasty poddanej konsolidacji przez okres 2 miesięcy. Skonsolidowaną pastę gruntową o wysokości 160 mm umieszczoną w kolumnie zalano od góry roztworem wskaźnikowym z jonami NO_3^- o stałym stężeniu $100 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$. Roztwór przygotowano przez wymieszanie KNO_3 z wodą destylowaną. Podczas trwania eksperymentu wymieniano co 10 dni roztwór z jonami wskaźnikowymi, aby koncentracja przepływającego roztworu była zbliżona do

początkowego. Proces przepływu roztworu wskaźnikowego przez próbkę iłu przerwano po 60 dniach, po zaobserwowaniu odcieku na dolnej warstwie próbki, i oznaczono rozkład stężenia NO_3^- w profilu próbki. Schemat badania właściwości sorpcyjnych iłów z podłoża składowiska w Markach przedstawiono na rysunku 2.

Analiza zawartości w badanych gruntach poszczególnych składników chemicznych składała się z dwóch części, tj. z przeprowadzenia składników do roztworu gruntowego oraz ich oznaczenia. Przeprowadzenie azotanów do roztworu gruntowego polegało na wytrząsaniu na mieszadle mechanicznym przez godzinę 50 gramów gruntu i 250 cm^3 wody destylowanej oraz odsączeniu roztworu na sączku podciśnieniowym. Na, K, Zn, Ca i Mg zostały wyługowane z gruntu na gorąco kwa-



RYСУNEK 2. Widok (a) i schemat (b) badań metodą kolumnową iłów warwowych (Fronczyk 2003)
FIGURE 2. View (a) and schematic (b) of clay column test (Fronczyk 2003)

TABELA 2. Właściwości fizyczne badanych gruntów z podłoża składowisk (Rukść 1993, Fronczyk 2003)

TABLE 2. Index properties and hydraulic conductivity of soils tested (Rukść 1993, Fronczyk 2003)

Rodzaj gruntu Soil classification	Gęstość właściwa szkieletu gruntowego Density of solids [g·cm ³]	Gęstość objętościowa szkieletu gruntowego Bulk density [g·cm ³]	Współczynnik filtracji Hydraulic conductivity [m·s ⁻¹]	Skład granulometryczny [%] Grain size distribution		
				Frakcja piaszkowa Sandy fraction	Frakcja pyłowa Silty fraction	Frakcja ilwa Clay fraction
Gлина piaszczysta Sandy clay	2,65	2,16	$1,8 \cdot 10^{-8}$	60–63	19–26	14–18
Iły warwowe Varved clay	2,65	1,70	$< 1 \cdot 10^{-9}$	1	59	40

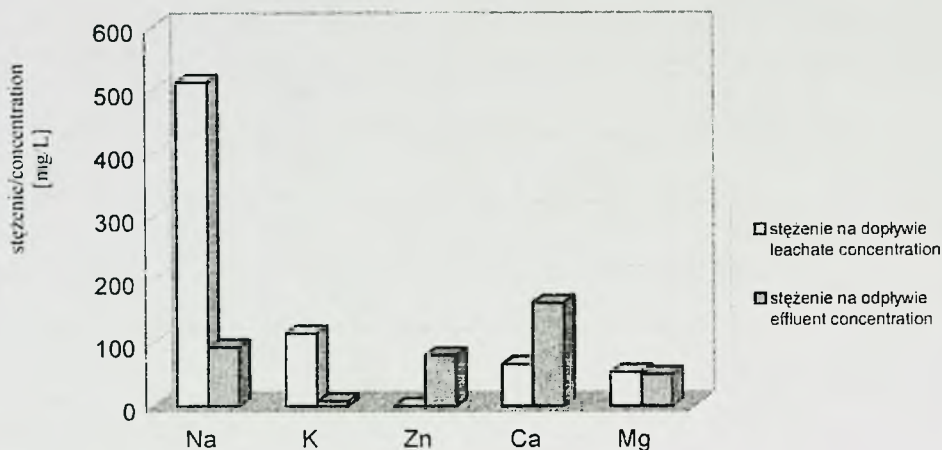
sem azotowym i nadchlorowym. Azotany oznaczono metodą kolorymetryczną zgodnie z normą PN-82-C-04576/08, natomiast pozostałe składniki metodą adsorpcyjnej spektrometrii masowej (ASA) (Rukść 1993). Skład granulometryczny i wartości współczynnika filtracji badanych gruntów przedstawiono w tabeli 2.

Wyniki badań i dyskusja

Gлина piaszczysta. Analizując wyniki badań chemicznych zanieczyszczonej wody przed i po przesączeniu przez próbkę (rys. 3), można stwierdzić, że niektóre z pierwiastków występujących w zadanych roztworach zostały zatrzymane przez próbki gliny, natomiast inne wymyte. Podczas przesączania przez glinę zanieczyszczonej wody z terenu składowiska ubyło w wodzie, czyli zostało wchłonięte przez grunt, ponad 80% kationów sodu i ponad 90% kationów potasu, natomiast pojawiły się w wodzie, wypłukane z gruntu dodatkowe ilości kationów wapniowych – prawie trzykrotnie więcej. Poza tym,

w przesączu pojawiły się jony miedzi, magnezu i cynku oraz w śladowych ilościach takie metale, jak: Ni, Cd, Pb, Cr i Co. Obserwując rozkład stężeń przebadanych pierwiastków w profilu próbki gliny, stwierdzono, że zatrzymane przez glinę koncentrują się w wierzchniej części próbki, w przeciwieństwie do wymywanych, których największe stężenia są w jej dolnej części.

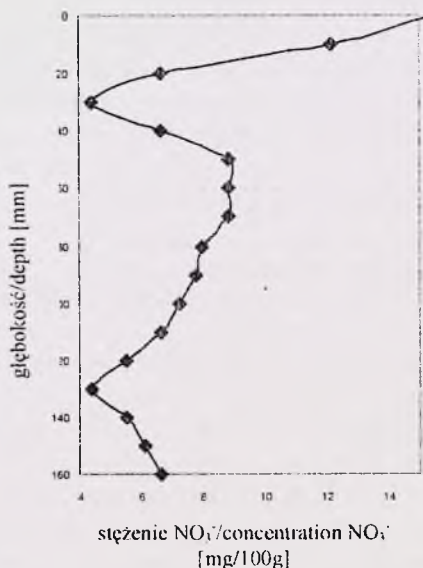
Iły warwowe. Głównym celem badań iłów z podłoża składowiska w Markach było określenie rozkładu stężeń azotanów w nawodnionych gruntach słaboprzepuszczalnych. Obserwacje pozwalają jednak wnioskować, że sorpcja, w tym zwłaszcza wymiana jonowa, opóźniała rozprzestrzenianie się azotanów w próbce. Na opóźnienie migracji azotanów przez iły wpływ mają procesy sorpcji wymiennej (fizykochemicznej), które polegają na wymianie jonów pomiędzy roztworem gruntowym a kolidalnym kompleksem sorpcyjnym gruntu (Gleboznawstwo). W analizowanym przypadku mamy do czynienia z sorpcją wymienną anionów (NO_3^-). Tego rodzaju procesy mogą zachodzić na minerałach ilastych, których po-



RYSUNEK 3. Wyniki analiz chemicznych zanieczyszczonej wody przed przesączeniem i po przesączeniu przez próbkę gliny piaszczystej z podłoża składowiska w Łukowie (Rukś 1993)
 FIGURE 3. Results of chemical tests for contaminated water before and after infiltration through sandy clay sample (Rukś 1993)

wierzchnie są wysycane jonami OH^- . Podobnie jak w przypadku gliny piaszczystej, większość anionów została wymieniona w górnej warstwie próbki. Uzyskany rozkład stężeń azotanów w próbce określony po przerwaniu procesu przesączania się roztworu przedstawiono na rysunku 4 (Fronczyk 2003).

Maksymalne stężenie azotanów zaobserwowano na powierzchni styku próbki z roztworem wskaźnikowym ($15,5 \text{ mgNO}_3^- \cdot 100 \text{ g}^{-1}$). Minimalne stężenie jonu wskaźnikowego oznaczono jako $4,43 \text{ mgNO}_3^- \cdot 100 \text{ g}^{-1}$. Według Gleboznawstwa (1995), sorpcja wymienna anionów nie przebiega intensywnie, natomiast dominującym procesem jest wymiana kationów, w tym K^+ , na kompleksie sorpcyjnym. Można więc przypuszczać, że w przypadku badań potasu iły będą charakteryzowały się większą pojemnością sorpcyjną. Na koloidalnym kompleksie sorpcyjnym ilów warwowych zachodzi znaczna wymiana jonów dostarczanych do gruntu wraz z odciekami ze składowiska.



RYSUNEK 4. Rozkład stężenia azotanów w próbce ilów warwowych z podłoża składowiska odpadów komunalnych w Markach (Fronczyk 2003)
 FIGURE 4. Distribution of NO_3^- concentration in specimen of varved clay from landfill subsoils at Marki (Fronczyk 2003)

Dotychczas przy ocenie przydatności gruntów do wykorzystania w budowie wykładzin gruntowych składowisk odpadów bierze się pod uwagę jedynie ich przepuszczalność hydrauliczną, uważając, że jest to najważniejszy parametr opisujący migrację zanieczyszczeń. W ostatnich latach przeważa opinia, że decydujący wpływ na wielkość migracji zanieczyszczeń w nawodnionych gruntach słaboprzepuszczalnych ($k \leq 1 \cdot 10^{-9} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) ma proces dyfuzji molekularnej, a nie przepływ adwekcyjny (Azzam 1997). W badanych gruntach dominował przepływ dyfuzyjny. Opóźnienie migracji zanieczyszczeń następuje bardzo często poprzez ich sorpcję na częściach mineralnych i organicznych szkieletu gruntowego. W wyniku sorpcji może dojść do uwalniania innych pierwiastków w ilościach szkodliwych dla środowiska naturalnego i zdrowia ludzi. Z tego powodu nie można ograniczyć zakresu badań tylko do badań przepuszczalności hydraulicznej gruntu, który ma służyć za uszczelnienie. Bardzo ważne jest również rozpoznanie zdolności gruntu do transportu dyfuzyjnego i sorpcji. Po określeniu podstawowych stałych opisujących procesy transportu adwekcyjnego i dyfuzyjnego oraz sorpcji można przeprowadzić metodami numerycznymi (np. za pomocą programu komputerowego POLLUTEv6) symulację rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w określonych warunkach hydrogeologicznych.

Wnioski

1. Zdolność gruntu do usuwania i opóźniania migracji zanieczyszczeń w wyniku procesów sorpcji powinna być brana pod uwagę w ocenie naturalnych warunków geologicznych i przy doborze materiału na wykonanie uszczelnienia składowiska.
2. Przeprowadzone badania laboratoryjne właściwości sorpcyjnych gliny piaszczystej z podłoża składowiska odpadów komunalnych w Łukowie nie uzasadniają często przyjmowanej opinii, że warstwa glin zwalowych może być uznana jako naturalny „ekran chemiczny” uszczelniający składowisko odpadów. Gliny wprawdzie adsorbują niektóre kationy i aniony, w tym w znacznych ilościach sodu (ponad 80%) i potasu (ponad 90%), ale pozostałe mogą migrować w głąb podłoża, zagrażając dobrej jakości wodom wglębnym.
3. Przeprowadzone badania właściwości sorpcyjnych ilów warwowych podłoża składowiska odpadów w Markach pozwalają stwierdzić, że głównym procesem opóźniającym rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń jest sorpcja wymienna na koloidalnym kompleksie sorpcyjnym gruntu. Sądząc po znacznej ilości zaadsorbowanych jonów azotanowych, można przypuszczać, że kationy będą podlegały tym procesom z dużo większą intensywnością. Nie

można jednak zapominać, że na skutek sorpcji wymiennej uwalniane są do roztworu gruntowego inne pierwiastki, które w dużych ilościach mogą być szkodliwe dla środowiska naturalnego.

Literatura

- AMBROSINI G., HERMANNS STENGELE R. 2003: An extensive test programme for permeable reactive barrier materials. Proc. of XIIIth European Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering. Prague, Czech Republic. Vol. 1: 297–302.
- AZZAM R. 1997: An innovative electrochemical-activated mineral sealing system for reducing the diffusion permeability and improving the long tightness behavior of disposal site sealings. Engineering Geology and Environment, Marinos, Koukis & Stournaras (eds). Balkema, Rotterdam.
- Dyrektywa 1999/31/WE z 26.04.1999r. w sprawie składowania odpadów.
- EPA, 1987: Batch – Type Adsorption Procedures for Estimating Soil Attenuation of Chemicals. Washington D.C.
- FRONCZYK J. 2003: Gospodarka odpadami stałymi w gminie Marki – stan aktualny i projekt dostosowania do przepisów Unii Europejskiej. Praca magisterska. Międzywydziałowe Studium Ochrony Środowiska, SGGW, Warszawa.
- GARBULEWSKI K., FRONCZYK J. 2004: Wpływ płynnych zanieczyszczeń na właściwości filtracyjne gruntów. Geoinżynieria środowiska – transfer doświadczeń i dyrektyw UE do nowo przyjętych państw. Wydaw. SGGW, Warszawa.
- GARBULEWSKI K., WIENCLAW E. 1996: Analiza warunków zanieczyszczenia podłoża z barierą hydrauliczną. *Przegląd Naukowy Wydziału Melioracji i Inżynierii Środowiska* 10: 133–143.
- Gleboznawstwo. Podręcznik dla studentów akademii rolniczych, 1995 (red.) B. Dobrzański, S. Zawadzki. PWRiL, Warszawa.
- JESSBERGER H.L., ONNICH K., FINSTER-WALDER K., BEYER S. 1997: Experimental and numerical studies of contaminant transport through mineral liners and resulting improvements in liner materials. W: Advanced landfill liner systems (eds.) H. August, U. Holzlohner, T. Meggyes. Thomas Telford Publishing, London.
- MARTIN W.P., GAST R.G., MEYER G.W. 1976: Land Application of Waste Material: Unresolved Problems and Future Outlook. W: Land Application of Waste Material, Soil Conservation Society of America.
- PN-82-04576/08. Woda i ścieki. Badania zawartości związków azotu. Oznaczanie azotu azotanowego metodą kolorymetryczną z salicylanem sodowym.
- ROWE R.K., QUIGLEY R.Ch., BROKER J.R. 1995: Clayey Barrier Systems for Waste Disposal Facilities. E and FN SPON.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 24 marca 2003 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących lokalizacji, budowy, eksploatacji i zamknięcia, jakim powinny odpowiadać poszczególne typy składowisk odpadów (DzU nr 61, poz. 549).
- RUKŚĆ S. 1993: Projekt składowiska odpadów komunalnych z uwzględnieniem zaleceń EWG. Praca magisterska. Wydział Melioracji i Inżynierii Środowiska, SGGW, Warszawa.
- TUNCAN A., TUNCAN M., GUNEY Z., KOYUNCU H. 2001: Use of natura zeolite as an impervious liner in sanitary landfill. A.A. Balkema Publishers, Proc. of the Fifteenth International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Istanbul.
- WIENCLAW E., GARBULEWSKI K. 1993: Ocena zanieczyszczenia wód i gruntów w podłożu składowiska odpadów w Łukowie. *Archiwum Ochrony Środowiska* 3–4: 203–220.
- YONG R.N., WARKENTIN B.P. 1975: Soil Properties and Behaviour. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam.
- YONG R.N., MOHAMED A.M.O., WARKENTIN B.P. 1996: Principles of Contaminant Transport in Soils. Developments in Geotechnical Engineering, 73. Elsevier Science Publisher B.V.

Summary

Sorptivity of soils in hydraulic barriers. The clay soils in the hydraulic barriers also act as an important medium for the attenuation of some contaminants due to sorption. The sorptivity of soils effect significantly the contaminant transport mechanism in landfill subsoils. In order to check the sorptivity of soils in two landfills, at Luków and Marki, soil column tests were carried out. The test results of Luków silty clay indicated that 80% of Na^+ cations and 90% of K^+ cations were attenuated due to

sorption from solution. Comparing the test results obtained for contaminated liquids and effluent for varved clay it was seen that the concentration was substantially reduced.

Authors' address:

Joanna Fronczyk, Kazimierz Garbulewski
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Geoinżynierii
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland
e-mail: fronczyk@alpha.sggw.waw.pl
garbulewski@alpha.sggw.waw.pl

Helena KAZIEKO, Lucyna KAZIEKO

Katedra Zastosowań Matematyki SGGW
Department of Applied Mathematics WAU

Analityczny model podniesienia poziomu wód gruntowych w wyniku nawadniania*

Analytical model of groundwater level rise due to irrigation

Słowa kluczowe: nawadnianie, poziom wód gruntowych, model matematyczny
Key words: irrigation, groundwater level, mathematical model

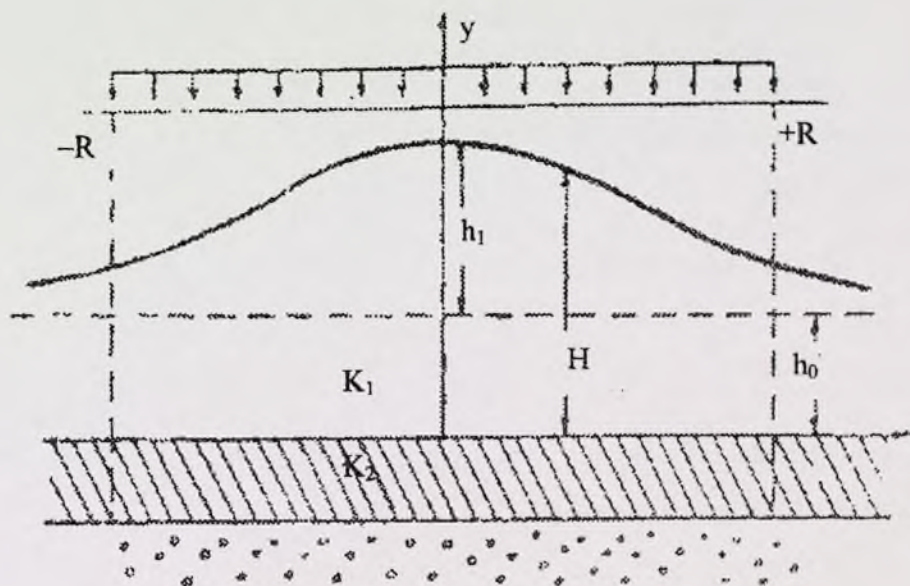
Wprowadzenie

Podniesienie poziomu wód gruntowych spowodowane nawodnieniem jest niezwykle ważne w problemach regulacji poziomu tych wód. W artykule tym zajmujemy się analitycznym modelem tego zjawiska, pozwalającym określić poziom podniesienia wód gruntowych pod nawadnianym obszarem w różnych momentach czasu i w różnych punktach rozpatrywanego obszaru.

Sformułowanie zagadnienia

Przyjmujemy, że obszar filtracyjny składa się z dwóch warstw o różnej przepuszczalności wody, przy czym dolna warstwa jest mniej przepuszczalna niż górna. Pod wpływem ciśnieniowych wód gruntowych dolnej warstwy, poziom wód gruntowych w górnej warstwie przez warstwę słabo przepuszczalną, podnosi się do pewnej wysokości h_0 (rys. 1).

* Z uwagi na rozbudowane wzory artykuł złożono jednołamowo.



RYSUNEK 1. Podniesienie poziomu wód gruntowych pod nawadnianą warstwą
FIGURE 1. The rise of groundwater level in irrigation layer

Niech nawadniana strefa będzie miała szerokość $2R$. Intensywność infiltracji z góry nad strefą oznaczmy przez ε , współczynniki filtracji górnej i dolnej warstwy odpowiednio przez K_1 i K_2 ($K_1 \geq K_2$).

W wyniku nawadniania część wydatku wody na początku będzie uwilgotniać górną warstwę, powyżej powierzchni wód gruntowych, część zaś będzie zasilać wody gruntowe niżej położonej warstwy; zatem przefiltrowana przez górną warstwę objętość wody będzie zużywać się na dopełnienie zasobów wód gruntowych (podniesienie powierzchni wód gruntowych) i na odpływ w kierunku nienawadnianych gruntów. Rozwiązanie danego zagadnienia jest interesujące w problemach regulacji poziomu wód gruntowych.

Nieustalony ruch wód gruntowych przy uwzględnieniu infiltracji z powierzchni gruntu i słabej przepuszczalności podłoża podścielanego warstwą o znacznie większej przepuszczalności niżej położonej wodonośnej warstwy opisuje się równaniem (Połubarinowa-Koczina 1977):

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} - \beta^2 (H - h_0) + \frac{\omega}{m}, \quad a^2 = \frac{K_1 h}{m}, \quad \beta^2 = \frac{K_2}{md} \quad (1)$$

gdzie:

$H(x, t)$ – funkcja ciśnieniowa określona od stropu słabo przepuszczalnej warstwy,
 h_0 – początkowy poziom wód gruntowych,
 h – średnia głębokość strumienia.

- m – niedostatek nasycenia wodonośnej warstwy,
 d – grubość słabo przepuszczalnej warstwy,
 ω – intensywność infiltracji.

Przyjmujemy warunki brzegowe w postaci

$$\omega = \varepsilon \quad \text{dla} \quad |x| < R \quad (2)$$

$$\omega = 0 \quad \text{dla} \quad |x| > R$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} = 0 \quad \text{dla} \quad x = \pm\infty \quad (3)$$

$$H = h_0 \quad \text{dla} \quad x = \pm\infty \quad (4)$$

oraz warunek początkowy w postaci

$$H(x, 0) = h_0 \quad (5)$$

gdzie h_0 – początkowy poziom wód gruntowych.

Kładąc $H - h = u$, otrzymujemy równanie:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \beta^2 u + \frac{\omega}{m} \quad (6)$$

oraz warunki początkowy i brzegowe w postaci:

$$u(x, 0) = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad u = 0 \quad \text{dla} \quad x = \pm\infty \quad (8)$$

Równanie (6) zapiszemy w postaci:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \beta^2 u + f(x, t) \quad (9)$$

Rozwiązanie zagadnienia

Zajmiemy się rozwiązaniem równania (9) z warunkami (7) i (8).

Zastosujemy przekształcenie Fouriera określone następująco:

$$\bar{u}(p, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-ipx} u(x, t) dx \quad (10)$$

gdzie:

$\bar{u}(p, t)$ – obraz funkcji $u(x, t)$,

p – parametr przekształcenia.

Całkując przez części i wykorzystując to, że $\frac{\partial u}{\partial x}$ i u są równe zero przy $x = \pm\infty$, znajdujemy następujące całki:

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} dx = -p^2 \bar{u} \quad (11)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{-ipx} \frac{\partial u}{\partial t} dx = \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \quad (12)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(x, t) e^{-ipx} dx = \bar{f}(p, t) \quad (13)$$

Stosując do równania (9) wzory (10), (11), (12), (13), otrzymujemy następujące równanie:

$$\frac{d\bar{u}}{dt} + (a^2 p^2 + \beta^2) \bar{u} = \bar{f}(p, t) \quad (14)$$

oraz warunek początkowy

$$\bar{u}(p, 0) = 0 \quad (15)$$

Rozwiązując równanie (14) z warunkiem (15), otrzymujemy:

$$\bar{u}(p, t) = \int_0^t \bar{f}(p, \tau) e^{-(a^2 p^2 + \beta^2)(t-\tau)} d\tau \quad (16)$$

Zgodnie z przekształceniem odwrotnym Fouriera:

$$u(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ipx} \bar{u}(p, t) dp \quad (17)$$

znajdujemy:

$$\begin{aligned}
 u(x, t) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^t \bar{f}(p, \tau) e^{-(a^2 p^2 + \beta^2)(t-\tau)} e^{ipx} d\tau dp = \\
 &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^t \left(\int_{-\infty}^{\infty} f(\xi, \tau) e^{i\xi p} d\xi \right) e^{-(a^2 p^2 + \beta^2)(t-\tau)} e^{ipx} d\tau dp = \\
 &= \frac{1}{2a\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{e^{-\beta^2(t-\tau)}}{\sqrt{t-\tau}} d\tau \int_{-\infty}^{\infty} f(\xi, \tau) e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2(t-\tau)}} d\xi
 \end{aligned} \tag{18}$$

W powyższym rozwiązaniu uwzględniono następujące wzory:

$$\frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} e^{ip(x-\xi)} dp = \int_0^{\infty} \cos p(x-\xi) dp$$

$$\int_0^{\infty} e^{-a^2 p^2(t-\tau)} \cos p(x-\xi) dp = \frac{\sqrt{\pi}}{2a} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2(t-\tau)}}$$

Podstawiając w (18) zamiast $f(x, t)$ wyrażenie $\frac{\varepsilon}{m}$ dla $|x| < R$ i 0 dla $|x| > R$ otrzymujemy:

$$u(x, t) = \frac{\varepsilon}{2a \cdot m\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{e^{-\beta^2(t-\tau)}}{\sqrt{t-\tau}} d\tau \int_{-R}^R e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2(t-\tau)}} d\xi$$

Stosując podstawienie:

$$\frac{\xi - x}{2a\sqrt{t-\tau}} = \lambda.$$

mamy

$$u(x, t) = \frac{\varepsilon}{m\sqrt{\pi}} \int_0^t e^{-\beta^2(t-\tau)} d\tau \int_{\tau_1}^{\tau_2} e^{-\lambda^2} d\lambda$$

gdzie:

$$r_1 = -\frac{R+x}{2a\sqrt{t-\tau}}, \quad r_2 = \frac{R+x}{2a\sqrt{t-\tau}}$$

lub

$$H(x,t) = h_0 + \frac{\varepsilon}{2m} \int_0^t e^{-\beta^2(t-\tau)} \left[\phi\left(\frac{R-x}{2a\sqrt{t-\tau}}\right) + \phi\left(\frac{R+x}{2a\sqrt{t-\tau}}\right) \right] d\tau \quad (19)$$

gdzie $\phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\infty e^{-\alpha^2 x^2} d\alpha$.

Z równania (19) przy $\beta = 0$ otrzymujemy wyniki dla przypadku nieprzepuszczalnego podłoża.

Podsumowanie wyników

Otrzymane rozwiązanie określa podniesienie powierzchni wód gruntowych w czasie. Wprowadzając wielkości bezwymiarowe:

$$V = \frac{4\beta^2(H-h_0)}{\varepsilon}, \quad \frac{x}{R} = \xi, \quad \beta^2 t = \tau, \quad \frac{\beta R}{2a} = \alpha \quad (20)$$

i stosując całkowanie przez części, otrzymujemy wzory na podniesienie powierzchni wód gruntowych z uwzględnieniem słabej przepuszczalności podłoża podścielanego silnie przepuszczalną warstwą wodonośną.

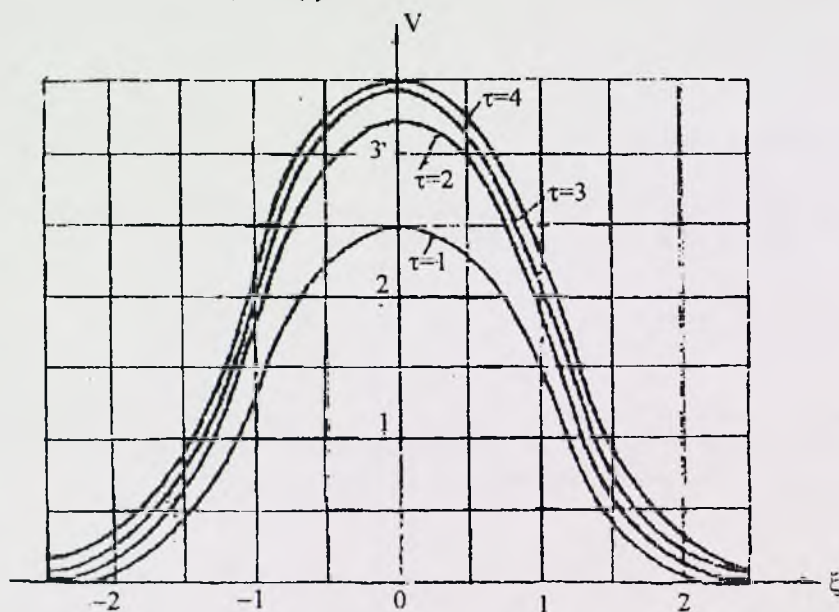
Dla $|x| < R$:

$$\begin{aligned} V = & 4 - 2e^{-\tau^2} \left[\phi\left(\frac{\alpha(1+\xi)}{\tau}\right) + \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau}\right) \right] - e^{-2\alpha(1+\xi)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1+\xi)}{\tau} - \tau\right) \right] + \\ & - e^{-2\alpha(1+\xi)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau} + \tau\right) \right] - e^{-2\alpha(1-\xi)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau} - \tau\right) \right] + \\ & - e^{-2\alpha(1-\xi)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau} + \tau\right) \right] \end{aligned} \quad (21)$$

Dla $|x| > R$:

$$\begin{aligned}
 V = & -2e^{-\tau} \left[\phi\left(\frac{\alpha(1+\xi)}{\tau}\right) - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau}\right) \right] - e^{-2\alpha(\xi+1)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1+\xi)}{\tau} - \tau\right) \right] + \\
 & + e^{2\alpha(\xi+1)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1+\xi)}{\tau} + \tau\right) \right] + e^{-2\alpha(\xi-1)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau} - \tau\right) \right] + \\
 & + e^{2\alpha(\xi-1)} \left[1 - \phi\left(\frac{\alpha(1-\xi)}{\tau} + \tau\right) \right]
 \end{aligned} \quad (22)$$

Powyższe rozważania uzupełnimy wykresami zależności V od ξ przy $\alpha = 1$ dla momentów czasu $\tau = 1, 2, 3, 4$ (rys. 2).



RYSUnek 2. Podniesienie poziomu wód gruntowych
FIGURE 2. The rise of groundwater level

Jak wynika z wykresów (rys. 2) powierzchnia wód gruntowych nad nawadnianą warstwą początkowo podnosi się bardziej intensywnie ($\tau = 1, 2$), a następnie wolniej i dąży do granicznego położenia przy $t \rightarrow \infty$, mianowicie:

$$\text{dla } |x| < R \text{ dąży do } 4[1 - e^{-2\alpha} \text{ch} 2\alpha\xi]$$

$$\text{dla } |x| > R \text{ dąży do } 4e^{-2\alpha\xi} \text{sh} 2\alpha$$

Literatura

- JACOB C.E. 1960: Flow of ground water. Engineering hydraulics, N.Y.
JANKE E., EMDE F., LÖSCH F. 1960: Tafeln Höherer Functionen, Stuttgart.
KAZIEKO H., KAZIEKO L. 2001: Matematyka – działy wybrane. Wydaw. SGGW, Warszawa.
POLUBARINOWA-KOCZINA P.J. 1977: Teorija dwiženija gruntowych wod. Izd. Nauka, Moskwa.
SHARMA J.N., SINGH K. 2000: Partial differential equations for engineers and scientists. N. Delhi.

Summary

Analytical model of groundwater level rise due to irrigation. Analytical model of groundwater level rise due to irrigation was presented. The proposed formulas allow to determine the depth of groundwater level for given time intervals.

Authors' address:

Helena Kazicko, Lucyna Kazicko
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Zastosowań Matematyki
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Helena KAZIEKO, Lucyna KAZIEKO

Katedra Zastosowań Matematyki SGGW

Department of Applied Mathematics WAU

Analityczny model obniżania się wzniesienia wód gruntowych po nawodnieniu*

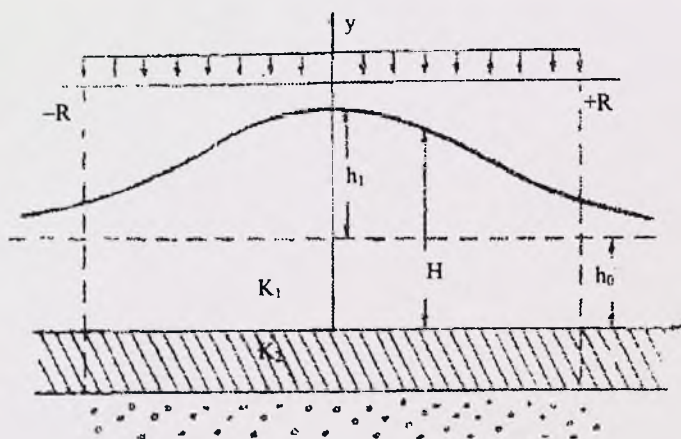
Analytical model of groundwater level lowering after irrigation

Słowa kluczowe: nawadnianie, wzniesienie wód gruntowych, model matematyczny

Key words: irrigation, groundwater level, mathematical model

Wprowadzenie

W poprzednim artykule rozważono analityczny model podniesienia wód gruntowych w wyniku nawadniania. Po zaprzestaniu nawadniania warstwy $-R \leq x \leq R$ powstaje wzniesienie wód gruntowych, które z upływem czasu rozplywa się (rys. 1).



RYСУNEK 1. Podniesienie poziomu wód gruntowych pod nawadnianą warstwą
FIGURE 1. The rise of groundwater level in irrigation layer

* Z uwagi na rozbudowane wzory artykuł złożono jednolamowo.

Interesującym zagadnieniem wydaje się określenie prędkości obniżania się tego wzniesienia w przypadku zarówno nieprzepuszczalnego, jak i przepuszczalnego podłoża.

Sformułowanie zagadnienia

Nieustalony ruch wód gruntowych z uwzględnieniem słabej przepuszczalności podłoża podścielanego warstwą o znacznie większej przepuszczalności niżej położonej wodonośnej warstwy, przy pominięciu infiltracji z powierzchni gruntu, można opisać równaniem (Połubarinowa-Koczina 1977):

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - \beta^2 (H - h_0), \quad a^2 = \frac{K_1 h}{m}, \quad \beta^2 = \frac{K_2}{md} \quad (1)$$

gdzie:

- $H(x, t)$ – funkcja ciśnieniowa określona od stropu słabo przepuszczalnej warstwy,
- h_0 – początkowy poziom wód gruntowych,
- h – średnia głębokość strumienia,
- m – niedostatek nasycenia wodonośnej warstwy,
- d – grubość słabo przepuszczalnej warstwy,
- K_1, K_2 – współczynniki filtracji odpowiednio górnej i dolnej warstwy.

Zakładamy, że początkowy kształt wzniesienia wód gruntowych przy $t = 0$ jest postaci:

$$H(x, 0) = h_0 + h_1 e^{-\alpha x^2} \quad (2)$$

gdzie:

- α – stała,
- h_0, h_1 – podniesienie poziomu wód gruntowych odpowiednio pod wpływem ciśnieniowych wód gruntowych dolnej wodonośnej warstwy przez warstwę słabo przepuszczalną i pod wpływem wody z góry, spowodowane nawadnianiem.

Warunki brzegowe w tym przypadku są następujące:

$$\frac{\partial H}{\partial x} = 0 \quad \text{dla} \quad x = \pm\infty \quad (3)$$

$$H = h_0 \quad \text{dla} \quad x = \pm\infty \quad (4)$$

W wyniku podstawienia

$$h = (H - h_0) e^{\beta^2 t} \quad (5)$$

równanie (1) przyjmie postać:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (6)$$

Warunki początkowy i brzegowe dla nowej zmiennej h są postaci:

$$h = h_1 e^{-\alpha x^2} \quad \text{dla } t = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0, \quad h = 0 \quad \text{dla } x = \pm\infty \quad (8)$$

Rozwiązanie zagadnienia

Rozwiązanie równania (6) z warunkami (7) i (8) można otrzymać, stosując przekształcenie Fouriera (Janke i in. 1960). W wyniku zastosowania przekształcenia Fouriera równanie (6) sprowadza się do równania:

$$\frac{d\bar{h}}{dt} + a^2 p^2 \bar{h} = 0 \quad (9)$$

a warunek początkowy:

$$h(p, 0) = h_1 \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\alpha x^2 - ipx} dx = h_1 \bar{f}(p) \quad (10)$$

Rozwiązując równanie różniczkowe (9) z warunkiem początkowym (10), otrzymujemy:

$$\bar{h} = h_1 \bar{f}(p) e^{-a^2 p^2 t}$$

Stosując przekształcenie odwrotne Fouriera, otrzymujemy:

$$h(x, t) = \frac{h_1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^t e^{ipx} \left(\int_0^t e^{-\alpha \xi^2 + ip\xi} d\xi \right) \cdot e^{-a^2 p^2 t} dp \quad (11)$$

Korzystając ze znanych formuł (Janke i in. 1960) rozwiązanie (11) można przedstawić w postaci:

$$h(x, t) = h_1 \left(\frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2 t} - \alpha \xi^2} d\xi \right) \quad (12)$$

lub wykorzystując znany wzór (Janke i in. 1960):

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{-px^2 \pm qx} dx = e^{-\frac{q^2}{4p}} \sqrt{\frac{\pi}{p}}$$

rozwiązanie można przedstawić następująco:

$$h(x, t) = h_1 \frac{e^{-\frac{\alpha x^2}{4a^2 \alpha t + 1}}}{\sqrt{4a^2 \alpha t + 1}}$$

Wracając do starych zmiennych, znajdujemy następujący wzór, określający obniżanie się wzniesienia wód gruntowych po zaprzestaniu nawadniania:

$$H = h_0 + h_1 \frac{e^{-\frac{\alpha x^2}{4a^2 \alpha t + 1} - \beta^2 t}}{\sqrt{4a^2 \alpha t + 1}} \quad (13)$$

Otrzymane rozwiązanie spełnia postawione warunki zadania, o czym można przekonać się bezpośrednim sprawdzeniem.

W celu znalezienia prędkości obniżania się wzniesienia wód gruntowych, zróżniczkujemy funkcję (13) względem t . Wówczas:

$$v = -m \frac{\partial H}{\partial t} = \quad (14)$$

$$= -mh_1 \frac{e^{-\frac{\alpha x^2}{4a^2 \alpha t + 1} - \beta^2 t}}{[4a^2 \alpha t + 1]^{\frac{5}{2}}} \left[4a^2 \alpha^2 x^2 - (4a^2 \alpha t + 1)(4a^2 \alpha \beta^2 t - 2a^2 \alpha t + \beta^2) \right]$$

Prędkość obniżania się wód gruntowych w środku wzniesienia przy $x = 0$ określa się wzorem:

$$v_{x=0} = \frac{mh_1 e^{-\beta^2 t}}{(4a^2 \alpha t + 1)^{\frac{3}{2}}} (4a^2 \beta^2 \alpha t + \beta^2 - 2a^2 t) \quad (15)$$

gdzie m – niedostatek nasycenia.

Poziom wód gruntowych w środku wzniesienia określa wzór (13) przy $x = 0$

$$H = h_0 + \frac{h_1 e^{-\beta^2 t}}{\sqrt{4a^2 \alpha t + 1}} \quad (16)$$

Wprowadzamy wielkości bezwymiarowe:

$$\frac{H - h_0}{h_1} = \bar{H}, \quad \frac{x}{R} = \xi, \quad \frac{4a^2 t}{R^2} = \tau, \quad \frac{\beta^2 R^2}{4a^2} = \gamma, \quad \frac{\lambda}{R^2} = \alpha$$

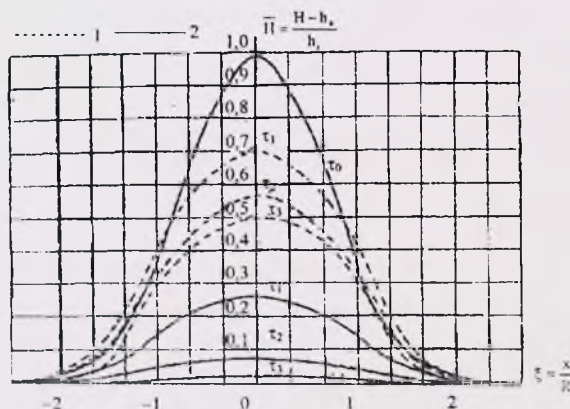
Wówczas wzory (13) i (16) przyjmą odpowiednio postacie:

$$\bar{H} = \frac{e^{\frac{\lambda \xi^2}{\lambda \tau + 1} - \gamma \tau}}{\sqrt{\lambda \tau + 1}} \quad (17)$$

$$\bar{H} = \frac{e^{-\gamma \tau}}{\sqrt{\lambda \tau + 1}} \quad (18)$$

Dyskusja wyników

Rysunek 2 przedstawia wykres zależności $\bar{H}$ od ξ , przy różnych wartościach bezwymiarowej wartości $\tau = 1, 2, 3$ dla $\gamma = 1$. Krzywe ciągłe przedstawiają ruch wód gruntowych, gdy podstawowa wodonośna warstwa graniczy z drugą, niżej położoną wodonośną warstwą przez słabo przepuszczalny słoj gruntu. Krzywe przerywane przedstawiają ruch wód gruntowych w podstawowej wodonośnej warstwie ograniczonej nieprzepuszczalnym podłożem.



RYSUNEK 2. Rozpływanie się wzniesienia wód gruntowych po nawodnieniu: 1 – przy uwzględnieniu nieprzepuszczalnego podłoża, 2 – przy uwzględnieniu odpływu do niżej położonej drenującej warstwy
FIGURE 2. A spreading of groundwater after irrigation: 1 – for impermeable subsoil, 2 – with considering of water out-flow into drainage layer

Poniżej przytoczymy dane (otrzymane w Instytucie Hydromelioracyjnym w Moskwie) dotyczące zmiany poziomu wód gruntowych po nawadnianiu z uwzględnieniem słabo przepuszczalnego podłoża, gdy współczynnik charakteryzujący związek z niżej położoną wodonośną warstwą $\gamma=1$ (tab. 1), i przy uwzględnieniu nieprzepuszczalnego podłoża $\gamma = 0$ (tab. 2).

TABELA 1. Zmiana poziomu wód gruntowych po nawodnieniu z uwzględnieniem słabo przepuszczalnego podłoża

TABLE 1. The change of groundwater level after irrigation with water out-flow into drainage layer

$\xi \backslash \tau$	0	0,5	1	2	3
0	1,0000	0,77800	0,36780	0,01830	0,000123
1	0,2602	0,23059	0,15760	0,03510	0,002866
2	0,0782	0,07199	0,05778	0,02063	0,003870
3	0,0248	0,02335	0,01929	0,00912	0,002635

TABELA 2. Zmiana poziomu wód gruntowych po nawodnieniu przy uwzględnieniu nieprzepuszczalnego podłoża

TABLE 2. The change of groundwater level after irrigation for impermeable subsoil

$\xi \backslash \tau$	0	0,5	1	2	3
0	1,0000	0,7780	0,3678	0,01830	0,000123
1	0,7072	0,6273	0,4287	0,09565	0,074510
2	0,5780	0,4797	0,4155	0,15430	0,028720
3	0,5000	0,4701	0,3890	0,18390	0,052700

Zmiana poziomu wód gruntowych w czasie w środku wzniesienia $x = 0$, po nawadnianiu dla różnych wartości współczynnika γ ($\gamma = 0, 1, 2, 3$), charakteryzującego związek z niżej położoną wodonośną warstwą, pokazana jest na rysunku 2 i w tabeli 3.

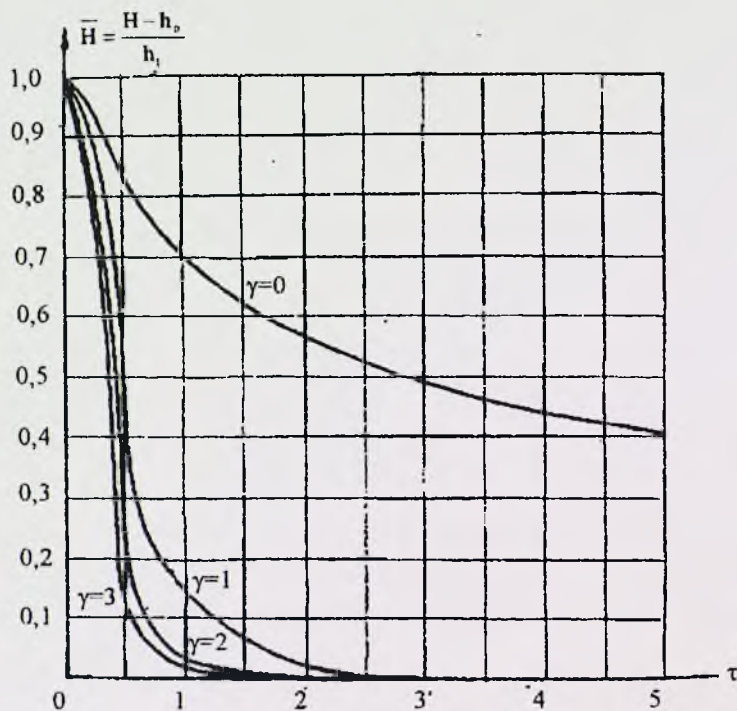
TABELA 3. Zmiana poziomu wód gruntowych po nawodnieniu (gdy $x = 0$)

TABLE 3. The change of groundwater level after irrigation for $x = 0$

$\xi \backslash \tau$	0	1	2	3
0	1,000	1,000	1,000	1,000
0,5	0,816	0,49467	0,30024	0,18205
1	0,707	0,26003	0,095600	0,03513
2	0,577	0,07790	0,011400	0,00142
3	0,500	0,02480	0,001230	0,00012
4	0,428	0,00780	0,000140	0,00004
5	0,408	0,00274	0,000061	0,00001

Krzywe rozplływania poziomu wód gruntowych po nawadnianiu pokazują, że poziom wody przy istnieniu nieprzepuszczalnego podłoża (linie kreskowane) zmieniają się bardziej lub mniej wolno. Przy uwzględnieniu odpływu do niżej położonej drenującej warstwy przez słabo przepuszczalne podłoże, w warunkach naszego zadania, obniżanie się przebiega znacznie szybciej, w szczególności dla momentów czasu $\tau = 1, 2$, a dalej stopniowo dąży do stabilnego poziomu.

Rysunek 3 podaje poglądową ilustrację obniżenia poziomu wód gruntowych w środku wzniesienia przy $x = 0$. Tutaj $\gamma = 0$ odpowiada przypadkowi nieprzepuszczalnego podłoża. Wraz ze zwiększeniem współczynnika ($\gamma = 1, 2, 3$) obniżenie poziomu wód gruntowych przebiega znacznie szybciej ($\tau = 1, 2, 3$).



RYСУNEK 3. Obniżanie się środka wzniesienia ($x = 0$) w zależności od czasu τ dla różnych wartości współczynnika γ

FIGURE 3. A spreading of groundwater ($x = 0$) in relation to time for variable of γ coefficient

Literatura

- JANKE E., EMDE F., LÖSCH F. 1960: Tafeln Höherer Functionen, Stuttgart.
 KAZIEKO H., KAZIEKO L. 2001: Matematyka – działy wybrane. Wydaw. SGGW, Warszawa.
 POLUBARINOWA-KOCZINA P.J. 1977: Teorija dwizenija gruntowych wod. Izd. Nauka, Moskwa.
 SHARMA J.N., SINGH K. 2000: Partial differential equations for engineers and scientists. N. Delhi.

Summary

Analytical model of groundwater level lowering after irrigation. Analytical model of groundwater level lowering after the end of irrigation was described. According to the model proposed the rate of water lowering can be determined. The model was applied for analysis of groundwater flow in subsoil consisted of two layers: permeable and impermeable.

Authors' address:

Helena Kazicko, Lucyna Kazicko
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Zastosowań Matematyki
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Jan KOSSOWSKI

Instytut Agrofizyki PAN
Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences

Problemy metodyczne pomiaru strumienia ciepła w glebie: zastosowanie teorii Philipa

Methodical problems concerning soil heat flux measurement: application of Philip's theory

Słowa kluczowe: strumień ciepła w glebie, przewodnictwo cieplne, gradient temperatury

Key words: soil heat flux, thermal conductivity, temperature gradient

Wprowadzenie

Metoda bezpośredniego pomiaru strumienia ciepła w glebie, zastosowana po raz pierwszy przez Falckenberga (1930) do określenia wymiany ciepła pomiędzy powierzchnią gleby a atmosferą podczas nocy, zaczęła rozpowszechniać się od lat pięćdziesiątych XX wieku. Nastąpiło to po ukazaniu się pracy Deacona (1950), w której przedstawiono stosunkowo łatwą do powielenia konstrukcję miernika, sposób jego kalibracji oraz próbkę wyników uzyskanych z ciągłej rejestracji strumienia ciepła w glebie. Konstrukcja i technologia wytwarzania strumieniomierzy ciepła podlegała z czasem znacznemu ulepszeniu i różnicowaniu, jednakże ogólne zasady budowy miernika i wy-

korzystania w pomiarach strumienia ciepła w glebie pozostały takie same.

Idea strumieniomierza ciepła w glebie wywodzi się wprost z metody gradientowej wyznaczania strumienia ciepła. Przyjmuje się w niej, że przenoszenie ciepła w glebie dokonuje się głównie drogą przewodzenia i jedynie w kierunku pionowym, a strumień ciepła obliczany jest jako iloraz przewodnictwa cieplnego i gradientu temperatury występującego na rozpatrywanym poziomie w danym czasie. U podstaw metody strumieniomierzy leżało też założenie, że przepływ ciepła przez miernik jest porównywalny lub taki sam, jak w otaczającym go ośrodku (glebie). Założenia te – jak rychło dostrzeżono i wykazano (Portman 1958, Bespałow 1960, Kaganow i Rozensztok 1960, Philip 1961) – zwłaszcza w przypadku ośrodka tak złożonego i zmiennego, jakim jest gleba, okazały się z reguły nieprawdziwe (nie do spełnienia). Wysuwane w związku z tym zastrzeżenia co do poprawności uzyski-

wanych przy użyciu strumieniomierzy ciepła danych, a także propozycje ich korekty, były i są nadal niedoceniane i często pomijane w badaniach struktury bilansu cieplnego powierzchni czynnej czy przy określaniu ewapotranspiracji (Jaworski 1984, Enz i in. 1988, Pawlak 2001, Rožnovsky i Valentova 2001).

Niniejsza praca stanowi dalszy przyczynek odnośnie do pomiarów strumienia ciepła w glebie za pomocą strumieniomierzy. Celem jej jest wykazanie – na podstawie wyników badań laboratoryjnych i polowych – jakim błędem mogą być obarczone dane pozyskiwane ze strumieniomierzy zarówno bezpośrednio, jak i po skorygowaniu ich metodą Philipa.

Zasada i błędy metody strumieniomierzy

Przy rozpatrywaniu jednowymiarowego przepływu ciepła, gęstość strumienia ciepła (q) jest – zgodnie z prawem Fouriera – określana równaniem:

$$q = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (1)$$

gdzie:

λ – współczynnik przewodnictwa cieplnego ośrodka,

$\Delta T/\Delta z$ – gradient temperatury na danym poziomie z.

Równanie to zastosowane zarówno do wyznaczania gęstości strumienia ciepła w glebie (q_g), jak i poprzez strumieniomierz (q_s), wymaga znajomości współczynnika przewodnictwa cieplnego gleby (λ_g) i płytki miernika (λ_m), a gradient temperatury w przypadku

strumieniomierza może być przybliżony ilorazem różnic temperatury między zewnętrznymi powierzchniami ścianek miernika (ΔT_s) i odległości między nimi ($\Delta z = l$ – grubość płytki).

W pomiarach prowadzonych przy użyciu strumieniomierzy, gęstość strumienia ciepła pozostaje proporcjonalna do wielkości sygnału napięciowego (u) pochodzącego z układu termopar zainstalowanych w mierniku oraz stałej k_f , uzyskanej z kalibracji przyrządu:

$$q_s = k_f u \quad (2)$$

Współczynnik kalibracji (k_f), podawany w jednostce napięcia przypadającej na jednostkę strumienia ciepła i wyznaczany zazwyczaj w warunkach laboratoryjnych, stanowi indywidualną cechę danego egzemplarza przyrządu (zależną od sumarycznej wartości przewodnictwa cieplnego materiałów, z jakich go wykonano). Z kolei sygnał napięciowy (u) jest proporcjonalny do gradientu temperatury poprzez miernik, a wobec określonej jego grubości – do różnic temperatury między powierzchniami ścianek miernika (ΔT_s).

Niezależnie od miejsca zainstalowania (tuż pod powierzchnią gleby czy głębiej), obecność strumieniomierza, mającego określone wymiary i z reguły inne niż gleba przewodnictwo cieplne, powoduje zakłócenia w swobodnym przepływie ciepła, wody i pary wodnej w profilu glebowym (Cary 1979). W rezultacie pole temperatury i wilgotności gleby oraz rozkład gęstości strumienia ciepła wokół miernika mogą w znacznym nawet stopniu odbiegać od naturalnego (Schwerdtfeger 1970). Gradient temperatury poprzez strumieniomierz nie odpowiada wówczas wystę-

pującemu obok w glebie, co automatycznie znajduje odbicie w wielkości sygnału napięciowego z przyrządu i wyliczanej według wzoru (2) wartości gęstości strumienia ciepła. Dynamika procesów i właściwości fizycznych gleby sprawia, iż przekłamania dotyczące wartości strumienia uzyskiwanych za pomocą strumieniomierzy (wielkości błędu) są przy tym zmienne w czasie.

Pomniejszenie błędów metody wynikających z zakłócenia przepływu ciepła i wilgoci w glebie w pewnym przynajmniej stopniu daje się osiągnąć poprzez odpowiednią konstrukcję płytki strumieniomierza (w tym ograniczenie jej wymiarów), właściwą kalibrację oraz odpowiednio dobrane (według Philipa – możliwie duże) przewodnictwo cieplne.

O ile w początkowym okresie stosowania strumieniomierzy miały one stosunkowo duże wymiary, przykładowo $25 \times 20 \times 3$ cm (Kolesnikow i Spe-ranskaja 1958), to w latach późniejszych używano strumieniomierzy małych, o powierzchni rzędu $10\text{--}20$ cm², lub wręcz miniaturowych (jak np. produkcji Thornthwaite Assoc., o średnicy 25 i grubości 2,6 mm). Stworzenie warunków do przemieszczania się wody i pary w glebie bezpośrednio otaczającej strumieniomierz zapewnić miało rozwiązanie zastosowane w mierniku AFI oraz przez Mierdela (1972), polegające na wywierceniu w nim dużej liczby otworów usytuowanych pomiędzy bateriami termopar. Zwiększeniu przewodnictwa cieplnego strumieniomierzy służyła kanapkowa budowa miernika, gdzie wykonana z materiału o relatywnie słabym przewodnictwie

cieplnym płytka zasadnicza (wraz z nawiniętymi na nią termoparami) obłożona jest z obu stron blaszkami metalowymi o dużym przewodnictwie cieplnym. Tego typu miernikiem posługiwali się Fuchs i Tanner (1968); jest nim także dość powszechnie stosowany strumieniomierz firmy Middleton Instruments.

Autorami pierwszych prac, w których rozważano błędy pomiaru strumienia ciepła, wynikające z niejednakowego przewodnictwa cieplnego ośrodka (gleby, lodu) i strumieniomierza o określonych wymiarach przestrzennych, byli Portman (1958) oraz Kolesnikow i Spe-ranskaja (1958). Przedstawione przez nich wzory korekcyjne zostały jednak – choć z różnych względów – mocno skrytykowane (Bespałow 1960, Kaganow i Rozensztok 1960, Philip 1961). Mniej zastrzeżeń budziło zaproponowane przez Philipa (1961) równanie w postaci:

$$\frac{q_s}{q_g} = \frac{\frac{\lambda_s}{\lambda_g}}{1 + \left(\frac{\lambda_s}{\lambda_g} - 1 \right) H} \quad (4)$$

w którym H jest parametrem określającym geometrię (kształt i wymiary) strumieniomierza. W przypadku gdy ma on kształt regularny i małą grubość, wystarczającym przybliżeniem dla H jest:

$$H = 1 - \alpha \frac{l}{\sqrt{A}} \quad (5)$$

gdzie:

α – stała związana z kształtem miernika (dla strumieniomierzy w postaci cienkich płytek ma ona wartość 1,70),

l – grubość,
 A – średnia powierzchnia jego przekroju.

Przyjmowane uproszczenia zarówno przy określaniu parametru H , jak i wpływ tego parametru na kształtowanie się zależności stosunku strumienia ciepła (q_s/q_g) od stosunku przewodnicztwa cieplnego strumieniomierza i gleby (λ_s/λ_g) były analizowane między innymi przez Bespałowa (1962), Kaganowa i Rozensztoka (1962), Mogensena (1970) i Schwerdtfegera (1970). Inne zagadnienie rozważane przez Schwerdtfegera, to relacja między gradientami temperatury ($\text{grad}T$) występującymi jednocześnie w glebie i strumieniomierzu ciepła. Wychodząc z ogólnego równania przepływu ciepła i korzystając z wzoru Philipa (4), doszedł do wniosku, że:

$$\frac{\text{grad}T_s}{\text{grad}T_g} = \frac{1}{1 + H \left(\frac{\lambda_s}{\lambda_g} - 1 \right)} \quad (6)$$

jeśli spełniony jest warunek $q_s/q_g = \text{grad}T_s/\text{grad}T_g = 1$ dla $\lambda_s/\lambda_g = 1$.

Określeniu relacji gradientów temperatury i strumienia ciepła występujących w glebie i poprzez strumieniomierz poświęcone też były badania przeprowadzone w Instytucie Agrofizyki PAN (Kossowski 1983), których wyniki – wybrane jako ilustracja zagadnienia – przedstawiono poniżej.

Metodyka badań

Zestaw pomiarowy stosowany w badaniach składał się ze strumieniomierza ciepła (firmy Middleton) oraz dwóch termopar różnicowych (miedź –

konstantan), umocowanych w obrębie ramki wykonanej z tekstolitu (jako konstrukcji nośnej). Złącza jednej termopary różnicowej umieszczone były pośrodku górnej i dolnej powierzchni płytki strumieniomierza, a drugiej termopary – obok płytki, na tych samych poziomach (odległość między złączami wynosiła tyle samo co grubość płytki, tj. 0,5 cm). Wymiary ramki ($15 \times 18 \times 3$ cm) dobrano tak, by odległości między strumieniomierzem i termoparą różnicową w glebie oraz bocznymi ściankami ramki były takie same (5 cm). Odległość między górną krawędzią ramki a płytką strumieniomierza wynosiła 0,5 cm (taka też była miąższość warstwy gleby nad czujnikami).

Pomiary prowadzone w warunkach laboratoryjnych przebiegały następująco. Ramkę z czujnikami ustawiano na podstawie metalowej, nasypywano do niej glebę (nieco ją zagęszczając), a następnie nasączano glebę wodą aż do pełnego nasycenia. Przepływ ciepła w glebie wywoływano poprzez naświetlanie powierzchni gleby lampą (promiennikiem podczerwieni) umieszczoną pionowo nad glebą w odległości 1 m. Wielkości sygnałów napięciowych z termopar mierzone podczas danego cyklu ogrzewanie – ostygnięcie gleby (w czasie naświetlania i po wyłączeniu lampy) były przeliczane na wartości różnic temperatury występujących na okładkach strumieniomierza (ΔT_{so}) i w glebie (ΔT_g), a te z kolei na wartości gradientów temperatury ($\text{grad}T = \Delta T/\Delta z$), natomiast sygnały ze strumieniomierza – na wartości gęstości strumienia ciepła, według wzoru (2). Pomiary wykonywano przy różnym stanie uwilgotnienia gleby (w odstępie 1–3 dni), poczynając

od pełnego nasycenia gleby aż do jej wyschnięcia. Przy każdym pomiarze wyznaczana była wilgotność gleby (metodą grawimetryczną), a po ostatnim również gęstość gleby. Wartości przewodnictwa cieplnego gleby obliczano według modelu de Vriesa (1963).

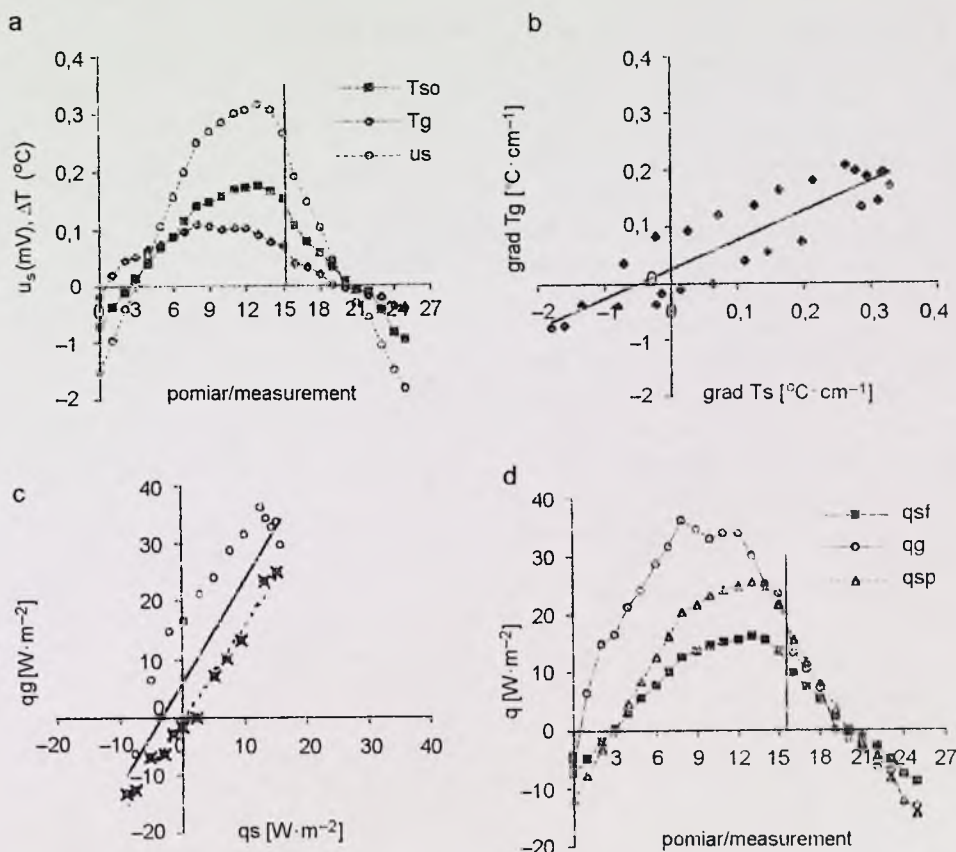
W warunkach naturalnych (na polu bez roślin w Felinie) gęstość strumienia ciepła w glebie wyznaczana była metodą kombinowaną, ze zmian zawartości ciepła w warstwie powierzchniowej (do głębokości 20 cm) w godzinnych przedziałach czasu oraz określonych metodą gradientową wartości strumienia ciepła w glebie na tej głębokości. Równocześnie prowadzono rejestrację sygnału napięciowego z dwóch połączonych ze sobą strumieniomierzy ciepła (tej samej firmy Middleton), zainstalowanych na głębokości 1 cm pod powierzchnią gleby. Szczegółowy opis metodyki badań polowych zamieszczono w innej pracy (Kossowski 2001).

Wyniki

Wyniki uzyskane podczas jednego z cykli pomiarów laboratoryjnych (doświadczenie nr 9.3) wykonanych dla gleby z Felina (płowej, lessopodobnej), w którym wilgotność gleby wynosiła $0,222 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, a współczynnik przewodnictwa cieplnego $1,76 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, przedstawiono na rysunku 1. Porównanie zmian wartości różnic temperatury na okładkach strumieniomierza i obok w glebie w trakcie pomiarów (rys. 1a) pozwala stwierdzić, że nie przebiegały one jednakowo: różnice temperatury na strumieniomierzu wzrastały i zmniejszały się szybciej niż w glebie (analo-

giczny był też charakter zmian gradientów temperatury i gęstości strumienia ciepła). Pod koniec naświetlania, gdy obserwowano pewną stabilizację termiczną gleby (pomiar nr 11–12), różnica temperatury na okładkach strumieniomierza (ΔT_{so}) była większa o około $0,07^\circ\text{C}$ od różnicy temperatury w glebie (ΔT_g), co – po przeliczeniach – dało różnicę wartości strumienia ciepła $18,4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Zaobserwowane różnice wartości zarówno gradientów temperatury, jak i gęstości strumienia ciepła w glebie i przez strumieniomierz (rys. 1b–d) były przede wszystkim konsekwencją różnicy przewodnictwa cieplnego gleby i strumieniomierza (stosunek $\lambda_g/\lambda_s = 3,47$). Stosunek gradientów temperatury oraz gęstości strumienia ciepła ulegał w trakcie cyklu pomiarowego znacznym zmianom, warto jednak dodać, że podczas pomiarów nr 11 i 12, stosunek $\text{grad}T_g/\text{grad}T_{so}$ wynosił około 0,6, natomiast $q_g/q_{sf} = 2,2$. Związek gradientu temperatury w glebie i strumieniomierzu (rys. 1b) opisywało równanie $\text{grad}T_g = 0,511 \text{ grad}T_{so} + 0,026 [^\circ\text{C} \cdot \text{cm}^{-1}]$, przy wyraźnie zaznaczającej się histerezie wartości (prawdopodobnie, a na pewno po części, był to efekt nazbyt gwałtownego wymuszania zmian termicznych gleby podczas nagrzewania jej powierzchni). Związek gęstości strumienia ciepła w glebie i przez strumieniomierz w trakcie całego cyklu pomiarowego opisywało równanie $q_g = 1,761 q_{sf} + 5,806 [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}]$, ale dla części dotyczącej jedynie ostygnięcia gleby (punkty zaznaczone podwójną sygnaturą na rys. 1c) – równanie $q_g = 1,559 q_{sf} - 0,704 [\text{W} \cdot \text{m}^{-2}]$.



RYSUNEK 1. Wyniki pomiarów laboratoryjnych nr 9.3: a – wartości różnic temperatury między górną i dolną powierzchnią strumieniomierza (ΔT_{so}), różnic temperatury w warstwie gleby na tym samym poziomie (ΔT_g) oraz sygnału napięciowego strumieniomierza (u_s) w trakcie i po zaprzestaniu naświetlania (co zaznaczono linią), b – związek gradientu temperatury w glebie ($\text{grad} T_g$) i poprzez strumieniomierz ($\text{grad} T_{so}$), c – gęstość strumienia ciepła w glebie (q_g) w funkcji gęstości strumienia uzyskanej bezpośrednio ze strumieniomierza (q_s), d – porównanie gęstości strumienia ciepła w glebie (q_g) z uzyskaną ze strumieniomierza przy stosowaniu jedynie fabrycznego współczynnika przeliczeniowego (q_{sf}) oraz po korekcie jej wartości metodą Philipa (q_{sp})

FIGURE 1. Results of laboratory experiment No 9.3: a – differences of temperature between upper and lower surface of heat flux plate (ΔT_{so}), temperature differences in soil layer at the same level (ΔT_g) and voltage signal from heat flux plate (u_s) during and after soil enlightening stop (marked with line), b – relation of temperature gradient in the soil ($\text{grad} T_g$) with temperature gradient on heat flux plate ($\text{grad} T_{so}$), c – heat flux density in the soil (q_g) in the function of heat flux density from plate (q_s), d – comparison of heat flux density in the soil (q_g) with these measured by plate using a manufacture coefficient calibration only (q_{sf}) and after correction by Philip's method (q_{sp})

Różnice gęstości strumienia ciepła w glebie i uzyskanej ze strumieniomierza jakie otrzymano w trakcie opisanego wyżej oraz innych cykli pomiarów laboratoryjnych korespondują z wynikami wielu badań polowych, w których porównywano dane otrzymane przy stosowaniu również innych niż gradientowa metod wyznaczania strumienia ciepła w glebie (Hanks i Jacobs 1971, Hogstrom 1974, Kossowski 2001, Skoczek 1994). Generalnie rzecz biorąc, różnice są na tyle znaczące, że wartości strumienia ciepła ze strumieniomierzy trudno uznać za miarodajne (wiarygodne), o ile nie dokona się odpowiedniej ich korekty.

Znaną od dawna i bodaj najłatwiejszą do zastosowania metodą korekty wartości strumienia ciepła ze strumieniomierzy jest metoda Philipa (1961). Poprawione dane otrzymuje się, korzystając ze wzoru (4) przekształconego do

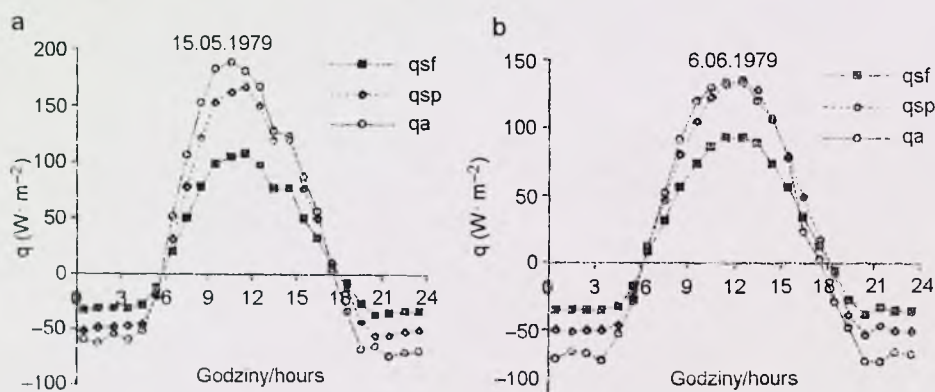
następującej postaci:

$$\frac{q_g}{q_s} = 1 - 1,7r \left(1 - \frac{\lambda_g}{\lambda_s}\right) \quad (7)$$

gdzie r oznacza stałą dla danego miernika stosunek $l/\sqrt{A}$.

Efekty zastosowania tej metody w przypadku danych pochodzących z pomiarów laboratoryjnych pokazano na rysunku 1d, a na rysunku 2 – dla danych z pomiarów polowych.

Stała korekcyjna obliczona według równania (7) dla wartości strumienia ciepła ze strumieniomierza otrzymanych w doświadczeniu laboratoryjnym wynosiła 1,596. Zastosowanie jej przybliżyło wartości gęstości strumienia ciepła ze strumieniomierza do występujących obok w glebie, choć podczas nagrzewania powierzchni gleby różnice pozostały i tak nazbyt duże (przy gwałtownych zmianach termicznych gleby



RYСУNEK 2. Porównanie gęstości strumienia ciepła w glebie obliczonej metodą kombinowaną (q_a) z uzyskaną ze strumieniomierza przy stosowaniu jedynie fabrycznego współczynnika przeliczeniowego (q_{sf}) oraz po korekcie jej wartości metodą Philipa (q_{sp}), dane z pomiarów przeprowadzonych na polu bez roślin w Felinie

FIGURE 2. Comparison of heat flux density in soil determined by combined method (q_a) and obtained from heat flux plate measurements using a manufacture coefficient calibration only (q_{sf}) and Philip's correction method (q_{sp}), data from field investigations performed on plot without plants in Felin

korekta okazała się niewystarczająca). Poza tym, warto zwrócić uwagę na zbliżoną wartość tej poprawki i współczynnika kierunkowego w równaniu regresji $q_g = f(q_{sf})$ wyznaczonym dla drugiej części (tj. ostygnięcia gleby) omawianego cyklu pomiarowego.

Skuteczność metody Philipa, zastosowanej do korekty wartości strumienia ciepła mierzonego strumieniomierzami w warunkach polowych (na polu uprawnym w Felinie), analizowano na przykładzie dwóch wybranych dni: 15.05 i 6.06.1979 roku. Warunki pogodowe podczas obu tych dni były podobne (słonecznie i ciepło), ale wilgotność gleby różna. W warstwie 0–5 cm wynosiła ona odpowiednio – 0,273 i 0,156 $m^3 \cdot m^{-3}$, stąd i przewodnictwo cieplne gleby też było różne (1,665 i 1,4 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$). Stałe korekcyjne dla wartości strumienia ciepła uzyskanego za pomocą strumieniomierzy, jakie otrzymano dla tych dni to 1,56 i 1,43. Porównanie średnich godzinowych wartości strumienia ciepła ze strumieniomierzy (bez korekty) z uzyskanymi metodą obliczeniową (rys. 2a, b), pokazuje jak bardzo odbiegały one od siebie. Największe różnice podczas okresu dziennego sięgały 46 $W \cdot m^{-2}$ w dniu 6.06.1979 roku i aż 85 $W \cdot m^{-2}$ w dniu 15.05.1979 roku, natomiast w godzinach nocnych – 40 $W \cdot m^{-2}$. Korekta wartości strumienia ciepła ze strumieniomierzy pozwoliła zniwelować te różnice, odpowiednio do 15, 32 i 27 $W \cdot m^{-2}$. Podkreślić należy, że największe w przebiegu dobowym różnice wartości strumienia ciepła otrzymanych metodą kombinowaną i ze strumieniomierzy występowały w godzinach przedpołudniowych, gdy notowano

największe tempo zmian (przyrosty) gęstości strumienia ciepła w glebie (a więc analogicznie jak w pomiarach laboratoryjnych).

Ewidentne korzyści stosowania korekty gęstości strumienia ciepła uzyskiwanej ze strumieniomierza dokumentują także dane dotyczące sumy wartości dodatnich i ujemnych strumienia w danym dniu (tj. ilości ciepła wnikającego do gleby podczas dnia i uchodzącego z niej nocą), obliczone w stosunku do tychże sum strumienia otrzymanych z metody kombinowanej. W dniu 15 maja 1979 roku, suma dodatnich wartości strumienia mierzonego strumieniomierzami (Σq_{sf}^+) stanowiła 55,7% sumy otrzymanej z metody kombinowanej ($\Sigma q_a^+ = 515 J \cdot cm^{-2}$), a prawie 87% tej sumy – po korekcie danych wyjściowych ($\Sigma q_{sp}^+ = 448 J \cdot cm^{-2}$). W dniu 6 czerwca, Σq_{sf}^+ stanowiła 70,5% sumy otrzymanej z metody kombinowanej ($\Sigma q_a^+ = 363 J \cdot cm^{-2}$), a po korekcie danych wyjściowych 100,6% (tj. Σq_{sp}^+ była większa o 2 $J \cdot cm^{-2}$ od Σq_a^+). Stosunek sumy wartości ujemnych strumienia ciepła ze strumieniomierzy (Σq_{sf}^-) i z metody kombinowanej (Σq_a^-), wynoszący 49,4% (15 maja) i 50,2% (6 czerwca), po korekcie danych wzrósł do 77,1 i 71,6%. Jak więc pokazują powyższe przykłady, zastosowanie korekty danych metodą Philipa skutkowało redukcją błędu przy określaniu Σq^- prawie o połowę, natomiast w przypadku Σq^+ do kilkunastu procent, a nawet do zera.

Podsumowanie i wnioski

Przedstawione w pracy wyniki stanowią ilustrację:

- różnicowania gradientu temperatury w glebie i poprzez umieszczoną na tym samym poziomie płytkę strumieniomierza – ciepła – w trakcie cyklu ogrzewanie – ostygnięcie gleby,
 - różnicowania wartości strumienia ciepła mierzonych przez strumieniomierz (o mniejszym niż gleby przewodnictwie cieplnym) i określanych metodami obliczeniowymi,
 - możliwości (efektu) stosowania metody Philipa do korekty gęstości strumienia ciepła uzyskiwanej bezpośrednio ze strumieniomierzy. Otrzymane wyniki wskazują, że:
1. Wartości strumienia ciepła mierzone za pomocą strumieniomierzy koniecznie powinny być korygowane, choćby tylko – jak w metodzie Philipa – poprzez wyeliminowanie błędów wynikających z różnicy przewodnictwa cieplnego strumieniomierza i gleby (przy znanych dla danego miernika parametrach kształtu).
 2. Pomiarom strumienia ciepła w glebie powinny towarzyszyć pomiary wilgotności i gęstości gleby. Jeśli przewodnictwo cieplne gleby nie jest mierzone, lecz szacowane według metody obliczeniowej de Vriesa (1963) czy nowszego modelu Usowicza (1998), niezbędna jest ponadto znajomość stabilnych własności (cech) danej gleby.
 3. Oprócz różnic przewodnictwa cieplnego strumieniomierza i gleby, uznawanych za główną przyczynę błędów metody bezpośredniego pomiaru strumienia ciepła w glebie, istotne może też być oddziaływanie innych czynników, trudniejsze do określenia, a nie uwzględniane w

metodzie Philipa (ruch wody i kondensacja pary wodnej, różny kontakt miernika z glebą).

Literatura

- BESPAŁOW D.P. 1960: Metodika i aparatura dla eksperymentalnego określenia ciepłotęploty w poczwie. *Trudy GGO* 102: 68–84.
- BESPAŁOW D.P. 1962: Zawisłość przewodnictwa cieplnego od temperatury i wilgotności gleby. *Trudy GGO* 127: 145–153.
- CARY J.W. 1979: Soil heat transducers and water vapor flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43: 835–839.
- DEACON E.L. 1950: The measurement and recording of the heat flux into the soil. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 76: 479–483.
- de VRIES D.A. 1963: Thermal properties of soils. W: W.R. van Wijk (red.) *Physics of Plant Environment*. North Holland Publ. Co., Amsterdam.
- ENZ J.W., BRUN L.J., LARSEN J.K. 1988: Evaporation and energy balance for bare and stubble covered soil. *Agric. For. Meteorol.* 43: 59–70.
- FALCKENBERG G. 1930: Apparatur zur Bestimmung des momentanen nachtlischen Wärmeaustausches zwischen Erde und Luft. *Z. Meteor.* 47: 154–156.
- FUCHS M., TANNER C.B. 1968: Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 326–328.
- HANKS R.J., JACOBS H.S. 1971: Comparison of the calorimetric and flux meter measurements of soil heat flow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 671–674.
- HOGSTROM U. 1974: In situ calibration of ground heat flux plates. *Agric. Meteorol.* 13: 161–168.
- JAWORSKI J. 1984: O wymianie energii na powierzchni czynnej łąki. *Przegl. Geofiz.* 28, 3/4: 303–313.
- KAGANOW M.A., ROZENSZTOK J.L. 1960: O toczności izmierzania ciepłotęploty z pomocą strumieniomierzy. *Inż. Fiz. Żurn.* 3: 138–142.
- KAGANOW M.A., ROZENSZTOK J.L. 1962: K woprosu o toczności izmierzania ciepłotęploty z pomocą strumieniomierzy różnorodnej formy. *Izv. AN SSSR, S. Geofiz.* 10: 1397–1398.

- KOLESNIKOW A.G., SPERANSKAJA A.A. 1958: Pribor dla opredelenija teplowych potokow. *Izv. AN SSSR, S. Geofiz.* 11: 1351–1359.
- KOSSOWSKI J. 1983: Wyniki badań zależności sygnału wyjściowego strumieniomierzy ciepła od gradientu temperatury w glebie. Raport MR II.8.02.6 (maszynopis w Instytucie Agrofizyki PAN).
- 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.
- MIERDEL P. 1972: Ein Bodenwärmestrommesser für Wärmehaushaltsuntersuchungen bewachsener Oberflächen. *Z. Meteorol.* 23, 1/2: 23–26.
- MOGENSEN V.O. 1970: The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. *Agric. Meteorol.* 7: 401–410.
- PAWLAK W. 2001: System pomiarowy strumienia ciepła w gruncie (na podstawie eksperymentu w Łodzi). *Annales UMCS, s. B*, 50/51: 269–275.
- PHILIP J.R. 1961: The theory of heat flux meters. *J. Geophys. Res.* 66: 571–579.
- PORTMAN D.J. 1958: Conductivity and length relationships in heat-flow transducer performance. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 1089–1094.
- ROŽNOVSKY J., VALENTOVA B. 2001: Effect of maize stand on soil heat flux. *Contr. Geoph. Geod.* 31, 2: 477–482.
- SCHWERDTFEGGER P. 1970: The measurement of heat flow in the ground and the theory of heat flux meters. US Army Cold Regions Res. and Eng. Lab., Report TR 232, Hanover, N.H.
- SKOCZEK J. 1994: Porównanie wartości strumienia ciepła w glebie wyznaczonych dwoma sposobami. *Zesz. IGPZ PAN* 26: 41–79.
- USOWICZ B. 1998: Soil thermal properties software 2.0. Copyright Institute of Agrophysics PAS, Lublin.

Summary

Methodical problems concerning soil heat flux measurement: application of Philip's theory. In the paper some problems connected with measurement of the heat flux density in soil using heat flux plate are presented. Differentiation of the temperature gradient across the plate and in soil layer as well as the relation between values of heat flux from plate and these obtained by temperature gradient method during laboratory experiments are demonstrated. The effect of Philip's method application to soil heat flux by plate data correction was analyzed on the basis of the data obtained in the laboratory conditions and also during the measurements carried out on the cultivated field without plants. Over the examined days of field investigations it was stated that this correction had effect on errors reduction of daily sum of heat flux into soil from 30–40% to 13% or even to zero.

Author's address:

Jan Kossowski
Instytut Agrofizyki PAN
20-290 Lublin, ul. Doświadczalna 4
Poland

Hanna NIEMCZYK¹, Bogda KOWALSKA², Grzegorz MAJEWSKI³

¹Katedra Agronomii SGGW

Department of Agronomy WAU

²Katedra Statystyki Matematycznej i Doświadczalnictwa SGGW

Department of Mathematical Statistics and Experimentation WAU

³Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Współzależność między aktualną wilgotnością warstwy ornej czarnej ziemi a wskaźnikiem opadów uprzednich

The relationship between actual soil moisture of black earth ploughing topsoil and anterior precipitation index

Słowa kluczowe: aktualna wilgotność gleby, wskaźnik opadów uprzednich

Key words: actual soil moisture, anterior precipitation index

Wprowadzenie

Stosunki wodne w glebie są jednym z najbardziej zmiennych czynników środowiska glebowego. Zawartość wody w glebie, wyznaczana na podstawie pomiarów, może być wyrażana bądź w procentach wagowych (w stosunku do absolutnie suchej masy gleby) lub w procentach objętościowych (w stosunku do objętości gleby), bądź jako wilgotność względna wyrażona w stosunku do pojemności wodnej, np. polowej pojemności wodnej. Wilgotność może być wyrażona w jednostkach bezwzględnych tzn. t/ha lub mm jako

zapas wody w określonej warstwie gleby (Lambor 1971, Trybała 1996, Ogólna uprawa... 1997).

W hydrologii wilgotność gruntu jest oceniana pośrednio za pomocą wskaźników wilgotności. W Polsce często do tego celu stosuje się wskaźnik opadów uprzednich zaproponowany przez Lambora, który uwzględnia opady z ostatnich 15 dni (Lambor 1971, Rozbicki 1995, 1997, Wąsek 1980).

W bilansie wodnym gleby na terenach płaskich po stronie przychodów zasadnicze znaczenia odgrywają opady, po stronie rozchodów – ewapotranspiracja. Ewapotranspiracja jest główną przyczyną strat wody z gleby w warunkach polowych i zależy przede wszystkim od warunków zewnętrznych (energii słonecznej, szybkości wiatru, gradientu ciśnienia pary wodnej nad powierzchnią parującą) oraz od pokrycia

gleby roślinnością i od wilgotności gleby. Ponadto na zasoby wody wpływa ruch pionowy wody (odpływ wody grawitacyjnej i podsiąk kapilarny) oraz zdolność gleb do retencjonowania wody.

Każda gleba ma określoną zdolność utrzymywania i magazynowania wody. O zdolności zatrzymywania wody w glebie decyduje przede wszystkim skład granulometryczny, zawartość substancji organicznej oraz stan zgrubienia gleby, warunkujący ilość i wielkość porów glebowych (Trybała 1996, Ogólna uprawa... 1997).

Ilość wody, którą dana gleba może utrzymać przez dłuższy czas, wyraża połowa pojemność wodna; jej wielkość waha się od około 6% dla gleby o składzie granulometrycznym piasku luźnego do 34–35% dla gliny ciężkiej i ilu pylastej (Trybała 1996).

A zatem opad jest jednym z bardzo istotnych czynników decydujących o zasobach wody w glebie, ale nie jedynym, dlatego podejmowane są próby określenia związku między wskaźnikiem opadów uprzednich i wilgotnością gleby.

Rozbicki (1995, 1997), Wąsek (1980) podjęli próbę wyznaczenia zależności między wilgotnością gleby oznaczoną na drodze pomiarów a wskaźnikami wilgotności wyliczonymi z wysokości opadów dla gleb o różnym składzie granulometrycznym pod trwałymi użytkami zielonymi bądź ugorzem. Według oceny Rozbickiego (1995, 1997), wskaźnik wilgotności gruntu oraz sumy opadów atmosferycznych słabo obrazują stan uwilgotnienia powierzchniowych warstw gleby w przypadkach 10-dniowych interwałów czasowych dla użytków zielonych zlokalizowanych

na madzie rzecznej brunatnej. Na glebach lekkich zależność między stanem uwilgotnienia powierzchniowych warstw gleb lekkich i wskaźnikiem opadów uprzednich jest znacznie większa niż dla gleb ciężkich.

Z analizy Wąsek (1980) wynika, że wskaźnik opadów uprzednich nie zawsze w pełni odzwierciedla zasoby wody w glebie; pewne różnice zaznaczają się szczególnie na początku okresu wegetacji.

Niniejsza praca ma na celu określenie współzależności między aktualną wilgotnością gleby oznaczoną metodą pomiarów dla gruntów ornych zlokalizowanych na czarnej ziemi a wskaźnikiem opadów uprzednich.

Material i metodyka

W opracowaniu wykorzystano dane uzyskane w doświadczeniach polowych w latach 1997–2002 prowadzonych na polu doświadczalnym Katedry Agromonii SGGW w Chylicach w woj. mazowieckim. Chyllice leżą w Kotlinie Warszawskiej, w krajobrazie równinnym, wyniesionym około 105 m n.p.m. na obszarze zlewni rzeki Pisi. Poziom wody gruntowej waha się tam od 70 cm w kwietniu do 170–200 cm w miesiącach letnich. Doświadczenia założone były na czarnej ziemi, tzw. blońskiej, wytworzonej z gliny zwałowej lekkiej, pylastej, odgórnie spiaszczonej. Poziom próchniczny ma miąższość 30–35 cm, charakteryzuje go średnia zawartość próchnicy; zawartość wody przy ppw w granicach 17,5–23%.

Próbki gleby do oznaczenia wilgotności pobierano z warstwy 5–10 cm w czasie wegetacji następujących roślin:

w sezonie 1997–1998 – pszenżyta ozimego, w latach 1999–2001 – buraków cukrowych, w 2002 roku – rzepaku ozimego. Próby pobierano w 10 powtórzeniach, kilkakrotnie w okresie wegetacji każdej rośliny. Terminy i liczba oznaczeń wynikają z długości okresu wegetacji roślin. Aktualną wilgotność gleby oznaczano metodą suszarkowo-wagową. Pod koniec okresu wegetacji pobrano próby na oznaczenie polowej pojemności wodnej. Oznaczenie wykonano w aparacie Richardsa, stosując nadciśnienia 250 hPa.

Dane opadowe pochodzą ze stacji meteorologicznej w RZD Chylice, zlokalizowanej około 600–1000 m od poletek doświadczalnych.

Aktualną wilgotność gleby wyrażono w procentach wagowych i objętościowych oraz jako wilgotność względną w stosunku do polowej pojemności wodnej.

Wskaźniki opadów uprzednich dla wyznaczonych terminów obliczono według formuły zaproponowanej przez Lambora (1971):

$$I_L = \left(\frac{1}{120} \cdot \sum_{i=1}^{15} a_i \cdot \sqrt{P_i} \right)^2$$

gdzie:

I_L – wskaźnik uwilgotnienia terenu obliczony metodą Lambora (wskaźnik opadów uprzednich),

a_i – współczynnik wagowy przyjmowany w ten sposób, że dla opadu z dnia bezpośrednio poprzedzającego dzień, w którym oblicza się wskaźnik $a_1 = 15$, dla drugiego dnia $a_2 = 14$ itd., aż do dnia piętnastego – $a_{15} = 1$,

P_i – wysokość opadu atmosferycznego w i -tym dniu.

Wyniki opracowano statystycznie, stosując metody analizy korelacji i analizy regresji. Obliczenia wykonano za pomocą pakietu STATGRAPHICS Plus v. 4.1.

Wyniki

Aktualna wilgotność gleby oznaczona metodą suszarkowo-wagową, dającą najdokładniejsze wyniki zawartości wody, wahała się w analizowanym okresie od 5,7 do 17,3% wag., co odpowiadało wilgotności objętościowej od 8,30 do 23,87%. Wyliczony wskaźnik opadów uprzednich wahał się od 0,009 do 2,983, ale ekstremalne wartości wskaźnika nie odpowiadały skrajnym wartościom oznaczonym (tab. 1).

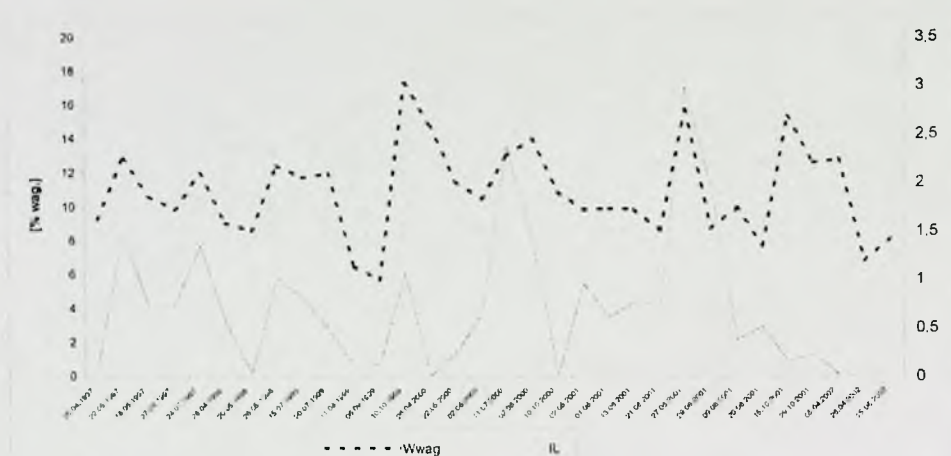
Analizując przebieg krzywych na rysunku 1 należy stwierdzić, że w większości terminów wykres wilgotności wagowej i wskaźnika opadów uprzednich mają podobnych charakter; jednakże w pewnych terminach stwierdzono znaczne rozbieżności.

I tak: 11.07.2000 roku wskaźnik opadów uprzednich gwałtownie rośnie, co jest efektem wysokich opadów w pierwszej dekadzie lipca (54,8 mm), ale te opady nastąpiły po długotrwałej suszy w czerwcu (9,2 mm). Deficyt wody w glebie był bardzo duży, dlatego efekt wzrostu wilgotności nie był tak wyraźny, jak na to wskazywałyby wielkości opadów.

Duże rozbieżności stwierdzono 15.10.2001 roku. Oznaczenie wilgotności wykonano w okresie bardzo małej ilości opadów w ciągu ostatnich 15 dni (11,9 mm), co znalazło odbicie w wielkości wskaźnika. Jednakże oznaczona

TABELA 1. Wilgotność aktualna gleby i wskaźnik opadów uprzednich w analizowanych terminach
TABLE 1. Actual soil moisture and anterior precipitation index analyzed in time limits

Roślina Plants	Data pomiaru Date of measurement	Aktualna wilgotność Actual soil moisture		Wilgotność względna (ppw) [%] Relative humidity	Wskaźnik opadów uprzednich I_L [-] Anterior precipitation index	Suma opadów z 15 dni P [mm] Total pre- cipitations from 15 days
		% wag. wgt%	% obj. vol%			
Pszenżyto ozime	29.04.1997	9,31	14,71	65,38	0,0914	12,3
	22.05.1997	12,87	20,46	90,93	1,4897	40,6
	18.06.1997	10,66	15,24	67,70	0,7228	35,6
	27.06.1997	9,90	15,65	69,90	0,7441	47,4
	24.07.1997	12,00	18,90	84,00	1,3548	47,0
Pszenżyto ozime	28.04.1998	9,10	12,56	60,40	0,5568	37,8
	20.05.1998	8,62	12,41	59,70	0,0347	24,2
	26.05.1998	12,46	17,82	85,70	1,0228	25,5
	15.07.1998	11,75	18,80	90,40	0,8092	26,7
Burak cukrowy	20.07.1999	12,00	16,40	71,00	0,4928	37,4
	11.08.1999	6,50	9,20	40,00	0,1030	5,6
	06.09.1999	5,70	8,30	36,00	0,1335	6,0
	10.10.1999	17,30	23,50	102,20	1,0694	31,6
Burak cukrowy	26.04.2000	14,82	23,87	127,00	0,0090	1,4
	22.05.2000	11,50	15,10	80,30	0,2512	7,7
	02.06.2000	10,50	13,00	69,10	0,6343	22,6
	11.07.2000	13,00	18,80	100,00	2,3667	55,6
	02.08.2000	14,00	18,90	100,50	1,4075	69,5
	10.10.2000	10,90	14,39	76,50	0,0201	2,4
Burak cukrowy	02.05.2001	9,85	12,80	75,30	0,9573	69,2
	01.06.2001	9,89	13,60	80,00	0,6091	17,6
	13.06.2001	9,88	13,60	80,00	0,7662	25,3
	21.06.2001	8,61	13,00	76,50	0,7430	24,2
	27.06.2001		22,88	135,60	2,9830	47,3
	29.06.2001	8,74	12,15	71,50	1,9612	45,6
	09.08.2001	9,95	15,20	89,40	0,3770	36,8
	29.08.2001	7,70	11,86	69,80	0,5108	15,4
	15.10.2001	15,29	19,27	104,20	0,1567	11,9
Rzepak ozimy	29.10.2001	12,60	18,30	107,60	0,2268	9,5
	05.04.2002	12,79	20,59	111,30	0,0140	6,0
	26.04.2002	6,80	9,25	50,00	0,0186	3,1
	25.06.2002	8,20	11,42	61,70	0,0201	23,6



RYSunek 1. Zmiany aktualnej wilgotności (% wag.) i wskaźnika opadów uprzednich w analizowanych terminach

FIGURE 1. Changes in actual soil moisture (wgt%) and anterior precipitation index analyzed in time limits

wilgotność wykazała znaczne zasoby wody w glebie, które wynikały z dużej ilości opadów we wrześniu (70,5 mm równomiernie rozłożonych w ciągu całego miesiąca). Czarna ziemia ma duże zdolności retencyjne, stąd niezgodność przebiegu krzywych.

Na podobne zależności wskazują oznaczona wilgotność aktualna i wskaźnik dla 5.04.2002 roku. Wskaźnik jest bardzo niski, bo wielkość opadu za ostatnie 15 dni wynosiła tylko 6 mm, a oznaczona wilgotność aktualna jest stosunkowo wysoka (111,3% wilgotności względnej), co wskazuje na zmagazynowanie dużej ilości wody z topniejącego śniegu. Kolejne oznaczenie w końcu kwietnia, przy ciągłej suszy, wskazuje na wyczerpywanie zapasów wilgoci pozimowej; następuje spadek wilgotności gleby, co znajduje odzwierciedlenie w wielkości wskaźnika opadów uprzednich.

W statystycznej analizie wyników dla porównania wskaźnika opadów uprzednich (I_L) i każdej z trzech charakterystyk stosowanych w określeniu wilgotności gleby:

- wilgotności wyrażanej w % wagowych (W_{wag}),
- wilgotności wyrażanej w % objętościowych (W_{ob}),
- wilgotności względnej wyrażonej w stosunku do połowej pojemności wodnej ($W_{wzgl} - ppw$),

zaproponowano:

- wyznaczenie współczynnika korelacji dla każdej z trzech porównywanych par parametrów,
- zbadanie istotności tychże korelacji,
- wyznaczenie równania regresji, o ile badana zależność okazałaby się istotna.

Dane empiryczne ($n = 32$) były podstawą wyznaczenia trzech współczynników korelacji mierzących siłę związku między wynikami otrzymanymi za po-

mocą dwu porównywanych sposobów określenia zasobności gleby w wodę; za pomocą wskaźnika opadów uprzednich i jednego z trzech parametrów określających zawartość wody w glebie otrzymanych metodą pomiaru (tab. 2).

TABELA 2. Wartości współczynników korelacji
TABLE 2. Value of correlation coefficients

Wskaźnik opadów uprzednich (I_L) Anterior precipitation index	Aktualna wilgotność Actual moisture		
	% wag. wgt%	% obj. vol%	W_{wzgl} (ppw) [%] relative humidity
	$r = 0,397$	$r = 0,404$	$r = 0,425$

Wartości współczynników korelacji wskazują na:

- dość wyrównany poziom zależności między wskaźnikiem opadów uprzednich i każdym z trzech wskaźników wilgotności gleby,
- niezbyt silną zgodność między wskaźnikiem opadów uprzednich i każdym z badanych trzech parametrów zasobności gleby w wodę; ideałem byłaby wartość współczynnika korelacji $r = 1$, od której wszystkie trzy wyznaczone współczynniki korelacji są raczej odległe,
- istotność korelacji w każdym z trzech rozważanych porównań (dla $\alpha = 0,05$ $r_{teor} = 0,3610$).

Stwierdzenie istotności korelacji na poziomie $\alpha = 0.05$ oznacza, że związek między wskaźnikiem opadów uprzednich a każdym z trzech analizowanych parametrów wilgotności jest zauważalny statystycznie. Oznacza to, że zastępowanie któregośkolwiek z trzech badanych wskaźników wilgotności gleby (W_{ob} , W_{wag} , W_{wzgl} – ppw) wskaźnikiem

opadów uprzednich powinno być stosowane z dużą ostrożnością.

Odpowiednie dla wszystkich charakterystyk wilgotności gleby równania regresji mają postać:

$$W_{wag} = 1,5414 \cdot I_L + 9,81205$$

$$W_{ob} = 2,2692 \cdot I_L + 14,0786$$

$$W_{wzgl} \text{ (ppw)} = 13,2294 \cdot I_L + 71,5583$$

Wzory powyższe można traktować jako przeliczenia wskaźnika opadów uprzednich (I_L) odpowiednio na wilgotności: wagową, objętościową i względną (ppw). Widoczne jest, że żadne z równań regresyjnych nie czyni zadość idealnemu warunkowi jednakowych, tzn. w pełni zgodnych, oznaczeń wilgotności: $y = x$.

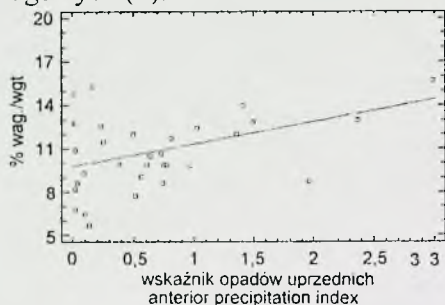
Chociaż trzy funkcje regresji (tak jak współczynniki korelacji) są podobne, dalsza, szczegółowa analiza regresji pozwoliła na ranking trzech badanych wzorów. Kryteria, którymi się posłużono, to:

- testowanie hipotezy – H_0 : współczynnik regresji = 1 oraz H_0 : stała regresji = 0,
- porównanie standardowego błędu oceny $S_{y,x}$, statystycznej miary używanej w konstrukcji obszaru predykcji.

Najbliższą idealnemu warunkowi okazała się zależność między W_{wag} i I_L , kolejna to regresja W_{ob} od I_L . Dla obu tych relacji można przyjąć, że współczynnik regresji jest równy 1, natomiast analizowane wyniki przeczą hipotezom o zerowej wartości stałej w obu równaniach regresyjnych. Teoretyczne funkcje regresji mają postać: $y = a + x$. Oznacza to, że dwie porównywane metody oznaczania wilgotności gleby (np.

W_{wag} i I_L) można traktować jako jednakowo precyzyjne, choć wskaźnik opadów uprzednich uzyskiwany jest jako wilgotność wagowa przesunięta o stałą a ; wzrost o jednostkę wskaźnika Lambora (I_L) spowoduje także wzrost o jednostkę wilgotności wagowej (W_{wag}).

Na rysunku 2 przedstawiona jest pierwsza z podanych wyżej funkcji regresji, opisująca zależność między dwoma wskaźnikami zasobności gleby w wodę; wskaźnikiem opadów uprzednich (X) i wilgotnością wyrażoną w % wagowych (Y).



RYSUNEK 2. Punkty empiryczne i funkcja regresji
FIGURE 2. Empirical data and function of regression

Wnioski

1. Przeprowadzona analiza statystyczna wyników wskazuje na słabą, choć istotną zgodność między wskaźnikiem opadów uprzednich Lambora a każdym z trzech oznaczonych parametrów zawartości wody w warstwie ornej czarnej ziemi (W_{wag} , W_{ob} , W_{wzgl} – ppw), z wyróżnieniem wilgotności wagowej. Oznacza to, że zastępowanie analizowanych charakterystyk wilgotności aktualnej wskaźnikiem

opadów uprzednich Lambora powinno być stosowane z dużą ostrożnością.

2. Czarna ziemia ma duże zdolności retencyjne, dlatego wskaźnik opadów uprzednich w pewnych okresach nie odzwierciedla stanu uwilgotnienia gleby; szczególnie wiosną, gdy gleba utrzymuje znaczne ilości wilgoci pozimowej oraz w czasie suszy przychodzącej po okresach charakteryzujących się znaczną ilością równomiernie rozłożonych opadów.

Literatura

- LAMBOR J. 1971: Hydrologia inżynierska. Arkady, Warszawa.
- Ogólna uprawa roli i roślin, 1997 (red.) W. Rożak. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- ROZBICKI T. 1995: Próba oceny przydatności wskaźnika gruntu pod kątem przydatności do modelowania agrometeorologicznego. *Przegl. Nauk. Wyzd. Melior. Inż. Środ.* 8: 77–82.
- ROZBICKI T. 1997: Związek między wskaźnikami opadów uprzednich i wilgotnością gruntu na wybranych typach gleb lekkich i ciężkich. *Rocznik Akademii Rolniczej w Poznaniu CCXCI, Melior. Inż. Środ.* 17: 105–115.
- TRYBAŁA M. 1996: Gospodarka wodna w rolnictwie. PWRiL, Warszawa.
- WĄSEK A. 1980: Zasoby wodne w górnej warstwie strefy aeracji a wskaźnik wilgotności gruntu. *Przegląd Geofizyczny* XXV, 1: 71–78.

Summary

The relationship between actual soil moisture of black earth ploughing topsoil and anterior precipitation index. The purpose of the paper was the examination of

correlation between actual soil moisture (wgt%, vol%, relative humidity) determined by measurements method for black earth ploughing topsoil and Lambor's anterior precipitation index (I_1). The black earth is characterised of large level of water retention, therefore the anterior precipitation index does not reflect actual soil moisture in certain periods; particularly in spring, when the level of water in soil is high after the winter, and also during the draught if it follows the periods of large quantity of precipitation. The used statistic analysis shows that the actual soil moisture should

not be replaced with anterior precipitation index carelessly.

Author's addresses:

Hanna Niemezyk¹, Bogdan Kowalska²,
Grzegorz Majewski³

Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego

¹Katedra Agronomii, ²Katedra Statystyki Matematycznej i Doświadczeńnictwa, ³Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Ewa MATYJA, Agnieszka KARCZMARCZYK, Józef MOSIEJ

Katedra Kształtowania Środowiska SGGW

Department of Environmental Improvement WAU

Wykorzystanie systemów roślinnych do doczyszczania ścieków technologicznych i opadowych

The use of constructed wetlands for technological wastewater and stormwater purification

Słowa kluczowe: zanieczyszczenia ropopochodne, oczyszczanie ścieków, system hydrofitowy, ochrona odbiornika

Key words: petroleum waste, wastewater treatment, constructed wetland, recipient protection

Wprowadzenie

Zakłady przemysłu naftowego, stacje benzynowe i stacje obsługi samochodów, lotniska, magazyny i stacje przeładunkowe paliw oraz wody burzowe spływające z ulic i dróg są potencjalnymi źródłami skażeń substancjami ropopochodnymi. Zanieczyszczenia te przedostają się do środowiska najczęściej podczas ich przechowywania i transportu (Kaleta 1999, Minta 2000). Toksyczność produktów ropopochodnych wynika z ich właściwości fizycznych i chemicznych. W roztworach wodnych zanieczyszczenia olejowe w przeważającej ilości występują w formie nierozpuszczonej, tworząc war-

stwę na powierzchni wody lub zlepy z zawiesinami stałymi. Występujące na powierzchni wody oleje utrudniają dyfuzję tlenu z atmosfery i ograniczają dostęp światła niezbędny do procesów asymilacyjnych i fotosyntezy, co powoduje powstawanie deficytu tlenowego i pogorszenie stanu czystości wód. Toksyczność wynikająca z właściwości chemicznych objawia się w ich oddziaływaniu na organizmy wodne, głównie ryby i glony. Woda zanieczyszczona substancjami ropopochodnymi nie nadaje się do celów rekreacyjnych, nawadniania upraw rolniczych i pojenia zwierząt gospodarskich (Kaleta 1999). Zanieczyszczenie środowiska substancjami ropopochodnymi może zostać ograniczone do minimum, gdy zagrożony teren jest odpowiednio zabezpieczony i wyposażony w odpowiedni system odwadniania, odprowadzania i oczyszczania ścieków technologicznych oraz wód opadowych.

Usuwanie zanieczyszczeń ropopochodnych ze ścieków polega na grawi-

tacyjnym oddzieleniu niemieszających się faz stałych – w przypadku olejów w formie nierozpuszczonej, a w przypadku trwałych emulsji oleju w wodzie – przeprowadzenie ich destabilizacji w procesach termicznych, chemicznych, fizykochemicznych, elektrochemicznych, biochemicznych, magnetycznych czy fotochemicznych (Kaleta 1999).

Badania gleb zdegradowanych ropą naftową oraz roślinności pól naftowych, w połączeniu z hodowlami eksperymentalnymi, pozwoliły na wyróżnienie grupy roślin tolerujących wysokie stężenia ropy, zwanych naftofitami, które przyspieszają degradację zanieczyszczeń ropopochodnych poprzez absorpcję, kumulację i metabolizowanie węglowodorów wchodzących w skład ropy naftowej (Róžański 2003). Autor podał listę 57 gatunków natofitów wraz z tolerowanymi przez nie stężeniami zanieczyszczeń substancji ropopochodnych w środowisku. Znalazły się wśród nich rośliny wodne, takie jak: trzcina pospolita (*Phragmites communis*), pałka szerokolistna (*Typha latifolia*) czy rzęsa drobna (*Lemna minor*), stosowane w hydrofitowych systemach oczyszczania ścieków. Badania prowadzone przez Krzechowską i in. (2001a, b) i Malesę i in. (2000 i 2001) również wykazały przydatność wybranych roślin wodnych do doczyszczania ścieków petrochemicznych, głównie w przypadku wskaźników ChZT, BZT₅ i azotu amonowego.

Obiekt badań

Oczyszczalnia ścieków technologicznych i opadowych zlokalizowana jest na terenie Bazy Paliw w obrębie

miasta Koluszki, w województwie łódzkim. Miasto to jest połączone rurociągiem z rafinerią w Płocku, jednocześnie pełniąc funkcję ważnego węzła kolejowego, co stanowi dogodną lokalizację dla bazy magazynowo-przeładunkowej paliw płynnych. Na terenie bazy odbywa się magazynowanie produktów naftowych, tj. benzyny i oleju napędowego, przyjmowanie paliw z rurociągu i transportu kolejowego oraz ich załadunek na transport kolejowy i samochodowy.

Na terenie Bazy Paliw w Koluszkach funkcjonuje sieć kanalizacji sanitarnej, technologicznej i opadowej. Ścieki bytowe z terenu bazy w objętości około 3300 m³ rocznie kierowane są do oczyszczalni BIOBLOK Mu-50 po modernizacji SBR. Niezależny system oczyszczania ścieków bytowych jest konieczny, ze względu na fakt, że zanieczyszczenia ropopochodne w dużych stężeniach powodują niszczenie osadu czynnego oczyszczalni biologicznej i zmniejszenie ogólnej efektywności oczyszczania (Stępnia 1995). Oczyszczone biologicznie ścieki bytowe odprowadzane są z oczyszczalni betonowym otwartym półkorytem, zbierając po drodze wody drenażowe i przypadkowe odcieki. Całość trafia do ciągu technologiczno-deszczowego. Ścieki opadowe odprowadzane są z tac zbiornikowych, powierzchni zadaszonych budynków socjalnych i technologicznych, ciągów pieszych i jezdnych, kanałów żelbetowych, w których prowadzone są rurociągi, oraz terenów zielonych. Objętość tych ścieków została oszacowana na około 27 050 m³ rocznie (Jarecki i Przybiński 2001). Ścieki technologiczne powstające na terenie Bazy

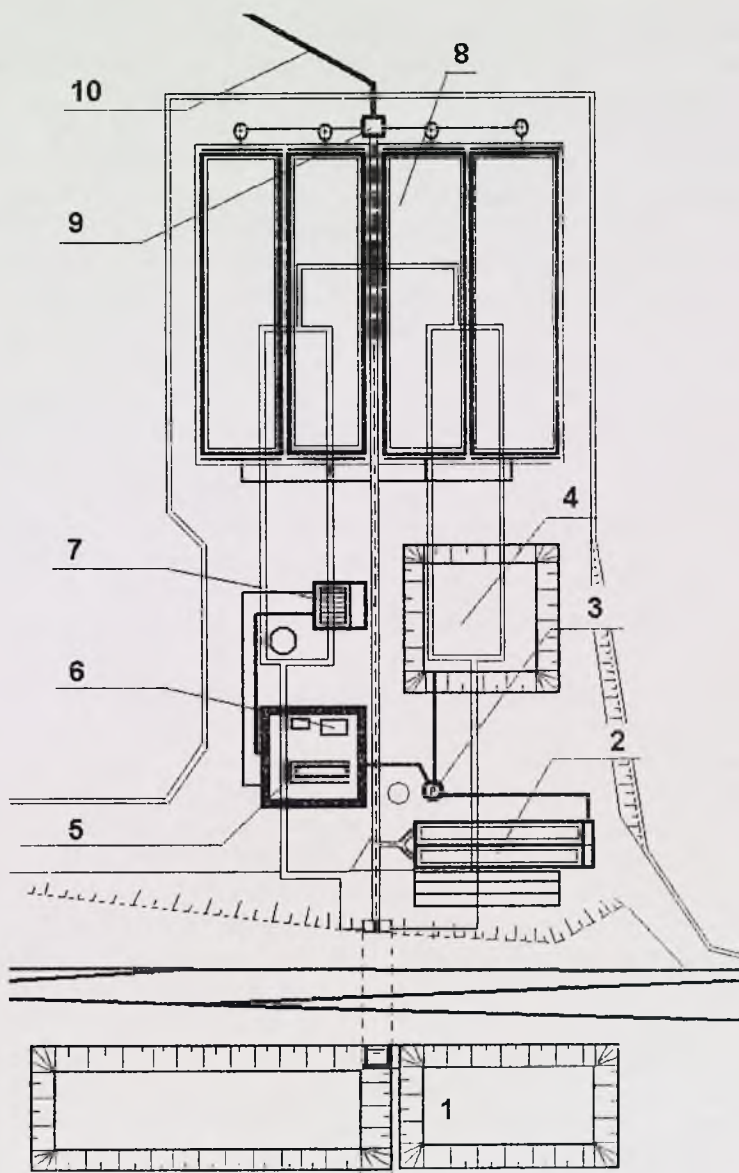
są bardzo zróżnicowane w ilości i jakości. Ich roczna objętość nie przekracza 6000 m^3 i składają się na nią: odpływy z odwadniania zbiorników z benzyną, olejem napędowym i mieszanką, odpływy z instalacji Zakładowego Punktu Gromadzenia Odpadów Zaolejonych oraz odpływy z Zakładu Transportu (myjnia autocystern, zakład obsługi samochodów). Średni dobowy przepływ ścieków technologicznych wynosi 23 m^3 , ale przepływ maksymalny może przekroczyć $200 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, szczególnie w półroczu letnim, gdy wykonuje się odwadnianie zbiorników paliwowych (Jarecki i Przybiński 2001). Ścieki technologiczne charakteryzuje duże stężenie zanieczyszczeń. Przykładowo, stężenia zanieczyszczeń w ściekach powstających w procesie mycia pojazdów wynoszą $200\text{--}350 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ oleju, $1000\text{--}1800 \text{ gO}_2 \cdot \text{m}^{-3}$ związków organicznych wyrażonych wskaźnikiem ChZT oraz około $500\text{--}800 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ zawiesin ogólnych (Stępiak 1995).

Ścieki technologiczne trafiają do kanalizacji deszczowej i w czasie pogody suchej stanowią główne medium płynące siecią, natomiast w czasie opadów stanowią mieszaninę wód opadowych i ścieków technologicznych. Ze względu na charakter oczyszczanych ścieków oraz fakt, że ich odbiornikiem jest rzeka Mroga przepływająca przez teren Zespołu Przyrodniczo-Krajobrazowego „Rochna” wymagane było zastosowanie wysoko efektywnego systemu usuwania zanieczyszczeń, który pozwoliłby na uzyskanie podwyższonych standardów oczyszczania i zachowanie środowiska naturalnego obszaru chronionego w niezmiennym stanie. Pomiędzy warunkami, jakie powinny spełniać

takie systemy oczyszczania ścieków, wymienić można: niezawodność, elastyczność na zmiany ilości i jakości ścieków, minimalizację uciążliwości dla otoczenia oraz możliwość wkomponowania systemu w krajobraz (Latkowska i in. 1999). Dlatego też istniejąca oczyszczalnia po modernizacji została uzupełniona porośniętymi trzciną filtrami żwirowymi (Filipowicz i Przybiński 2000).

Schemat systemu oczyszczania przedstawiono na rysunku 1. Ścieki technologiczne po wstępnym oczyszczeniu w separatorach odprowadzane są wraz z wodami opadowymi do wstępnego zbiornika retencyjnego, a następnie przepływają kanałem do piaskownika poziomego dwukomorowego z komorami separowania części pływających i początkowego odtłuszczenia. W piaskowniku następuje zatrzymywanie cięższych zanieczyszczeń mineralnych (piasek o średnicy ziaren większej od $0,16 \text{ mm}$ zatrzymywany jest w 75%), a w bocznych równoległych komorach zachodzi proces flotacji, w wyniku którego zatrzymanie zostaje 90% substancji ropopochodnych (Przybiński 2000). Ścieki odpływające z piaskownika kierowane są grawitacyjnie do przepompowni, a stamtąd na flotator chemiczny, wyposażony w instalację dla procesu flokulacji. Przepływające przez flotator ścieki są chemicznie oczyszczane z substancji ropopochodnych oraz stałych zanieczyszczeń mineralnych i organicznych. Po procesie flotacji oczyszczone ścieki zostają odprowadzone do dwusekcyjnego zbiornika końcowego, pełniącego funkcję napowietrzania oraz odświeżania ścieków.

W ostatnim etapie oczyszczania ścieki doprowadzane są na cztery złoża pracujące równolegle wypełnione żwirem



RYСУNEK 1. Schemat oczyszczalni ścieków technologicznych i opadowych odpływających z terenu Bazy Paliw w Koluszkach: 1 – zbiornik wstępny, 2 – piaskownik, 3 – przepompownia, 4 – zbiornik w ciągu oczyszczającym, 5 – flotator chemiczny, 6 – stacje dawkowania koagulantu i polielektrolitu, 7 – komora odświeżania, 8 – 4 poletka trzcinowe, 9 – studzienka kontrolno-rewizyjna, 10 – odprowadzalnik

FIGURE 1. Wastewater treatment plant at Petroleum Base in Koluszki scheme: 1 – preliminary tank, 2 – grit chamber, 3 – pump station, 4 – retention tank, 5 – flotation, 6 – dosing of coagulant, 7 – freshening chamber, 8 – reed bed, 9 – control well, 10 – drain

i porośnięte trzcina. W oczyszczalni zastosowano trzinę pospolitą (*Phragmites communis*), gdyż poprzez dobrze rozwinięty system kłaczy i korzeni rozprzestrzeniających się pionowo i poziomo w podłożu tworzy ona jedną z najbardziej złożonych biocenoz (Ozimek i Renman 1995). Ponadto charakteryzuje się ona szybkim wzrostem i dużym zagęszczeniem na jednostce powierzchni. O wyborze trzciny zadecydowała również jej znaczna zdolność do przewodzenia tlenu i transpiracji. Badania prowadzone przez Królikowską wykazały, że 1 m² liści trzciny może odparować 2,23 kg wody dziennie, co wskazuje, że transpiracja trzciny jest trzy razy większa niż parowanie wolnej powierzchni wody (Malarski 1997). Wartość ta zmienia się w zależności od wieku liścia, wilgotności powietrza, lądowego lub wodnego stanowiska rośliny. Popularność trzciny w klimacie umiarkowanym jest związana również z jej dużą tolerancją na zmiany temperatury, możliwością rozwoju w warunkach ograniczonego dopływu tlenu, odpornością na niskie i wysokie pH i zasolenie oraz tolerancją w stosunku do obecności substancji toksycznych (USEPA 1991, Obarska-Pempkowiak 1999, Biernacka i Ozimek 2000).

W systemie hydrofitowym, stanowiącym ostatni element oczyszczalni, proces oczyszczania ścieków przebiega podczas ich podpowierzchniowego poziomego przepływu przez wypełnione zwirem i porośnięte trzcina poletka. Ścieki przepływają przez gęsto zasiedlony mikroorganizmami grunt, stanowiący wysoce skuteczny ekosystem znajdujący się w równowadze dyna-

micznej. Dzięki działaniu różnorodnych organizmów szkodliwe substancje ściekowe zostają rozłożone, a niewielkie ilości substancji niedające się rozłożyć – zatrzymane (Szpindor i in. 1999).

Całkowita powierzchnia czterech skonstruowanych złóż filtracyjnych wynosi 1512,6 m². Ścieki doprowadzane są na złoża z kanału głównego rurociągiem, na którym zainstalowano zastawki umożliwiające kierowanie ścieków i ewentualne wyłączenie z eksploatacji poszczególnych poletek. Złoża filtracyjne mają głębokość wypełnienia przy wlocie ścieków 0,65 m. Przy wykonanym spadku 1% głębokość złoża przy wylocie wynosi 0,90 m. W wypełnieniu złóż zastosowano mieszaninę żwiru o granulacji 3–6 i 5–10 mm. Równomierne rozproszczenie ścieków na całej szerokości złoża zapewniono poprzez zastosowanie rur drenażowych ułożonych w warstwie z kamieni, 60–100 mm, podtrzymywanych koszami z siatki. Wylot ze złoża jest podobny w konstrukcji do wlotu. Zastosowano warstwę zbierającą z kamieni, 60–200 mm, z drenażem zbierającym. Bardzo ważną rolę w prawidłowej eksploatacji pełni poziom ścieków w złożach. Utrzymywany jest on na poziomie 2–5 cm poniżej powierzchni złoża. Regulowanie poziomu zwierciadła ścieków w złożu jest możliwe dzięki zastosowaniu w studziencie zbierającej elastycznej rury, która może być zawieszona na żądanej wysokości (konstrukcja wylotu umożliwia podniesienie zwierciadła ścieków do 30 cm ponad powierzchnię złoża oraz opróżnienie złoża aż do poziomu uszczelnienia). Oczyszczone na poletkach trzcinowych ścieki są zbierane i odprowadzane poprzez studzienkę

kontrolno-rewizyjną do kanału głównego, skąd są odprowadzane rurociągami do rzeki Mrogi, poniżej zbiornika retencyjnego „Rochna”.

Metody badań

Skuteczność funkcjonowania poletek trzinowych, jako elementu systemu oczyszczania ścieków technologicznych i opadowych, określono na podstawie średnich stężeń wybranych wskaźników w ściekach surowych z okresu wegetacyjnego, w ściekach dopływających do poletek trzinowych i w ściekach oczyszczonych odpływających z systemu. Analizowanymi wskaźnikami były: BZT_5 , $ChZT_{Cr}$, zawiesina ogólna, azot ogólny, fosfor ogólny oraz substancje ropopochodne. Stężenia fosforu ogólnego, BZT_5 i $ChZT_{Cr}$ badano w próbkach pobieranych dwa razy w miesiącu, zawiesinę ogólną trzy razy w miesiącu, azot ogólny raz w miesiącu, a zawartość substancji ropopochodnych badano raz w tygodniu. Oznaczenia wykonywano według następujących procedur: BZT_5 PN-EN 1899-1:2002, $ChZT$ PN-EN ISO 8467:2001, zawiesina ogólna PN-EN 872:1996, azot ogólny – obliczeniowo jako sumę formy azotanowej, amonowej, azotynowej i azotu organicznego, fosfor ogólny PN-EN 1189:2000 i ropopochodne PN-89 C-04641/03.

Ocenę wpływu oczyszczonych ścieków technologicznych i opadowych odprowadzanych z Bazy Paliw w Koluśkach na jakość wód rzeki Mrogi przeprowadzono na podstawie analiz próbek wody pobieranych co dwie godziny z rzeki przed wylotem (8 prób)

i w odległości 8 m od wylotu (8 prób) oraz jednorazowego badania ścieków odpływających z oczyszczalni w czterech terminach. Analizowanymi wskaźnikami były: BZT_5 , $ChZT_{Cr}$, zawiesina ogólna, azot ogólny, fosfor ogólny, substancje ropopochodne oraz ekstrakt eterowy (e.e.). Wykorzystane w pracy badania wody i ścieków zostały przeprowadzone zarówno w okresie letnim (dwa terminy pomiarowe), kiedy to zazwyczaj w trakcie pogody suchej odbywa się odwadnianie zbiorników z produktami ropopochodnymi, jak i w okresie zimowym (dwa terminy pomiarowe), gdy nie prowadzi się odwadniania zbiorników.

Wyniki badań

Ocena skuteczności funkcjonowania złóż trzinowych. Średnie stężenia wybranych zanieczyszczeń w ściekach surowych oraz w ściekach dopływających do poletek trzinowych zestawiono w tabeli 1. Przedstawione w tabeli wyniki dotyczą okresu letniego, w którym ilość ścieków technologicznych odprowadzanych z terenu Bazy Paliw jest największa przy jednoczesnym najbardziej niekorzystnym ładunku zanieczyszczeń ze względu na prowadzone w tym okresie odwadnianie zbiorników paliw. Znaczna ilość zanieczyszczeń organicznych wyrażonych wskaźnikami BZT_5 i $ChZT_{Cr}$, zawiesin ogólnych, fosforu ogólnego oraz zanieczyszczeń ropopochodnych jest usuwana w ciągu technologicznego systemu oczyszczania przed dostarczeniem ścieków do systemu hydrofitowego. W ostatnim etapie systemu oczyszczania ścieki, przepływając przez poletka żwirowe

TABELA 1. Średnie stężenia wybranych wskaźników w ściekach surowych i po wybranych etapach oczyszczania (dane z okresu letniego)*

TABLE 1. Mean concentrations of chosen indexes in raw sewage and after chosen stage of the treatment (data from summer period)

Wskaźnik Index	Jednostki Units	Etap oczyszczania* Stage of the treatment			Wartość dopuszczal- na** Limit
		Ścieki surowe Raw sewage	Komora odświeżania Freshing chamber (A)	Poletka trzciniowe Reed bed (B)	
BZT ₅	gO ₂ /m ³	2502	79	4,47	≤ 15
BOD ₅	%	–	96,8	94,3	
ChZT _{Cr}	gO ₂ /m ³	6469	193	55,2	≤ 120
COD _{Cr}	%	–	97,2	71,3	
Zawiesiny ogólne	g/m ³	756	26	5,6	≤ 35
Suspended solids	%	–	96,6	78,4	
Azot ogólny	gN/m ³	6,86	5,68	5,09	≤ 15
Total nitrogen	%	–	17,2	10,6	
Fosfor ogólny	gP/m ³	3,77	1,16	0,1	≤ 1,5
Total phosphorus	%	–	69,2	91,3	
Substancje ropopochodne	g/m ³	1391	0,9	0,35	≤ 5
Petroleum waste	%	–	99,9	62,2	

*Efektywność usuwania zanieczyszczeń wyrażona w procentach redukcji wskaźnika w odniesieniu do: A – ścieków surowych, B – urządzenia poprzedzającego.

Treatment efficiency (in %) compared to: A – raw sewage, B – preceded stage of the treatment.

**Według pozwolenia wodnoprawnego. / According to water permission.

porośnięte trzciną, ulegają znacznemu oczyszczeniu, szczególnie w przypadku wskaźników tlenochłonnych (BZT₅, ChZT_{Cr}) oraz fosforu, ale także zawiesin i substancji ropopochodnych. Nie wielkiemu obniżeniu ulega również stężenie w ściekach azotu ogólnego.

Porównując wartości wskaźników zanieczyszczeń w ściekach odpływających z komory odświeżania z wartościami wymaganymi na odpływie z oczyszczalni (tab. 1), można ocenić, jak istotną rolę odgrywają tu poletka trzcinowe, szczególnie w przypadku zanieczyszczeń organicznych wyrażonych BZT₅ i ChZT_{Cr}, których wymaga-

ne wartości w ściekach oczyszczonych osiągnięto dopiero po przejściu ścieków przez poletka. Potwierdza to przydatność systemów hydrofitowych z podpowierzchniowym przepływem ścieków do redukcji zanieczyszczeń organicznych. Uzyskano również bardzo wysoką redukcję fosforu ogólnego oraz znaczne obniżenie zawartości substancji ropopochodnych w oczyszczanych ściekach.

Wpływ oczyszczonych ścieków na jakość wód odbiornika. Skład wody w rzece jest zmienny w czasie i zależy od natężenia przepływu, pogody, stopnia zagospodarowania dorzecza i sposobu użytkowania wód. Rzeką Mroga

przed punktem zrzutu oczyszczonych ścieków z Bazy Paliw w Koluszkach prowadziła wody II klasy czystości (według klasyfikacji obowiązującej w okresie badań). Wpływały na to zwiększone wartości wskaźników BZT₅ i ChZT_{Cr}, szczególnie w okresie letnim, co mogło być wynikiem wzmożonych procesów rozkładu materii organicznej w wysokiej temperaturze oraz dopływem zużytych wód z płukania pobliskiego basenu.

Ocenę wpływu odprowadzanych ścieków na jakość wód odbiornika przeprowadzono na podstawie średnich dobowych stężeń wybranych wskaźników w wodzie rzeki w odległości 8 m od wylotu z oczyszczalni. W okresie niskich przepływów oczyszczone ścieki stanowiły połowę przepływu wody w rzece Mrodze, natomiast przy wysokim stanie wód ścieki odpływające z oczyszczalni stanowiły około 10% przepływu. Na rysunku 2 przedstawiono stężenia badanych wskaźników w oczyszczonych ściekach odpływających z Bazy Paliw w Koluszkach oraz w rzece Mrodze przed zrzutem ścieków oraz po wymieszaniu się ścieków z wodami odbiornika w czterech terminach pomiarowych.

Zanieczyszczenia organiczne wyrażone wskaźnikami BZT₅ i ChZT_{Cr} w ściekach oczyszczonych odprowadzanych z terenu Bazy Paliw w Koluszkach odpowiadały w badanych próbach stężeniom w wodach II klasy czystości (wg klasyfikacji obowiązującej w okresie badań), a po zrzucie do odbiornika i wymieszaniu się z jego wodami nie powodowały pogorszenia ich jakości. Podobnie w przypadku zawiesin ogólnych, fosforu ogólnego i azotu ogólnego,

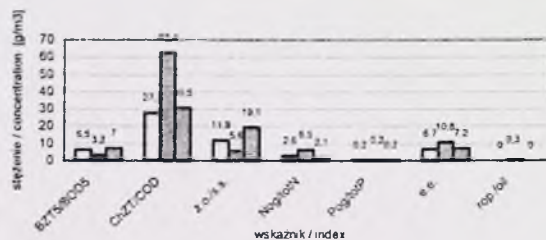
dopływ oczyszczonych ścieków nie wpłynął negatywnie na jakość wód rzeki Mrogi. Ekstrakt eterowy (e.e.), będący wskaźnikiem ciężkich frakcji ropopochodnych, w ściekach oczyszczonych również w trzech z czterech terminów badań odpowiadał normom dla II klasy czystości wód. Ilość związków ropopochodnych w fazie ciekłej zrzucanych z oczyszczonymi ściekami do rzeki była nieznaczna i uległa rozcieńczeniu wodami odbiornika do stężeń niewykrywalnych.

Na podstawie przedstawionych wyników można stwierdzić, że oczyszczone ścieki technologiczne i opadowe z Bazy Paliw w Koluszkach odprowadzane do rzeki w okresie badań nie powodowały obniżenia klasy czystości wód odbiornika. Taki stan był możliwy do osiągnięcia dzięki zastosowaniu do czyszczenia ścieków technologicznych i opadowych w złożach żwirowo-trzcinowych, w których następowało znaczne obniżenie stężeń wszystkich badanych wskaźników, a w szczególności fosforu ogólnego i BZT₅.

Podsumowanie

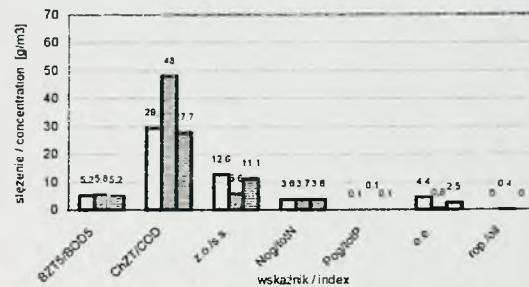
Złoża żwirowo-trzcinowe, stanowiące ostatni etap oczyszczania ścieków technologicznych i opadowych powstających na terenie Bazy Paliw w Koluszkach, wykazują znaczny stopień redukcji zanieczyszczeń, szczególnie zanieczyszczeń organicznych wyrażonych BZT₅ i ChZT_{Cr}, fosforu ogólnego i zawiesin ogólnych, które zawierają również skoagulowane ropopochodne. Niewielki jest natomiast stopień usuwania azotu ogólnego, co jest dość powszechne w złożach z poziomym prze-

czerwiec 2002 / June 2002



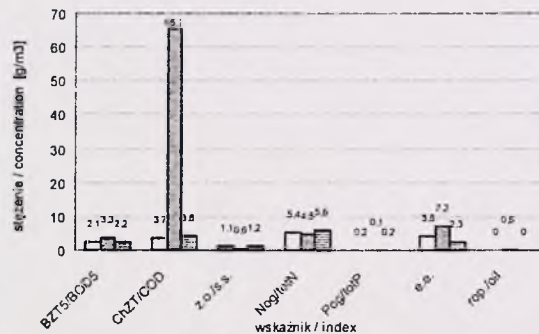
□ p.z./b.a. ■ z.s./s.o. ▨ z.z./a.o.

sierpień 2002 / August 2002



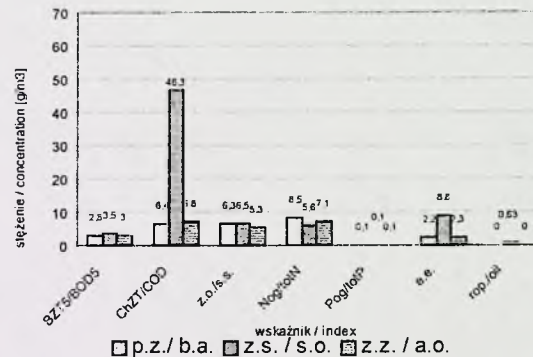
□ p.z./b.a. ■ z.s./s.o. ▨ z.z./a.o.

styczeń 2003 / January 2003



□ p.z./b.a. ■ z.s./s.o. ▨ z.z./a.o.

marzec 2003 / March 2003



□ p.z./b.a. ■ z.s./s.o. ▨ z.z./a.o.

plywem ścieków, gdyż nie stwarzają one dogodnych warunków dla procesów nityfikacji-denitryfikacji. Zastosowanie złóż zwirowo-trzcinowych, jako elementu systemu oczyszczania ścieków, umożliwiło uzyskanie wymaganych stężeń zanieczyszczeń na odpływie z oczyszczalni, co nie zostałoby osiągnięte dla wskaźników BZT₅ i ChZT_{Cr}. Bardzo istotne jest również obniżenie w ściekach przepływających przez poletka trzcinowe stężeń fosforu ogólnego do poziomu wielokrotnie niższego od wymaganego, jako że jest to pierwiastek limitujący produkcję pierwotną ekosystemów wodnych. Dzięki zastosowaniu odpowiedniego systemu zbierania, odprowadzenia i wieloetapowego systemu oczyszczania ścieków technologicznych i opadowych, baza paliw w Kuluszkach nie wywiera negatywnego wpływu na jakość wód rzeki Mrogi, będącej odbiornikiem oczyszczonych ścieków.

Literatura

- BIERNACKA E., OZIMEK T. 2000: Przystosowanie *Phragmites australis* (Car.) Trin ex Steud. wykorzystywanej w przeróbce osadów ściekowych. *Przegląd Naukowy Wydziału Inżynierii Środowiska SGGW* 19: 95–100.
- FILIPOWICZ M., PRZYBIŃSKI J. 2000: Ocena oddziaływania na środowisko Zakładu Magazynowania Paliw Nr 1 w Kuluszkach w aspekcie modernizacji gospodarki ściekowej wraz z odprowadzaniem ścieków oczyszczonych do rzeki Mrogi (maszynopis), Kuluszki.
- JARECKI J., PRZYBIŃSKI J. 2001: Sprawozdanie z rozruchu technologicznego oczyszczalni ścieków w Bazie Paliw Nr 1 w Kuluszkach (maszynopis) Komisja rozruchowa, Kuluszki.
- KALETA J. 1999: Przegląd metod usuwania zanieczyszczeń olejowych z roztworów wodnych. *Rynek Instalacyjny*, listopad: 22–27.
- KRZECZOWSKA M., MALESA A., KRZYSZTOFIK B. 2001a: Oczyszczanie ścieków petrochemicznych z zastosowaniem roślin wodnych. Ocena efektów laboratoryjnego oczyszczania ścieków petrochemicznych z udziałem *Elodea canadensis* na podstawie badań chemicznych. *Wiad. Mel. i Łąk.*, 1: 20–25.
- KRZECZOWSKA M., MALESA A., KRZYSZTOFIK B. 2001b: Oczyszczanie ścieków petrochemicznych z zastosowaniem roślin wodnych. Ocena efektów laboratoryjnego oczyszczania ścieków petrochemicznych z udziałem *Lemna Trisulca* na podstawie badań chemicznych, bakteriologicznych i hydrobiologicznych. *Wiad. Mel. i Łąk.*, 2: 79–83.
- LATKOWSKA B., KOZIŁOWSKA K., BARBUSIŃSKI K. 1999: Technologia głębokiego oczyszczania ścieków w obiektach zlokalizowanych na terenie parków krajobrazowych. X Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna z cyklu „Problemy gospodarki wodno-ściekowej w regionach rolniczo-przemysłowych”. Augustów.
- MALARSKI R. 1997: Oczyszczalnie roślinne – alternatywa dla twardych technologii [w:] *Hydrobotaniczne metody oczyszczania ścieków*. Ogólnopolskie Towarzystwo Zagospodarowania Odpadów „3R”. www.otzo.most.org.pl
- MALESA A., KRZECZOWSKA M., KRZYSZTOFIK B. 2000: Oczyszczanie ścieków petrochemicznych w stawach glonowo-trzcinowych poprzez uprawę roślin hydroponicznych. Cz. II: Badania jakości wody ze stanowiska badawczego z *Potamogeton* sp. *Gaz. Woda i Technika Sanitarna*, 8: 310–315.
- MALESA A., KRZECZOWSKA M., KRZYSZTOFIK B. 2001: Oczyszczanie ścieków petrochemicznych z zastosowaniem roślin wodnych. Ocena efektów laboratoryjnego oczyszczania ścieków petrochemicznych z udziałem *Mougeotia* sp. *Wiad. Mel. i Łąk.*, 3: 133–136.
- MINTA M. 2000: Niebezpieczne związki. *Przegląd Komunalny*, 10 (109): 24–25.
- OBARSKA-PEMPKOWIAK H. 1999: Problematyka współczesnych badań w zakresie unieszkodliwiania ścieków i osadów metodą hydrofitową [w:] *Materiały Międzynarodo-*

wego Seminarium „Oczyszczanie ścieków z wykorzystaniem roślin – nowe doświadczenia i osiągnięcia”. Cedzyna.

- OZIMEK T. 1999: Charakterystyka populacji trzciny w oczyszczalni ścieków w Darżlubiu po pięcioletnim użytkowaniu [w:] Materiały Międzynarodowego Seminarium „Oczyszczanie ścieków z wykorzystaniem roślin – nowe doświadczenia i osiągnięcia”. Cedzyna.
- OZIMEK T., RENMAN G. 1995: Wykorzystanie makrofity w niekonwencjonalnych oczyszczaniu ścieków. *Wiadomości Ekologiczne*, 4: 239–254.
- PRZYBIŃSKI J. 2000: Technologia oczyszczalni ścieków technologicznych i deszczowych w Bazie Paliw Nr 1 w Koluszkach (maszynopis), Koluszki.
- RÓZANSKI H. 2003: Możliwości wykorzystania naftofity do bioremediacji gleb i wód zanieczyszczonych substancjami ropopochodnymi. www.rozanski.gower.pl
- STĘPNIAK S. 1995: Oczyszczanie zużytej wody w automyjni z obiegiem zamkniętym. *Gospodarka Wodna*, 6: 134–135.
- SZPINDOR A., WIERZBICKI K., OBARSKA-PEMPKOWIAK H. 1999: Gruntowo-roślinne oczyszczalnie ścieków. IBMER, Warszawa.
- USEPA, 1991: Constructed wetlands and aquatic plant systems for municipal wastewater treatment – Design Manual.

Summary

The use of constructed wetlands for technological wastewater and stormwater purification. Technological wastewater and stormwater coming from bases of liquid fuels are characterized by considerable content of organics, suspended solids and oils. Location of such objects in protected areas requires reliable and high-effective treatment systems to remain the local environment in invariable state. It can be reached by applying constructed wetland as a last step of wastewater treatment system. Investigations of wastewater quality at the following stages of treatment system located at the Fuels Base in Koluszki, showed essential role of reed beds in reduction of BOD₅, COD_{Cr}, suspended solids and total phosphorus.

Authors' address:

Ewa Matyja, Agnieszka Karczmarczyk,
Józef Mosiej
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Kształtowania Środowiska
02-787 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Magdalena M. MICHEL¹

Andrzej ORZESZKO²

¹ Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW

Department of Civil Engineering and Geodesy WAU

² Katedra Chemii SGGW

Institute of Chemistry WAU

Zastosowanie koagulacji objętościowej do podczyszczania ścieków z zakładów przemysłu tłuszczowego

The application of volumetric coagulation for preliminary fat industry waste treatment

Słowa kluczowe: koagulanty, oczyszczanie ścieków, przemysł tłuszczowy

Key words: coagulants, wastes treatment, fat industry

Wprowadzenie

Ścieki pochodzące z zakładów przemysłu tłuszczowego stanowią duże obciążenie dla środowiska naturalnego, głównie ze względu na dużą zawartość substancji ekstrahujących się rozpuszczalnikami organicznymi. Tłuszcze dostające się w dużej ilości do wód powierzchniowych lub do gleby powodują degradację obu środowisk oraz zamieszkującej tam fauny i flory. W przypadku odprowadzania ścieków do kanalizacji miejskiej usuwanie z nich zanieczyszczeń jest regulowane przez rozporządzenie Ministra Infrastruktury z dnia 20 lipca 2002 r. (DzU 2002 nr

129, poz. 1108). Ze względu na bezpieczną pracę miejskich oczyszczalni ścieków, ogranicza ono zawartość tłuszczu w ściekach odprowadzanych do kanalizacji miejskiej do 100 mg/dm³. Układy biologiczne komunalnych oczyszczalni ścieków wrażliwe są na zbyt duże zaolejenie i podatne na zatykanie substancjami tłuszczowymi (Kubicki i in. 1998). Ścieki takie działają niszcząco na system kanalizacyjny, powodując zarastanie kanałów oraz korozję elementów stalowych. Przy wysokiej temperaturze może także dojść do tzw. zagnicia złogów tłuszczowych (Stępniaś 1991).

Koagulacja jest metodą fizykochemiczną, stosowaną powszechnie do oczyszczania ścieków, w tym także ścieków z przemysłu tłuszczowego, usuwającą z nich cząstki koloidowe i zawiesiny trudno opadające, a także zasocjowane z nimi mikrozanieczysz-

czenia (Kowal i Świderska-Bróż 1997). Proces koagulacji, a później flokulacji, prowadzi do przemiany zdyspergowanych, drobnych cząstek tłuszczu w za-glomerowane, duże flokuly, które można następnie oddzielić od wody po-emulsyjnej poprzez sedimentację, filtrację lub flotację. W celu przeprowadzenia powyższych procesów dodaje się do ścieków koagulanty oraz flokulanty. Do najbardziej znanych organicznych koagulantów należą kopolimery kwasu akrylowego i jego pochodne. Są to głównie związki wielkocząsteczkowe o charakterze polielektrolitów. W Polsce stosuje się je zazwyczaj jako substancje wspomagające flokulację, dlatego określane są mianem flokulantów. Dawka flokulantów polimerowych wynosi zwykle 0,1–1,0% dawki koagulantu podstawowego (Kowal i Świderska-Bróż 1997). Istnieje jednak możliwość stosowania polielektrolitów jako samodzielnych koagulantów w procesie oczyszczania cieczy (Moss i Dymond 1985). Nieorganiczne substancje wykorzystywane w procesach koagulacji to przeważnie sole żelaza oraz glinu, które wykazują działanie korodujące na urządzenia i instalacje (Stępniać 1992). Obecnie często stosuje się tzw. blendy, czyli mieszaniny tych soli z polielektrolitami o małym ciężarze cząsteczkowym.

Metodyka badań

Badania technologiczne prowadzono, wykorzystując metodę koagulacji objętościowej, przy zastosowaniu następujących koagulantów:

- polielektrolity kationowe typu Zetag i Magnafloc, w postaci proszku lub mikrokulek, firmy Ciba Specialty Chemicals Water Treatments (www.cibas.com),
- blendy typu Magnasol, w postaci roztworów wodnych, firmy Ciba Specialty Chemicals Water Treatments (www.cibas.com),
- sól żelaza (III) typu PIX 113, w postaci roztworów wodnych, firmy Kemipol (www.kemipol.com.pl).

W badaniach wykorzystano ścieki pochodzące z Zakładów Przemysłu Tłuszczowego w Warszawie S.A., w których wykonuje się tłoczenie i ekstrakcję oleju z nasion rzepaku, rafinację i utwardzanie oleju rzepakowego, a także przerób olejów surowych, pochodzących z zakupu na rynku wtórnym lub z importu. Zakład produkuje także margarynę, tłuszcze piekarskie i cukier-nicze oraz kwasy tłuszczowe. Roczna produkcja zakładu wynosi 80 tys. ton oleju rafinowanego i 50 tys. ton margaryny (Topczewska 2002). W trakcie procesu technologicznego powstają ścieki przemysłowe, które cechują się dużą zmiennością składu. Odprowadzane są one do kanalizacji miejskiej.

Ścieki przed wprowadzeniem do miejskiej sieci kanalizacyjnej są podczyszczane w trójkomorowych, działowych łapaczach tłuszczu, znajdujących się przy olejarni (1 szt.), rafinerii (1 szt.), margarynowni (2 szt.) i magazynie oleju (1 szt.). Na końcu linii produkcyjnej znajduje się łapacz centralny, w którym ścieki są napowietrzane, odolejane i neutralizowane.

Prezentowane poniżej badania prowadzono od października 2002 roku do maja 2003 roku. Ścieki pobierano na

odpływie z trzeciej komory centralnego łapacza tłuszczu. Oznaczano w nich takie parametry czystości, jak: ChZT, stężenie siarczanów oraz substancji ekstrahujących się z heksanem.

Koagulację objętościową prowadzono dla 1 dm³ ścieków, do których dodawano odpowiednią dawkę koagulantu. Szybkie mieszanie próbki trwało 1 minutę, następnie kontynuowano mieszanie wolne przez 30 minut. Próbkę pozostawiano na 30 minut w celu sedymentacji powstałego osadu. Następnie sklarowane ścieki dekantowano i przeprowadzano dla nich analizę ChZT, stężenia substancji ekstrahujących się z heksanem oraz siarczanów.

Pierwszą partię pobranych ścieków wykorzystano do wstępnej oceny skuteczności działania szeregu koagulantów. Użyto dziesięciu różnych preparatów wymienionych w tabeli 2. Do próbek ścieków dodano zawyżone dawki koagulantów: 30 mg/dm³ dla Zetagów i Magnaflocu, 400 ppm dla Magnasoli oraz 1500 ppm dla PIX-u. Zdekantowane ścieki po koagulacji poddano wizualnej ocenie efektywności oczyszczania przy użyciu metody Jar-testu o umownej skali klarowności 0–48 (Orzeszko

1994). Do dalszych badań wytypowano preparaty powodujące największą klarowność próbki po koagulacji.

Dla ścieków z poboru II wykonano optymalizację dawki wybranych koagulantów. Dla Zetagu 7635 zastosowano dawki rzędu 0,62–5,0 mg/dm³, dla Magnasolu 5389 rzędu 6,9–66,6 ppm, a dla PIX-u 113 rzędu 70,6–164,7 ppm. Po dekantacji w każdej z próbek oznaczano parametry zanieczyszczenia takie, jak: ChZT i ekstrakt heksanowy. Dla każdego z trzech preparatów wytypowano dawkę optymalną, powyżej której skuteczność oczyszczania nie wzrastała lub wzrastała nieznacznie.

Dla ścieków z poboru III i IV przeprowadzono koagulację przy użyciu dawek optymalnych preparatów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113. Określono skuteczność redukcji zanieczyszczeń w ściekach dla zaproponowanej metody.

Wyniki badań i ich omówienie

Wyniki badań przedstawiono w tabelach 1–3 i na rysunkach 1–6. Analiza ścieków przedstawiona w tabeli 1 wy-

TABELA 1. Charakterystyka ścieków surowych
TABLE 1. The characterization of raw wastes

Ścieki surowe Raw waste	ChZT COD [mg O ₂ /dm ³]	Ekstrakt heksanowy Hexane extract [mg/dm ³]	Siarczany Sulfate [mg/dm ³]
Pobór I / Uptake I	2280	576	1400
Pobór II / Uptake II	1490	388	–
Pobór III / Uptake III	1100	427	2400
Pobór IV / Uptake IV	3729	1230	1900
Norma* / Norm	1000	100	500

*Dopuszczalne wartości wskaźników zanieczyszczeń w ściekach odprowadzanych do miejskich urządzeń kanalizacji sanitarnej według rozporządzenia Ministra Infrastruktury z dnia 20 lipca 2002 r. (DzU 2002 nr 129, poz. 1108).

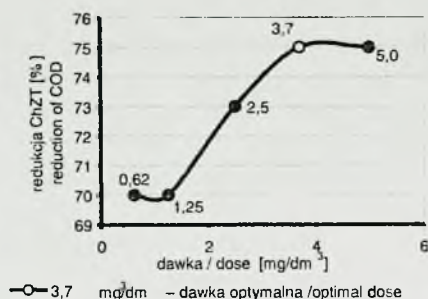
TABELA 2. Wyniki badań ścieków surowych metodą Jar-testu (pobór I)

TABLE 2. Jar-test results for raw waste (uptake I)

Koagulant Coagulant	Skala 0–48 Scale of 0–48
Ścieki surowe / Raw waste	10
S + ZETAG 7653	37
S + ZETAG 7648	16
S + ZETAG 7635	46 MAX
S + ZETAG 7689	19
S + ZETAG 7565	9
S + ZETAG 7692	19
S + MAGNASOL 5389	46 MAX
S + MAGNASOL 6348	36
S + MAGNAFLOC 592	14
S + PIX 113	46 MAX

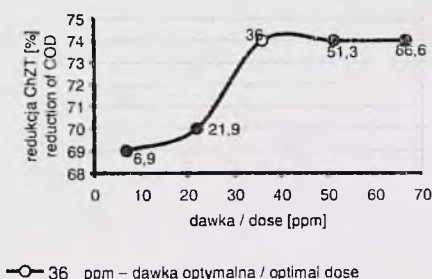
kazała, że ich zanieczyszczenie przekraczało dopuszczalne normy. Przed wprowadzeniem do kanalizacji ścieki wymagały więc podczyszczenia. Na podstawie wyników Jar-testu (tab. 2) spośród dziesięciu preparatów wytypowano: Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113, które przy zawyżonych dawkach najlepiej skłarowały koagulowane ścieki. Inne preparaty wykazały mniejszą skuteczność w koagulacji ścieków z zakładów tłuszczowych. Wizualizacją wyników doboru dawek są rysunki 1–3. Przyjęto następujące dawki optymalne preparatów w postaci handlowej: 3,7 g/dm³ dla Zetagu 7635, 36 ppm dla Magnasolu 5389, 141 ppm dla PIX-u 113.

Efekt podczyszczenia ścieków z poboru III i IV przedstawiono na rysunkach 4–6. Parametr ChZT, przy zastosowaniu każdego z preparatów, redukowany był do poziomu dozwolonego normą. Substancje ekstrahujące się heksanem w ściekach z poboru III zostały zredukowane przez wszystkie trzy preparaty do poziomu minimalnego. Natomiast



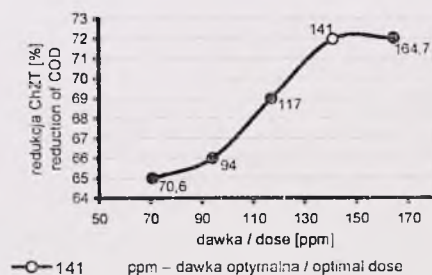
RYSUNEK 1. Redukcja ChZT przy użyciu Zetagu 7689 (pobór II)

FIGURE 1. The reduction of COD parameter by means of Zetag 7689 (uptake II)



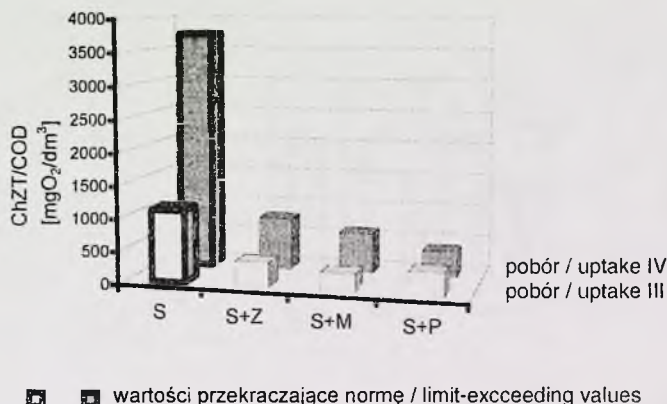
RYSUNEK 2. Redukcja ChZT przy użyciu Magnasolu 5389 (pobór II)

FIGURE 2. The reduction of COD parameter by means of Magnasol 5389 (uptake II)

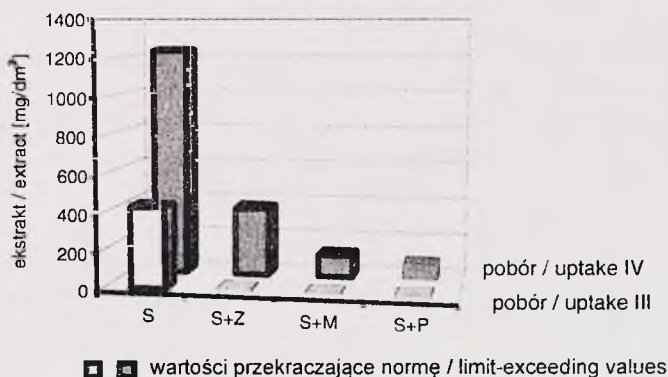


RYSUNEK 3. Redukcja ChZT przy użyciu PIX-u – 113 (pobór II)

FIGURE 3. The reduction of COD parameter by means of PIX – 113 (uptake II)



RYSUNEK 4. Redukcja ChZT przy użyciu Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 (pobór III i IV)
 FIGURE 4. The reduction of COD parameter by means of Zetag 7635, Magnasol 5389 and PIX-113 (uptakes III, IV)

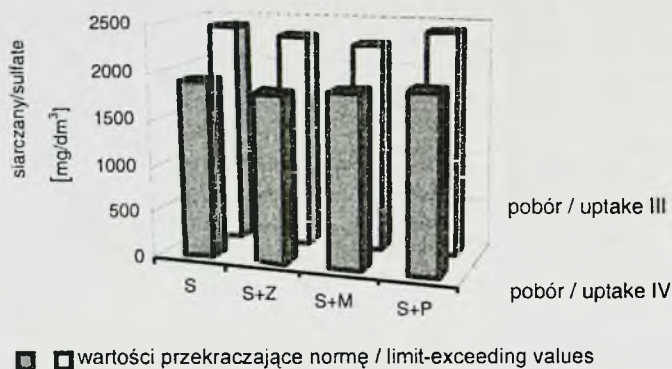


RYSUNEK 5. Redukcja substancji ekstrahujących się heksanem przy użyciu dawek optymalnych preparatów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 (pobór III i IV)
 FIGURE 5. The reduction of hexane extractive substances by means of optimal doses of Zetag 7635, Magnasol 5389 and PIX-113 (uptakes III, IV)

w najbardziej zanieczyszczonych ściekach z poboru IV jedynie w przypadku PIX-u 113 zaobserwowano ich redukcję poniżej normy, natomiast ścieki te, oczyszczone Magnasolem 5389, nieznacznie przekroczyły normę. Parametrem, którego w procesie koagulacji nie udało się obniżyć do poziomu wymaganego normą, była zawartość siarczanów

w ściekach z obydwu poborów. Rysunek 6 obrazuje tylko nieznaczne wahania wartości tego parametru.

Z danych przedstawionych w tabeli 3 wynika, że średnie redukcje zanieczyszczeń przy użyciu koagulantów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 były wysokie oraz zbliżone do siebie, a największą skuteczność wykazał Magnasol 5389.



RYSUNEK 6. Redukcja stężenia jonów SO_4^{2-} przy użyciu dawek optymalnych koagulantów (pobór III i IV)

FIGURE 6. The reduction of SO_4^{2-} concentration by means of optimal doses of coagulants (uptakes III, IV)

TABELA 3. Skuteczność oczyszczania ścieków dawkami optymalnymi preparatów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 (pobór II, III, IV)

TABLE 3. The efficiency of waste treatment by means of optimal doses of Zetag 7635, Magnasol 5389 and PIX-113 (uptakes II, III, IV)

Wyszczególnienie Specification	Redukcja chzt [%] Reduction of COD			Redukcja ekstraktu heksanowego [%] Reduction of hexane extract		
	S+Z	S+M	S+P	S+Z	S+M	S+P
Pobór II Uptake II	75	74	72	98	97	95
Pobór III Uptake III	67	76	68	96	98	97
Pobór IV Uptake IV	78	83	89	71	91	93
Średnia Average	73	78	76	88	95	95

Objaśnienia / Explanations:

M – dawka preparatu Magnasol 5389 / the dose of the Magnasol 5389 agent,

P – dawka preparatu PIX 113 / the dose of the PIX 113 agent,

S – ścieki surowe / raw waste,

Z – dawka preparatu Zetag 7635 / the dose of the Zetag 7635 agent.

Analizując wyniki badań można za-
uważyć, że w przypadku wszystkich
trzech preparatów ich dawki optymalne
wykazały różne działanie w zależności
od stopnia zanieczyszczenia ścieków.
Z wykresów wynika, że w ściekach bar-

dziej obciążonych (pobór IV) ładunek
usuniętych zanieczyszczeń był większy
od ładunku usuniętego ze ścieków
w poborze III, podczas gdy w obydwu
przypadkach dawki koagulantów były
takie same. Otrzymane wyniki można

zinterpretować w ten sposób, że w ściekach o wyższym stężeniu zanieczyszczeń występuje większe prawdopodobieństwo kontaktu substancji koagulującej z zanieczyszczeniem. Wzrasta prawdopodobieństwo zderzenia powstających w większej ilości kłaczków, co zwiększa wydajność procesu flokulacji, a w efekcie skuteczność procesu oczyszczania. W celu przedstawienia skuteczności działania koagulantów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 wyniki badań zestawiono w tabeli 3. Badane preparaty wykazały większą skuteczność w redukcji zanieczyszczeń ekstrahujących się z heksanem niż zanieczyszczeń określonych parametrem ChZT. Można wyjaśnić to tym, że do fazy heksanowej przechodzą przede wszystkim tłuszcze oraz wolne kwasy tłuszczowe, które ze względu na duże rozmiary cząsteczek wykazują większe prawdopodobieństwo zatrzymania na kłaczkach w procesach koagulacji i flokulacji. Parametr ChZT charakteryzuje natomiast wszystkie substancje zdolne do utlenienia, w tym również te, które w mniejszym stopniu ulegają koagulacji.

Badania przeprowadzone na preparatach Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 nie wyczerpują problemu optymalizacji dawki koagulantu. W badaniach pominięto temat wpływu pH ścieków na przebieg koagulacji. Nie prowadzono także analizy wpływu prędkości mieszania na skuteczność procesu oczyszczania ścieków metodą koagulacji objętościowej. W doświadczeniu koagulanty były stosowane poje-

dynczo, natomiast nie przebadano ich działania synergicznego. Wydaje się, że dalsze badania w zakresie oczyszczania metodą koagulacji objętościowej ścieków pochodzących z zakładów przemysłu tłuszczowego powinny dotyczyć tych zagadnień.

Wnioski

1. Ścieki odprowadzane do kanalizacji miejskiej przez zakłady przemysłu tłuszczowego charakteryzują się dużym ładunkiem ChZT, ekstraktu heksanowego i siarczanów.
2. Ścieki zakładowe wymagają opracowania technologii ich podczyszczania.
3. Zastosowanie dawek optymalnych preparatów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 zapewnia podczyszczenie ścieków do poziomu zgodnego z normą lub jej bliskiego.
4. Metoda koagulacji z wykorzystaniem preparatów Zetag 7635, Magnasol 5389 i PIX 113 nie wykazuje skuteczności w usuwaniu ładunku siarczanów ze ścieków.
5. Powinna zostać opracowana metoda usuwania jonów SO_4^{2-} ze ścieków z wykorzystaniem np. procesu strącania ich mlekiem wapiennym lub solami baru.
6. Otrzymane wyniki powinny zostać zweryfikowane poprzez przeprowadzenie analogicznych badań w skali technicznej z uwzględnieniem wpływu odczynu, prędkości mieszania oraz synergizmu działania koagulantów.

- KOWAL A., ŚWIDERSKA-BRÓŹ M. 1997: Oczyszczanie wody. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa – Wrocław.
- KUBICKI M. i inni 1998: Ochrona środowiska w przemyśle tłuszczowym. Fundacja Programów Pomocy dla Rolnictwa FAPA, Warszawa.
- MOSS N., DYMOND B. 1985: Flocculation: theory and practice. Allied Colloids P.L.C., Bradford.
- ORZESZKO A., ORZESZKO G. 1994: Polielektrolity jako koagulanty w procesie oczyszczania ścieków z zakładów przemysłu spożywczego. *Polimery*, 39: 315–319.
- STĘPNIAK S. 1991: Emulsje olejowe i ścieki zaolejone. *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, 9: 205–208.
- STĘPNIAK S. 1992: Usuwanie zanieczyszczeń olejowych ze ścieków emulsyjnych nowocześniejszymi preparatami chemicznymi. *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, 11: 254–255.
- TOPCZEWSKA M. 2002: Program gospodarki odpadami w Zakładach Przemysłu Tłuszczowego w Warszawie S.A.

Fat industry waste contains excessive load of impurities such as greases, free fatty acids as well as sulfate ions. For their primary treatment, in this paper, ten coagulants were used. The first examination was the so-called Jar-Test, by means of which the most potent agents i.e. Zetag 7635, Magnasol 5389 and PIX-113, respectively, were selected. Then, the efficiency of these coagulants in waste treatment was studied. Three main parameters: COD, amounts of hexane extractive substances and SO_4^{2-} concentration were determinate. It was found that the aforementioned coagulants reduced the COD parameter, as well as the amounts of dispersive greases and free fatty acids significantly. Unfortunately, the problem of the removal of sulfates remains still unsolved.

Autor's address:

Magdalena M. Michel
Szkola Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Budownictwa i Geodezji
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland
michel@alpha.sggw.waw.pl

Agata PAWŁAT-ZAWRZYKRAJ¹, Halina PAJNOWSKA²

¹Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW
Department of Civil Engineering and Geodesy WAU

²Katedra Geoinżynierii
Department of Geotechnical Engineering WAU

Delimitacja fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów w opracowaniu ekofizjograficznym uwarunkowań wodnych zlewni Raszynki

Delimitation of physiotops, geomorphotops and morphotops in ecophysigraphic study for water conditions in Raszynka catchment

Słowa kluczowe: opracowanie ekofizjograficzne, fizjotopy, geomorfotopy, morfotopy
Key words: ecophysigraphy study, physiotops, geomorphotops and morphotops

Wprowadzenie

Opracowanie ekofizjograficzne w zakresie problematyki wodnej ma docelowo określić ekofizjograficzne uwarunkowania wodne na potrzeby planowania przestrzennego. Obejmują one zjawiska związane ze strukturą i funkcjonowaniem obiegu wody w podsystemie naturalnym i gospodarczym oraz w całym analizowanym systemie, określając kierunki, sposoby i formy zagospodarowania przestrzennego.

Metodologia opracowań ekofizjograficznych w zakresie problematyki

wodnej ma określić przydatność wydzielonych jednostek do pełnienia różnych funkcji przyrodniczych i gospodarczych w analizowanym geosystemie. W określaniu warunków wodnych terenu stosuje się dwa podejścia badawcze: metodami niebilansowymi i metodami bilansowymi.

W artykule przedstawiono przykładową delimitację elementarnych homogenicznych jednostek przestrzennych oddziałujących w różnym stopniu na mały obieg wody w układzie lokalnym (topicznym) w zlewni rzeki Raszynki po profil Dawidy. Jednostki te, zwane w ekofizjografii fizjotopami, geomorfotopami i morfotopami, określone są metodami niebilansowymi, według kryteriów jednorodności komponentu środowiska lub układu kilku komponentów (Sołowiej 1982, Bartkowski 1986, Richling i Ostaszewska 1993).

Fizjotopy wyróżnia się na podstawie litologii powierzchni zlewni (geosystemu), geomorfotopy – procesów kształtujących powierzchnię i powstałych jej form, morfotopy – typów rzeźby. Agregacja tych jednostek umożliwia delimitację geohydrotopów o różnych typach reżimu wodnego, przydatnych w planowaniu przestrzennym. Metodyka ich określania jest opisana przez Pawłat-Zawrzykraj (2003).

Badania istniejące i uzupełniające

Rozpoznanie geologiczne i geomorfologiczne dla zlewni Raszynki do profilu Dawidy zostało przedstawione w opracowaniach Sarnackiej (1976, 1978), Walczaka i in. (1993), Mroza (1994), Pajnowskiej i Pawłat (1999) oraz Państwowego Instytutu Geologicznego (PIG, 2002). Badania uzupełniające wykonano w zakresie sondowania penetracyjnego strefy przypowierzchniowej z opisem profilu gruntowego oraz kartowania form geomorfologicznych (Pajnowska i Pawłat-Zawrzykraj, 2002). Materiały te były podstawą do opracowania zarysu budowy geologicznej i morfogenetycznej oraz sporządzenia map fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów.

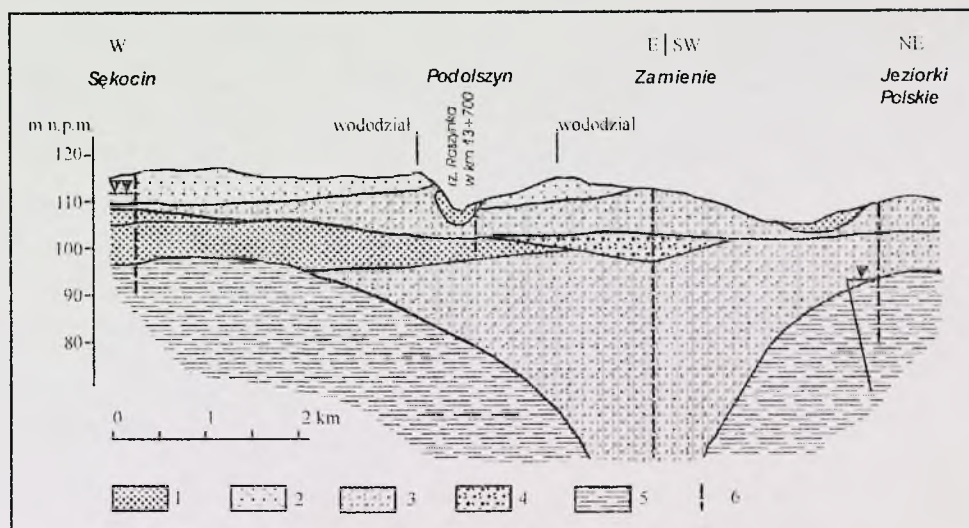
Warunki geologiczne

Kompleks utworów budujących zlewnię podziemną Raszynki do profilu Dawidy powstał w plejstocenie w wyniku procesów związanych z działalnością lądolodu w okresach kolejnych trzech zlodowaceń i rozdzielających je interglacjalów (Sarnacka 1978). Okresy

lodowcowe pozostawiały po sobie pokrywy glin zwałowych, które z kolei podczas recesji lądolodu i w okresach interglacjalnych ulegały erozji i rozmywaniu, a w nowo powstałych zagłębieniach sedymentowały utwory fluwiogłacjalne, to jest piaski i żwiry. Podczas stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego nasuwający się lądolód pokrył teren zlewni i zostawił niemal na całej powierzchni warstwę gliny zwałowej miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów (rys. 1), przeławiczonej wkładkami żwirów i piasków różnej frakcji. Nasuwający się lądolód przyhamował jednocześnie odpływ wód w dolinach, w wyniku czego utworzyły się zastoiska, w których sedymentowały znacznej miąższości ły warwowe i namuły. Od czasu wycofania się lądolodu z tego obszaru zachodzą procesy niszczenia powierzchni i przeobrażania jej warstwy stropowej.

W holocenie rzeki wcięły się w struktury plejstocénskich założeń dolinowych, a dno doliny Raszynki i jej dopływów zostało pokryte piaskami humusowymi, namułami torfiastymi oraz torfami. Działania tak różnorodnych procesów sedymentacyjno-erozyjnych, w naprzemiennych okresach transgresji i regresji kolejnych lądolodów, doprowadziły do powstania mozaikowego układu warstw zarówno w przekroju, jak i w planie.

Wyróżnione w budowie powierzchniowej zlewni zróżnicowane litologiczne kompleksy osadów ujęto w podstawowe klasy, grupy i typy fizjotopów, które zestawiono w tabeli 1. Rozmieszczenie przestrzenne typów fizjotopów w analizowanej zlewni przedstawiono na rysunku 2.



RYSUNEK 1. Przekrój przez zlewnię Raszynki w km 13+700 (Pajnowska i Pawlat-Zawrzykraj 2002) na podstawie danych archiwalnych wierceń PIG (2002) oraz szczegółowej mapy geologicznej Polski – ark. Raszyn (Sarnacka 1976, 1978): 1 – piaski; 2 – piaski pyłaste i piaski z mułem, 3 – glina zwałowa, 4 – piaski ze żwirem, 5 – piaski warwowe, 6 – archiwalne wiercenia

FIGURE 1. Geological cross-section of Raszynka catchment area in 13+700 km: 1 – sands, 2 – very fine sands and sands with silts, 3 – glacial till, 4 – sands with gravels, 5 – varve sands, 6 – archives drills

TABELA 1. Klasyfikacja fizjotopów w klasy, grupy i typy

TABLE 1. Classification of physiotops in classes, groups and types

Klasy fizjotopów Classes of physiotops		Grupy fizjotopów Groups of physiotops		Typy fizjotopów Types of physiotops	
1		2		3	
I	Osady holocenijskie Holocen sediments	I ₁	utwory organiczne organic sediments	c ₁	torfy (T) peats
		I ₂	utwory mineralno- -organiczne organic and mineral sediments	c ₂	namuły piaszczysto-pylaste den dolinowych i obniżen (H) sandy and fine sandy muds of valley bottoms
		I ₃	utwory mineralne mineral sediments	c ₃	piaski humusowe tarasów zalewowych (Ph) humus sands of over-flood terraces
II	Utwory pokrywowe Surface sediments	II ₁	utwory eoliczne eolian sediments	c ₄	piaski eoliczne (Pe) eolian sands
		II ₂	utwory zwietrzelinowe weathered sediments	c ₅	cluwia gliniaste i gliniasto- -piaszczyste (Gd) clay and sandy cluvian

cd. tabeli 1

1		2		3	
III	Utwory plejstocén- skie Pleistocene sediments	III ₁	utwory lodowcowe glacial sediments	c ₆	piaski wodnolodowcowe (Pf) fluvioglacial sands
				c ₇	piaski wodnolodowcowe na glinie zwałowej (Pf/G) fluvioglacial sands on glacial till
				c ₈	piaski wodnolodowcowe na iłach zastoiskowych (Pf/I) fluvioglacial sands on silts
				c ₉	głina zwałowa (G) glacial till
				c ₁₀	głina zwałowa na iłach zasto- iskowych (G/I) glacial till on silt



RYSUNEK 2. Typy fizjotopów
FIGURE 2. Types of physiotops

W budowie powierzchni zlewni dominują utwory polodowcowe, wśród których przeważają gliny zwałowe, występujące bezpośrednio na powierzchni (G) lub przykryte cienką pokrywą zwietrzliny gliniastej i gliniasto-piaszczystej (Gd). Prawobrzeżny fragment w północnej części zlewni budują piaski wodnolodowcowe miąższości do kilku metrów (Pf, Pf/G), wypełniające zagłębienia w stropie glin zwałowych lub ilów zastoiskowych (Pf/I). Gлина ta (G) wynurza się po prawej stronie Raszynki, gdzie częściowo jest przykryta piaskami wodnolodowcowymi (Pf/G). Gliny zwałowe (G) wyścielają również całą południową część zlewni. Lokalnie są przykryte eluwiami (Gd) lub piaskami wodnolodowcowymi (Pf, Pf/G). Miejscami glina zalega na podścielających ją ilach zastoiskowych (G/I). W części źródłowej na glinie zwałowej (G) znajduje się pokrywa piasków wodnolodowcowych (Pf) oraz piasków eolicznych (Pe). Pokrywy piaszczyste mają małą miąższość – do 2–3 m. Doliny rzeczne i zagłębienia bezodpływowe są wypełnione utworami holocenijskimi – piaskami humusowymi (Ph), namułami piaszczysto-pyłastymi (H) i torfami (T), leżącymi przeważnie na płytko zalegającej glinie zwałowej. Maksymalna miąższość tych utworów to 2,5 m.

Warunki geomorfologiczne

Obszar zlewni Raszynki do profilu Dawidy znajduje się na obszarze zdenudowanej wysoczyzny morenowej. Jest to powierzchnia, która została wy-modelowana dzięki procesom erozyjnym i akumulacyjnym w okresie trans-

gresji i recesji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego. Wypływające sprzed czoła lodowca strumienie rozcinały wówczas młodą wysoczyznę glacialną, formując doliny erozyjne, sywały piaski tworzące wzgórza kemowe i równiny sandrowe. W kolejnych okresach te młode formy ulegały procesom prowadzącym do wyrównywania powierzchni i łagodzenia krawędzi. Pod koniec okresu lodowcowego formowały się również piaszczyste tarasy dolinowe i wzgórza wydmore.

W wyniku tych procesów ukształtowała się geomorfologicznie zróżnicowana powierzchnia terenu zlewni, w której można wyróżnić osiem genetycznych form geomorfotopów, łączących się w trzy grupy, zestawionych w tabeli 2. Ich rozkład powierzchniowy przedstawia mapa geomorfotopów (rys. 3).

Dolina Raszynki tworzy obniżenie powierzchni terenu o przebiegu południkowym – rozcina wysoczyznę na głębokość około 10 m w stosunku do strefy wododziałowej. Granice morfologiczne doliny są rozmyte, a dno dolinowe szerokości 60–360 m przechodzi łagodnie w wysoczyznę prawo- i lewobrzeżną. Nachylenie skarp dolinowych sporadycznie tylko zaznacza się większymi spadkami, wynoszącymi 2–5%. Powierzchnia doliny jest płaskorówninna. Przeważają spadki terenu od 0,5 do 1%. Deniwelacja terenu wynosi do 1,5 m.

Obszar wysoczyzny jest wyraźnie dwudzielny pod względem rozległości powierzchni zlewni, jak też zróżnicowania nachylenia terenu:

- rozległa wysoczyzna prawobrzeżna z małymi spadkami (do 5%), w większości nie przekraczającymi 1% oraz licznymi niewielkimi

TABELA 2. Klasyfikacja geomorfotopów
TABLE 2. Classification of geomorphotops

Grupy form geomorfotopów Groups of geomorphotops forms		Formy geomorfotopów Geomorphotops forms	
Id	Dolina Raszynki Raszynka valley	d ₁	akumulacyjne powierzchnie den dolinowych accumulations surface of valley bottom
IIId	Obszar wysoczyzny Upland area	d ₂	powierzchnie sandrowe outwash plain
		d ₃	wzgórza kemowe kame hills
		d ₄	równina morenowa morainic plain
		d ₅	pokrywy zwietrzelinowe eluvium sediments
		d ₆	płytkie zagłębienia wysoczyznowe (najczęściej po martwym lodzie) shallow upland caving
IIIId	Obszary wydymowe Dunes area	d ₇	powierzchnie piasków eolicznych eolian sands
		d ₈	wzgórza wydym parabolicznych parabolic dune's hills

zagłębieniami powierzchni, często wypełnionymi wodą,

- wysoczyzna lewobrzeżna ciągnąca się wąskim pasem (zaledwie 300–600 m) wzdłuż rzeki Raszynki.

Spadki terenu dochodzą do 5%, ale niemal na całym obszarze wynoszą 0,5–2%. Powierzchnia od linii wododziału jest stale nachylona ku dolinie rzecznej. Jedynie w jej dolnym fragmencie jest urozmaicona kilkoma naturalnymi zagłębieniami bezodpływowymi wypełnionymi wodą.

Równina morenowa, wznosząca się od 120 m n.p.m. w południowej części zlewni do 110 m n.p.m. w części północnej, zawdzięcza swe powstanie bezpośredniej akumulacji lądolodu. W obrębie płaskiej, zdenudowanej powierzchni morenowej widoczne są pojedyncze owalne zagłębienia po martwym lodzie oraz niezbyt wyraźnie wyrastające ponad wyrównaną wysoczyznę wzgórza kemowe. Spośród form pochodzenia wodnolodowcowego najrozleglejszy obszar zajmują równiny

sandrowe występujące w postaci płątów na dwóch różnych poziomach. W północnej części zlewni poziom sandrowy występuje na wysokości 113–118 m n.p.m., natomiast w części południowej – na około 120 m n.p.m. Płaskie powierzchnie sandrowe są urozmaicone słabo zaznaczającymi się wzgórzami kemowymi. Cały obszar wysoczyzny, z wyjątkiem niewielkich powierzchni w obrębie równiny morenowej (wysoczyzny lewostronnej), charakteryzuje się rzeźbą płaskorówninną.

Obszary wydymowe są jedynym urozmaiceniem monotonnej rzeźby zlewni. Zamykają one od południowego zachodu źródłowy fragment zlewni. Liczne wały wydymowych wzgórz parabolicznych, wznoszących się nawet 10 m ponad powierzchnię, ciągną się pasmami, o rozciągłości zbliżonej do równoleżnikowej. Mają one strome stoki, których nachylenie z reguły przekracza 5%. Niższe miejsca między wydymami zajmują piaski eoliczne przewiane, gdzie przeważają spadki 2–5%.



RYSUNEK 3. Formy geomorfotopów
FIGURE 3. Forms of geomorphotops

Działalność człowieka powoduje również przekształcanie naturalnej powierzchni zlewni. Skutkiem tego pojawiają się w jej obrębie takie formy, jak:

- sztuczne zagłębienia wypełnione wodą,
- rowy łączące w jeden otwarty system odwadniający naturalne bezodpływowe zagłębienia w powierzchni wysoczyzny,
- nasypy drogowe i nasypy na podmokłych terenach zabudowanych.

W przypadku zbiorników wodnych formy te mają wyraźne, ostre granice brzegów i geometryczne kształty, a w przypadku rowów – prostolinijną trasę bez towarzyszącego im zagłębienia dolinowego.

Ukształtowane formy rzeźby, ze względu na wahania wysokości względnych i przeważających spadków nachylenia, według kryteriów Strzemskiego (1954), zaliczono do trzech typów morfotopów (typów rzeźby) w morfogrupie nizinno-wyżynnej:



RYSUNEK 4. Typy morfotopów
FIGURE 4. Types of morphotops

- e_1 – płaskorówninna (różnice wysokości względnych na odcinku długości 750 m – 3 m, przeważające spadki do 2%),
- e_2 – niskofalista (różnice wysokości 3–7 m, spadki do 5%),
- e_3 – ostrofalista (różnice wysokości 7–20 m, spadki do 10%).

Poszczególne typy rzeźby wyróżniono na podstawie mapy topograficznej i glebowo-rolniczej zlewni. Przedstawiono je na mapie morfotopów (rys. 4).

W obrębie wyróżnionych form i typów rzeźby terenu zlewni zmienne są

proporcje ilościowe między składnikami obiegu wody. Głównym czynnikiem różnicującym lokalne stosunki wodne jest spadek powierzchni terenu, przyspieszający mały obieg wody.

Dyskusja i podsumowanie

Obowiązek wykonywania opracowań ekofizjograficznych został wprowadzony ustawą Prawo ochrony środowiska (DzU z 2001 r. nr 62, poz. 627). Jego zakres tematyczny zawarty jest

w rozporządzeniu wykonawczym do tej ustawy wydanym przez Ministra Środowiska (DzU z 2002 r. nr 155, poz. 1298). Opracowanie ekofizjograficzne stanowi podstawę:

- proponowania rozwiązań przestrzennych oraz formułowania ustaleń planów zagospodarowania przestrzennego (miejscowych i wojewódzkich),
- sporządzania prognoz oddziaływania na środowisko do projektów planów przestrzennego zagospodarowania.

Metodologia określania fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów jest znana z wykonywanych do 1984 roku opracowań fizjograficznych (Różycka 1971, Stala 1983). Może ona być wykorzystana także w prowadzonych obecnie, zmienionych tematycznie, opracowaniach ekofizjograficznych. W międzyczasie nastąpił rozwój bazy danych o środowisku geologicznym oraz technik ich pozyskiwania i opracowania. Zachodzi potrzeba ich przeglądu i modyfikacji, a następnie agregacji w jednostki o większej hierarchicznej złożoności – geohydrotopy.

W niniejszej pracy dokonano delimitacji fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów w zlewni Raszynki po profil Dawidy. Podstawą ich opracowania były dostępne materiały archiwalne, uzupełniające badania terenowe oraz metody stosowane w opracowaniach fizjograficznych. Agregacja wyróżnionych jednostek przestrzennych w geohydrotopy, mające podobny mały obieg wody, będzie przedmiotem następnego artykułu.

Wyróżnione jednostki geotopiczne (fizjotopy, geomorfotopy i morfotopy)

oddziałują w różnym stopniu na poszczególne elementy bilansu wodnego, a w szczególności na:

- odpływ wód powierzchniowych, odpływ podpowierzchniowy w strefie wahań wód podziemnych,
- parowanie z gleby,
- zmiany retencji powierzchniowej oraz zmiany retencji w strefie aercji i saturacji.

Właściwości fizyczno-wodne i chemiczne utworów holocenów, pokrywowych i plejstocenów wyróżnionych w zlewni fizjotopów oddziałują w szczególności na dynamikę procesów infiltracji, retencji i podsiąku. Formy geomorfotopów i typy morfotopów wpływają na dynamikę strumieni grawitacyjnych, powierzchniowych i podziemnych (Pazdro i Kozerski 1980, Pawlat-Zawrzykraj 2003).

W strukturze przestrzennej zlewni Raszynki po profil Dawidy dominuje wysoczyzna, o dużym zróżnicowaniu typów fizjocenoz i form geomorfotopów, w układzie strefowo-płatowym. Elementami wiodącymi są powierzchnie sandrowe i równiny morenowe. Powierzchnie sandrowe tworzą głównie piaski wodnolodowcowe, a równiny morenowe – gliny zwałowe. Na całym obszarze wysoczyzny występuje rzeźba płaskorówninna. W warunkach tych największy wpływ różnicujący elementy gospodarki wodnej mają typy fizjotopów i formy geomorfotopów. Powierzchnie sandrowe wpływają na poprawę warunków infiltracji efektywnej oraz zmniejszenie wysokości podsiąku efektywnego i retencji użytecznej. Równiny morenowe ograniczają infiltrację, ale zwiększają wysokość podsiąku i wielkość retencji. Rzeźba terenu

wysoczyzny ogranicza odpływ powierzchniowy i podziemny.

W budowie akumulacyjnej powierzchni den dolinowych zlewni Raszynki dominują piaski humusowe tarasów zalewowych o rzeźbie płaskorówninnej. Występujące fizjotopy i geomorfotopy oddziałują korzystnie na warunki infiltracji efektywnej, a niekorzystnie na warunki podsiąku i retencji. Rzeźba terenu wpływa hamująco na odpływ powierzchniowy i podziemny.

Na obszarze wydmowym położonym w źródłowej części zlewni ukształtowane zostały powierzchnie piasków eolicznych o rzeźbie niskofalistej i wzgórza wydmy parabolicznych o rzeźbie ostrofalistej. Wyróżniony typ fizjotopu i formy geomorfotopów sprzyjają zasilaniu wód podziemnych, a typy morfotopów zwiększają odpływ powierzchniowy, hamowany w warunkach zlewni okrywa leśną.

Wnioski

1. Podstawą określenia uwarunkowań wodnych geosystemu w opracowaniu ekofizjograficznym jest delimitacja fizjotopów, geomorfotopów i morfotopów, wyróżnionych według kryteriów litologii powierzchni, procesów kształtujących jej formę i typologię rzeźby terenu. Geotopy te umożliwiają prognozowanie właściwości fizyczno-wodnych różnicujących elementy bilansu wodnego strukturalnych jednostek przestrzennych.
2. Metodologię wyróżniania geotopów opisuje ekofizjografia. Bazą danych wyjściowych są dostępne materiały

archiwalne z rozpoznai geologicznych i geomorfologicznych oraz opracowań kartograficznych, uzupełnionych badaniami terenowymi.

3. Struktura przestrzenna wyróżnionych typów fizjotopów i form geomorfotopów w zlewni Raszynki po profil Dawidy jest zróżnicowana w układzie strefowo-płatowym, a typów morfotopów w układzie strefowym. Każdy z występujących geotopów w różnym stopniu oddziałuje na ekofizjograficzne uwarunkowania wodne określone na potrzeby planowania przestrzennego.

Literatura

- BARTKOWSKI T. 1986: Zastosowanie geografii fizycznej. PWN, Warszawa.
- MRÓZ W. 1994: Ocena warunków geologiczno-gruntowych i wodnych gminy Lesznowola (maszynopis). Biuro Planowania Rozwoju Warszawy, Warszawa.
- PAJNOWSKA H., PAWŁAT A. 1999: Geomorfologia, geologia i hydrologia zlewni rzeki Raszynki [w:] Bilans wodny zlewni rzeki Raszynki z elementami gospodarki wodno-ściekowej (maszynopis). Biuro Konsultacyjne Inżynierii Środowiska, Warszawa.
- PAJNOWSKA H., PAWŁAT-ZAWRZYKRAJ A. 2002: Warunki geomorfologiczne, geologiczne i hydrogeologiczne w zlewni Raszynki (maszynopis). Biuro Konsultacyjne Inżynierii Środowiska, Warszawa.
- PAWŁAT-ZAWRZYKRAJ A. 2003: Uwarunkowania wodne zrównoważonego rozwoju. w opracowaniu ekofizjograficznym na przykładzie zlewni Raszynki. Rozprawa doktorska (maszynopis). SGGW, Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B. 1980: Hydrogeologia ogólna. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- PIG. 2002: Dokumentacja wierceń w rejonie zlewni rzeki Raszynki. Materiały archiwalne. PIG, Warszawa.
- RICHLING A., OSTASZEWSKA K. 1993: Czy istnieje uniwersalna przyrodnicza jednostka

Rozporządzenia Ministra Środowiska w sprawie
opracowań ekofizjograficznych (DzU
z 2002 r. nr 155, poz. 1298).

RÓŻYCKA W. 1971: Metody oceny warunków
fizjograficznych dla potrzeb planowania prze-
strzennego miast. *Pr. Geogr. IG PAN*, 90.

SARNACKA Z. 1976: Objasnienia do szczegó-
łowej mapy geologicznej Polski. Arkusz
Piaseczno. Skala 1 : 50 000. Wydaw. Geo-
log., Warszawa.

SARNACKA Z. 1978: Objasnienia do szczegó-
łowej mapy geologicznej Polski. Arkusz
Piaseczno. Skala 1 : 50 000. Wydaw. Geo-
log., Warszawa.

SOŁOWIEJ D. 1982: Podstawy metodyki oceny
środowiska przyrodniczego człowieka. Wy-
daw. Naukowe Uniwersytetu im. A. Mie-
kiewicz w Poznaniu. Poznań.

STALA Z. 1983: Dokumentacja fizjograficzna
na potrzeby projektowania osiedli mieszk-
niowych. Wydaw. IKS. Warszawa.

STRZEMSKI M., 1954: Geografia typologiczna
gleb Polski. *Przegl. Geogr.* XXV, 1.

Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. – Prawo
ochrony środowiska (DzU z 2001 r. nr 62,
poz. 627).

WALCZAK H., BOROWSKI J., LIPÍŃSKI J.,
RUDNICKI B. 1993: Gmina Raszyn. Wa-
runki geologiczno-gruntowe i wodne (ma-
szynopis). Raszyn.

Summary

**Delimitation of phisiotops, geomor-
photops and morphotops in ecophysiog-
raphic study for water conditions in
Raszynka catchment.** In the article,
authors presents an example of delimitation
methods of elementary homogeneous spatial
units which influence small water circle (in
local scale) in Raszynka catchment area up
to Dawidy profile. The units are called in
ecophysiography: phisiotops, geomorpho-
tops and morphotops. They are identified
according to homogeneity of environmental
components or system of several compo-
nents. Phisiotops are identified according to
lithology of river catchment surface, geo-
morphotops – according to processes of
surface shaping, morphotops – topographic
profile. Aggregation of the selected units
lead to identification of following higher-
level units called geohydrotops that can be
useful for spatial planning.

Author's address:

Agata Pawlat-Zawrzykraj
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Budownictwa i Geodezji
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland
e-mail: pawlat@alpha.sggw.waw.pl

**Anna NOWICKA, Iwona RYNKIEWICZ, Ewa DRAGAŃSKA,
Monika PANFIL**

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Department of Meteorology and Climatology, University of Warmia and Mazury in
Olsztyn

Wpływ elementów meteorologicznych na stan zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego w Olsztynie

The effect of meteorological parameters on conditions of air pollution in Olsztyn

Słowa kluczowe: elementy meteorologiczne, zanieczyszczenie powietrza, współczynniki korelacji liniowej, regresja wielokrotna

Key words: meteorological parameters, air pollution, multiple regression, correlation coefficient

Wprowadzenie

Wiedza o atmosferze i procesach w niej zachodzących odgrywa dużą rolę w ochronie i kształtowaniu środowiska, stając się pomocną między innymi w wyborze skutecznych środków ochrony atmosfery przed zanieczyszczeniami. Decydujący wpływ na rozkład emitowanych zanieczyszczeń wywierają warunki pogodowe. Największe znaczenie pod tym względem mają takie elementy meteorologiczne, jak: wiatr, temperatura powietrza, procesy przemian fazowych wody oraz stany równowagi atmosfery.

Region Warmii i Mazur cechuje się odrębnością zarówno pod względem fizjograficznym, jak i emisji zanieczyszczeń do atmosfery. Cała emisja wszystkich zanieczyszczeń dla województwa warmińsko-mazurskiego stanowi około 1% emisji w skali całego kraju (Rogalski i in. 2001). Niski stopień zanieczyszczenia powietrza warunkował wydzielenie w północno-wschodniej części kraju obszaru Zielonych Płuc Polski, regionu o walorach uzdrowiskowych oraz rekreacyjnych i turystycznych. Najwyższy poziom emisji zanieczyszczeń pochodzi z największych miast regionu – Elbląga i Olsztyna. Aby zachować walory tego środowiska, należy bacznie obserwować stopień zanieczyszczenia powietrza i czynniki warunkujące jego uciążliwość, szczególnie w największym mieście regionu – Olsztynie.

W związku z powyższym wykonano pracę, której celem było zbadanie

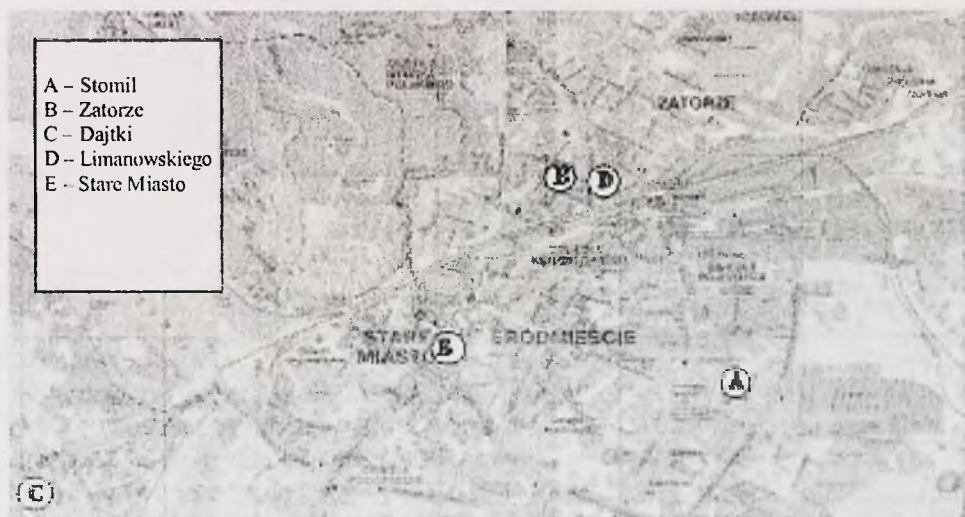
wpływu temperatury powietrza, prędkości wiatru, ciśnienia atmosferycznego, wilgotności względnej i natężenia promieniowania słonecznego na stan zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego w wybranych charakterystycznych punktach Olsztyna.

Material i metoda badań

Pobór prób oraz pomiar elementów meteorologicznych odbył się podczas rutynowych badań monitoringowych prowadzonych przez zespół WIOŚ w Olsztynie, za pomocą ambulansu pomiarowego imisji typu AI-10. Przyrządy analityczne ambulansu dokonywały pomiarów pierwotnych stężenia zanieczyszczeń i elementów meteorologicznych co 3 sekundy. Z wartości tych program komputerowy wyliczał wartości chwilowe kolejnych odcinków półgodzinnych. Z pomiarów uzyskano co najmniej wartości średnie trzydziesto-

minutowe. Na ich podstawie wyliczono wartości średniodobowe wykorzystane w pracy. Analizowano związek substancji najczęściej zanieczyszczających powietrze: CO, NO_x, SO₂ i pyłu zawieszonego o średnicy do 10 mikronów z podstawowymi elementami meteorologicznymi: temperaturą powietrza, prędkością wiatru, wilgotnością względną, ciśnieniem atmosferycznym i natężeniem promieniowania słonecznego. Badania przeprowadzono w pięciu punktach pomiarowych, charakterystycznych dla miasta Olsztyna (rys. 1), w terminach:

- punkt pomiarowy A, 02.01–21.01. 1996 r.,
- punkt pomiarowy B, 19.02–10.03. 1996 r.,
- punkt pomiarowy C, 30.01–18.02. 1996 r.,
- punkt pomiarowy D, 18.10–13.11. 1996 r.
- punkt pomiarowy E, 19.03–10.04. 1996 r.



RYSUNEK 1. Lokalizacja punktów pomiarowych
FIGURE 1. Locate measuring point

Wyniki porównano z wartościami stężeń dopuszczalnych, zgodnie z obowiązującym w tamtych latach aktem prawnym – rozporządzeniem Ministra Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 12 lutego 1990 r. (DzU nr 15, poz. 92).

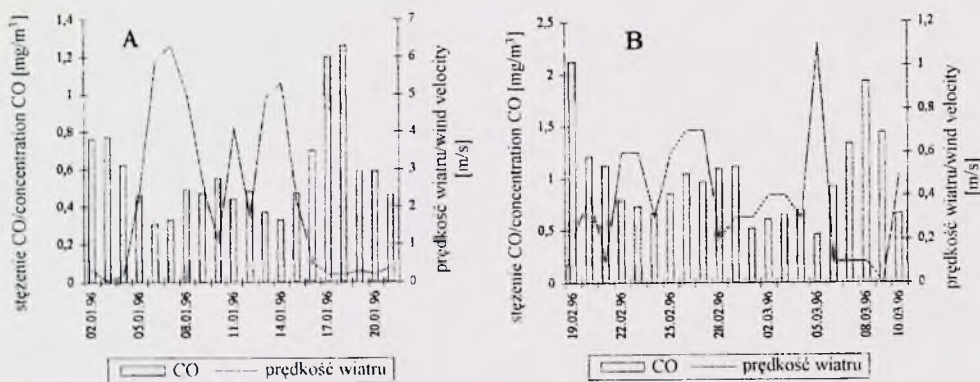
Aby uzyskać założony cel pracy wyliczono współczynniki korelacji liniowej oraz zbudowano równania regresji wielokrotnej, opisujące zależności między elementami meteorologicznymi a stężeniem zanieczyszczeń powietrza.

Wyniki i dyskusja

Punkt pomiarowy A zlokalizowany był w bezpośrednim sąsiedztwie dużego zakładu przemysłowego – Stomil Olsztyn. Wiatry wiały głównie z kierunku północno-wschodniego z prędkością w granicach od 0,0 do 6,3 m·s⁻¹ (rys. 2). Wykazano, że istniała zależność między prędkością wiatru a stężeniem CO i związkami zanieczyszczającymi powietrze.

W sąsiedztwie punktu pomiarowego B znajdowały się budynki o różnym sposobie ogrzewania oraz ulice o średnio obciążonym ruchu samochodowym. Ciasna i zwarta zabudowa terenu utrudniała rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń. W czasie analizowanej serii pomiarowej dominowały małe prędkości wiatru, średnie na dobę wynosiły zaledwie około 1 m·s⁻¹ (rys. 2). Wykazano, że w punkcie B prędkość wiatru miała również duży wpływ na stężenie wszystkich substancji zanieczyszczających powietrze (tab. 1).

Punkt pomiarowy C znajdował się na osiedlu mieszkaniowym, z zabudową ponad 1200 domków jednorodzinnych ogrzewanych indywidualnymi kotłowniami. Wartości średniodobowe stężenia SO₂ i NO_x nie przekraczały dopuszczalnych norm, największą wartość stężenia dobowego pyłu odnotowano 7 lutego 1996 roku (rys. 3). Przyczyną takiego stanu była, jak można przypuszczać, duża ilość niskich emitorów, jak również niekorzystne warunki do rozprzestrze-



RYSUNEK 2. Średniodobowe stężenie CO w punktach A i B na tle przebiegu prędkości wiatru
FIGURE 2. Daily concentration CO in point A and B on background the course of wind velocity

TABELA 1. Współczynniki korelacji liniowej między elementami meteorologicznymi a wartościami stężeń substancji zanieczyszczających powietrze

TABLE 1. Linear correlation coefficient between meteorological parameters and values of concentrations of contaminative the air pollution

Punkt pomiarowy Measuring point	Zmienna Variable	Temperatura Temperature	Prędkość wiatru Wind velocity	Ciśnienie Air-pressure	Wilgotność względna Relative humidity	Natężenie promieniowania słonecznego Solar radiation
A	CO	-0,13	-0,72*	0,21	-0,05	0,02
	NO _x	0,18	-0,60*	0,10	-0,41	0,13
	SO ₂	-0,18	-0,61*	0,18	-0,24	0,10
	Pył	-0,27	-0,71*	0,18	0,14	-0,02
B	CO	0,30	-0,54*	0,27	-0,16	0,19
	NO _x	0,22	-0,54*	0,47	-0,35	0,38
	SO ₂	0,10	-0,47*	0,49	-0,37	0,39
	Pył	0,08	-0,45*	0,43	-0,30	0,35
C	CO	-0,09	0,25	-0,07	-0,12	0,06
	NO _x	-0,56*	-0,57*	0,21	-0,42	0,43
	SO ₂	-0,76*	-0,43	0,28	-0,57*	0,48*
	Pył	-0,55*	-0,52*	0,21	-0,42	0,31
D	CO	0,15	-0,72*	0,27	0,08	0,22
	NO _x	0,16	-0,61*	0,24	0,03	0,22
	SO ₂	-0,34	-0,07	0,26	-0,17	0,19
	Pył	-0,11	-0,19	0,20	-0,38*	0,46*
E	CO	-0,22	-0,25	-0,15	0,11	-0,17
	NO _x	-0,06	-0,27	-0,03	-0,04	-0,01
	SO ₂	-0,29	0,14	0,07	0,38	-0,36
	Pył	0,55*	-0,33	0,18	-0,42*	0,50*

*Istotność współczynnika korelacji na poziomie $\alpha = 0,05$.

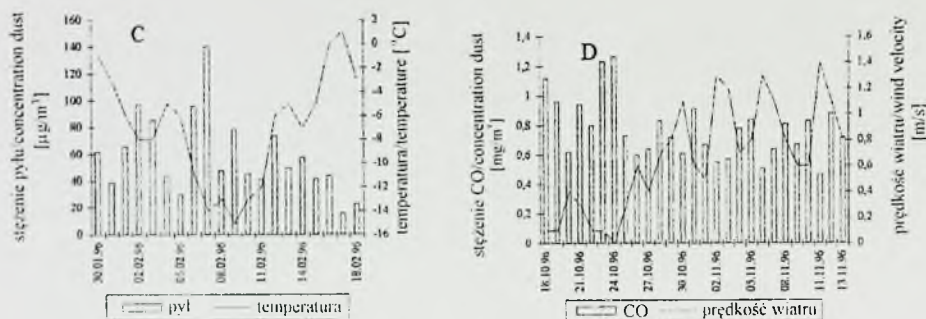
Significance of coefficient of correlation on the level $\alpha = 0,05$.

niania się zanieczyszczeń, czyli niska temperatura i niewielka prędkość wiatru, co potwierdziła analiza statystyczna (tab. 1). Zimą przy niskiej temperaturze stężenie zanieczyszczeń bywa na ogół wyższe niż latem (Hryniewicz i Przybylska 1993, Załupka i in. 1996).

W punkcie pomiarowym D (punkt o największym obciążeniu ruchem pojazdów transportowych i osobowych) wykazano istotną zależność między prędkością wiatru a stężeniem CO i NO_x. Przy intensywnym ruchu ulicznym stężenie CO może dochodzić do 40 mg·m⁻³ (Łykowski i Przewoźniczuk

2003). Badany okres charakteryzował się wyjątkowo niskimi średnimi dobowymi prędkościami wiatru, od 0,0 do 1,4 m·s⁻¹ (rys. 3). Stężenie pyłu w tym punkcie uzależnione było od wilgotności względnej powietrza oraz natężenia promieniowania słonecznego (tab. 1). Wyższe natężenie promieniowania i niższa wilgotność powietrza powodowały wzrost stężenia pyłu.

Sposób ogrzewania budynków otaczających punkt E był podobny jak w punkcie B, w odległości około 100 m przebiegała znacznie obciążona ruchem samochodowym ulica Pieniężnego.



RYSUNEK 3. Średniodobowe stężenie pyłu w punkcie C na tle przebiegu temperatury oraz CO w punkcie D na tle przebiegu prędkości wiatru
 FIGURE 3. Daily concentration dust in point C on background the course of temperature and CO in point D on background the course of wind velocity

Wyższa temperatura i niższa wilgotność względna powietrza skutkowały wzrostem stężenia pyłu (rys. 4). Na jego zawartość w powietrzu miało również wpływ natężenie promieniowania słonecznego (tab. 1). Dodatkowo słabe wiatry, niska i ciasna zabudowa oraz wąskie uliczki utrudniały ruch powietrza (Nowicka i in. 1978).

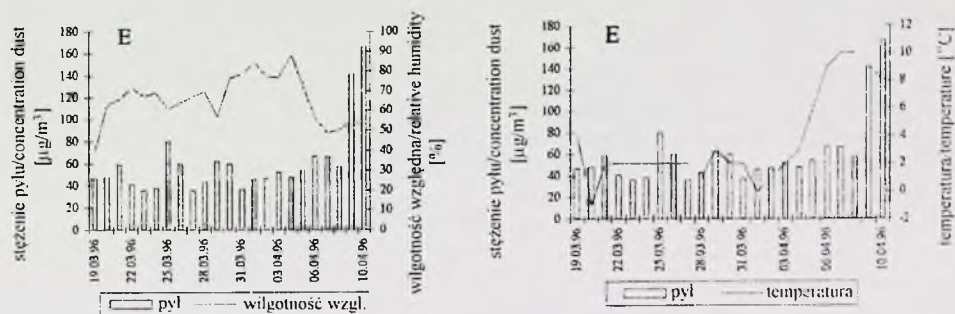
W dwóch na pięć badanych stano-wisk stwierdzono wpływ temperatury na zawartość pyłu zawieszonego oraz NO_x i SO_2 . W niektórych przypadkach na stężenie pyłu wpływała wilgotność względna powietrza. W dwóch przypadkach stężenie pyłu uzależnione było od natężenia promieniowania słonecznego. Nie wykazano zależności między stanem zanieczyszczenia powietrza a ciśnieniem atmosferycznym (tab. 1).

Zastosowana analiza regresji wielokrotnej pozwoliła na zbudowanie tylko kilku równań opisujących zależności między parametrami meteorologicznymi a stężeniem zanieczyszczeń powie-

trza. Okazało się, że tylko temperatura i prędkość wiatru w punktach A, C i D wpływały na zmienne zależne (tab. 2). Można przypuszczać, że na stan zanieczyszczenia powietrza miały duży wpływ uwarunkowania lokalne, na przykład niska i zwarta zabudowa terenu.

Wnioski

1. Analiza statystyczna wykazała istotny wpływ temperatury i prędkości wiatru na stan zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego.
2. Niska wilgotność względna powietrza oraz wyższe natężenie promieniowania słonecznego w większości przypadków skutkowały wzrostem stężenia pyłu zawieszonego.
3. Lokalizacja punktów pomiarowych wykazała, że duży wpływ na stan zanieczyszczenia powietrza ma rodzaj zabudowy i zagospodarowania przestrzennego.



RYSUNEK 4. Średniobowe stężenie pyłu w punkcie E na tle przebiegu wilgotności względnej i temperatury

FIGURE 4. Daily concentration dust in point E on background the course of relative humidity and temperature

TABELA 2. Istotne równania regresji określające relacje między elementami meteorologicznymi a zanieczyszczeniami gazowymi

TABLE 2. The essential equations of regress the denominative relations between meteorological parameters and gas pollution

Punkt pomiarowy Measuring point	Zmienna zależna Dependent variable	Równanie regresji Regression equation	R ²	R _{adj}
A	CO	$y = 0,75 - 0,078x_1$	0,446	0,415
C	SO ₂	$y = 31,25 - 4,97x_2$	0,582	0,558
D	CO	$y = 1,01 - 0,35x_1$	0,516	0,497
D	NO _x	$y = 65,05 - 27,99x_1$	0,371	0,346

Objaśnienia/Explanations:

x_1 – prędkość wiatru /wind velocity,

x_2 – temperatura / temperature.

Literatura

- HRYNIEWICZ R., PRZYBYLSKA G. 1993: Actual and predicted air pollution and deposition rates of pollutants in north-eastern Poland. *Polish Journal of Ecology*, 1–2: 75–104.
- LYKOWSKI B., PRZEWOŻNICZUK W. 2003: Stężenie tlenu węgla w rejonie Ursynowa w 2001 i 2002 roku. *Przegląd Naukowy*, 2(27): 90–95.
- NOWICKA A., FILUŚ K., JAMIOŁKOWSKI A., PIETRZAK S. 1978: Badania przestrzennego rozkładu oraz sezonowych zmian zawartości pyłu sedymentacyjnego w powietrzu atmosferycznym Olsztyna i okolic. *Zeszyty Naukowe ART w Olsztynie*, 16: 215–220.
- ROGAŁSKI L., KONOPKA W., BĘŚ A. 2001: Zanieczyszczenie i ochrona powietrza w regionie Warmii i Mazur. Materiały Konferencji Naukowej „Kształtowanie środowiska” UWM w Olsztynie.
- Rozporządzenie Ministra Ochrony Środowiska Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 12 lutego 1990 r. (DzU nr 15, poz. 92).
- ZAŁUPKA M., SUWAŁSKA K., KABSUCH P. 1996: Dobowa zmienność zanieczyszczenia powietrza w górskim uzdrowisku na przykładzie Dusznik Zdroju. *Ochrona Powietrza i Problemy Odpadów*, 4: 128–134.

Summary

The effect of meteorological parameters on conditions of air pollution in Olsztyn. In the paper analysed connection between the most often contaminative substance (CO , NO_x , SO_2 and concentrated dust) and basic meteorological parameters (temperature, relative humidity, air-pressure, wind velocity and solar radiation). The study conducted on five measuring point situated in Olsztyn from the winter cycle. The coefficient of linear correlation was enumerated and the equations of multiple regression was formed on their basic. The statistical analy-

sis demonstrated essential relation temperature, wind velocity and relative humidity of air atmospheric condition. The small wind velocity, the low temperature and relative humidity provoked growing concentration of air pollution.

Authors' address:

Anna Nowicka, Iwona Rynkiewicz,
Ewa Dragańska, Monika Panfil
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Katedra Meteorologii i Klimatologii
10-718 Olsztyn, ul. Prawocheńskiego 21
Poland
i.rynkiewicz@uwm.edu.pl

Agnieszka BŁĘDZIŃSKA

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Zakład Meteorologii i Klimatologii

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Division of Meteorology and Climatology

Zależność odczynu wody opadowej pH od wysokości opadów atmosferycznych na stacji Ursynów-SGGW w latach 1998–2003

The relationship between the reaction of precipitation pH and amount precipitation in Ursynow-WAU in the years 1998–2003

Słowa kluczowe: opad atmosferyczny, chemizm opadów

Key words: precipitation, water chemistry

Wprowadzenie

W normalnej (czystej) atmosferze ma miejsce reakcja CO_2 z H_2O , w której wyniku powstaje H_2CO_3 (kwas węglowy). Efektem dysocjacji kwasu węglowego jest pojawienie się pewnego nadmiaru jonów wodorowych w atmosferze. Dlatego przy średnim stężeniu CO_2 w powietrzu, które wynosi 320 ppm, pH kropli wody, w temperaturze 15°C powinno wynosić 5,63, a w rzeczywistości wynosi 4,3–4,6. Ten lekko kwaśny odczyn opadów jest rezultatem zanieczyszczenia powietrza substancjami, które reagując z parą wodną i wodą,

tworzą kwasy. Główny udział w tworzeniu kwaśnych deszczy mają: dwutlenek siarki (w około 70%) i tlenki azotu (w około 30%). W Polsce Centralnej średnie roczne stężenie siarczanów wynosi około 3 mg/dm^3 , azotu azotanowego około $0,5 \text{ mg/dm}^3$, a azotu amonowego około 2 mg/dm^3 , (Dynowska 1993).

Jednym z głównych czynników wpływających na odczyn wody opadowej jest czas trwania opadu. Stopień kwasowości opadów układu się różnie w przypadku długotrwałego opadu frontowego i krótkotrwałego burzowego.

Badania nad związkiem między kwasowością opadów a wybranymi warunkami meteorologicznymi były prowadzone wcześniej w Puszczy Białowieskiej przez Malzahn (2000) i Żelaznego (2003).

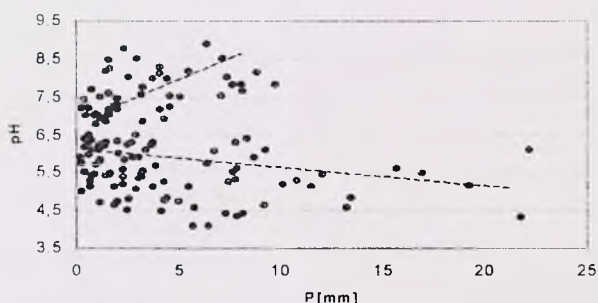
Material i metoda

Do opracowania wykorzystano dane meteorologiczne pochodzące ze stacji SGGW w Ursynowie, położonej w południowej części Warszawy, w odległości 9 km od centrum miasta. Były to wartości pH i wysokości opadów atmosferycznych. Woda opadowa zbierana była za pomocą lejka do naczynia gromadzącego wodę. Lejek i naczynie zostały wykonane z wysoko zagęszczonego polietylenu typu HDPE, który charakteryzuje się dużą odpornością na reakcje chemiczne, zachodzące między wodą a plastikiem. Opad zbierany był raz na dobę, a jego odczyn mierzony pehametrem HI9321 firmy Hanna Instruments. Wysokość opadu mierzona była standardowym deszczomierzem Hellmana.

Źródłem danych synoptycznych był *Codzienny Biuletyn Meteorologiczny* IMGW z lat 1998–2003. Na podstawie tych danych sporządzono kalendarz mas powietrza zalegających nad Warszawą oraz kalendarz frontów atmosferycznych przechodzących nad Warszawą. W tym celu prześledzono codzienne

sytuacje meteorologiczne dla poszczególnych lat.

Ważnym zjawiskiem w kształtowaniu się kwasowości opadów na danym obszarze jest napływ mas powietrza, które transportuje zanieczyszczenia i dlatego zbiór danych zawierających pH opadów atmosferycznych podzielono na dwa podzbiory. Pierwszy z nich zawierał dane o odczynie opadów frontowych (występujących w dniach, kiedy przez Warszawę przeszła strefa opadów związanych z przemieszczaniem się frontu). Drugi podzbiór zawierał dane o odczynie opadów wewnątrzmasowych (występujących w dniach, w których przez rozpatrywany rejon nie przemieszczały się fronty atmosferyczne). Dodatkowo materiał pomiarowy został podzielony na dane o opadach: o kwasowości – od wyraźnie podwyższonej do lekko obniżonej, o $\text{pH} < 6,5$ (dalej przyjęte jako kwaśne), oraz o opadach wykazujących kwasowość wyraźnie obniżoną, o $\text{pH} > 6,5$ (dalej przyjęte jako zasadowe). Podział ten został dokonany na podstawie rozkładu empirycznych wartości opadu (rys. 1). Z tego rozkładu wynika, że inny charakter związku dotyczy opadów kwaśnych, a inny zasadowych.



RYSUNEK 1. Zależność wskaźnika kwasowości pH od wysokości opadów frontowych w półroczach chłodnych 1998/1999–2002/2003

FIGURE 1. The relationship between acid-base indicator pH and amount precipitation frontal in winter half-year 1998/1999–2002/2003

W badaniach zależności między kwasowością opadów atmosferycznych a wysokością opadów w rejonie Ursynowa wykorzystano pomiary z okresu od kwietnia 1998 roku do października 2003 roku. Obliczenia wykonano dla okresów półrocznych, tzn. półrocza ciepłego (IV–IX) i chłodnego (X–III).

Związek między stopniem kwasowości opadów atmosferycznych pH a wysokością opadów został określony metodą regresji prostej. Regresja ta dopasowuje model relacji między jedną zmienną zależną a jedną zmienną niezależną za pomocą metody najmniejszych kwadratów (Statgraphic 1996). Jako zmienną zależną przyjęto wartość pH, a jako zmienną niezależną wysokość opadu. Wyniki obliczeń dla opadów frontowych przedstawiono w tabelach 1 i 3, a dla opadów wewnątrzmasowych w tabelach 2 i 4. Uzyskane najciekawsze wyniki badań zilustrowano graficznie (rysunki 2–5).

Wyniki badań

W tabeli 1 przedstawiono wybrane charakterystyki statystyczne wskaźnika kwasowości pH i wysokości opadów atmosferycznych frontowych. Na podstawie tych wartości można stwierdzić, że w półroczu ciepłym przeważały opady o odczynie zasadowym, natomiast w półroczu chłodnym – o odczynie kwaśnym. Średnie wartości pH opadów zasadowych i kwaśnych są zbliżone w półroczach ciepłych i chłodnych (odpowiednio 7,33 i 7,63 w przypadku opadów zasadowych oraz 5,51 i 5,45 kwaśnych). Średnia wysokość opadów dobowych w półroczach ciepłych była wyższa niż w półroczach chłodnych. Wartości odchylenia standardowego odczynu wody opadowej były mało zróżnicowane i wyniosły od 0,45 (opady o odczynie zasadowym zaobserwowane w półroczu chłodnym) do 0,63 (opady o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym). W przypadku wysokości opa-

TABELA 1. Niektóre charakterystyki statystyczne wskaźnika kwasowości pH i wysokości opadów atmosferycznych frontowych P [mm]

TABLE 1. Selected statistic acid-base indicator pH and amount precipitation frontal P [mm]

Półrocze Half-year	Odczyn opadu Reaction of precipitation	Liczeb- ność Count	Średnia Average		Odchylenie stan- dardowe Standard deviation		Amplituda Range	
			pH	P [mm]	pH	P [mm]	pH	P [mm]
Ciepłe Summer	kwaśny acid	65	5,51	9,41	0,63	7,57	3,73	55,3
Ciepłe Summer	zasadowy alkaline	82	7,33	9,15	0,57	9,86	2,28	55,3
Chłodne Winter	kwaśny acid	84	5,45	4,62	0,62	4,58	2,39	21,6
Chłodne Winter	zasadowy alkaline	51	7,63	3,62	0,45	8,58	2,95	12,8

dów wartości odchylenia standardowego były zbliżone i wyniosły około 8 mm, tylko dla opadów o odczynie kwaśnym, zaobserwowanych w półroczu chłodnym – 4,58 mm. Wartości amplitudy wskaźnika kwasowości były mało zróżnicowane i wyniosły od 2,28 (opady o odczynie zasadowym) do 3,73 (opady o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym). Natomiast amplituda wysokości opadu dobowego wyniosła od 12,8 mm, w przypadku opadów o odczynie zasadowym zaobserwowanych w półroczu chłodnym, do 55,3 mm dla opadów zaobserwowanych w półroczu ciepłym.

W tabeli 2 przedstawiono wybrane charakterystyki statystyczne wskaźnika kwasowości pH i wysokości opadów atmosferycznych wewnątrzmasowych. Na podstawie tych wartości można stwierdzić, że zarówno w półroczu ciepłym, jak i chłodnym przeważały opady o odczynie kwaśnym. Średnie wartości pH opadów kwaśnych wyniosły około 5,30, a zasadowych 7,42 w półroczu chłodnym. Wartości odchylenia stan-

dardowego odczynu wody opadowej były mało zróżnicowane i wyniosły od 0,61 (opady o odczynie kwaśnym w półroczu chłodnym) do 0,84 (opady o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym). Wartości odchylenia standardowego wysokości opadów były zbliżone i wyniosły około 3 mm, a jedynie w przypadku opadów o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym – 8,37 mm. Wartości amplitudy odczynu wody opadowej pH były mało zróżnicowane i wyniosły około 3. Amplituda wysokości opadu była znacznie zróżnicowana i wyniosła od 10,3 mm (opady o odczynie zasadowym w półroczu chłodnym) do 35,4 mm (opady o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym).

W tabeli 3 przedstawiono charakterystyki statystyczne analizy regresji opadów frontowych. Współczynnik korelacji (r) wskaźnika kwasowości z wysokością opadu w przypadku półroczu chłodnych wyniósł –0,41 dla opadu o odczynie kwaśnym (rys. 2) i 0,62 dla opadu o odczynie zasadowym (rys. 3).

TABELA 2. Niektóre charakterystyki statystyczne wskaźnika kwasowości pH i wysokości opadów atmosferycznych wewnątrzmasowych P [mm]

TABLE 2. Selected statistic acid-base indicator pH and amount precipitation inside air-mass P [mm]

Półrocze Half-year	Odczyn opadu Reaction of precipi- tation	Liczeb- ność Count	Średnia Average		Odchylenie standar- dowe Standard deviation		Amplituda Range	
			pH	P [mm]	pH	P [mm]	pH	P [mm]
Ciepłe Summer	kwaśny acid	43	5,29	9,63	0,84	8,37	3,13	35,4
Ciepłe Summer	zasadowy alkaline	25	7,36	4,17	0,69	3,05	2,5	12,8
Chłodne Winter	kwaśny acid	46	5,31	4,42	0,61	3,96	2,28	18,1
Chłodne Winter	zasadowy alkaline	17	7,42	3,15	0,67	2,78	2,22	10,3

TABELA 3. Charakterystyki statystyczne analizy regresji pH i opadów atmosferycznych frontowych
TABLE 3. Regression statistic analysis pH and amount precipitation frontal

Półrocze Half-year	Odczyn opadu Reaction of precipitation	r	R ² -100	F	p
Ciepłe Summer	kwaśny acid	0,15	2,4	1,54	0,2191
Ciepłe Summer	zasadowy alkaline	0,28	7,8	6,78	0,0111
Chłodne Winter	kwaśny acid	-0,41	16,6	16,29	0,0001
Chłodne Winter	zasadowy alkaline	0,62	38,6	30,8	0,0000

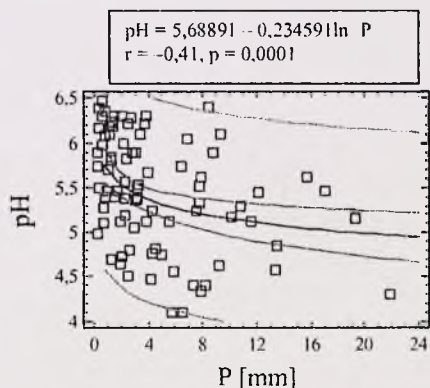
Objaśnienia/Explanations:

r – współczynnik korelacji / correlation coefficient,

R² – współczynniki determinacji / determination coefficient,

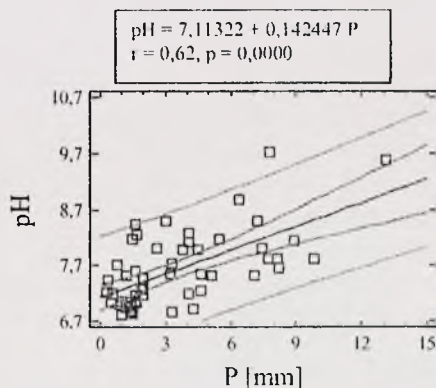
F – test Fishera-Snedecora / Fisher-Snedecore test,

p – poziom istotności / p-value.



RYSUNEK 2. Zależność wskaźnika kwasowości pH od wysokości opadów frontowych o odczynie kwaśnym w półroczu chłodnym
FIGURE 2. The relationship between acid-base indicator pH and amount precipitation frontal with acid reaction in winter half-year

Wartość testu Fishera-Snedecora dla powstałych równań wyniosła odpowiednio 16,3 (co odpowiada poziomowi istotności 0,0001) i 30,8 (co odpowiada poziomowi istotności 0,0000). W półroczu ciepłym współczynnik korelacji wyniósł 0,28 (co odpowiada poziomowi



RYSUNEK 3. Zależność wskaźnika kwasowości pH od wysokości opadów frontowych o odczynie zasadowym w półroczu chłodnym
FIGURE 3. The relationship between acid-base indicator pH and amount precipitation frontal with alkaline reaction in winter half-year

istotności 0,0111) w przypadku opadów o odczynie zasadowym i 0,15 opadów o odczynie kwaśnym (nie osiągając 5% poziomu istotności statystycznej).

W tabeli 4 przedstawiono charakterystyki statystyczne analizy regresji dla opadów wewnątrzmasowych. W przy-

padku opadów o odczynie zasadowym współczynnik korelacji wskaźnika kwasowości z wysokością opadu wyniósł 0,49 w półroczu chłodnym (rys. 4) i 0,64 w półroczu ciepłym (rys. 5). Wartości testu Fishera-Snedecora użytych równań wyniosły odpowiednio 4,6 (co odpowiada poziomowi istotności 0,0484) i 15,7 (co odpowiada poziomowi istotności 0,0006). W przypadku opadów o odczynie kwaśnym równania nie są istotne statystycznie (wartość testu Fishera-Snedecora wyniosła 2,38 dla opadów w półroczu ciepłym i 2,11 w półroczu chłodnym).

Wnioski

Ważnym zjawiskiem w kształtowaniu się kwasowości opadów na danym obszarze jest napływ powietrza, które transportuje zanieczyszczenia, i dlatego konieczne jest przeprowadzenie podziału na opady frontowe i wewnątrzmasowe. Zaobserwowano także, że inny charakter związku pomiędzy odczynem a wysokością opadu zachodzi przy od-

czynie kwaśnym, a inny przy odczynie zasadowym (rys. 1). W związku z czym konieczne jest badanie omawianych zależności oddzielnie dla opadu o $\text{pH} < 6,5$ i $\text{pH} > 6,5$.

Najwyższe współczynniki korelacji (r) pomiędzy pH i wysokością opadu wyniosły 0,64 (opady wewnątrzmasowe o odczynie zasadowym zaobserwowane w półroczu ciepłym) i 0,62 (opady frontowe o odczynie zasadowym zaobserwowane w półroczu chłodnym).

W przypadku opadów frontowych o odczynie kwaśnym w półroczu ciepłym i opadów wewnątrzmasowych, kwaśnych zaobserwowanych w obydwu półroczach omawiany związek nie osiąga poziomu istotności statystycznej 5% (tab. 3 i 4).

W przypadku opadów o odczynie zasadowym stopień kwasowości pH był dodatnio skorelowany z wysokością opadu, co oznacza, że w przypadku opadów o pH powyżej 6,5 – im opad jest wyższy, tym jego odczyn jest bardziej zasadowy.

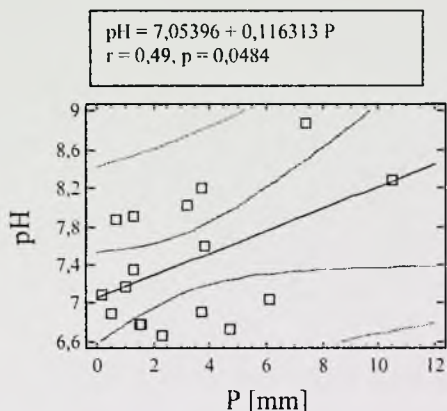
W przypadku opadów o odczynie kwaśnym stopień kwasowości pH był

TABELA 4. Charakterystyki statystyczne analizy regresji pH i opadów atmosferycznych wewnątrzmasowych

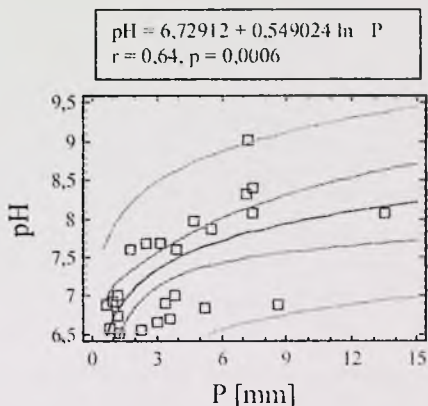
TABLE 4. Regression statistic analysis pH and amount precipitation inside air mass

Półroczie Half-year	Odczyn opadu Reaction of precipitation	r	$R^2 \cdot 100$	F	p
Ciepłe Summer	kwaśny acid	0,24	5,6	2,38	0,1306
Ciepłe Summer	zasadowy alkaline	0,64	40,6	15,74	0,0006
Chłodne Winter	kwaśny acid	-0,21	4,57	2,11	0,1539
Chłodne Winter	zasadowy alkaline	0,49	23,5	4,62	0,0484

Objaśnienia jak w tabeli 3./ Explanations like in table 3.



RYSUNEK 4. Zależność wskaźnika kwasowości pH od wysokości opadów wewnętrzmasowych o odczynie zasadowym w półroczu chłodnym
FIGURE 4. The relationship between acid-base indicator pH and amount precipitation inside air-mass with alkaline reaction in winter half-year



RYSUNEK 5. Zależność wskaźnika kwasowości pH od wysokości opadów wewnętrzmasowych o odczynie zasadowym w półroczu ciepłym
FIGURE 5. The relationship between acid-base indicator pH and amount precipitation inside air-mass with alkaline reaction in summer half-year

ujemnie skorelowany z wysokością opadu co oznacza, że w przypadku opadów o pH poniżej 6,5 – im opad jest wyższy, tym jego odczyn jest bardziej kwaśny (tab. 3 i 4).

Literatura

- BIŁĘDZIŃSKA A. 2003: Związek między kwasowością opadów atmosferycznych a kierunkiem napływu mas powietrza w rejonie Ursynowa. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 27:105–113.
- DYNOWSKA I. 1993: Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Wydawnictwo UJ, Kraków.
- MALZAHN E. 2000: Kwaśne deszcze w Puszczy Białowieskiej jako kryterium zagrożenia środowiska leśnego. Prace IBL seria A, 4: 53–72.
- Statgraphics Plus for Windows, 1996. Wydawnictwo ABB Poland, Kraków.
- ŻELAZNY M. 2003: Wpływ warunków meteorologicznych na skład chemiczny opadu atmosferycznego (całkowitego). *Przegl. Geol.*, 51: 948–949.

Summary

The relationship between the reaction of precipitation pH and amount precipitation in Ursynow WAU in the years 1998–2003. The research was realized in the period from April 1998 to October 2003. Research showed different characteristics of relationship between amount precipitation and reaction of precipitation for acid reaction and alkaline reaction. Degree of pH is positively related with amount precipitation in case of alkaline reaction and negatively related in case of acid reaction. Highest degree of correlation r between pH and height of precipitation is 0,64 (precipitation inside air mass of alkaline reaction in summer half-year periods) and 0,62 (precipitation frontal of alkaline reaction in winter half-year periods).

Author's address:

Agnieszka Błędzinska
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
Zakład Meteorologii i Klimatologii
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Katarzyna ROZBICKA

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska

Department of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation

Wstępne wyniki badań nad stężeniem tlenków azotu NO_x (NO, NO₂) w powietrzu w Warszawie-Ursynowie

Introductory results on the study concerning of oxides of nitrogen NO_x (NO, NO₂) concentration in Warsaw-Ursynów

Słowa kluczowe: tlenki azotu, stężenie tlenku i dwutlenku azotu

Key words: oxides of nitrogen, monoxide and dioxide nitrogen concentration

Wprowadzenie

W chemii środowiska przez tlenki azotu, oznaczane ogólnie jako NO_x, rozumie się w zasadzie dwa tlenki: dwutlenek azotu (NO₂) i tlenek azotu (NO) wraz z liczną grupą pochodnych – podtlenek azotu (N₂O), trójtlenek azotu (N₂O₃), czterotlenek azotu (N₂O₄), pięciotlenek azotu (N₂O₅).

Naturalnymi źródłami tlenków azotu (NO, NO₂, N₂O) w atmosferze są wybuchy wulkanów, procesy zachodzące w glebie i w oceanach w ramach obiegu azotu w przyrodzie, fotoutlenianie zawartego w powietrzu azotu. W skali globalnej ilość produkowanych w sposób naturalny tlenków azotu znacznie przewyższa emisje ze źródeł antropogenicznych, jednakże wartość stę-

żenia tak zwanego tła w powietrzu, wynikająca z procesów naturalnych, jest niewielka, ponieważ naturalnie wytwarzane tlenki azotu są rozprzestrzeniane nad całą kulą ziemską. Źródłem antropogennej emisji NO i NO₂ jest spalanie w wysokiej temperaturze paliw kopalnych (w źródłach stacjonarnych i w silnikach samochodowych).

Tlenek azotu (NO) jest wytwarzany w reakcji syntezy w warunkach naturalnych podczas wylądowań atmosferycznych:

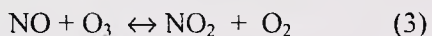


Coraz większe jego ilości powstają jednak w procesach spalania paliw stałych i płynnych, a więc zarówno w instalacjach energetycznych, jak i silnikach spalinowych. Reakcja (1) przebiega w wysokiej temperaturze (powyżej 1480 K) i stanowi uboczną reakcję procesu spalania.

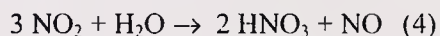
W atmosferze NO ulega utlenieniu do dwutlenku azotu (NO₂):



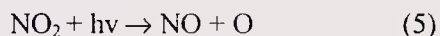
Reakcji (2) sprzyja niska temperatura i wysokie stężenie tlenu. Warunki te spełnione są za wylotem komina. Utlenianie tlenem cząsteczkowym O_2 jest reakcją samorzutną, której szybkość zależy od stężenia NO. Przy stężeniach normalnie występujących w powietrzu reakcja jest bardzo wolna, lecz przebiega znacznie szybciej, jeżeli utleniaczem jest ozon (O_3), wytworzony w reakcjach fotochemicznych:



Szybkość tej reakcji jest proporcjonalna do stężenia reagentów. Reakcja (3) jest najszybszą spośród innych reakcji związków azotu w powietrzu. W warunkach rzeczywistych, już w niewielkiej odległości od emitora, w atmosferze przeważa NO_2 . Powstały dwutlenek azotu ulega dalszym przemianom wtórnym, a mianowicie reakcji z wodą:



oraz fotolizie



W reakcji (4) powstaje kwas azotowy, który jest drugim, oprócz kwasu siarkowego, składnikiem kwaśnych deszczów, natomiast reakcja (5) zapoczątkowuje nowy cykl reakcji rodnikowych, w tym zwłaszcza reakcji tworzenia ozonu. Zanieczyszczenia organiczne oraz tlenki azotu są podstawowymi substratami w reakcjach powstawania tzw. smogu fotochemicznego, który jest mieszaniną gazów powstałą w wyniku reakcji fotochemicznych. (Zieliński 2002). Wystąpienie smogu jest związane z silnym zanieczyszczeniem powietrza węglowodorami i tlenkami azotu.

Typowymi warunkami do powstania smogu są: promieniowanie słoneczne, wysoka temperatura powietrza ($25-35^\circ C$), wilgotność względna (poniżej 70%) i mała prędkość wiatru (poniżej 2 m/s). Stężenie smogu zależy od pory dnia i największe występuje we wczesnych godzinach popołudniowych w okresie od lipca do października (Juda i Chrościel 1980).

W rejonie Warszawy można wyróżnić punktowe i liniowe źródła emisji. Punktowe źródła emisji to: elektrociepłownie, ciepłownie i kotłownie lokalne. Największe elektrociepłownie to: „Żerań”, „Powiśle”, „Pruszków”, „Kawęczyn”, „Siekierki” oraz ciepłownia „Wola”, które spalają paliwo stałe i są zaopatrzone w kominy o wysokości przekraczającej 100 m. Emitory te wyrzucają spaliny z prędkością $15-20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i w związku z tym mają duży zasięg oddziaływania, dochodzący do 150–200 km. Ciepłownie przemysłowe i osiedlowe są wyposażone w kominy o wysokości 30–100 m, a zasięg ich oddziaływania zawiera się w granicach 5–20 km, co w znacznie mniejszym stopniu wpływa na kształtowanie się stężenia NO_x w rejonie Ursynowa. Kotłownie lokalne są źródłem emisji niskiej, o wysokości 15–20 m i zasięgu oddziaływania sięgającym kilkuset metrów. Tak mały zasięg związany jest z niewielką prędkością wylotu spalin, sięgającą $2-3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Źródła tego typu uważane są za bardzo uciążliwe ze względu na niskie położenie wylotu spalin oraz ze względu na całkowity brak urządzeń oczyszczających (Stępniewska i Szafranek 2002).

Źródłami liniowymi powodowanymi przez potok samochodów są ulice. W miastach źródła liniowe stanowią

50–70% tlenków azotu. Ich emisja jest szczególnie szkodliwa dla zdrowia, ponieważ odbywa się na poziomie drogi, czyli na poziomie oddychania. Obecnie niepokojąca jest tendencja rosnąca emisji NO_x z sektora transportu, spowodowana szybkim wzrostem liczby pojazdów i brakiem możliwości upłynięcia ruchu szczególnie w miastach. Natomiast emisja NO_x ze źródeł energetycznych wykazuje tendencję malejącą w związku ze stosowaniem nowych technologii spalania. Za sprawą źródeł ruchomych, które emitują spaliny do przypowierzchniowej warstwy atmosfery, oraz znacznej koncentracji źródeł stacjonarnych, stężenie NO_x jest często większe niż SO_2 . Ukształtowanie oraz poszczególne elementy pokrycia terenu zwiększające jego szorstkość aerodynamiczną stanowią opór dla przesuwających się mas powietrza i wywołują lokalne, wysokie stężenia zanieczyszczeń.

Material i metoda

Na automatycznej stacji monitoringu atmosfery Warszawa-Ursynów SGGW prowadzone są ciągłe pomiary stężenia NO , NO_2 i NO_x w powietrzu atmosferycznym. Pomiary wykonywane są metodą chemiluminescencyjną (zalecaną przez WMO) za pomocą analizatora 200A firmy MLU. Połączony jest on z rejestratorem, który gromadzi dane z 10-minutowym krokiem czasowym. Stacja od 2001 roku została włączona do Mazowieckiego Systemu Oceny Jakości powietrza w ramach Programu PHARE 2000 i spełnia międzynarodowe

normy oceny poziomów substancji w powietrzu.

Do opracowania wykorzystano wartości średnie terminowe codzinne (średnie 10-minutowe wartości poprzedzające pełną godzinę) stężeń NO i NO_2 , temperatury powietrza na 2 m n.p.g. oraz wilgotność względną na 20 m n.p.g. (czerpnia poboru prób badanego powietrza znajduje się na wysokości 11 m n.p.g.) ze stacji Ursynów-SGGW z okresu 1 IV 2001 r. – 31 III 2002 r.

Wykonano następujące obliczenia:

- średnie godzinne stężenie NO , NO_2 oraz średnia godzinna wartość temperatury powietrza i wilgotności powietrza,
- średnie dobowe stężenie NO , NO_2 , średnia temperatura powietrza i wilgotność powietrza,
- średnie miesięczne stężenie NO , NO_2 , średnia miesięczna temperatura powietrza i wilgotność powietrza.

Na tej podstawie wykonano charakterystyki:

- przebiegu dobowego średnich godzinnych stężeń NO , NO_2 , temperatury powietrza i wilgotności względnej dla poszczególnych miesięcy (wybrano charakterystyczne wykresy) – rysunek 1,
- przebiegu miesięcznego średnich dobowych stężeń NO , NO_2 i temperatury powietrza (wybrano charakterystyczne wykresy) – rysunek 2,
- przebiegu rocznego średnich miesięcznych stężeń NO , NO_2 i temperatury powietrza – rysunek 3,
- średniego miesięcznego stężenia NO , NO_2 , średniej miesięcznej temperatury i wilgotności powietrza – tabela 1,

- rozkładu częstości stężenia NO, NO₂ dla półrocza ciepłego (IV–IX) i chłodnego (X–III) – rysunek 4,
- zależności stężenia NO i NO₂ od temperatury powietrza i wilgotności powietrza (na podstawie średnich dobowych wartości) dla okresu V–VIII – tabela 2,
- zależności stężenia NO i NO₂ od temperatury powietrza i wilgotności powietrza (na podstawie wartości z godziny 13.00) dla lata (VI–VIII 2001 r.) i zimy (XII–II 2001/2002 r.) – tabela 2.

Wyniki

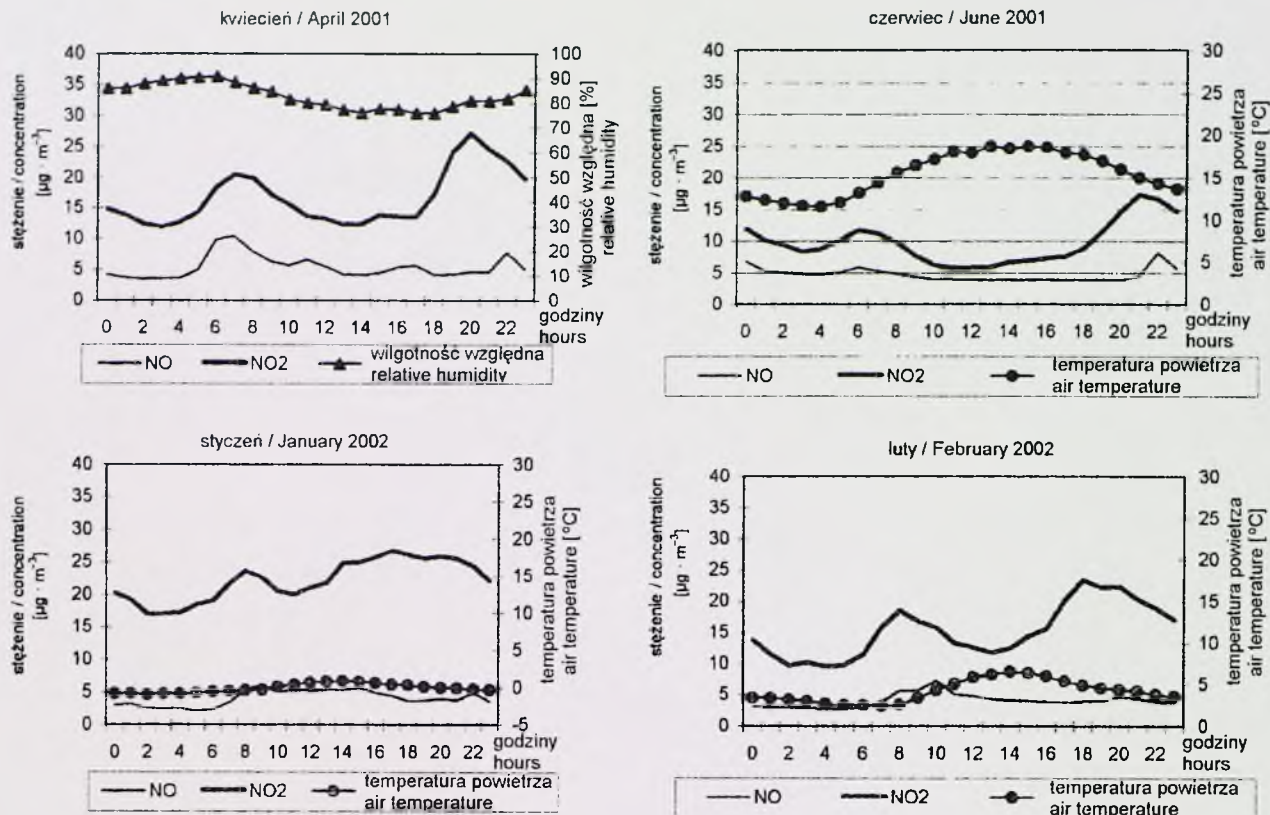
W analizowanym okresie 1 IV 2001 rok – 31 III 2002 rok na stacji Ursynów-SGGW średnie miesięczne wartości stężenia NO w ciągu roku wahały się nieznacznie, bo od 4,1 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w styczniu do 7,5 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w październiku, natomiast stężenia NO₂ wahały się w szerszym zakresie – od 8,5 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w sierpniu do 26,8 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w październiku. Średnie roczne (1 IV 2001–31 III 2002) stężenie dla NO wyniosło 5,2 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, a dla NO₂ – 15,9 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowi 40% dopuszczalnej normy (tab. 1, rys. 3). Dopuszczalny poziom stężenia NO₂ dla roku kalendarzowego ze względu na ochronę zdrowia ludzi wynosi 40 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W Warszawie w 2001 roku poziom stężenia NO₂ wahał się w dość szerokich granicach, w zależności od regionu, (3–66 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), co stanowi od 8 do 165% dopuszczalnej normy, a na Ursynowie-SGGW średnie roczne stężenie NO₂ za rok 2001 wyniosło 18,2 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowi 46% dopuszczalnej normy dla tego okresu. W półroczu chłodnym

(I IX 2001 r. – 31 III 2002 r.) stężenie NO₂ było wyższe o 23% od stężenia NO₂ w półroczu ciepłym (1 IV – 30 IX 2001 r.) i wynosiło odpowiednio 19,6 i 12,3 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Natomiast różnica stężeń NO w obu półroczach była nieznaczna i wyniosła zaledwie 4%.

Przypuszcza się, że wzrost stężenia dwutlenku azotu w półroczu chłodnym uwarunkowany spalaniem paliw dla celów grzewczych jest częściowo niwelowany przez spadek emisji ze źródeł mobilnych, gdyż w sezonie zimowym natężenie ruchu samochodowego jest niższe w porównaniu z okresem letnim (Łykowski i Przewoźniczuk 2002).

Najwyższe maksymalne jednogodzinne wartości stężenia były zbliżone i wynosiły: dla NO – 117,5 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w listopadzie, a dla NO₂ – 179,1 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ w grudniu. Dopuszczalny poziom stężenia NO₂ jednogodzinnego wynosi 200 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W Warszawie-Ursynowie stężenie maksymalne jednogodzinne za 2001 rok wyniosło 119,9 $\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. W analizowanym okresie poziom dopuszczalny tego stężenia nie został przekroczony ani razu.

Na rysunku 1 przedstawiono przebieg dobowy stężenia NO, NO₂ i temperatury powietrza na podstawie średnich godzinnych wartości (przedstawiono wybrane przebiegi dobowe). W dobowym przebiegu NO₂ można wskazać dwa maksima: ranne (w godzinach 7.00–8.00) i popołudniowe (w godzinach 17.00–18.00), odpowiadające szczytom komunikacyjnym. W półroczu chłodnym, zwłaszcza w najchłodniejszych miesiącach (grudzień, styczeń) prawidłowość ta nie występuje. Występuje maksimum ranne, natomiast od godziny 13.00 zaznacza się powolny



RYСУNEK 1. Przebieg dobowy średnich godzinnych stężeń NO, NO₂ i średniej temperatury powietrza oraz wilgotności względnej w wybranych miesiącach z okresu 1 IV 2001 r. – 31 III 2002 r. w Warszawie-Ursynowie SGGW

FIGURE 1. Daily course of hours mean of the concentration NO, NO₂, mean air temperature and relative humidity in selected months in period 1 IV 2001 r. – 31 III 2002 r. in Warsaw-Ursynów WAU

wzrost NO_2 , który utrzymuje się na stałym poziomie do późnych godzin wieczornych. Podwyższone wartości obserwuje się również w nocy. Przebieg dobowy NO jest bardzo wyrównany z lekko zaznaczającym się wzrostem stężenia NO w godzinach rannych (6.00–

–7.00), nie występują wyraźniejsze różnicowania w poszczególnych miesiącach. Dobowe stężenia NO są niższe od stężeń NO_2 , a różnica między nimi jest większa w chłodnej porze roku.

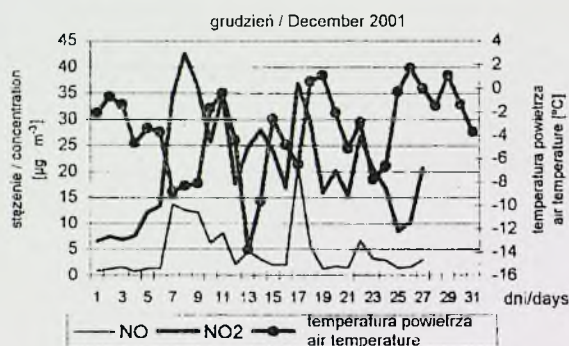
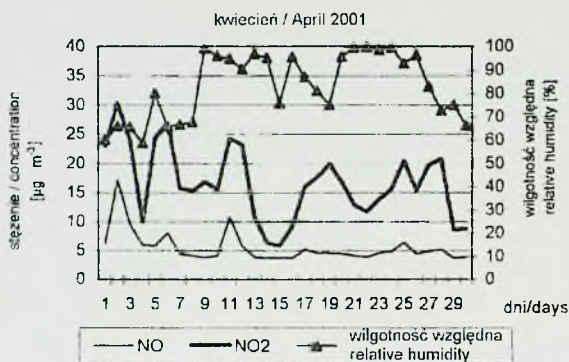
Prawdopodobnie przebieg tych zmian zależy od natężenia promieniowania słonecznego i ruchu ulicznego. Za Fyzykochemiczną analizą... (1997) można skomentować to w następujący sposób: przed świtem poziom NO i NO_2 jest stały, nieco ponad dobowe minimum. Wraz ze zwiększeniem się natężenia ruchu samochodowego (w godzinach 6.00–8.00), wzrasta gwałtownie poziom NO, natomiast wraz ze wzrostem promieniowania słonecznego następuje wzrost NO_2 związany ze wzmożoną konwersją pierwotnego NO do wtórnego NO_2 . Następnie w godzinach 7.00–11.00 następuje spadek stężenia NO praktycznie do zera i zaczyna powoli wzrastać dopiero, gdy zmniejsza się promieniowanie słoneczne i spada natężenie ruchu samochodowego (w godzinach 17.00–18.00). Mamy tu do czynienia zarówno z szybką zmianą stężeń tlenu i dwutlenku azotu, jak i wynikającą z tego zmianą składu tych zanieczyszczeń w powietrzu atmosferycznym. Zmiany te zależą w pierwszej kolejności od pory dnia (promieniowania słonecznego) oraz ruchu samochodowego.

Na rysunkach 2 i 3 przedstawiono wybrane przebiegi miesięczne i prze-

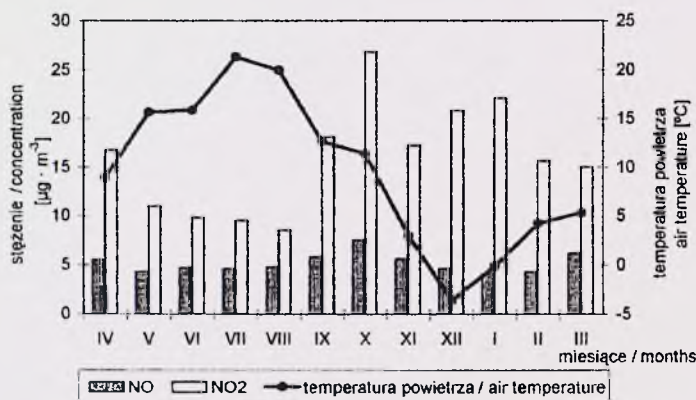
bieg roczny stężeń NO i NO_2 , temperatury powietrza i wilgotności powietrza, natomiast w tabeli 1 zostały przedstawione średnie miesięczne wartości temperatury powietrza i wilgotności powietrza. W analizowanym okresie najcieplejszym miesiącem był lipiec ($21,4^\circ\text{C}$), a najchłodniejszym grudzień ($-3,6^\circ\text{C}$), przy średniej rocznej (I IV 2001 r.–31 III 2002 r.) temperaturze powietrza $9,6^\circ\text{C}$. Średnia miesięczna wilgotność powietrza w analizowanym okresie wahała się od 66.6% w sierpniu do 89.6% w styczniu, przy średniej dla całego okresu 83,5%.

Rozkład częstości stężenia NO i NO_2 przedstawiono dla półroczy ciepłego i chłodnego na rysunku 4. W półroczu ciepłym najczęściej (95 przypadków) występowało stężenie NO w przedziale $4,1\text{--}6,0\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, stanowi to 51,9% wszystkich przypadków pomiarów stężenia NO w tym półroczu, przy średnim stężeniu $5,0\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ dla tego okresu. Dla NO_2 najczęściej (69 przypadków) występowały stężenia w przedziale $7,1\text{--}11,0\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowi 37,9% przy średnim stężeniu $12,3\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ dla tego okresu. Natomiast w półroczu chłodnym dla NO najczęściej (45 razy) występowały stężenia w przedziale $2,1\text{--}4,0\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowi 26,3% przy średnim stężeniu $5,4\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, a w przypadku NO_2 najczęściej (34 razy) występują w przedziale $7,1\text{--}11,0\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowi 20,1% przy średnim stężeniu $19,6\text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, dla tego półroczu.

Związek stężenia NO i NO_2 (na podstawie średnich dobowych wartości) z temperaturą powietrza obliczono dla okresu ciepłego (V–VIII) z wyjątkiem IV i IX, które zaliczane są do okresu grzewczego. Równanie istotne uzyskano



RYСУNEK 2. Przebieg miesięczny średnich dobowych stężeń NO i NO₂, temperatury powietrza i wilgotności względnej w kwietniu i grudniu 2001 r. w Ursynowie SGGW
 FIGURE 2. Monthly course of daily means of concentration NO, NO₂, air temperature and relative humidity in April and December in Ursynów WAU



RYСУNEK 3. Przebieg roczny średnich miesięcznych stężeń NO, NO₂ i temperatury powietrza od 1 IV 2001 r. do 31 III 2002 r. w Ursynowie SGGW
 FIGURE 3. Yearly course of monthly means of concentration NO, NO₂ and air temperature since 1 IV 2001 to 31 III 2002 in Ursynów WAU

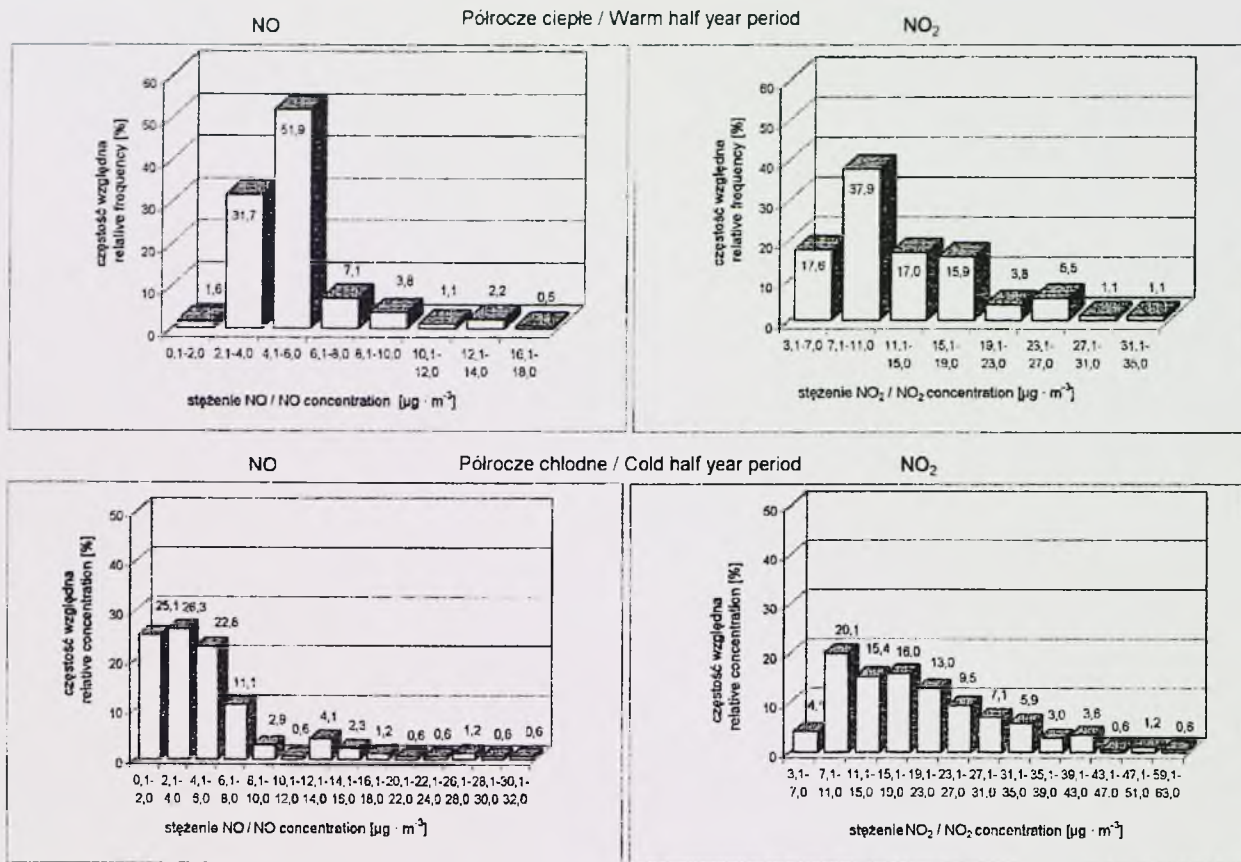
TABELA 1. Średnie miesięczne stężenia NO, NO₂, temperatura powietrza i wilgotność względna w okresie I IV 2001 r. – 31 III 2002 r., Ursynów SGGW

TABLE 1. Monthly means of concentration NO, NO₂, air temperature and relative humidity in period I IV 2001– 31 III 2002, Ursynów WAU

Miesiąc Month	NO		NO ₂		t	f
	µg · m ⁻³	max 1 h	µg · m ⁻³	max 1 h	°C	µg · m ⁻³
IV	5,5	111,3	16,7	73,5	8,9	83,3
V	4,3	60,2	11	42,3	15,6	68,6
VI	4,7	76,3	9,8	53,4	15,9	79,5
VII	4,6	70,2	9,5	61,2	21,4	73,9
VIII	4,8	63,2	8,5	38,1	20,0	66,6
IX	5,8	106,1	18,1	81,5	12,6	84,5
X	7,5	95,8	26,8	120,3	11,4	83,6
XI	5,6	117,5	17,2	60,3	3,0	84,1
XII	4,6	87,5	20,8	179,1	-3,6	89,0
I	4,1	73,9	22,1	93,2	-0,1	89,6
II	4,3	47,1	15,6	72,7	4,3	80,4
III	6,2	80,3	15,0	59,7	5,4	74,6
Średnia/Mean IV 01 r. – IX 02 r.	5,2		15,9		9,6	79,8
Średnia/Mean IV – IX 2001 r.	5,0		12,3		15,7	76,1
Średnia/Mean X 01 r. – III 02 r.	5,4		19,6		3,4	83,5

dla stężenia NO₂ i temperatury powietrza $r_{adj}^2 = 0,0322$. Ponadto obliczono związki dla wszystkich wartości z godziny 13.00 dla okresu lata (VI–VIII) i zimy (XII–II) i uzyskano istotne równania między stężeniem NO₂ lub NO, a temperaturą powietrza (tab. 2). Pierwsze równanie otrzymano dla stężenia NO₂ i temperatury powietrza dla lata $r = -0,191$; $r^2 = 0,0366$, drugi dla zimy między stężeniem NO₂ a temperaturą powietrza $r = -0,359$; $r^2 = 0,1294$, a trzeci dla zimy między stężeniem NO a temperaturą powietrza $r = -0,333$; $r^2 = 0,111$. We wszystkich równaniach występuje charakterystyczny spadek stężenia NO₂ lub NO wraz ze wzrostem temperatury i odwrotnie.

Natomiast pomiędzy stężeniem NO, NO₂ a wilgotnością powietrza nie uzyskano istotnego związku dla okresu V–VIII. Otrzymano istotne równania (na podstawie danych z godziny 13.00) dla lata (VI–VIII) i zimy (XII–II). W okresie lata zanotowano dwa istotne równania: między stężeniem NO₂ a wilgotnością powietrza $r = 0,349$, $r^2 = 0,1222$ oraz między stężeniem NO a wilgotnością powietrza $r = 0,263$, $r^2 = 0,0692$. W okresie zimy widać zależność dla stężenia NO₂ i wilgotności powietrza $r = 0,188$, $r^2 = 0,0353$ (tab. 2). We wszystkich równaniach występuje charakterystyczny wzrost stężenia wraz ze wzrostem wilgotności powietrza i odwrotnie.



RYSUNEK 4. Rozkład częstości względnej stężeń NO i NO₂ w półroczu ciepłym i chłodnym w okresie 1 IV 2001 r. –31 III 2002 r., Ursynów SGGW
 FIGURE 4. Relative frequency distribution of NO and NO₂ concentration for warm and cold half year period 1 IV 2001–31 III 2002, Ursynów WAU

TABELA 2. Równania zależności między stężeniem dwutlenku i tlenku azotu a temperaturą i wilgotnością powietrza w Warszawie-Ursynowie
TABLE 2. Relationship equation between nitrogen dioxide and nitrogen monoxide and air temperature and air humidity in Warsaw-Ursynów

Okres Period	Zmienna zależna Depen- dent variable (y)	Zmienna niezależna Indepen- dent variable (x)	Równanie / Equation	r^2_{adj}	r	r^2	F
V-VIII 2001	NO ₂	t	$y = -3,65414 + 1,5743x + -0,0442427x^2$	0,0322		0,0481	3,03
VI-VIII 2001	NO ₂	t	$y = 9,95481 - 0,148178x$		-0,191	0,0366	3,42
XII-II 2001/2002	NO ₂	t	$y = 19,5745 - 0,653128x$		-0,359	0,1294	12,19
XII-II 2001/2002	NO	t	$y = 5,33887 - 0,208642x$		-0,333	0,1109	10,23
VI-VIII 2001	NO ₂	f	$y = 2,42709 + 0,0769571x$		0,349	0,1222	11,27
VI-VIII 2001	NO	f	$y = 3,65732 + 0,0138908x$		0,263	0,0692	6,02
XII-II 2001/2002	NO ₂	f	$y = 7,66046 + 0,134032x$		0,188	0,0353	3,00

Oznaczenia/Explanations:

NO, NO₂ – stężenie tlenku i dwutlenku azotu / nitrogen dioxide and nitrogen monoxide concentration [$\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$],

t – temperatura powietrza / air temperature [$^{\circ}\text{C}$],

f – wilgotność powietrza / air humidity [%],

r – współczynnik korelacji / correlation coefficient,

r^2 – współczynnik determinacji / determination coefficient,

r^2_{adj} – współczynnik determinacji adjustowany / adjusted determination coefficient,

F – empiryczna wartość testu istotności F Fishera-Snedecora / empirical value of F Fisher-Snedecore test

Obliczone współczynniki korelacji nie osiągały znaczących wartości. Dla związku między stężeniem NO, NO₂ a temperaturą powietrza zanotowano wyższe współczynniki zimą niż latem, a odwrotnie (wyższe latem niż zimą) w przypadku związku stężenia NO i NO₂ z wilgotnością powietrza. Przy czym współczynniki korelacji dla związku z temperaturą są ujemne (przy wzroście temperatury powietrza wystę-

puje spadek stężenia NO, NO₂ i odwrotnie), a dla związku z wilgotnością powietrza dodatnie (przy spadku wilgotności powietrza występuje spadek stężenia NO, NO₂). Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Na podstawie badań Drzenieckiej i in. 2000 można powiedzieć, że wzrost koncentracji zanieczyszczeń powietrza zimą notuje się przy napływie chłodnego i wilgotnego powietrza, gdy pogoda

jest mglistą z niskim pułapem chmur (głównie typu stratus), przy małych prędkościach wiatru ($< 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Dodatkowym czynnikiem jest znaczne ochłodzenie, które przyczynia się do zwiększenia zużycia energii. Nisko położone chmury stratus, ograniczając dopływ promieniowania, utrudniają usuwanie związków na drodze przemian fotochemicznych.

Wnioski

Na podstawie uzyskanych wyników badań można stwierdzić, że:

1. Średnie roczne stężenie NO_2 wyniosło $15,9 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowiło 40% dopuszczalnej normy ($D_a = 40 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$), dla Ursynowa SGGW w 2001 roku wyniosło $18,2 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, co stanowiło 46% dopuszczalnej normy. Natomiast dla NO stężenie średnie roczne wyniosło $5,2 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.
2. W półroczu chłodnym stężenie NO_2 było wyższe o 23% od stężenia w półroczu ciepłym, a stężenie NO odpowiednio o 4%.
3. Zmiany dobowe stężenia NO i NO_2 zależą w pierwszej kolejności od pory dnia (promieniowania słonecznego) oraz od natężenia ruchu samochodowego.
4. W rozkładzie częstości stężenia NO w półroczu ciepłym najczęściej występowały stężenia w przedziale $4,1\text{--}6,0 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (95 przypadków), przy średnim stężeniu $5 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, a w półroczu chłodnym występowały najczęściej (45 razy) w przedziale $2,1\text{--}4,0 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, przy średnim stężeniu $5,4 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Dla NO_2 w półroczu ciepłym (69 przypadków) i w pół-

roczu chłodnym (34 przypadków) występowały w tym samym przedziale $7,1\text{--}11,0 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, przy średnim stężeniu dla NO_2 – $19,6 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, a dla NO – $5,4 \text{ }\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

5. Związek między stężeniem dwutlenku azotu i tlenkiem azotu a temperaturą powietrza oraz wilgotnością powietrza jest istotny zarówno w okresie lata, jak i zimy, przy czym lepsze związki uzyskuje się dla dwutlenku niż tlenku azotu.
6. Uzyskane współczynniki korelacji dla powyższych związków są dość niskie. Można przypuszczać, że dopiero zbadanie związków z innymi elementami meteorologicznymi łącznie i zbudowanie bardziej złożonych modeli, np. regresji wielokrotnej, potwierdzą istnienie silnej zależności stężenia tlenków azotu od czynników meteorologicznych oraz warunków dyspersji zanieczyszczeń.
7. Zmiana stężenia dwutlenku azotu z dnia na dzień nie wynika z emisji tego zanieczyszczenia, ale z warunków dyspersji zanieczyszczeń (Rygałło 2002). Wpływ czynników meteorologicznych na koncentrację zanieczyszczeń nie jest jednoznaczny ze względu na złożoność powiązań, trudnych do zweryfikowania w naturalnym środowisku.

Literatura

- DRZENIECKA A. i in. 2000: Wpływ warunków meteorologicznych na stężenie zanieczyszczeń powietrza w Śródmieściu Wrocławia. Referat wygłoszony na Środkowoeuropejskiej Konferencji ECOpole 2000, Duszyniki-Zdrój.

Fizykochemiczna analiza zanieczyszczeń powietrza, 1997 (red.) I. Trzepieczyńska. Politechnika Wrocławska, Wrocław.

JUDA J., CHRÓŚCIEL S. 1980: Ochrona powietrza atmosferycznego. Zagadnienia wybrane. Wydaw. Politechniki Warszawskiej, Warszawa.

ŁYKOWSKI B., PRZEWOŹNICZUK W. 2002: Charakterystyka stężeń tlenków azotu w rejonie Ursynowa w latach 2001–2002. *Przegl. Nauk. IKŚ XI*, 2(25): 193–199.

RYGALLO M. 2002: Związek zanieczyszczenia powietrza atmosferycznego dwutlenkiem siarki i dwutlenkiem azotu w gminie Warszawa-Białoleka i emisji z Elektrociepłowni Żerań. Praca magisterska wykonana w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii. Ursynów-SGGW.

STĘPNIEWSKA Z., SZAFRANEK A. 2002: Stężenie tlenków azotu (NO_x) w cyklu rocznym w punkcie kontrolnym na terenie Lublina. *Acta Agrophysica, Agrofizyka* na początku XXI w., część III. Instytut Agrofizyki, Lublin.

ZIELIŃSKI S. 2002: Skażenia chemiczne w środowisku. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Summary

Introductory results on the study concerning of oxides of nitrogen NO_x (NO, NO₂) concentration in Warsaw-Ursynów. Motor vehicles release into the air NO_x, which is 50–70% of all pollutants in the atmosphere of larger cities. Both car traffic and solar radiation vary in time and consequently variation of NO_x concentration occur in diurnal cycle and annual cycle. The paper presents introductory results of the analysis on distribution and the relationship between oxides of nitrogen concentration and the air temperature and air humidity. Average value of considered pollutants concentration for the period since 1 IV 2001 to 31 III 2002 in Ursynów-WAU assumes 15,9 µg·m⁻³ (40% of permissible concentration) for NO₂ and for NO 5,2 µg·m⁻³.

Author's address:

Katarzyna Rozbicka
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Wpływ warunków meteorologicznych na zawartość tlenu (O_2) w powietrzu atmosferycznym w rejonie Ursynowa

Effect of meteorological conditions on oxygen (O_2) content in the air of Ursynów

Słowa kluczowe: tlen w atmosferze, warunki meteorologiczne

Key words: oxygen in atmosphere, meteorological conditions

Wprowadzenie

W literaturze podręcznikowej podawany jest skład chemiczny powietrza w atmosferze suchej, pozbawionej zanieczyszczeń i pary wodnej. Wówczas proporcje udziału poszczególnych składników powietrza są jednakowe od powierzchni ziemi do wysokości około 25 km. Główne gazy atmosferyczne to: azot (N_2), którego zawartość objętościowa wynosi 78,09%, a wagowa 75,52%, oraz tlen, którego udział w powietrzu wynosi objętościowo 20,95%, a wagowo 23,15%. Pozostałe stałe składniki atmosfery występują w ilościach niewielkich lub śladowych.

W normalnym powietrzu znajduje się także para wodna (do 4%) oraz liczne zanieczyszczenia gazowe i pyłowe.

Gęstość powietrza i ciśnienie atmosferyczne zmniejszają się szybko wraz z wysokością. Przy powierzchni ziemi (na poziomie morza) gęstość atmosfery wynosi $1300 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, a ciśnienie 1000 hPa. Na wysokości 10 km gęstość powietrza wynosi $0,400 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, a ciśnienie 260 hPa (Schmuck 1959). Zawartość tlenu w powietrzu zmniejsza się więc szybko wraz z wysokością n.p.m., a także ulega zmianom wraz ze zmianą zawartości pary wodnej, zanieczyszczeń powietrza, ciśnienia atmosferycznego i temperatury (Owczarowa 1968). Ze względu na powszechny udział tlenu w procesach życiowych organizmów żywych oraz w reakcjach chemicznych, zmiany jego zawartości w powietrzu mają duże znaczenie w przebiegu tych procesów i reakcji.

Organizm ludzki także reaguje na zmiany zawartości tlenu w powietrzu, zwłaszcza w przypadku ludzi chorych, z miażdżycą. Wówczas zmiana zawartości tlenu przekraczająca $5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (przy średniej zawartości około $265 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$)

jest odczuwalna w stopniu znaczącym, a zmiana większa niż $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ jest groźna dla zdrowia. W przypadku organizmów zdrowych, dobowe zmiany zawartości tlenu, przekraczające $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, wpływają jedynie na zmniejszenie sprawności fizycznej i umysłowej, natomiast szkodliwe dla zdrowia jest zmniejszenie zawartości tlenu o 16% – około $40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (Ferencowicz 1964).

W Polsce problemem zawartości tlenu w powietrzu zajmowali się: Skrzypski (1976), Kopacz oraz Gocek (za Skrzypskim 1976). Prace tych autorów były wykonane na potrzeby oceny bioklimatu uzdrowisk. Skrzypski (1976) opracował także mapę geograficznego rozkładu zawartości tlenu w Polsce dla stycznia, lipca i roku. Ze względu na oczywistą dużą zależność zawartości tlenu w atmosferze od wysokości nad poziomem morza, izolynie na tych mapach odzwierciedlają hipsometrię terenu.

Material i metoda

W opracowaniu wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji badawczej Zakładu Meteorologii i Klimatologii SGGW w Ursynowie (południowa, peryferyjna dzielnica Warszawy), położonej na wysokości 102,5 m n.p.m. Zawartość tlenu w powietrzu atmosferycznym (P_{O_2}) obliczona została za pomocą równania Clapeyrona, wyprowadzonego z równania stanu gazu (Owczarowa 1968):

$$P_{O_2} = \frac{0,2315 \cdot (p - e)}{RT} [\text{g} \cdot \text{m}^{-3}] \quad (1)$$

gdzie:

p – ciśnienie atmosferyczne [hPa],

e – ciśnienie aktualne pary wodnej w powietrzu [hPa],

T – temperatura powietrza [K],

R – stała gazowa równa $2,87 \cdot 10^6 \text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$,

0,2315 – zawartość wagowa O_2 w suchym powietrzu.

Obliczenia zawartości O_2 były wykonywane na podstawie danych meteorologicznych z 8 terminów w okresie doby, a następnie uśredniane dla każdej doby, miesiąca i roku.

W celu określenia wpływu poszczególnych parametrów meteorologicznych na zawartość O_2 , zostały obliczone współczynniki korelacji cząstkowej metodą analizy regresji wielokrotnej krokowej, uzyskując modele równań: dla stycznia:

$$P_{O_2} = 1,7692 - 1,08851t - 0,292397e + 0,293641p \quad (2)$$

dla lipca:

$$P_{O_2} = 17,3731 - 0,913899t + 0,2776e + 0,276165p \quad (3)$$

Mając do dyspozycji dużą ilość obliczonych wartości zawartości O_2 w powietrzu, na obecnym etapie badań zdecydowano się na przedstawienie w artykule charakterystycznych zależności dla jednego roku. Ze względu na stwierdzone bardzo silne zależności oraz to, że warunki meteorologiczne w 1998 roku mało różnią się od wielolecia, można uznać, że z różnym nasileniem, także w innych latach zbliżonych do normalnych, zależności te zachowują swój ogólny charakter.

Wyniki

W tabeli 1 zamieszczono średnie miesięczne wartości parametrów meteorologicznych w 1998 roku, wchodzących do wzoru (1). Na tej podstawie można ocenić, w jakim stopniu w cyklu rocznym ulegają one zmianie, a w konsekwencji tego, jaka jest ich rola w kształtowaniu się zawartości O_2 w powietrzu. Natomiast przez porównanie danych meteorologicznych z 1998 roku z danymi wieloletnimi (Atlas klimatyczny Polski, 1973) oceniono, w jakim stopniu warunki meteorologiczne w rozważanym roku odbiegają od warunków normalnych. Stwierdzono, że w przypadku ciśnienia atmosferycznego występuje najmniejsze zróżnicowanie wartości wieloletnich z miesiąca na miesiąc, bo zaledwie 5 hPa. W 1998 roku zróżnicowanie jest większe i wynosi 12,2 hPa.

W przypadku temperatury powietrza i ciśnienia pary wodnej zróżnicowanie wartości z miesiąca na miesiąc jest znaczne zarówno w wieloleciu, jak i w 1998 roku. Miesiące zimowe (I–III) w 1998 roku były chłodniejsze niż w wieloleciu o 4,4–6,6°C, a miesiące XI i XII – cieplejsze odpowiednio o 4,7 i 2,7°C. W pozostałych miesiącach roku jedynie czerwiec odbiegał wyraźniej od normy (odchylenie wynosiło +2°C). Ciśnienie aktualne pary wodnej w całym roku było zbliżone do ciśnienia normalnego. Największe odchylenie ciśnienia pary wodnej w 1998 roku wystąpiło w czerwcu (+3 hPa).

Omówiony wyżej rozkład parametrów meteorologicznych wpłynął na zróżnicowanie zawartości O_2 w powietrzu. Wartości średnie miesięczne O_2 w okresie roku zmieniają się o 28,1 g·m⁻³, a pojedyncze wartości terminowe o 68.5 g·m⁻³ (tab. 2, rys. 1). Największa amplituda zawartości O_2 w powietrzu wy-

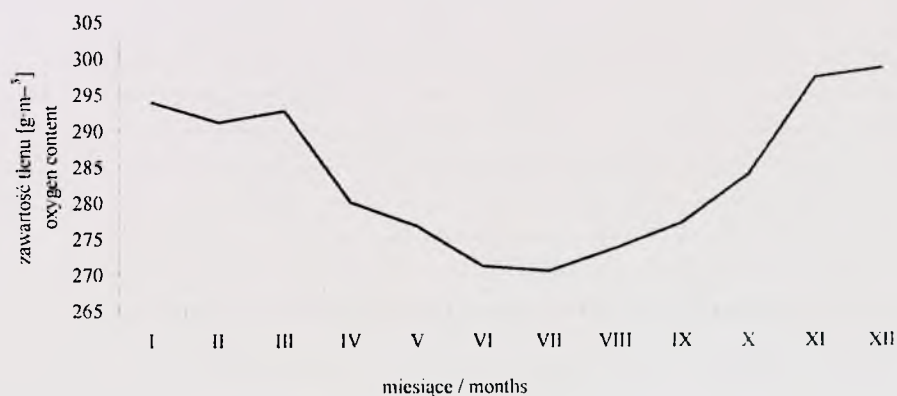
TABELA 1. Podstawowe parametry meteorologiczne, Ursynów SGGW 1998 rok
TABLE 1. Meteorological characteristics, Ursynów WAU, 1998

Miesiąc Month	Temperatura Temperature [°C]	Ciśnienie pary wodnej Vapour pressure [hPa]	Ciśnienie atmosferyczne Air pressure [hPa]
I	0,9	5,6	1004,0
II	3,9	6,7	1006,4
III	2,3	5,1	1004,5
IV	10,8	9,2	995,1
V	15,7	11,4	1002,2
VI	19,3	17,0	1000,0
VII	19,3	16,3	996,7
VIII	17,9	14,9	1001,2
IX	14,2	12,7	1000,2
X	8,5	9,0	1000,0
XI	-1,8	4,9	1004,3
XII	-2,0	4,7	1007,3

TABELA 2. Charakterystyki statystyczne zawartości tlenu w powietrzu atmosferycznym [$\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$], Ursynów SGGW, 1998 rok

TABLE 2. Characteristics of oxygen content in the air [$\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$], Ursynów WAU, 1998

Miesiąc Month	Wartość średnia Average	Maximum	Minimum	Amplituda Range	Odchylenie standardowe Standard deviation
I	294,0	312,1	281,8	30,3	7,4
II	291,3	314,8	276,0	38,8	6,8
III	292,8	305,1	271,7	33,4	7,4
IV	280,1	294,6	265,7	28,9	5,4
V	276,8	290,1	263,2	26,9	5,6
VI	271,2	282,7	257,0	25,7	5,6
VII	270,5	280,8	256,5	24,3	4,3
VIII	273,8	284,8	259,4	25,4	4,8
IX	277,2	289,7	261,7	28,0	6,1
X	283,9	295,0	269,8	25,2	5,5
XI	297,3	325,0	279,4	45,6	9,6
XII	298,6	319,9	283,6	36,3	9,1



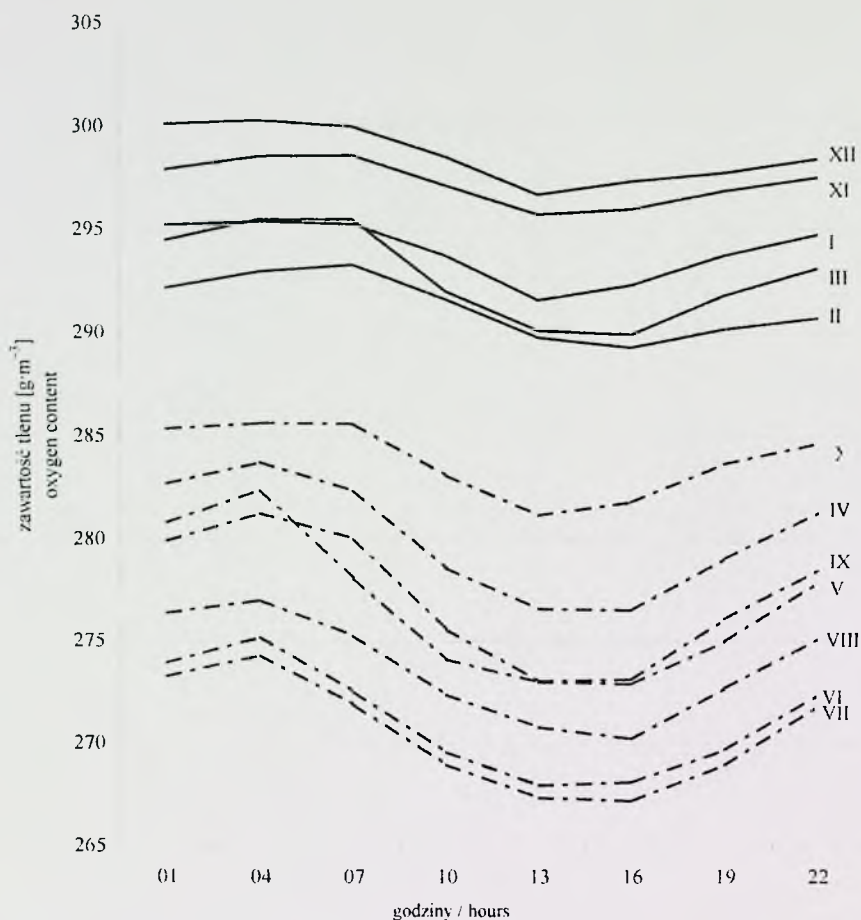
RYSUNEK 1. Przebieg roczny średniej miesięcznej zawartości tlenu w powietrzu. Ursynów SGGW, 1998 rok

FIGURE 1. The annual cours of oxygen content in the air, Ursynów WAU, 1998

stępuje w listopadzie ($45,6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$), a najmniejsza w lipcu ($24,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$).

Charakterystycznym zjawiskiem jest występowanie we wszystkich miesiącach roku zbliżonych wartości odchylenia standardowego ($4,3\text{--}9,6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$).

Na rysunku 2 przedstawiono przebieg dobowy zawartości O_2 w powietrzu dla poszczególnych miesięcy. We wszystkich miesiącach występuje wyraźnie nocne maksimum i dzienne minimum zawartości O_2 .



RYSUNEK 2. Przebieg dobowy zawartości tlenu w powietrzu w poszczególnych miesiącach, Ursynów SGGW, 1998 rok

FIGURE 2. The daily cours of oxygen content in the air, Ursynów WAU, 1998

Zgodnie z charakterystycznym przebiegiem rocznym zawartości O_2 w powietrzu, przedstawionym na rysunku 1, krzywe na rysunku 2 układają się w zależności od pory roku; wykresy dla miesięcy półrocza chłodnego są położone w górnej części skali zawartości O_2 w powietrzu, a dla półrocza ciepłego – w dolnej części tej skali.

W celu określenia wielkości wpływu poszczególnych parametrów meteorologicznych na zawartość O_2 w powietrzu, zostały obliczone współczynniki korelacji cząstkowej: $r_{yx_1x_2x_3}$, $r_{yx_2x_1x_3}$, $r_{yx_3x_1x_2}$, gdzie: y – zawartość O_2 w powietrzu, x_1 – temperatura powietrza, x_2 – ciśnienie aktualne pary wodnej, x_3 – ciśnienie atmosferyczne. Uzyskano następujące wyniki:

dla stycznia:

$$r_{yx_1} \cdot x_2x_3 = -0,998, r_{yx_2} \cdot x_1x_3 = -0,834,$$

$$r_{yx_3} \cdot x_1x_2 = 0,999$$

dla lipca:

$$r_{yx_1} \cdot x_2x_3 = -0,999, r_{yx_2} \cdot x_1x_3 = -0,993,$$

$$r_{yx_3} \cdot x_1x_2 = 0,997$$

Zwraca uwagę mała wartość współczynnika korelacji cząstkowej zawartości O_2 z ciśnieniem atmosferycznym w ciepłej porze roku, o wysokim poziomie ufności – powyżej 99%.

Warto zwrócić uwagę, że korelacja między zawartością O_2 w powietrzu a temperaturą i ciśnieniem pary wodnej jest ujemna, gdyż wraz ze wzrostem wartości tych parametrów zmniejsza się wagowa zawartość O_2 w 1 m^3 powietrza. Zależność zawartości O_2 od ciśnienia atmosferycznego jest dodatnia, gdyż wyższe ciśnienie oznacza większą gęstość powietrza, a wtedy udział O_2 w 1 m^3 powietrza wzrasta.

Wnioski

1. Zawartość O_2 w powietrzu atmosferycznym zmienia się pod wpływem warunków meteorologicznych: temperatury, zawartości pary wodnej i ciśnienia atmosferycznego.
2. W przebiegu rocznym zaznacza się wyraźnie maksimum zawartości O_2 w okresie zimy i minimum latem, a w przebiegu dobowym – maksimum nocne i minimum dzienne.
3. Występująca zmienność zawartości O_2 w powietrzu w rejonie Ursynowa w krótkich odcinkach czasu, przekraczająca 60 g m^{-3} , stanowi

zagrożenie zdrowia dla człowieka chorego (zwłaszcza przy niedomaganiach układu krążenia) oraz znaczne obniżenie sprawności fizycznej i umysłowej u ludzi zdrowych. Te zagrożenia są największe w listopadzie i w lutym.

4. Uzyskane w pracy wyniki, dotyczące 1998 roku, można bez zastrzeżeń uznać za reprezentatywne także dla innych lat zbliżonych do normalnych. Porównanie warunków pogodowych występujących w tym roku z wielolecie nie wykazało zasadniczych różnic.

Literatura

- Atlas klimatyczny Polski, 1973. PPWK, Warszawa.
- FERENCOWICZ J. 1964: Wentylacja i klimatyzacja. Arkady, Warszawa.
- OWCZAROWA W.F. 1968: W kakuju pogodu nam trudno dyszitsia. *Priroda* 8: 28–33.
- SCHMUCK A. 1959: Meteorologia i klimatologia dla WSR. PWN, Warszawa.
- SKRZYPSKI J. 1976: Porównanie zawartości tlenu (O_2) w powietrzu w Krynicy i w innych wybranych miejscowościach Polski. *Przegl. Geofiz.* 4: 256–261.

Summary

Effect of meteorological conditions on oxygen (O_2) content in the air of Ursynów. The paper presents meteorological data in the station Ursynów-WAU 1998 and characteristics of oxygen content (O_2) in the air: means, maximum, minimum, range, standard deviation (Tab. 1, 2). Partial correlation coefficients of oxygen content in the air and temperature, vapour pressure, air pressure are: $-0,998$; $-0,834$; $0,999$ for January and $-0,999$; $-0,993$; $0,997$ for July.

Authors' address:

Bonifacy Łykowski, Wiesława Przewoźniczuk
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Grzegorz MAJEWSKI

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW

Zakład Meteorologii i Klimatologii

Departament of Hydraulic Engineering and Environmental Recultivation WAU

Division of Meteorology and Climatology

Ocena dokładności pomiaru temperatury powietrza na automatycznej stacji meteorologicznej

The estimation of the accuracy of the air temperature measurement at an automatic meteorological station

Słowa kluczowe: temperatura powietrza, pomiary temperatury powietrza, zapis automatyczny

Key words: air temperature, air temperature measurements, automatic records

Wprowadzenie

Początki instrumentalnych obserwacji meteorologicznych są ściśle związane z wynalezieniem odpowiednich przyrządów pomiarowych, z których pierwsze skonstruowano już w czasach starożytnych. Początek nowożytnych obserwacji meteorologicznych datuje się w połowie XVII wieku, od skonstruowania szklanego termometru alkoholowego (1641 r.) i barometru (1644 r.). Znaczenie wynalezionego termometru dobitnie podkreślił w 1730 roku francuski fizyk i przyrodnik Rene Antoine Ferchault de Reaumur (1683–1757) w słowach: „Termometry są bezspornie

najwspanialszym wynalazkiem współczesnej fizyki, który równocześnie najwięcej przyczynił się do jej postępu” (Marciniak 1990).

Polska należy do krajów, w których najwcześniej w świecie rozpoczęto instrumentalne obserwacje meteorologiczne (druga połowa XVII w.). Obejmowały one pomiary temperatury powietrza i obserwacje stanów nieba. Od połowy XX wieku zaczęto stopniowo wprowadzać do obserwacji meteorologicznych nowoczesne techniki pomiarowe (lidary, sodary, radary, satelity meteorologiczne oraz automatyczne stacje meteorologiczne), które dostarczają ogromną liczbę danych meteorologicznych z całej kuli ziemskiej, również z obszarów pozbawionych stacji.

Temperatura jest parametrem stanu materii, warunkującym kierunek przepływu ciepła między dwoma ciałami, a wartość tego parametru zależy od średniej energii kinetycznej molekuł.

Pomiar temperatury jest możliwy na skutek przepływu ciepła między ciałami znajdującymi się na różnych poziomach molekularnej energii kinetycznej. Temperatura dwóch ciał pozostających w kontakcie cieplnym wyrównuje się, w miarę jak ich odpowiednie poziomy średniej molekularnej energii kinetycznej ulegają zrównaniu, dzięki przekazywaniu energii między nimi. Przekazywanie energii cieplnej jest procesem, którego prędkość przebiegu uzależniona jest od wielu parametrów określających fizyczne właściwości ciał.

Zgodnie ze standardem obserwacji meteorologicznych temperaturę powietrza mierzy się termometrami cieczowymi o stosunkowo dużej inercji, umieszczonymi w odpowiedniej osłonie, którą stanowi tzw. klatka meteorologiczna. Termometr umieszczony w powietrzu bez żadnej osłony nie może pokazać prawdziwej temperatury powietrza, lecz swoją własną temperaturę. Będzie on ulegał wpływom promieniowania, opadów atmosferycznych i innych czynników, a jego wskazania temperatury mogą się znacznie różnić od temperatury powietrza, także w zależności od właściwości emisyjnych i absorpcyjnych termometru.

W automatycznych stacjach meteorologicznych temperaturę powietrza mierzy się czujnikami strunowymi lub platynowymi czujnikami rezystancyjnymi o małej inercji, zainstalowanymi wewnątrz przewiewnej osłony, mającej zastąpić klatkę meteorologiczną.

Od 12 VI 1994 roku na stacji meteorologicznej Zakładu Meteorologii i Klimatologii SGGW pracują termometryczne czujniki oporowe wchodzące w skład automatycznej stacji pomiaro-

wej RC-10 firmy Trax-Elektronik. Zasada działania termometrów oporowych polega na zmianach oporności elektrycznej czynnego elementu czujnika pomiarowego, którym jest uzwojenie rezystancyjne nawinięte na odpowiednim rdzeniu, pod wpływem zmian temperatury. Powstałe w ten sposób zmiany oporności czujnika są mierzone w następnych członach układu pomiarowego. W czujnikach rezystancyjnych pracujących na stacji SGGW zastosowano platynowy opornik termometryczny. Platyna wyróżnia się dużą stałością właściwości fizycznych, jest odporna na korozję, oraz jest mechanicznie i elektrycznie stabilna, a jej charakterystyka oporności jest stała i dokładnie określona.

Celem niniejszego opracowania jest:

- ocena reprezentatywności pomiaru temperatury powietrza dokonywanego w systemie automatycznym (średnia wartość z godziny 12.51–13.00) przez porównanie z pomiarem standardowym, gdy temperatura jest mierzona termometrem rtęciowym o godzinie 13.00 czasu środkowoeuropejskiego na wysokości 2 m n.p.g. (według Instrukcji IMiGW, obserwacja standardowa musi być wykonywana w ciągu ostatnich 10 minut przed godziną terminu pomiarowego),
- porównanie stosunków termicznych między stacjami meteorologicznymi w terenie miejskim (Ursynów SGGW) i otwartym (Okęcie), w celu oceny, czy pomiar temperatury w systemie automatycznym jest możliwy do wykorzystania w badaniach klimatu lokalnego (w naszym wypadku chodzi o zbadanie, czy

różnice temperatury między stacjami Ursynów i Okęcie są na tyle duże, że mogą być uchwycone przy zastosowaniu automatycznego pomiaru).

Material i metoda

W opracowaniu, wykorzystano dane pomiarowe, pochodzące ze stacji meteorologicznej Ursynów-SGGW ($\varphi N = 52^{\circ}09'39''$, $\lambda E = 21^{\circ}03'16''$, 102,5 m n.p.m.) gromadzone w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii SGGW w Warszawie, oraz dane ze stacji Okęcie ($\varphi N = 52^{\circ}09'$, $\lambda E = 20^{\circ}59''$, 106 m n.p.m.) pobrane z bazy danych www.met.fsu.edu. Stacja meteorologiczna Ursynów-SGGW jest zlokalizowana na terenie o rzadkiej zabudowie miejskiej, natomiast stacja Okęcie znajduje się na obszarze otwartym (zabudowa mieszkaniowa znajduje się w odległości 1–2 km od stacji). Odległość między stacjami wynosi 6 km.

Podstawowym materiałem wyjściowym są wartości temperatury powietrza z lat 1996–2000, zmierzone termometrem rtęciowym stacyjnym (z godziny 13.00 CSE) i platynowym czujnikiem rezystancyjnym (średnie dziesięciominutowe wartości z okresu 12.51–13.00 CSE), umieszczonymi w oddzielnych standardowych klatkach meteorologicznych. Materiał badawczy do analizy istotności różnic między poszczególnymi stacjami pochodzi z okresu 4 miesięcy (od grudnia 2003 r. do lutego 2004 r.).

Opracowania statystyczne polegały głównie na obliczeniu różnic między temperaturą powietrza zmierzoną ter-

mometrem stacyjnym i zapisem automatycznym na stacji Ursynów SGGW, a następnie obliczeniu różnic temperatury powietrza między stacjami Ursynów i Okęcie oraz sprawdzeniu istotności statystycznej tych różnic.

Wyniki

Zestawione w tabeli 1 charakterystyki statystyczne pokazują poziom dokładności odczytów z termometru stacyjnego z zapisem automatycznym (tab. 1). Średnia arytmetyczna różnica wynosiła dla analizowanych okresów wiosennych (1997–2000) $-0,01^{\circ}\text{C}$; letnich (1997–2000) $-0,02^{\circ}\text{C}$; jesiennych (1996–2000) $0,13^{\circ}\text{C}$; zimowych (1996–2000) $0,07^{\circ}\text{C}$. Wynika stąd, że temperatura na termometrze rtęciowym w okresie wiosny i lata jest na ogół wyższa niż temperatura zmierzona termometrem oporowym, w pozostałych okresach jest odwrotnie. Dla okresu lata i wiosny średnia różnica jest mniejsza niż $0,1^{\circ}\text{C}$, a więc poniżej błędu pomiaru. Z przeprowadzonej analizy wynika, że między temperaturą termometru stacyjnego i oporowego występuje silny związek o wysokiej istotności statystycznej, we wszystkich porach i rozpatrywanych latach. Warto także zwrócić uwagę na to, że otrzymane zależności są ważne w dużym przedziale wartości średnich (tab. 2).

Średnie miesięczne różnice temperatury powietrza między stacjami Ursynów-SGGW i Okęcia mieściły się w granicach $0,6$ – $0,7^{\circ}\text{C}$. We wszystkich miesiącach występowała wyższa temperatura powietrza na stacji meteorologicznej na terenie SGGW aniżeli na Okęciu (rys. 1).

TABELA 1. Porównanie temperatury powietrza na wysokości 2 m o godzinie 13.00 czasu środkowoeuropejskiego, zmierzonej termometrem stacijnym (T) z zapisem automatycznym (A) na stacji Ursynów-SGGW

TABLE 1. Comparison of air temperature at 1 p.m. Central European Time, measured at 2 meters level with a station thermometer (T) and automatic records (A) at a meteorological station in Ursynów-WAU

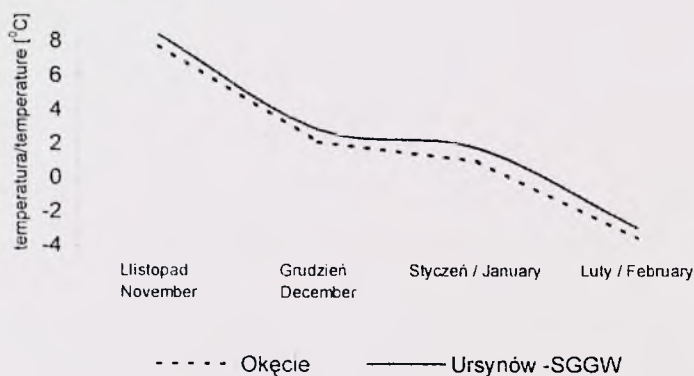
Okres pomiaru Measuring period	Wybrane charakterystyki statystyczne / Selected statistical characteristics									Analiza regresji Regression analysis	
	średnia arytmetyczna [°C] average value		średnia arytmetyczna różnic [°C] average value of differences	odchylenie standardowe [°C] standard deviation		wartość najmniejsza w próbce [°C] minimum value of the sample		wartość największa w próbce [°C] maximum value of the sample		współczynnik determinacji [%] R-squared	błąd standardowy [%] standard error
	T	A	T – A	T	A	T	A	T	A		
Wiosna / Spring 1996	15,56	15,70	-0,14	7,87	7,77	1,2	1,7	27,3	27,2	99,73	0,40
Wiosna / Spring 1997	10,94	10,73	0,21	5,97	5,92	2,3	2,1	24,4	24,1	99,70	0,32
Wiosna / Spring 1998	15,12	15,38	-0,26	6,27	6,46	4,4	3,9	27,4	28,0	99,80	0,28
Wiosna / Spring 1999	13,71	13,49	0,22	4,13	4,14	3,2	3,0	19,6	19,3	99,48	0,30
Wiosna / Spring 2000	19,30	19,39	-0,09	5,91	5,83	6,6	6,9	27,7	28,0	99,56	0,39
Lato / Summer 1996	19,86	20,00	-0,13	3,87	3,76	14,2	15,0	28,8	28,0	98,71	0,43
Lato / Summer 1997	22,09	21,94	0,15	3,72	3,63	14,4	14,3	31,0	30,5	98,75	0,41
Lato / Summer 1998	22,23	22,75	-0,52	4,41	4,37	15,1	15,7	33,2	33,5	99,61	0,27
Lato / Summer 1999	23,76	23,37	0,39	5,12	4,95	11,7	11,5	32,2	32,0	99,63	0,30

Lato / Summer 2000	20,48	20,48	0,00	4,18	4,19	13,7	13,1	31,6	31,6	99,22	0,37
Jesień / Autumn 1996	12,94	12,78	0,16	3,88	3,88	7,8	7,2	24,3	24,0	98,82	0,42
Jesień / Autumn 1997	10,28	10,45	-0,18	5,36	5,57	1,5	1,5	20,0	20,9	99,63	0,34
Jesień / Autumn 1998	6,18	6,06	0,12	6,10	6,39	-7,6	-8,0	17,8	18,1	99,86	0,24
Jesień / Autumn 1999	17,17	16,81	0,36	7,39	7,29	1,4	1,2	26,0	25,7	99,94	0,18
Jesień / Autumn 2000	15,74	15,54	0,19	3,63	3,57	7,8	8,0	23,4	23,0	99,05	0,35
Zima / Winter 1996-1997	-0,71	-0,70	-0,01	4,78	4,83	-11,4	-10,8	7,0	6,5	99,41	0,37
Zima / Winter 1997-1998	2,82	2,67	0,16	4,22	4,49	-7,4	-8,0	9,8	10,3	99,51	0,31
Zima / Winter 1998-1999	1,71	1,68	0,03	4,25	4,20	-6,0	-6,2	11,2	11,2	99,63	0,25
Zima / Winter 1999-2000	2,16	2,04	0,12	3,91	3,85	-7,9	-8,1	10,4	10,0	99,73	0,20

TABELA 2. Badanie istotności różnic temperatury powietrza między termometrem stacijnym, a zapisem automatycznym

TABLE 2. Analysis of the differences of air temperature measured with a station thermometer and automatic records

Miesiąc/ Month	Wartość testu t-Student t-test value	Przedział ufności dla średnich Confidence interval for the difference between the means		p-Value
Wiosna / Spring 1996	-0,069	-4,184	3,904	0,944
Wiosna / Spring 1997	0,134	-2,866	3,280	0,893
Wiosna / Spring 1998	-0,160	-3,557	3,030	0,873
Wiosna / Spring 1999	0,202	-1,923	2,356	0,840
Wiosna / Spring 2000	-0,054	-3,133	2,967	0,956
Lato / Summer 1996	-0,180	-2,047	1,706	0,857
Lato / Summer 1997	0,161	-1,750	2,057	0,872
Lato / Summer 1998	-0,461	-2,794	1,748	0,646
Lato / Summer 1999	0,299	-2,214	2,994	0,765
Lato / Summer 2000	0,003	-2,164	2,170	0,997
Jesień / Autumn 1996	0,162	-1,844	2,170	0,871
Jesień / Autumn 1997	-0,125	-3,003	2,650	0,900
Jesień / Autumn 1998	0,076	-3,108	3,355	0,939
Jesień / Autumn 1999	0,189	-3,438	4,158	0,850
Jesień / Autumn 2000	0,207	-1,668	2,055	0,836
Zima / Winter 1996-1997	-0,008	-2,495	2,475	0,993
Zima / Winter 1997-1998	0,139	-2,098	2,411	0,889
Zima / Winter 1998-1999	0,030	-2,151	2,118	0,975
Zima / Winter 1999-2000	0,119	-1,888	2,128	0,905



RYSUNEK 1. Przebieg temperatury według średnich miesięcznych w Ursynowie-SGGW i na Okęciu (2003/2004)

FIGURE 1. Course of months average air temperature at Ursynów-WAU and Okęcie (2003/2004)

TABELA 3. Badanie istotności różnic temperatury powietrza między stacją Ursynów-SGGW i Okęcie
TABLE 3. Analysis of the differences of air temperature recorded at Ursynów-WAU and Okęcie stations

Miesiąc/ Month	Wartość testu t-Student t-test value	Przedział ufności dla średnich Confidence interval for the difference between the means		p-Value
Listopad / November	0,440	-3,237	4,489	0,661
Grudzień / December	1,043	-0,690	2,167	0,302
Styczeń / January	0,431	-2,861	4,405	0,668
Luty / February	0,474	-2,024	3,264	0,637

Uzyskane średnie miesięczne różnice wynosiły odpowiednio: w listopadzie $0,6^{\circ}\text{C}$, w grudniu $0,7^{\circ}\text{C}$, w styczniu $0,6^{\circ}\text{C}$, w lutym $0,7^{\circ}\text{C}$. Z przeprowadzonej analizy statystycznej wynika, że otrzymane średnie różnice temperatury powietrza nie są wystarczająco duże, by uznać je za istotne statystycznie, na poziomie istotności co najmniej 5%. Świadczą o tym wartości p-Value, które w każdym analizowanym miesiącu wynosiły znacznie powyżej 0,05 (tab. 3).

Wnioski

1. Pomiary temperatury powietrza dokonywane termometrem oporowym w zapisie automatycznym są całkowicie porównywalne z pomiarem w systemie standardowym (termometrem rtęciowym).
2. Temperatura na termometrze rtęciowym w okresie wiosny i lata jest nieznacznie wyższa niż temperatura zmierzona termometrem oporowym, w pozostałych okresach jest nieznacznie niższa (w granicach błędu pomiaru).
3. Analiza stosunków termicznych w dwóch stacjach – Ursynów-SGGW i Okęcie, pozwoliła stwierdzić, że

temperatura powietrza na stacji miejskiej (Ursynów-SGGW) jest wyższa niż temperatura na stacji w obszarze otwartym (Okęcie), mniej więcej o $0,6^{\circ}\text{C}$ w rozpatrywanym okresie.

4. Analiza statystyczna udowodniła, że wartości temperatury w każdym badanym miesiącu na obszarze Ursynowa i Okęcia nie różnią się statystycznie, na poziomie istotności co najmniej 5%.
5. Nieznaczne różnice między wskazaniem temperatury powietrza na termometrze rtęciowym i zapisem automatycznym mogą wynikać z bezwładności termicznej czujników pomiarowych i różnicy w okresie uśredniania odczytów.

Literatura

- JANISZEWSKI J. 1988: Instrukcja dla stacji meteorologicznych. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- LINEWICZ K., SIEROSŁAWSKI H. 1982: Ocena reprezentatywności pomiarów temperatury powietrza w mieście i w terenie otwartym, pochodzących z okresów różnej długości. *Przegląd Geofizyczny* 3-4: 215-227.
- MADANY R., GOLASZEWSKI D. 1995: Porównanie temperatury powietrza w klatce meteorologicznej i wewnątrz osłony firmy Trax-Elektronik. *Przegląd Naukowy Wyzd. Mel. i Inż. Środ.* 8: 71-76.

MARCINIAK K. 1990: Zarys historii obserwacji meteorologicznych: [w:] K. Kozuchowski (red.) Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wydaw. UŁ, Łódź.

Summary

The estimation of the accuracy of the air temperature measurement at an automatic meteorological station. The paper presents the estimation of the accuracy of the air temperature measurement at an automatic meteorological station in Ursynów-SGGW. Air temperature measured with a station thermometer were compared to automatic records – a resistant thermometer (Tab. 1). Moreover, this paper

presents an attempt to measure statistically significant of the difference between air temperature in Ursynów-SGGW and Okęcie. Statistic analysis shows that air temperature measured with station thermometer is comparable with the standard – a resistant thermometer (Tab. 2). Analysis shows that there is not statistically significant differences between air temperature measurements in Ursynów-SGGW and Okęcie for each month (Tab. 3).

Author's address:

Grzegorz Majewski
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska
02-776 Warszawa, ul. Nowoursynowska 159
Poland

Ewa DRAGAŃSKA, Zbigniew SZWEJKOWSKI, Tadeusz BIENIASZEWSKI

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Department of Meteorology and Climatology, University of Warmia and Mazury in Olsztyn

Charakterystyka agroklimatyczna północno-wschodniego obszaru Mazowsza na podstawie danych ze stacji meteorologicznej w Ostrołęce

Agroclimatological characteristics of north-eastern Mazovia region on the base of data from Ostroleka meteorological point

Słowa kluczowe: elementy meteorologiczne, agroklimat, okres wegetacyjny, Mazowsze

Key words: meteorological elements, agroclimate, growing season, Mazovia region

Wprowadzenie

Przydatność obszaru do określonego kierunku produkcji wyznaczają kryteria przyrodnicze (gleba, klimat, rzeźba i stosunki wodne terenu) oraz gospodarcze. Wśród tej pierwszej grupy szczególnie miejsce przypada warunkom klimatycznym, gdyż są one czynnikiem losowym, w stosunku do którego niemożliwe są zasadnicze działania naprawcze i korygujące. Mogą one przy tym znacząco kształtować potencjał wytwórczy różniący plonowanie roślin, mimo stosowania odpowiedniej agrotechniki. Obszar północno-wschodniego Mazowsza,

z centrum gospodarczo-administracyjnym w Ostrołęce, został, podobnie jak inne regiony kraju, opisany syntetycznym wskaźnikiem agroklimatu, który dla byłego województwa ostrołęckiego wynosił 8,7 punktu i był o 1,2 punktu niższy od średniego wskaźnika dla Polski (Waloryzacja... 1996). Według danych z 2000 roku wskaźnik ten dla aktualnego województwa mazowieckiego wynosi 9,7 punktu, będąc niższy o 0,2 punktu od ogólnego wskaźnika dla kraju. Powiat ostrołęcki uzyskał w tej punktacji notę 9,5, natomiast gmina Ostrołęka 9,0. Zatem możliwości wytwórcze tej przestrzeni są dość przeciętne, zwłaszcza gdy dodamy do tego występowanie tu w przeważającej części gleb lekkich i bardzo lekkich (Stuchłyński i in. 2000).

Wskaźniki syntetyczne mają jednak znaczenie tylko w przypadku rozważań i podejmowania decyzji o charakterze strategicznym, dotyczących polityki

rolnej i ogólnogospodarczej. Tymczasem ze względów technologicznych konieczne jest uzyskanie informacji bardziej szczegółowych z zakresu agrometeorologii. Podjęto więc zadanie opracowania takiej charakterystyki, której celem było ustalenie przeciętnych wartości wybranych elementów agroklimatu okolic Ostrołki w latach 1951–2000, ze szczególnym uwzględnieniem oceny stosunków termicznych i opadowych, wyznaczenie charakterystycznych parametrów dla przebiegu okresu wegetacyjnego oraz występowania niektórych zjawisk szkodliwych dla rolnictwa.

Material i metoda badań

Do ustalenia wybranych wskaźników agroklimatu okolic Ostrołki wykorzystano dane meteorologiczne pochodzące ze stacji w Ostrołęce, z wielolecia 1951–2000.

W zakresie charakterystyki termicznej wyliczono średnie wartości w skali miesięcy i lat dla temperatury średniej dobowej, maksymalnej i minimalnej. Na bazie danych termicznych wyliczono także daty początku i końca meteorologicznego okresu wegetacyjnego (przy uwzględnieniu wartości progowej $+5^{\circ}\text{C}$) oraz jego długość. Dane te wykorzystano także do ustalenia dat zaniku ostatnich przymrozków wiosennych i pojawu pierwszych jesiennych, co pozwoliło jednocześnie na ustalenie długości okresu bezprzymrozkowego. Ponadto obliczono liczby dni z przymrozkami w okresie wegetacyjnym w danym roku w zakresach od 0°C do -2°C ; od $-2,1^{\circ}\text{C}$ do -5°C oraz poniżej -5°C .

Warunki opadowe rozpatrywano w aspekcie równomierności ich rozkładu w czasie. W związku z powyższym wyliczono średnie wieloletnie miesięczne i roczne sumy opadów. Ponadto wyliczono liczby dni z opadami w okresie IV–X w przedziałach 10–20 mm, 20,1–30 mm, 30,1–40,0 mm, 40,1–50 mm, 50,1–60 mm i powyżej 60 mm w okresie IV–X. Potencjalne niedostatki opadów, jako czynnik z grupy niekorzystnych dla rolnictwa zjawisk pogodowych, przedstawiono w postaci ciągów bezopadowych, trwających powyżej 10, 15 i 20 dni. Wyliczono także tzw. współczynnik hydrotermiczny Sielanianowa, jako iloraz sumy opadów miesięcznych przez jedną dziesiątą sumy temperatur miesiąca. Miesiąc, w którym wartość współczynnika hydrotermicznego była mniejsza niż 1, określono mianem posusznego, przy wartościach zaś poniżej 0,5 – jako intensywnie suchego.

Wyniki i dyskusja

Warunki termiczne. Średnia roczna temperatura dobowa na analizowanym obszarze, w wieloleciu 1951–2000, wynosiła $7,4^{\circ}\text{C}$. Największą jej wartość $9,0^{\circ}\text{C}$ odnotowano w 1989 roku, najmniejszą – tylko $5,8^{\circ}\text{C}$ – w 1956 roku (rys. 1). W układzie miesięcznym wystąpił typowy rozkład temperatury średniej dobowej. Najcieplejszym miesiącem okazał się lipiec ($18,0^{\circ}\text{C}$), najchłodniejszym zaś styczeń ($-3,3^{\circ}\text{C}$) (tab. 1). Warunki termiczne regionu układają się zatem na poziomie zbliżonym do średniej dla całego obszaru Polski; na północny wschód od tej lokalizacji

TABELA 1. Charakterystyka agroklimatyczna poszczególnych miesięcy roku
TABLE 1. Agrometeorological characteristics of months

Temperatura powietrza i opady Air temperature and precipitation		Miesiące/Months											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Średnia dobową Average daily temperature	średnio mean	-3,3	-2,7	1,1	7,2	13,1	16,6	18,0	17,1	12,7	7,7	2,5	-1,2
	maksimum maximum	2,8	4,3	5,8	9,9	16,0	19,9	21,3	20,2	16,0	10,9	5,4	2,7
	minimum minimum	-13,8	-12,7	-4,8	3,9	9,5	14,3	14,8	14,7	10,0	4,7	-3,4	-9,1
	odchylenie standardowe standard deviation	3,5	3,8	2,6	1,5	1,6	1,3	1,5	1,3	1,4	1,4	2,1	2,5
Maksymalna Maximal	średnio mean	-0,7	0,4	5,2	12,4	18,7	22,3	23,6	23,0	18,1	12,1	4,9	1,0
	maksimum maximum	4,9	8,3	10,7	15,9	22,8	26,5	28,1	27,5	21,9	15,5	7,9	4,6
	minimum minimum	-9,1	-8,5	-0,2	7,2	14,4	18,9	19,8	19,4	14,1	8,9	-0,6	-5,8
	odchylenie standardowe standard deviation	3,1	3,4	3,0	1,9	1,9	1,6	2,0	1,8	2,0	1,5	2,1	2,2
Minimalna Minimal	średnio mean	-6,0	-5,8	-2,6	2,5	7,2	10,8	12,3	11,7	8,1	4,0	0,0	-3,6
	maksimum maximum	0,8	1,3	1,4	5,6	10,6	13,7	15,2	13,7	11,6	7,2	3,0	0,8
	minimum minimum	-18,0	-18,2	-9,9	-1,0	4,1	8,5	10,3	9,5	5,6	-1,2	-5,5	-12,5
	odchylenie standardowe standard deviation	4,0	4,5	2,8	1,4	1,7	1,2	1,1	0,9	1,2	1,7	2,1	2,7
Opady Precipitation	średnio mean	30,5	28,2	29,2	41,6	52,3	70,0	69,8	68,9	51,1	42,8	42,9	40,6
	maksimum maximum	77,5	59,9	69,8	98,2	129,9	160,6	155,3	180,8	208,2	186,6	113,9	95,8
	minimum minimum	5,8	0,6	4,2	4,5	16,3	17,0	17,6	12,1	2,0	3,6	10,7	6,7
	odchylenie standardowe standard deviation	15,5	13,1	14,8	21,4	26,0	35,0	34,3	35,6	35,8	37,1	23,8	22,0

temperatura spada, a na południowy zachód wzrasta (Atlas klimatyczny.... 2001). Nie wykazano przy tym zaistnienia statystycznie udowodnionego trendu zmian temperatury w ciągu roku. Użyta prosta regresji charakteryzuje się małą wartością współczynnika determinacji (R^2). Podobne analizy wykonane na bazie danych pozyskanych z regionów przyległych pozwoliły niekiedy wnioskować o istnieniu statystycznie potwierdzonego trendu wzrostu temperatury w powyższym wieloleciu, zwłaszcza w odniesieniu do poszczególnych miesięcy (Szwejkowski i in. 2002).

Średnia maksymalna temperatura roczna w badanym wieloleciu osiągnęła wartość $11,8^{\circ}\text{C}$. Najwyższą temperaturą maksymalną charakteryzował się 1989 rok ($13,6^{\circ}\text{C}$), najniższą zaś, bo wynoszącą tylko $9,9^{\circ}\text{C}$ 1956 rok (rys. 1). Analiza wartości miesięcznych maksimumów temperatury wykazała, że styczeń był miesiącem o średniej maksymalnej na poziomie $-0,7^{\circ}\text{C}$, natomiast średnia lipca to $23,6^{\circ}\text{C}$ (tab. 1). Lipiec 1994 roku w rozpatrywanym wieloleciu okazał się miesiącem o największej wartości średniej temperatury maksymalnej ($28,1^{\circ}\text{C}$).

Średnia roczna minimalna temperatura powietrza w analizowanym wieloleciu wahała się od $1,4^{\circ}\text{C}$ w najchłodniejszym 1956 roku do $4,9^{\circ}\text{C}$ w 1975 roku, co dało średnią wieloletnią $3,2^{\circ}\text{C}$ (rys. 1, tab. 2). Miesiącami o największej i najmniejszej wartości średniej temperatury minimalnej okazały się ponownie lipiec ($12,3^{\circ}\text{C}$) i styczeń (-6°C). Należy dodać, że największe wartości odchyień standardowych temperatury średniej dobowej, maksymalnej i minimalnej, określają-

cych ich zmienność z roku na rok, wystąpiły w miesiącach zimowych – szczególnie w lutym (tab. 1).

Opady atmosferyczne. Roczna suma opadów w wieloleciu 1951–2000 wynosiła przeciętnie 568,7 mm. Największa roczna suma opadów została odnotowana w 1970 roku i wynosiła 798,5 mm, natomiast najniższe opady wystąpiły w 1982 roku – tylko 372 mm (tab. 1, rys. 2). Dla wzrostu i rozwoju roślin, oprócz wysokości opadów, bardzo istotna jest także ich intensywność. Największą liczbę dni z opadem w okresie wegetacyjnym zanotowano w zakresie od 0 do 10 mm (68 dni). Średnio 7 dni w okresie wegetacyjnym charakteryzował opad w wysokości od 10,1 do 20 mm. Opady bardzo silne (20,1–30,0 mm) pojawiały się średnio 2 razy w sezonie. Przeciętna liczba dni z opadami z przedziału 30,1–40,0 mm to tylko 0,5, czyli występowały one przeciętnie co drugi sezon. Opady z pozostałych przedziałów pojawiały się sporadycznie, i tak: w zakresie 40,1–50,0 mm – 10 razy, w zakresie 50,1–60,0 mm – 3 razy, odnotowano tylko 1 przypadek, gdy opad był większy niż 60,0 mm/dzień. Równomierność opadów przedstawiono w postaci liczby ciągów dni bezopadowych powyżej 10, 15 i 20 dni. W analizowanym wieloleciu średnia liczba ciągów bezopadowych powyżej 10 dni w okresie wegetacyjnym wynosiła średnio 2, trwających powyżej 15 dni średnio 1,3 natomiast powyżej 20 dni 0,3.

Okres wegetacyjny. Średnia data rozpoczęcia okresu wegetacyjnego w okolicach Ostrołęki w badanym wieloleciu przypadała na 10 kwietnia, na

TABELA 2. Średnie wieloletnie wartości wybranych parametrów agroklimatu w regionie północno-wschodniego Mazowsza w latach 1951–2000

TABLE 2. Mean values of some agrometeorological elements of east-northern Mazovia region 1951–2000

Elementy agroklimatu Agroclimate elements		Wartości/Values			
		średnie mean	maksymalne maximal	minimalne minimal	odchylenie standardowe standard deviation
Średnia dobową temperatura powietrza [°C] Mean daily temperature		7,4	9,0	5,7	0,8
Maksymalna temperatura powietrza [°C] Maximal air temperature		11,8	13,6	9,9	0,9
Minimalna temperatura powietrza w [°C] Minimal air temperature		3,2	4,9	1,4	0,9
Suma opadów [mm] Sum of precipitation		568,1	798,5	372,0	97,4
Długość okresu wegetacyjnego [dni] Growing season [days]		211	241	178	14
	data rozpoczęcia date of geginning	10 IV			
	data zakończenia date of ending	6 XI			
Długość okresu bezprzymrozkowego [dni] No ground frosts period [days]		158,3	209,0	113,0	20,0
	data ostatniego przymrozku wiosennego date of the last spring ground frost	1 V			
	data pierwszego przymrozku jesiennego date of the first autom ground frost	6 X			
Współczynnik hydrotermiczny Sielaninowa [miesiące] Selianinows's hydrothermal coefitiens [months]	IV	2	4,5	0,2	1
	V	1,3	3,9	0,4	0,7
	VI	1,4	3,4	0,3	0,7
	VII	1,3	2,8	0,3	0,7
	VIII	1,3	3,7	0,2	0,7
	IX	1,4	5,3	0	1
	X	1,9	9,2	0,2	1,9

tomiaś zakończenia na 6 listopada. Bywały jednak lata, gdy okres wegetacyjny rozpoczynał się dużo wcześniej (23 marca w 1973 r.) bądź znacznie później niż przeciętnie (dopiero 28 kwietnia w latach 1954 i 1955). W 1976 roku okres ten zakończył się niemal trzy tygodnie wcześniej (15 września), a w

1986 roku trzy tygodnie później (28 listopada) niż średnia data jego zakończenia. Długość okresu wegetacyjnego wynosiła zatem przeciętnie 211 dni (tab. 2) i jak można wnioskować z danych literaturowych, była najmniejsza dla całego obszaru Mazowsza (Atlas klimatyczny... 2001). Najkrótszym okre-

sem wegetacyjnym odznaczały się lata 1992 i 1997, ze średnią liczbą 178 dni, najdłuższym natomiast 1982 rok, gdy warunki sprzyjające wegetacji trwały 241 dni (rys. 3).

Przymrozki. Stopień potencjalnego zagrożenia przez przymrozki zależy od ich intensywności, czasu trwania i pojawienia się oraz od wrażliwości i fazy rozwojowej rośliny. Dlatego też najbardziej niebezpieczne są przymrozki późnowiosenne i wczesnojesienne (Radomski 1968, Koźmiński 1976). W rejonie Ostrołki ostatni przymrozek wiosenny, w rozpatrywanym okresie, pojawiał się średnio 1 maja, natomiast pierwszy jesienny 6 października. Okres bezprzymrozkowy trwał tu przeciętnie 159 dni (tab. 2). Znaczne było zróżnicowanie dat występowania przymrozków ostatnich wiosennych i pierwszych jesiennych. W 1956 roku ostatni przymrozek wiosenny pojawił się już 8 kwietnia, jednak w 1951 roku przymrozek odnotowano jeszcze 31 maja. Najwcześniejszy przymrozek jesienny zanotowano w 1989 roku (13 października). Zdarzały się również takie lata, jak choćby 1974 rok, gdy w okresie jesiennym nie odnotowano żadnych przymrozków. Zaprezentowane skrajne daty przymrozków sprawiły, że długość okresu bezprzymrozkowego wahała się od 113 dni w 1953 roku do 209 w 1974 roku (rys. 3). Analiza liczby dni z przymrozkami i skali spadków temperatury w okresie wegetacyjnym pozwoliła stwierdzić, że najczęściej występowały przymrozki w granicach od 0°C do -2°C, średnio 11 razy. Liczba dni z przymrozkami z przedziału temperatury od -2,1°C do -5°C wynosiła w tym wieloleciu średnio 4, natomiast prze-

cięcie pojawiało się 0,5 dnia z przymrozkami poniżej -5°C.

Współczynnik hydrotermiczny Sielanianowa wyliczony został dla okresu od początku kwietnia do końca października. W latach 1951–2000 wynosił on średnio w omawianej lokalizacji od 1,3 w maju, lipcu i sierpniu, do 2,0 w kwietniu (tab. 2). Średnia wartość współczynnika Sielanianowa dla omawianego wielolecia za okres kwiecień – październik wyniosła 1,5. Przedstawienie tylko średnich wieloletnich wartości wskaźnika zacieria nieco faktyczny obraz warunków termiczno-opadowych, panujących w omawianym okresie. Analiza danych z poszczególnych miesięcy i lat pozwoliła stwierdzić, że najczęściej intensywne posuchy występowały w lipcu i październiku (odpowiednio 6 i 7 razy), w pozostałych miesiącach od 1 do 4 razy. Posuchy występowały: 7 razy w kwietniu, 16 razy w maju, 11 razy w czerwcu, 9 razy w lipcu, 19 razy w sierpniu i 12 razy we wrześniu i październiku.

Wnioski

Analiza danych meteorologicznych pochodzących ze stacji Ostrołęka z lat 1951–2000 pozwoliła na sformułowanie następujących wniosków:

1. Średnia roczna temperatura powietrza wyliczona dla wielolecia wyniosła 7,4°C. Najcieplejszym miesiącem był lipiec ze średnią temperaturą wynoszącą 18,0°C, a najchłodniejszym styczeń, gdzie średnia temperatura powietrza wynosiła -3,3°C. Średnia roczna temperatura maksymalna wyniosła 11,8°C,

średnia zaś roczna temperatura minimalna 3,2°C.

2. Warunki termiczne, występujące w omawianym rejonie, zadecydowały o tym, iż okres wegetacyjny rozpoczynał się tu średnio 10 kwietnia, a kończył 6 listopada i trwał przeciętnie 211 dni.
3. Średnią datę występowania ostatniego przymrozku wiosennego ustalono na 1 maja, natomiast pierwszego jesienno na 6 października. Okres bezprzymrozkowy trwał średnio 159 dni. Najczęściej w okresie wegetacyjnym występowały przymrozki z zakresu od 0°C do -2,0°C (11 dni), przeciętnie 4 dni z przymrozkami w przedziale -2,1°C do -5,0°C i 0,5 dnia z przymrozkami poniżej -5,0°C.
4. Przeciętna roczna suma opadów wynosiła w analizowanym okresie 568,7 mm. Najwyższymi opadami charakteryzował się czerwiec (70,0 mm), najniższymi styczeń (30,5 mm). Największą liczbę dni w okresie wegetacyjnym odnotowano z opadami w zakresie od 0 do 10 mm (średnio 68 dni). W czasie okresu wegetacyjnego najczęściej (średnio 2 razy) występowały ciągi bezopadowe powyżej 10 dni. Ciągów bezopadowych powyżej 15 dni było średnio 1,3, natomiast powyżej 20 dni 0,3.

Literatura

- Atlas klimatyczny ryzyka uprawy roślin w Polsce, 2001, Wydaw. AR, Szczecin.
- KOŹMIŃSKI C. 1976: Występowanie ciągów dni przymrozkowych w okresie wegetacyjnym na terenie Polski. *Przegląd. Geograficzny* XLVIII, 1: 75-93.

Waloryzacja agroekologiczna obszaru Zielone Płuca Polski woj. Ostrołęckie. 1996 (red.) S. Nawrocki. Wydaw. IUNG, Puławy.

RADOMSKI C. 1968: Problem przymrozków w Polsce z punktu widzenia rolnictwa. *Postępy Nauk Rolniczych* 1(109): 21-33.

STUCZYŃSKI T., DUDZYŃSKA K., GAWRYSIAK L., ŻALIŃSKI A. 2000: Waloryzacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej. *Biul. Inf. IUNG* 1/1, 12: 4-7.

SZWEJKOWSKI Z., NOWICKA A., BANASZKIEWICZ B. 2002: Klimat Pojezierza Mazurskiego. Cz. III. Trendy zmian podstawowych elementów meteorologicznych w regionie w okresie 45-lecia 1951-1995. *Fragm. Agronom.* 2: 297-307.

Summary

Agrometeorological characteristics of north-eastern part of Mazovia region on the base of data from Ostrołęka meteorological point. On the base of meteorological data obtained from Ostrołęka measure point (years 1951-2000), the agrometeorological characteristics of north-eastern part of Mazovia region were made. It was pointed out that this region seems to be classified as typical in Poland, but most thermal harsh all over Mazovia region. Mean average air temperature amounted (7,4°C), but growing season lasted rather no so long, only 211 days. The last occurrences of ground frosts were recorded until ends of April. Precipitations totals were suitable for crops, and amounted about 568,7 mm. Drought periods were no frequent. Even those shortest, more then ten days continuously, occurred only twice a year.

Authors' address:

Ewa Dragańska, Zbigniew Szwejkowski,
Tadeusz Bieniaszewski
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
Katedra Meteorologii i Klimatologii
10-718 Olsztyn, ul. Prawocheńskiego 21
Poland

Struktura czasowo-przestrzenna zachmurzenia na Pomorzu **Time and spatial structure of the state of the sky** **in Pomerania**

Słowa kluczowe: zachmurzenie, dni pogodne, dni pochmurne, zmienność czasowa i przestrzenna, Pomorze

Key words: cloudiness, clear days, cloudy days, time and spatial variability, Pomerania

Wprowadzenie

Zachmurzenie, czyli określany wizualnie stopień pokrycia nieba chmurami, jest uznawane za jeden z głównych czynników sterujących klimatem. Zmiany zachmurzenia wpływają bezpośrednio na bilans radiacyjny oraz bilans cieplny Ziemi. Pośrednio zachmurzenie oddziałuje na przebieg temperatury i stosunki wilgotnościowe. Zachmurzenie zmniejsza amplitudę temperatury powietrza i prawdopodobieństwo wystąpienia przymrozków radiacyjnych, jest ważnym czynnikiem meteorologicznym pośrednio wpływającym na rozwój roślin (Atlas klimatyczny elementów... 1990). Z jednej strony zachmurzenie ulega zmianom wraz z globalnymi zmianami klimatu, z drugiej

strony wielkość i rodzaj zachmurzenia decyduje o wielkości efektu cieplarnianego. W literaturze brak jest informacji o wielkości i zmianach zachmurzenia w ostatnich latach na obszarze Pomorza. Istniejące opracowania ogólnopolskie (Okolowicz 1962, Warakomski 1963, Woś 1999) opierają się na danych maksymalnie do 1980 roku, natomiast praca Szygi-Pluty (2002) zawiera głównie szczegółową analizę rodzajów chmur dla Pomorza na podstawie danych do 1990 roku z 9 stacji meteorologicznych.

Celem prezentowanej pracy było określenie zmienności czasowej i przestrzennej zachmurzenia ogólnego na Pomorzu w latach 1971–2000.

Material i metody

W opracowaniu wykorzystano dane IMGW z 18 stacji meteorologicznych zlokalizowanych na Pomorzu lub w jego sąsiedztwie (stacje Elbląg, Gorzów, Toruń), które obejmowały: średni miesięczny stopień zachmurzenia wyra-

zony w skali 0–8°, w której 0° oznacza niebo bezchmurne, a 8° całkowite pokrycie nieba przez chmury, oraz średnią miesięczną liczbę dni pogodnych i pochmurnych w latach 1971–2000. Za dzień pogodny uznawano taki, w którym stopień zachmurzenia był mniejszy niż 2°, natomiast za dzień pochmurny – dzień, w którym zachmurzenie nieba przekroczyło 6° (w skali 0–8°). Obliczono średnie, minimalne i maksymalne wartości stopnia zachmurzenia w poszczególnych stacjach meteorologicznych oraz dla całego Pomorza, w ujęciu rocznym, według pór roku i miesięcy. Wyznaczono przestrzenne zróżnicowanie zachmurzenia na Pomorzu, choć ze względu na niewystarczającą liczbę stacji meteorologicznych położonych w głębi lądu wykreślone izolinie mają charakter orientacyjny. Te same obliczenia przeprowadzono dla liczby dni pogodnych i pochmurnych. Ponadto obliczono trend czasowy średniego rocznego i miesięcznego zachmurzenia oraz liczby dni pogodnych i pochmurnych.

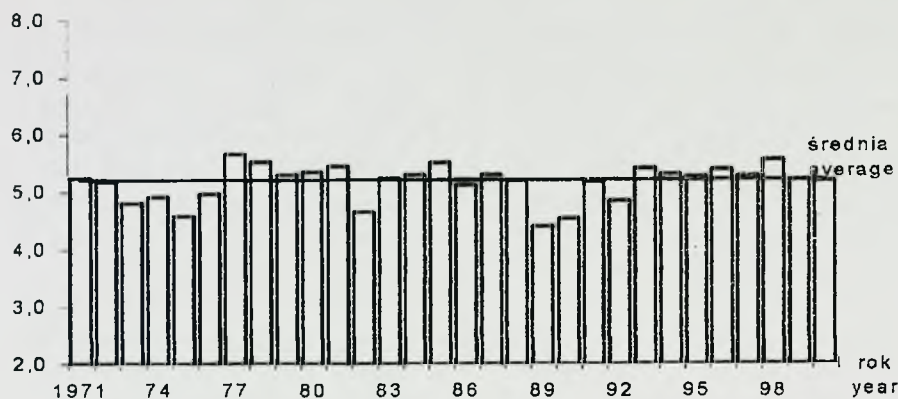
Wyniki

Zachmurzenie. Średni roczny stopień zachmurzenia na Pomorzu wyniósł 5,2°, przy czym w kolejnych latach zmieniał się od 4,4 do 5,7° w skali 9-stopniowej (rys. 1). W ujęciu sezonowym, najmniejsze zachmurzenie, wynoszące średnio 4,6°, a w latach 1971–2000 od 3,7 do 5,4°, wystąpiło latem, natomiast największe, wynoszące średnio 5,9°, a w poszczególnych latach od 5,1 do 6,8°, wystąpiło zimą (rys. 2). Wiosną średni stopień zachmurzenia

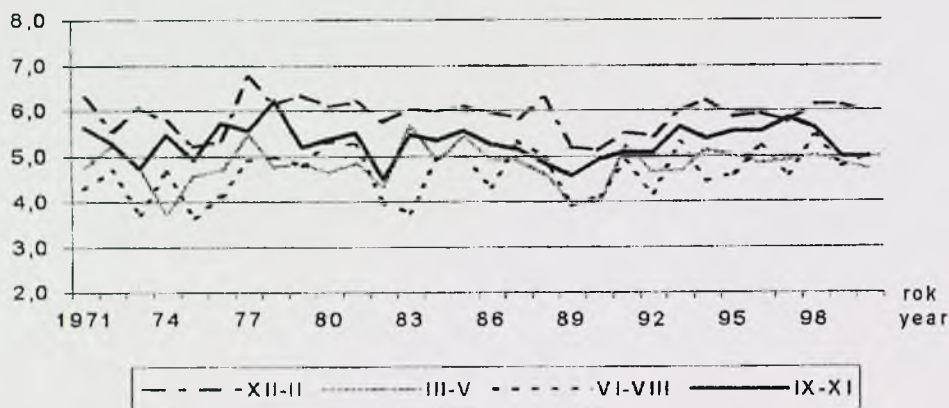
utrzymywał się na podobnym poziomie co latem i wyniósł 4,8°, przy czym w kolejnych latach zmieniał się od 3,7 do 5,9°. Jesienią średni stopień zachmurzenia wyniósł 5,3°, a w latach 1971–2000 zmieniał się od 4,5 do 6,2°. Spośród wszystkich miesięcy najmniejszy średni stopień zachmurzenia (4,4°) wystąpił w maju (w kolejnych latach wahał się od 2,8 do 5,7°), podobnie małe zachmurzenie wystąpiło również w sierpniu (rys. 3). W miesiącu tym średni stopień zachmurzenia wyniósł 4,5° i zmieniał się w kolejnych latach od 3,1 do 5,6°. Miesiącem o największym zachmurzeniu, wynoszącym średnio 6,0°, był grudzień. Średnie zachmurzenie w tym miesiącu w kolejnych latach wahało się od 4,6 do 7,1°. Kolejne najbardziej zachmurzone miesiące to styczeń i listopad (średnio 5,9°), przy czym średni stopień zachmurzenia tych miesięcy w kolejnych latach wahał się od 5,0 do 7,0°.

W rozpatrywanym 30-leciu nie stwierdzono istotnego statystycznie trendu czasowego w przebiegu zachmurzenia w ujęciu rocznym, sezonowym czy miesięcznym. Jedynie w sierpniu, przy $p = 0,1$, zauważono nieznaczny wzrost zachmurzenia w ciągu badanych lat.

Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego zachmurzenia na Pomorzu nie przekraczało jednego stopnia w skali 9-stopniowej. Najmniejsze wartości średniego rocznego zachmurzenia (poniżej 4,8°) obserwowano w rejonie Zalewu Szczecińskiego, natomiast największe wartości zachmurzenia, przekraczające 5,6°, występowały w środkowej części Pobrzeża Słowińskiego (rys. 4). Podobny rozkład przestrzenny zachmurzenia charaktery-



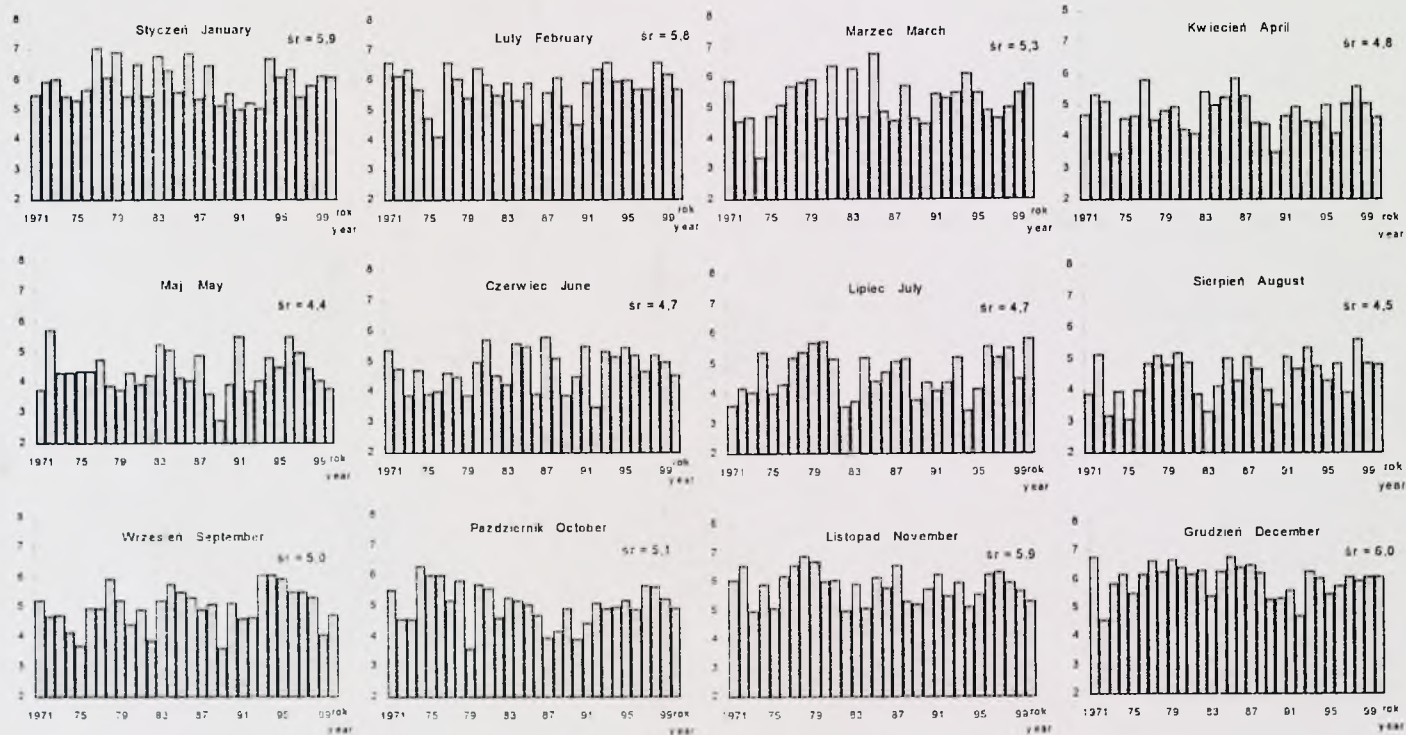
RYSUNEK 1. Średnie roczne zachmurzenie ogólne na Pomorzu w kolejnych latach 1971–2000
 FIGURE 1. An average yearly state of the sky in Pomerania in successive years 1971–2000



RYSUNEK 2. Średnie zachmurzenie ogólne na Pomorzu według pór roku w kolejnych latach 1971–2000
 FIGURE 2. An average yearly state of sky in Pomerania in successive years 1971–2000 according to seasons

zował pory roku. Wiosną najmniejsze zachmurzenie (poniżej $4,4^{\circ}$) obserwowano w okolicach Świnoujścia i Rozewia, natomiast największe zachmurzenie przekroczyło $5,0^{\circ}$, a w okolicy Darłowa nawet $5,2^{\circ}$, w środkowej części Pomorza (rys. 5a). Latem, gdy zachmurzenie było najmniejsze, w najmniej zachmurzonych okolicach Świnoujścia i Rozewia nie przekroczyło $4,2^{\circ}$, natomiast w środkowej części Pomorza zmniejszyło się, w porównaniu z wio-

sną, do około $4,8^{\circ}$, przy czym w rejonie Darłowa nadal utrzymywało się na poziomie $5,2^{\circ}$ (rys. 5b). Jesienią zachmurzenie wzrosło na całym rozpatrywanym obszarze i wynosiło średnio od poniżej $4,8^{\circ}$ w okolicy Świnoujścia do ponad $5,8^{\circ}$ w okolicy Darłowa (rys. 5c). Zimą, w najbardziej zachmurzonej porze roku, średnie zachmurzenie w okolicy Świnoujścia wzrosło do około $5,4^{\circ}$, natomiast w środkowej części Pomorza i Półwyspu

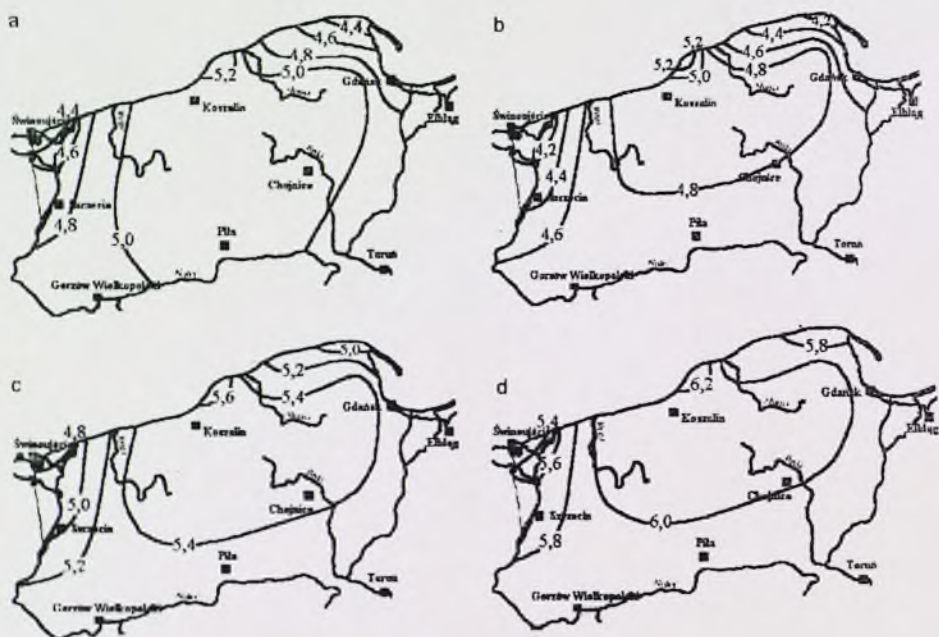


RYSUNEK 3. Średnie miesięczne zachmurzenie na Pomorzu w kolejnych latach 1971–2000
 FIGURE 3. An average monthly state of the sky in Pomerania in successive years 1971–2000



RYSUNEK 4. Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego zachmurzenia na Pomorzu w latach 1971–2000

FIGURE 4. Spatial variability of average yearly state of the sky in Pomerania in years 1971–2000



RYSUNEK 5. Zróżnicowanie przestrzenne średniego zachmurzenia na Pomorzu w latach 1971–2000: a – wiosną (III–V), b – latem (VI–VIII), c – jesienią (IX–XI), d – zimą (XII–II)

FIGURE 5. Spatial variability of average state of the sky in Pomerania in years 1971–2000: a – in spring (III–V), b – in summer (VI–VIII), c – in autumn (IX–XI), d – in winter (XII–II)

Słowińskiego przekroczyło $6,0^{\circ}$ (rys. 5d). Tego typu różnice przestrzenne zachmurzenia między skrajnymi rejonami występowały również we wszystkich miesiącach w roku, przy czym najmniejsze różnice, nie przekraczające $0,8^{\circ}$, wystąpiły w styczniu i czerwcu, natomiast największe (ponad $1,4^{\circ}$) wystąpiły we wrześniu.

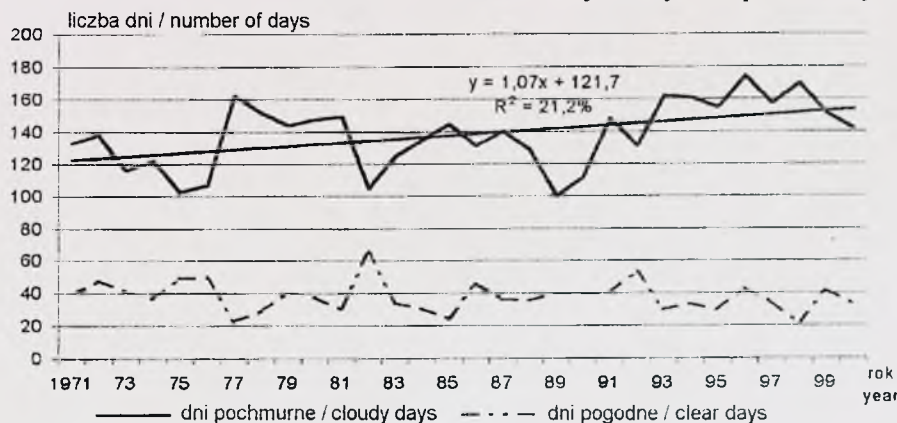
Liczba dni pogodnych i pochmurnych. W latach 1971–2000 średnio w ciągu roku na Pomorzu wystąpiło 38 dni pogodnych, przy czym najmniejsza liczba dni pogodnych (poniżej 25) wystąpiła w latach 1977, 1985 i 1998 (rys. 6). Najwięcej dni pogodnych odnotowano w latach 1982 (66 dni) i 1992 (53 dni). Nie stwierdzono statystycznie istotnego trendu w liczbie dni pogodnych w latach 1971–2000. W ciągu roku najwięcej dni pogodnych przypadło na maj (średnio 5,5) oraz na sierpień (średnio 4,7) – rysunek 7. Najmniejsza liczba dni pogodnych wystąpiła w listopadzie (średnio 1,3) oraz w grudniu (średnio 1,6).

Zróznicowanie średniej rocznej liczby dni pogodnych na obszarze Po-

morza było stosunkowo niewielkie, przekroczyło 15 dni (rys. 8a). Najmniejszą liczbę dni pogodnych w ciągu roku (poniżej 35) obserwowano w środkowej części Pomorza i środkowej części pasa wybrzeża (Kolobrzeg – Darłowo). Najwięcej dni pogodnych na Pomorzu (ponad 45) notowano w okolicach Zalewu Szczecińskiego i w okolicach Rozewia.

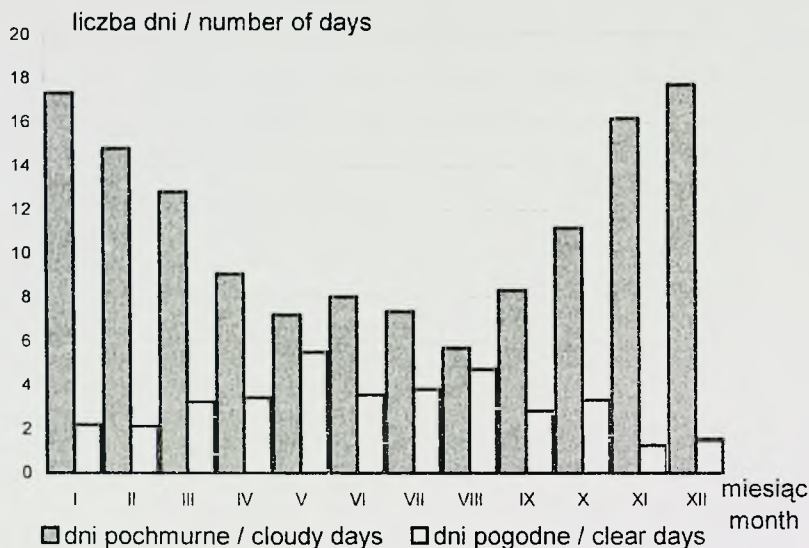
Dni pochmurnych na Pomorzu jest średnio w roku ponad trzy razy więcej niż dni pogodnych. Średnia roczna liczba dni pochmurnych na Pomorzu w latach 1971–2000 wyniosła 138. Najmniejszą liczbę dni pochmurnych (poniżej 105) zanotowano w latach: 1975, 1982, 1989. Najwięcej dni pochmurnych (ponad 160) wystąpiło w latach: 1977, 1993, 1994, 1996 i 1998 (rys. 6). W ciągu roku najwięcej dni pochmurnych wystąpiło w grudniu (średnio 17,7) oraz w styczniu (średnio 17,3), natomiast najmniej dni pochmurnych obserwowano w sierpniu (średnio 5,7) – rysunek 7.

Stwierdzono istotny na poziomie $p \leq 0,01$ dodatni trend czasowy średniej rocznej liczby dni pochmurnych w la-



RYSUNEK 6. Średnia roczna liczba dni pochmurnych (zachmurzenie $> 6^{\circ}$) i dni pogodnych (zachmurzenie $< 2^{\circ}$) na Pomorzu w kolejnych latach 1971–2000

FIGURE 6. An average yearly number of cloudy days (cloudiness $> 6^{\circ}$) and clear days (cloudiness $< 2^{\circ}$) in Pomerania in successive years 1971–2000



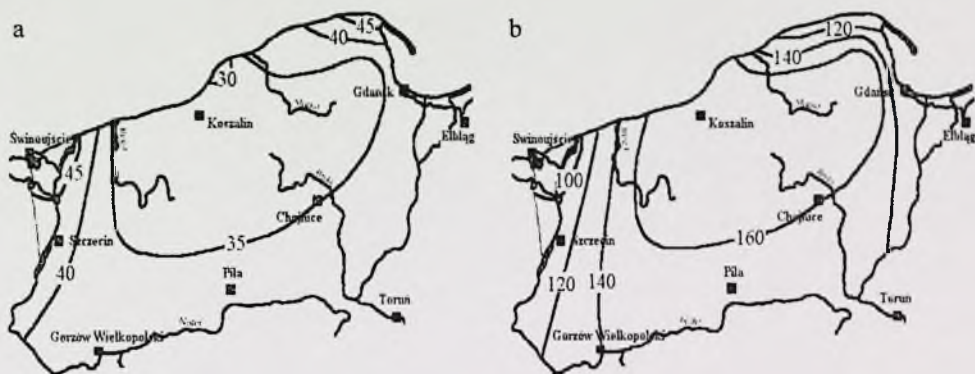
RYSUNEK 7. Średnia liczba dni pochmurnych (zachmurzenie $> 6^\circ$) i dni pogodnych (zachmurzenie $< 2^\circ$) na Pomorzu w kolejnych miesiącach w latach 1971–2000
 FIGURE 7. An average yearly number of cloudy days (cloudiness $> 6^\circ$) and clear days (cloudiness $< 2^\circ$) in Pomerania in successive months in years 1971–2000

tach 1971–2000, na który złożył się statystycznie istotny wzrost liczby dni pochmurnych w kwietniu, czerwcu, wrześniu i listopadzie (rys. 6, 9).

Zróżnicowanie przestrzenne średniej rocznej liczby dni pochmurnych było większe niż dni pogodnych, przekroczyło 60 dni (rys. 8b). Okolice Zalewu Szczecińskiego były obszarem o najmniejszej liczbie dni pochmurnych w ciągu roku (poniżej 100). We wschodniej części Półwyspu Słowińskiego po Zatokę Gdańską oraz na Nizinie Szczecińskiej liczba dni pochmurnych nie przekroczyła 120. Najwięcej dni pochmurnych w ciągu roku (ponad 160) wystąpiło w środkowej części Pomorza i Półwyspu Słowińskiego.

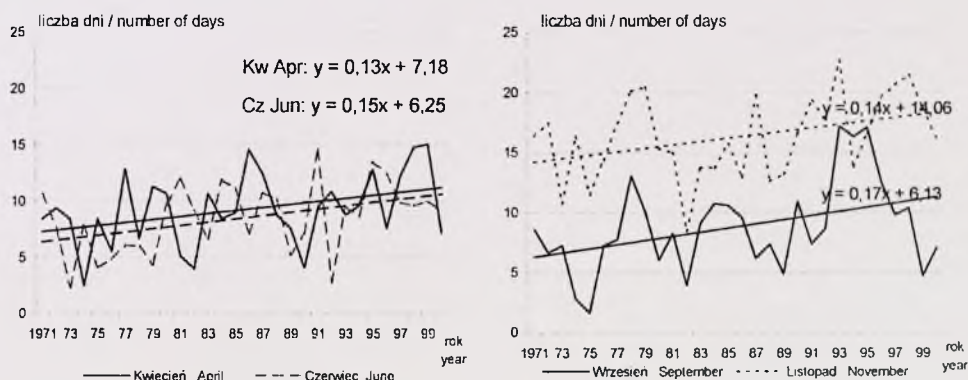
Dyskusja

Prezentowany rozkład przestrzenny średniego rocznego zachmurzenia nie odbiega zasadniczo od sytuacji z lat wcześniejszych. W latach 1931–1960 (Atlas klimatyczny Polski 1973), 1951–1980 (Woś 1999) i 1971–1990 (Szyga-Pluta 2002) najniższy stopień zachmurzenia występował w okolicach Zalewu Szczecińskiego, wschodniej części Półwyspu Słowińskiego i w rejonie Zatoki Gdańskiej, większe wartości zachmurzenia obserwowano w środkowej części Pomorza, przy czym w latach 1931–1960 największe zachmurzenie zanotowano w okolicach Kościerzyny. W porównaniu z wcześniejszymi opracowaniami,



RYSUNEK 8. Zróżnicowanie przestrzenne na Pomorzu w latach 1971–2000: a – średniej rocznej liczby dni pogodnych (zachmurzenie < 2°). b – średniej rocznej liczby dni pochmurnych (zachmurzenie > 6°)

FIGURE 8. Spatial variability in Pomerania in years 1971–2000: a – of an average yearly number of clear days, b – of an average yearly number of cloudy days



RYSUNEK 9. Średnia liczba dni pochmurnych (zachmurzenie > 6°) w wybranych miesiącach na Pomorzu w kolejnych latach 1971–2000

FIGURE 9. An average number of cloudy days (cloudiness > 6°) in selected months in Pomerania in successive years 1971–2000

w latach 1971–2000 średnie roczne wartości zachmurzenia zmniejszyły się mniej więcej o 5% na obszarach o i tak już najniższym zachmurzeniu, natomiast nie zmieniło się zachmurzenie środkowej części Pomorza. W porównaniu do lat 1951–1980 zmienił się miesiąc o najniższym stopniu zachmurzenia – z czerwca na maj, natomiast w

dalszym ciągu najwyższy stopień zachmurzenia notowano w grudniu.

W przypadku liczby dni pogodnych nastąpiły niewielkie zmiany. W porównaniu do lat 1951–1960 (Atlas klimatyczny Polski 1973), ale również 1951–1980 (Woś 1999) wzrosła liczba dni pogodnych (o 5) w rejonach o największej liczbie tych dni, tj. Zalewu Szczecińskiego i wschodniej części Pobrzeża

Słowińskiego. W okolicach Darłowa należących w latach 1951–1960 do najbardziej pogodnych na Pomorzu stwierdzono, podobnie jak w opracowaniu Wosia (1999), spadek liczby dni pogodnych (do poniżej 30), tym samym obszar ten można zaliczyć do obszarów o najmniejszej liczbie dni pogodnych na Pomorzu. Zmienił się również miesiąc o największej liczbie dni pogodnych (z marca na maj), przy czym najmniejszą liczbę dni pogodnych nadal obserwowano w listopadzie.

Liczba dni pochmurnych w latach 1951–1960 wahała się w zakresie od 120 (Rozewie) do 160 (środkowa część Pomorza), w latach 1951–1980 średnia liczba dni pochmurnych była mniejsza – od 110 w rejonie Zalewu Szczecińskiego do 140 na Środkowym Pomorzu i w okolicy Kołobrzegu (Atlas klimatyczny Polski 1973, Woś 1999). Porównując liczbę dni pochmurnych w latach 1971–2000 z liczbą tych dni w okresach wcześniejszych, można stwierdzić zwiększenie jej zmienności przestrzennej na Pomorzu, natomiast obszary o najmniejszej i największej liczbie tych dni pozostają w zasadzie takie same. W rejonie Świnoujścia nastąpił spadek liczby dni pochmurnych do około 100 dni w roku, natomiast średnia liczba dni pochmurnych w środkowej części Pomorza przekroczyła, podobnie jak w latach 1951–1960, 160 dni. Nie zmieniły się miesiące o największej i najmniejszej liczbie dni pochmurnych, czyli odpowiednio grudzień i sierpień, chociaż należy zauważyć, że w dwudziestoleciu 1951–1970 przeciętną najmniejszą liczbę dni pochmurnych notowano także w czerwcu i we wrześniu (Warakomski i in. 1990).

Wnioski

1. Średni roczny stopień zachmurzenia na Pomorzu w latach 1971–2000 wyniósł $5,2^\circ$ w skali $0-8^\circ$, przy czym nie stwierdzono istotnej zmiany wielkości zachmurzenia w kolejnych latach.
2. Miesiącem o najmniejszym zachmurzeniu (średnio $4,4^\circ$) był maj, miesiącem o największym zachmurzeniu (średnio $6,0^\circ$) był grudzień.
3. Najmniejsze wartości średniego zachmurzenia obserwowano w rejonie Zalewu Szczecińskiego i wschodniej części Pobrzeża Słowińskiego. Największe zachmurzenie wystąpiło w środkowej części Pomorza i Pobrzeża Słowińskiego.
4. W ciągu roku na Pomorzu wystąpiło około 40 dni pogodnych i 140 dni pochmurnych. Najwięcej dni pogodnych (średnio $5,5$) wystąpiło w maju, najmniej (średnio $1,3$) wystąpiło w listopadzie. Najwięcej dni pochmurnych (średnio około 18) notowano grudniu, najmniej (średnio około 6) w sierpniu.
5. W latach 1971–2000 istotnie wzrosła liczba dni pochmurnych w kwietniu, czerwcu, wrześniu i listopadzie.

Literatura

- Atlas klimatyczny Polski. 1973. Rozdział: Zachmurzenie (red.) W. Wiszniewski. IMGW, PPWK, Warszawa.
- Atlas klimatyczny elementów i zjawisk szkodliwych dla rolnictwa w Polsce, 1990 (red.) C. Koźmiński, T. Górski, B. Michalska. IUNG, AR w Szczecinie.

- OKOŁOWICZ W. 1962: Zachmurzenie Polski. *Prace Geograficzne PAN* 34. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- SZYGA-PLUTA K. 2002: Częstość występowania rodzajów chmur w Polsce Północno-Zachodniej. Wydaw. Ad Rem, Poznań.
- WARAKOMSKI W. 1963: Zachmurzenie w Polsce. *Przegl. Geofiz.* 8, 1–2: 21–35.
- WARAKOMSKI W., BADACH A., BILIK A., GLUZA A., MISIAK B. 1990: Dni pochmurne od kwietnia do października 1951–1970. W: Atlas klimatyczny elementów i zjawisk szkodliwych dla rolnictwa w Polsce (red.) Cz. Koźmiński, T. Górski, B. Michalska, IUNG, AR w Szczecinie.
- WOŚ A. 1999: Klimat Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

time and spatial variability. The average yearly state of the cloudiness in the years 1971–2000 amounted to 5.2° in the scale $0-8^\circ$. May was the month of the least cloudiness amounting to 4.4° on average and December was the month of the largest cloudiness equalling 6.0° . There were about 40 clear days and 140 cloudy days in Pomerania during the year. Most of the clear days occurred in May – on average 5.5. The least number of clear days was observed in November – on average 1.3. The highest number of cloudy days was in December, on average about 18; the fewest cloudy days occurred in August, on average about 6. In the years 1971–2000 the number of cloudy days significantly increased in April, June, September and November.

Summary

Time and spatial structure of the state of the sky in Pomerania. The aim of the paper was to characterize the degree of the state of the sky in Pomerania and its

Author's address:

Eliza Kalbarczyk
Akademia Rolnicza w Szczecinie
Katedra Meteorologii i Klimatologii
71-469 Szczecin, ul. Papieża Pawła VI nr 3
Poland

Jerzy WYSOCKI

Katedra Budownictwa i Geodezji SGGW
Zakład Geodezji i Fotogrametrii

Zagadnienia katastru trójwymiarowego (3D)

Wprowadzenie

Ważność systemu katastralnego, zawierającego w bazie danych szczegółowe informacje dotyczące poszczególnych obiektów katastralnych (działek), obejmującego swym zasięgiem cały obszar określonego terytorium – trudno jest przecenić (Wysocki 2000a, b, c, Wilkowski i in. 2002). Jednak klasyczny system katastralny, zawierający informacje w wymiarze 2D (X, Y), staje się coraz bardziej „ułomny” wobec szybkiego rozwoju gospodarczego. Coraz więcej zagadnień planistycznych i projektowych ma charakter przestrzenny, wymagający informacji 3D (Śmigielska 2002, Wilkowski i in. 2002, Kalita 2003, Wikowski 2003, Wysocki 1998, 2000b, 2002). Nasuwa się pytanie, czy dysponując już tak szczegółową informacją w wymiarze 2D, coraz częściej w postaci numerycznej na nośnikach elektromagnetycznych (Wysocki i Orłowski 1998), celowe jest pozyskiwanie i budowanie informacji w wymiarze 3D „od początku”? Czy problem ten nie może być rozwiązywany po-

przez uzupełnienie katastru 2D o trzeci wymiar (Forrai i Kirschner 2003, Stoter i Gorte 2003), tworząc w ten sposób uniwersalny system informacji przestrzennej o terenie (SIT/GIS)? Umożliwia to obecny poziom metod numerycznego modelu terenu (Wysocki 1997, 2003). Przemawia za tym również obecny poziom współczesnych technik pomiarowych, gdzie przy zastosowaniu elektronicznych tachimetrów rejestrujących techniki GPS oraz metod fotogrametrycznych (Wysocki i in. 1998, Wysocki 2000c, Wysocki i Kegler 2002), pozyskiwanie trzeciego wymiaru przy pomiarach katastralnych nie zwiększy o istotny sposób czaso- i pracochłonności opracowań.

Zagadnienie integracji katastru 2D z numerycznym (cyfrowym) modelem powierzchni terenu

Podstawowym problemem w tym zagadnieniu jest ustalenie, czy system powinien zawierać „ciągły” opis powierzchni terenu na danym obszarze,

czy tylko współrzędne (x, y, z) punktów załamania granic działek, czy ma również dostarczać informacji przestrzennych o określonych obiektach usytuowanych pod i nad powierzchnią terenu w ramach struktury przestrzennej istniejących działek. Czy zapis trzeciego wymiaru powinien być odniesiony do powierzchni terenu, czy podawany w układzie bezwzględny? Wiąże się z tym również wiele problemów natury prawnej, związanych z obiektami przestrzennymi „przecinającymi” granice działek (Forrai i Kirschner 2003, Stoter i Gorte 2003) – ten aspekt obecnie tutaj pominięto, gdyż w warunkach polskich tego typu problemy jeszcze nie występują na szerszą skalę.

Co do zapisu trzeciego wymiaru (współrzędnej $z-h$), wydaje się słuszne, że powinien to być zapis w systemie wysokości bezwzględnych, ponieważ jest to system uniwersalny, a współczesne narzędzia informatyki pozwalają na dość łatwe generowanie również wysokości odniesionych do powierzchni terenu.

Dokładność tych danych będzie związana z dokładnością aproksymacji powierzchni terenu (Wysocki 2003). Czy należy z góry założyć wymaganą dokładność tej aproksymacji? Ponieważ dokładność ta związana jest w podstawowym stopniu z odległościami (gęstością) punktów NMT, to przyjęcie takiego założenia mogłoby w wielu sytuacjach powodować konieczność pomiaru (wyznaczenia) dużo większej liczby punktów niż liczba punktów załamania granic działek, co prowadziłoby do nieracjonalnego rozbudowania danych katastralnych wprowadzanych do systemu. W związku z tym wydaje się

słuszne założenie, że podstawowy zbiór NMT w katastrze 3D powinny stanowić punkty załamania granic działek oraz punkty innych rejestrowanych, w miarę potrzeb, obiektów.

Z tym wiąże się pytanie, czy wystarczy zobrazowanie powierzchni terenu w postaci NMT utworzonego z powyższego zbioru punktów, czy do systemu nie należy również wprowadzać odpowiednio gęstej siatki punktów cyfrowego modelu terenu (CMT) wygenerowanego z punktów NMT za pomocą odpowiednich algorytmów interpolacyjnych (Wysocki 2000c). W świetle badań prowadzonych w tym zakresie takie rozwiązanie należy uznać za niecelowe, gdyż prowadziłoby do nieracjonalnego rozbudowania danych wprowadzanych do systemu. Obecnie wiele szeroko dostępnych programów komputerowych pozwala użytkownikowi na dość łatwe wygenerowanie cyfrowego modelu powierzchni terenu z bazowego zbioru NMT oraz generowanie obiektów przestrzennych odniesionych do tej powierzchni. Jednak warunkiem koniecznym będzie utworzenie standardu, który przewidywałby wprowadzanie trzeciego wymiaru do funkcjonującego już systemu katastralnego (ewidencji gruntów i budynków), tworząc w ten sposób uniwersalny system informacji przestrzennej o terenie (SIT/GIS).

Podsumowanie

Szybki rozwój gospodarczy powoduje, że coraz więcej zagadnień planistycznych i projektowych ma charakter przestrzenny, wymagający informacji 3D. Jak wskazują prowadzone badania,

racjonalnym rozwiązaniem tego problemu może być uzupełnianie danych istniejącego katastru w wymiarze 2D o trzeci wymiar. Stosowanie elektronicznych tachimetrów rejestrujących, techniki GPS oraz metod fotogrametrycznych do jednoczesnego pozyskiwania trzeciej współrzędnej przy pomiarach katastralnych nie zwiększa w istotny sposób czasu- i pracochłonności opracowań. Biorąc pod uwagę fakt, że w procesie przetwarzania informacji (geodezyjnych) koszty pozyskiwania informacji stanowią około 70% kosztów ogólnych, powyższe rozwiązanie należy uznać za racjonalne z punktu widzenia szybko wzrastających potrzeb gospodarczych generujących wzrastające zapotrzebowanie na informację 3D.

Wymaga to utworzenia w warunkach polskich odpowiedniego standardu, który będzie przewidywał wprowadzanie trzeciego wymiaru do funkcjonującego już katastru (ewidencji gruntów i budynków), tworząc kataster 3D.

Literatura

- FORRAI I., KIRSCHNER G. 2003: An Interdisciplinary 3D Cadastre Development Project in Practice. FIG Working Week, April 13–17, Paris.
- KALITA W. 2003: Numeryczny model terenu jako baza danych przestrzennych w wybranych zagadnieniach gospodarki wodnej. Mat. konf. „Współczesna geodezja w rozwoju nauk technicznych, przyrodniczych i ekonomicznych”, SGGW, Rogów.
- STOTER E., GORTE B. 2003: Height in the Cadastre – Integrating Point and Parcel Boundaries. FIG Working Week, April 13–17, Paris.
- ŚMIGIELSKA W. 2002: Zagadnienie zastosowania metod numerycznego modelu terenu dla potrzeb projektowych i eksploatacyjnych zbiorników wodnych. *Zesz. Nauk. Pol. Rzesz.* 195: 209–211.
- WILKOWSKI W. 2003: Światowe trendy w rozwoju katastru i gospodarki nieruchomości. *Przegląd Geodezyjny* 9: 3–10.
- WILKOWSKI W. i in., 2002: Systemy katastralne i przekształcenia struktury przestrzennej obszarów wiejskich w krajach Unii Europejskiej i w Polsce. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- WYSOCKI J. 1997: On the approximation of land surface in the computerised methods of working out contour lines. Mat. Konf. „Cadastre, Photogrammetry, Geoinformatics”. Pol. Lwowska, Lwów.
- WYSOCKI J. 1998: Numeryczny model terenu jako baza danych dla przestrzennego zarządzania zlewni i potrzeb konstrukcji inżynierskich. Mat. Konf. SGGW, PAN „Problemy kształtowania środowiska obszarów wiejskich”. *Przegl. Nauk. Wyd. liKS* 15: 66–72.
- WYSOCKI J. 2000a: Kataster jako baza danych dla Krajowego Systemu Informacji o Terenie. *Przegl. Nauk. Wyd. liKS SGGW* 18: 169–172.
- WYSOCKI J. 2000b: O metodach numerycznego modelu terenu dla budownictwa. inżynierii i kształtowania środowiska. Mat. konf. „Metody geodezji, fotogrametrii i teledetekcji dla inżynierii środowiska i budownictwa” SGGW, Warszawa.
- WYSOCKI J. 2000c: Geodezja z fotogrametrią dla inżynierii środowiska i budownictwa. Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- WYSOCKI J. 2002: Numeryczne modele terenu i zagadnienie ich zastosowania w kształtowaniu zabudowy obszarów wiejskich. Mat. konf. „Inżynierskie i przestrzenne aspekty zabudowy obszarów nieurbanizowanych”. SGGW, Warszawa.
- WYSOCKI J. 2003: Współczesne metody geodezyjne w zagadnieniu aproksymacji i obrazowania rzeźby terenu. Mat. konf. „Współczesna geodezja w rozwoju nauk technicznych, przyrodniczych i ekonomicznych”. SGGW, Rogów.
- WYSOCKI J., KEGLER A. 2000: Kataster a system informacji przestrzennej. *Prace Nauk. Instytutu Górnictwa Polit. Wrocławskiej*. 90: 301–304.
- WYSOCKI J., KEGLER A. 2002: Możliwości wykorzystania pomiarów RTK GPS w opracowaniu NMT oraz warstwie metodą „elek-

- tronicznego stolika". Mat. konf. „Aktualne problemy geodezyjne w inżynierii i katastrze nieruchomości”. Ak. Roln. we Wrocławiu, 26–27.09, Wrocław.
- WYSOCKI J., ORŁOWSKI P. 1998: O dokładności digitalizacji w procesie transformacji map ewidencyjnych dla potrzeb katastru. *Przegląd Geodezyjny* 11: 22–23.
- WYSOCKI J., KARASZKIEWICZ W., KŁACZYŃSKI M. 1998: Możliwości wykorzystania numerycznego modelu terenu metodą GPS jako bazy danych dla nakładki wysokościowej do mapy katastralnej. Mat. Konf. „Cadastre, Photogrammetry, Geoinformatics”. Pol. Lwow, Lwów.

Dariusz GOŁASZEWSKI, Tomasz ROZBICKI

Katedra Inżynierii Wodnej i Rekultywacji Środowiska SGGW
Zakład Meteorologii i Klimatologii

XXX Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów „Meteorologia i klimatologia w kształtowaniu środowiska wiejskiego”

Jubileuszowy XXX Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów poświęcony udziałowi meteorologii i klimatologii w kształtowaniu środowiska wiejskiego odbył się w dniach 25–27 czerwca 2003 roku w Krakowie. Termin zjazdu przypadł w pięćdziesiątą rocznicę istnienia Katedry Meteorologii i Klimatologii Rolniczej Akademii Rolniczej w Krakowie – organizatora zjazdu, oraz w pięćdziesiątą rocznicę powstania Akademii Rolniczej, wyodrębnionej w 1953 roku ze struktury Uniwersytetu Jagiellońskiego.

W Zjeździe uczestniczyło około 70 specjalistów reprezentujących uczelnie rolnicze z Bydgoszczy, Lublina, Poznania, Szczecina, Warszawy, Wrocławia oraz Akademię Podlaską z Siedlec, Akademię Świętokrzyską z Kiele, Uniwersytet Jagielloński, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, Uniwersytet Warszawski, a także Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk w Warszawie, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych w Bydgoszczy, Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach.

W konferencji udział wzięli również goście zagraniczni ze Słowacji oraz Ukrainy.

W ciągu pierwszego dnia Zjazdu odbyły się cztery sesje referatowe, natomiast w drugim – oprócz trzech kolejnych sesji referatowych odbyła się także sesja posterowa. Łącznie wygłoszono 22 referaty oraz zaprezentowano 39 opracowań w sesji posterowej. Trzeci dzień Zjazdu zarezerwowano na całodzienną wycieczkę w Pieniny.

W pierwszym referacie wygłoszonym na Zjeździe T. Górski zapoznał zebranych z obecnym stanem agrometeorologii i jej perspektywach rozwoju. Zwrócił uwagę na fakt znacznego postępu technik pomiarowych i badawczych, co spowodowało znaczne rozszerzenie warsztatu metodycznego agrometeorologii. Obecne coraz bardziej zrównoważone ekologiczne rolnictwo, w którym punkt ciężkości przesuwają się z ilości na jakość produktów i ochronę środowiska, wymusza optymalizację zabiegów agrotechnicznych w powiązaniu z warunkami pogodowymi. Powo-

duje to wzrost znaczenia agrometeorologii. Dalszy rozwój tej dziedziny nauki będzie umożliwiał dostarczenie coraz szerszej informacji niezbędnej w procesach decyzyjnych produkcji rolniczej czy zagospodarowywania terenów nie tylko rolniczych. W Polsce, jak sygnalizował autor, najważniejsze w agrometeorologii staje się tworzenie systemu bieżących zaleceń agrotechnicznych, którego efekty uwidocznią się w ochronie roślin poprzez obniżenie kosztów i obciążenia środowiska.

Powiązany tematycznie referat dotyczący potrzeby rozwoju informacji agrometeorologicznej w praktyce rolniczej wygłosił J. Olejnik. Podobnie jak jego przedmówca zwrócił uwagę na wymierne korzyści dla rolnictwa, jakie przynoszą sieci agrometeorologiczne dostarczające lokalnych prognoz pogody dla rolników. Jako przykład podał działające od wielu lat sieci w Holandii, Niemczech i USA, opracowujące prognozy tygodniowe. W związku z chęcią oceny oczekiwań i zapotrzebowania rolników na tego typu prognozy przeprowadzono badania ankietowe. Jak się okazało, tego typu prognozami zainteresowanie wyraziło aż 90% ankietowanych, a znaczna ich część skłonna była współuczestniczyć w kosztach budowy i eksploatacji stacji progностycznych.

Wymianę energii na powierzchni czynnej, jako podstawę klasyfikacji topoklimatycznej, omówił J. Paszyński. Przedstawił klasyfikację typów wymiany energii oraz sposoby kartograficznego przedstawiania wyróżnionych typów wymiany energii opartych na przestrzennym zróżnicowaniu fizycznych własności powierzchni czynnej – współczynnika szorstkości, stopniu jej

uwilgotnienia, przewodnictwie cieplnym, albedo. O warunkach topoklimatycznych w dorzeczu górnego Dniestru poinformował B. Mucha, natomiast analizie struktury bilansu cieplnego różnych ekosystemów poświęcony był referat J. Leśnego. B. Chojnicki przedstawił wyniki pracy dotyczącej oceny dobowej wymiany pary wodnej i CO_2 między atmosferą a powierzchnią pola kukurydzy.

W kilku referatach omówiona została zmienność wybranych charakterystyk agrometeorologicznych. Cz. Koźmiński scharakteryzował zmienność usłonecznienia rzeczywistego w Polsce, K. Bryś zmienność ewapotranspiracji wybranych upraw polowych, a E. Gąsiorek zmienność temperatury we Wrocławiu.

Wpływ warunków meteorologicznych i uwarunkowań klimatycznych z punktu widzenia życia roślin przedstawili: Z. Bednarz, M. Czarnecka, M. Kasperczyk, F. Španík, Z. Szwejkowski, E. Żmudzka. Ciekawą grupę stanowiły referaty wygłoszone przez M. Kuchara, R. Rojka i T. Rozbickiego. Omówione w nich zostały metody statystyczne, niebezpieczeństwa z nimi związane oraz wyniki modelowania matematycznego wybranych elementów meteorologicznych.

W referatach S. Krzanowskiego i T. Wacha przedstawione zostały charakterystyki lokalnych warunków klimatycznych i ich zmiany o znaczeniu technicznym, wymuszające konieczność odwodnienia podtapianego odcinka drogi oraz ochrony muzealnego obiektu przed korozją biologiczną.

Prace prezentowane w sesji posteroowej podzielono na pięć sekcji tematycznych:

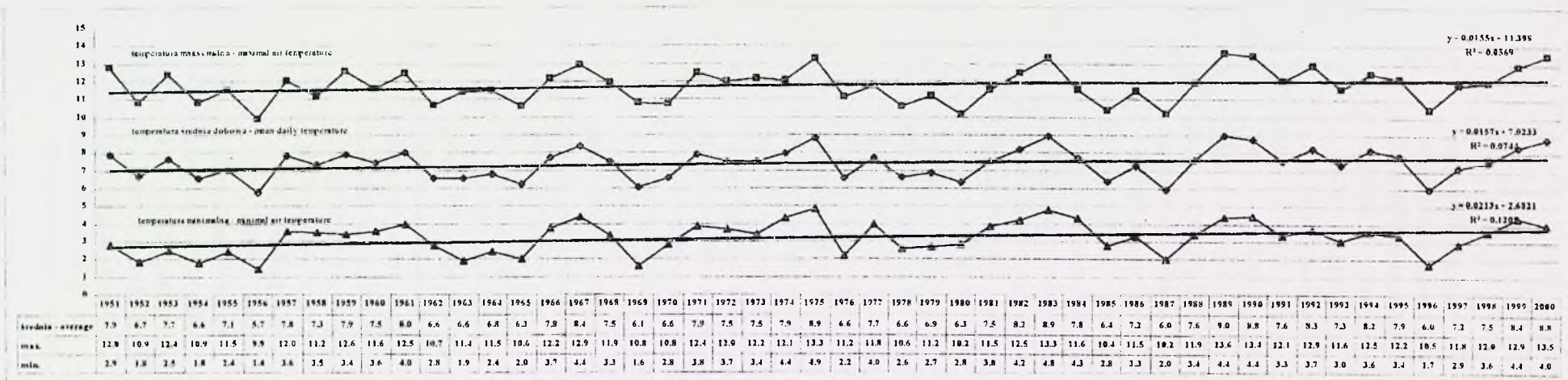
- podstawy agrometeorologii,
- klimat w skali czasowej i przestrzennej,
- warunki meteorologiczne wegetacji roślin uprawnych,
- warunki meteorologiczne wegetacji określonych roślin uprawnych,
- meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska.

Spośród wystąpień bezpośrednio związanych z agrometeorologią stosowaną należy zwrócić uwagę na prezentacje m.in. D. Gołaszewskiego, W. Roguskiego, P. Licznara, K. Bryś dotyczące, stratyfikacji temperatury powietrza

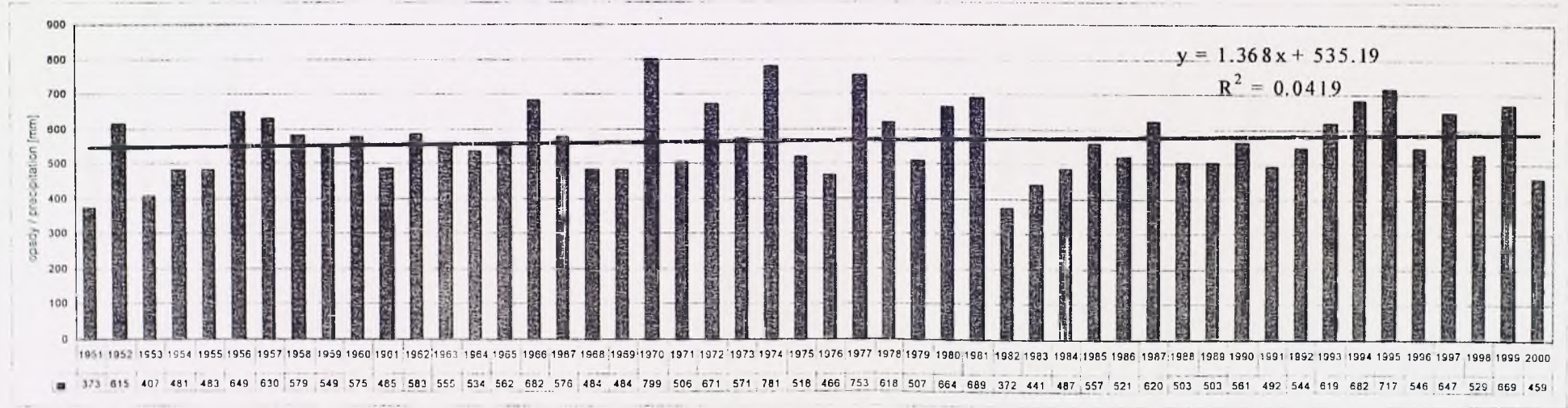
oraz oceny warunków termicznych profilu glebowego.

W podsumowaniu zwrócono uwagę na szeroką tematykę przedstawionych opracowań oraz wnikliwą dyskusję pojawiającą się po ich wygłoszeniu. Prace prezentowane na Zjeździe po uzyskaniu pozytywnych recenzji zostaną opublikowane w zeszycie *Acta Agrophysica*.

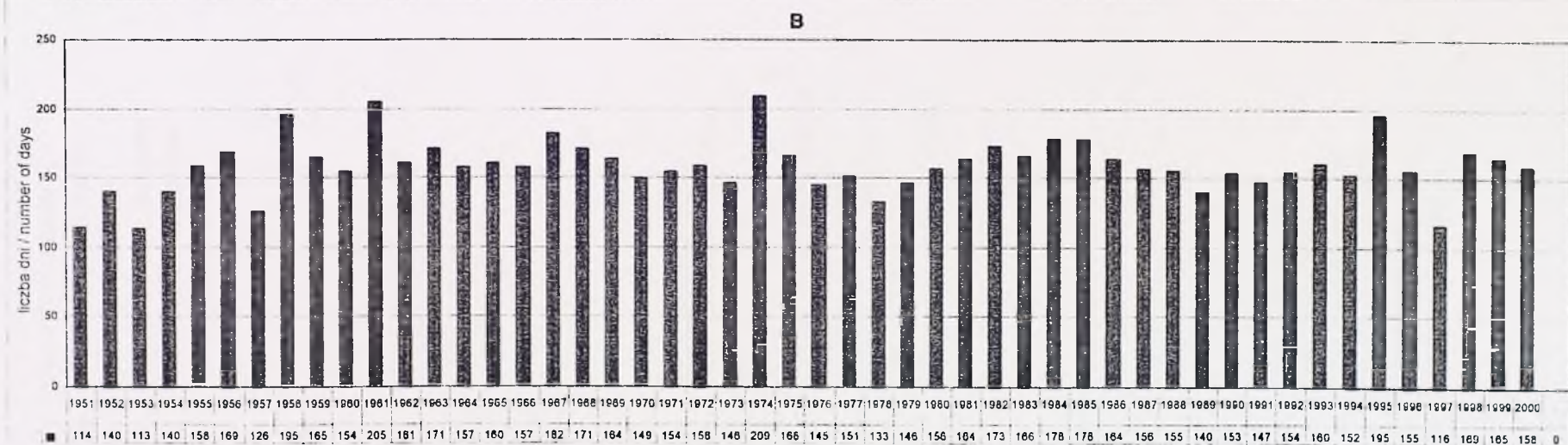
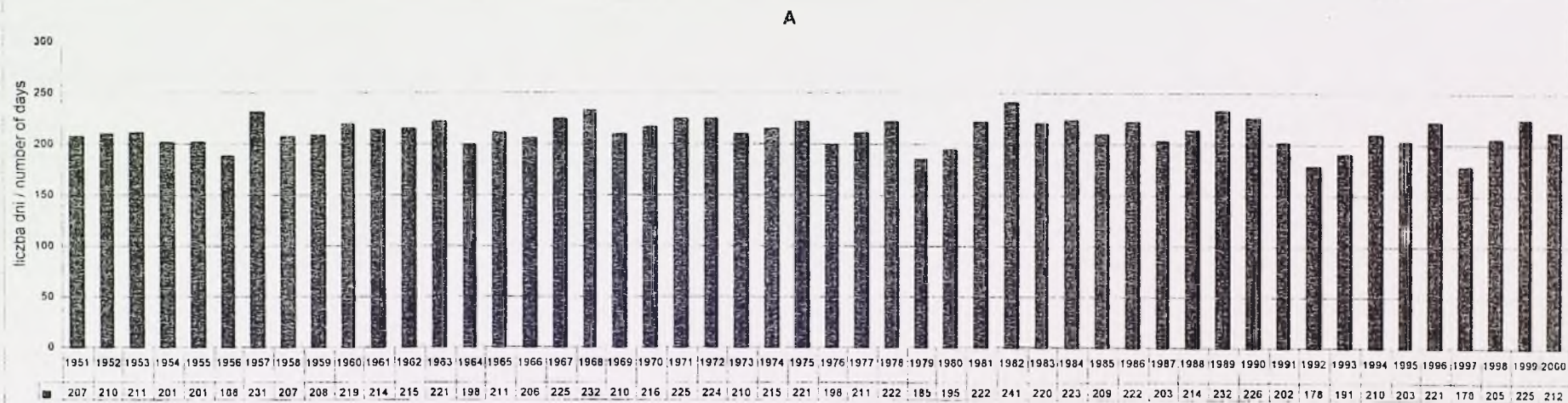
Kolejny XXXI Ogólnopolski Zjazd Agrometeorologów – „Wyzwania agrometeorologii wobec ekstremalnych zjawisk pogodowych” odbędzie się we wrześniu 2005 roku w Bydgoszczy.



RYSUNEK 1. Średnie roczne temperatury powietrza w latach 1951–2000
 FIGURE 1. Mean yearly air temperatures in years 1951–2000



RYSUNEK 2. Roczne sumy opadów w latach 1951–2000
 FIGURE 2. Yearly totals of precipitation in years 1951–2000



RYSUNEK 3. Liczba dni okresu wegetacyjnego (A) i okresu bezprzymrozkowego (B) w latach 1951–2000
 FIGURE 3. Number of days of growing season (A) and frostless period (B) in years 1951–2000

Informacje dla Autorów

Na łamach *Przeglądu Naukowego – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* zamieszczane są oryginalne prace naukowe, niepublikowane w innych czasopismach.

Wymogi techniczne przygotowania prac:

1. Tekst i tabele należy złożyć w formie maszynopisu (2 egz.) oraz na dyskietce.
2. Objętość artykułu wraz z ilustracjami nie może przekraczać 10 stron formatu A-4, na stronie 32 wiersze, odstęp między wierszami – 1,5 wiersza, marginesy – 2,5 cm.

Układ pracy:

1. Imię i nazwisko autora (-ów) – u góry z lewej strony.
2. Pod nazwiskiem – miejsce pracy w języku polskim i angielskim.
3. Tytuł pracy – w języku polskim i angielskim.
4. Słowa kluczowe (*Key words*) w języku polskim i angielskim.
5. Tekst pracy powinien obejmować: wprowadzenie, materiał i metody, wyniki, podsumowanie i dyskusję, wnioski, literaturę, streszczenie w języku angielskim (*Summary*), adres autora(-ów).
6. Tytuły tabel i rysunków, opisy główki pionowej i poziomej oraz wszystkie napisy na ilustracjach muszą być podane w języku polskim i angielskim w wersji czarno-białej.
7. Przy powoływaniu się w tekście na innych autorów podaje się np.: zdaniem Kowalskiego (2002) lub (Kowalski 2002).
8. Wykaz piśmiennictwa należy zestawiać w porządku alfabetycznym według kolejności: nazwisko(-a) autora(-ów), inicjały imion; rok wydania (gdy w danym roku jest wydanych kilka prac tego samego autora, po podaniu roku należy oznaczyć kolejne pozycje a, b, c itd.); tytuł pracy; skrót wydawnictwa i miejsce wydania (w przypadku podręcznika, monografii lub innej publikacji zwartej); numer tomu (rocznika), zeszytu oraz numery stron (w przypadku periodyku), np:
Kowalski J. 2002a: Analiza regresji stosowana. Wydawnictwo Naukowe PWN Warszawa.
9. Streszczenie wraz z tytułem w języku angielskim z podaniem imienia, nazwiska oraz tytułu pracy (około 500 znaków).
10. Author's address:
Jan Kowalski
Nazwa miejsca pracy w języku polskim (uczelnia, katedra)
Poland
11. Streszczenie w języku polskim z podaniem imienia, nazwiska oraz tytułu pracy (do 500 znaków) w celu przekazania do krajowego oraz międzynarodowego wykazu czasopism.