

1. WPROWADZENIE

Modelowanie procesów hydrologicznych wymaga znajomości lokalnych warunków związanych z obiegiem wody. Jak podają Butts i in. (2004) właściwa dla celu modelowania struktura modelu, oprócz wartości parametrów wejściowych odgrywa kluczową rolę w dokładności symulacji. Przykładowo Autorzy Ci wykazali, że uwzględnienie w obliczeniach przestrzennego rozkładu opadów w zlewni odgrywa ważną rolę w dokładności wyników symulacji. Najlepszym rozwiązaniem jest wykorzystanie danych opadowych z uwzględnieniem ich czasowej i przestrzennej zmienności. W związku z tym za ważną kwestię w modelowaniu hydrologicznym należy uznać określenie jaki wpływ na wyniki symulacji ma charakter wykorzystanych danych opadowych.

Wilson i in. (1979) wykazali że rozkład przestrzenny i dokładność danych opadowych wpływa znacząco na wielkość przepływu w kulminacji i czas do kulminacji. Sun i in. (2002) podają, że błędy w oszacowaniu odpływu ze zlewni są bezpośrednio związane z rozmieszczeniem stacji opadowych i warunków fizjograficznymi w zlewni. Okazało się, że dokładność modelowania odpływu wywołanego nawalnymi opadami deszczu zależy w dużym stopniu od zmienności opadów w przestrzeni. Z kolei Bormann (2006) twierdzi, że poprawność odtworzenia wezbrań w modelu wymaga dobrej jakości danych wejściowych. Badania przeprowadzone przez Bárdossy i Das (2008) wykazały, że liczba i rozkład przestrzenny stacji opadowych wpływa na wyniki symulacji. Stwierdzili, że jakość wyników uzyskanych z modelu pogarszają się wraz z redukcją liczby stacji opadowych. Niekorzystnym jest też nadmierna liczba stacji opadowych wykorzystana w modelu, gdyż wzrasta ryzyko, że charakterystyki opadu dla takich stacji nie są reprezentatywne do opisu wezbrań w zlewni. Także orografia terenu może wykluczać wykorzystanie niektórych sąsiadujących z badaną zlewnią stacji opadowych (Wałęga i Książek 2015, 2016). Badania Anttil i in. (2006) dowiodły, że pogorszenie wyników modelowania może być spowodowane również zbyt małą liczbą stacji opadowych wykorzystaną do obliczenia opadu średniego w zlewni. Dlatego kluczową kwestią w modelowaniu hydrologicznym powinno być ustalenie, w jaki sposób na wyniki symulacji wpływa struktura modelu i jakość danych wejściowych.

Celem pracy jest określenie wpływu liczby i rozmieszczenia stacji opadowych na parametry wezbrań uzyskane w wyniku symulacji z wykorzystaniem modelu SCS-UH.

2. CHARAKTERYSTYKA ZLEWNI

Analizą wpływu liczby i położenia stacji opadowych przeprowadzono w zlewni Skawy do przekroju wodowskazowego Sucha o powierzchni 465,92 km². Ponad połowę obszaru zlewni (51,5%) stanowią lasy i ekosystemy seminaturalne. Użytki rolne zajmują ok. 46%, natomiast tereny przekształcone antropogenicznie obejmują zaledwie 2,5%. Szczegółowe pokrycie terenu zestawiono w tablicy 1. W analizowanej zlewni przeważają gleby o bardzo małej przepuszczalności (gleby grupy D wg klasyfikacji USDA 2014), które stanowią aż 77% obszaru zlewni. Gleby o przepuszczalności poniżej średniej (gleby grupy C) to niewiele ponad 13,5%, natomiast gleby o przepuszczalności powyżej średniej (gleby grupy B) stanowią ok. 8%. Gleby bardzo dobrze przepuszczalne (gleby grupy A) to tylko 1,5%. Średnia wartość współczynnika CN w analizowanej zlewni wynosi 80,15.

Tablica 1

Pokrycie terenu zlewni Skawy do przekroju wodowskazowego Sucha

Table 1

Land cover in Skawina catchments to Sucha cross section

Pokrycie terenu wg Corine Land Cover	Powierzchnia A	
	[km ²]	[%]
Miejsca eksploatacji odkrywkowej	0,29	0,06
Zabudowa luźna	10,94	2,35
Grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających	99,68	21,39
Łąki	14,44	3,1
Tereny głównie zajęte przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej	34,24	7,35
Złożone systemy upraw i działek	66,34	14,24
Lasy iglaste	134,46	28,86
Lasy liściaste	20,4	4,38
Lasy mieszane	81,88	17,57
Lasy w stanie zmian	3,08	0,66
Murawy i pastwiska naturalne	0,17	0,04
Suma	465,92	100

3. MATERIAŁ I METODY

W pracy wykorzystano dobowe wysokości opadów z 15 stacji opadowych położonych w dorzeczu Skawy i bezpośrednim jego sąsiedztwie oraz fale powodziowe zarejestrowane w 4 przekrojach wodowskazowych: Jordanów, Skawica Dolna, Osielec i Sucha w roku 1997 i 2010, udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - PIB. Mapę dorzecza Skawy z podziałem na zlewnie cząstkowe i lokalizacją stacji opadowych pokazano na rys. 1.

Opady średnie w zlewniach cząstkowych obliczono wariantowo, bazując na danych z 5, 9, 12 i 15 stacji opadowych, przy użyciu oprogramowania ArcGIS 10 z narzędziami 3D Analyst Tools - Topo to Raster.

Średni opad efektywny w każdej zlewni cząstkowej obliczono metodą SCS-CN (Ven Te Chow i in. 1988; Więzik 2010). W zależności od grupy gleb, rodzaju pokrycia i użytkowania terenu określono średni parametr CN.

Sumaryczny opad efektywny od chwili początkowej do czasu t , obliczono równaniem:

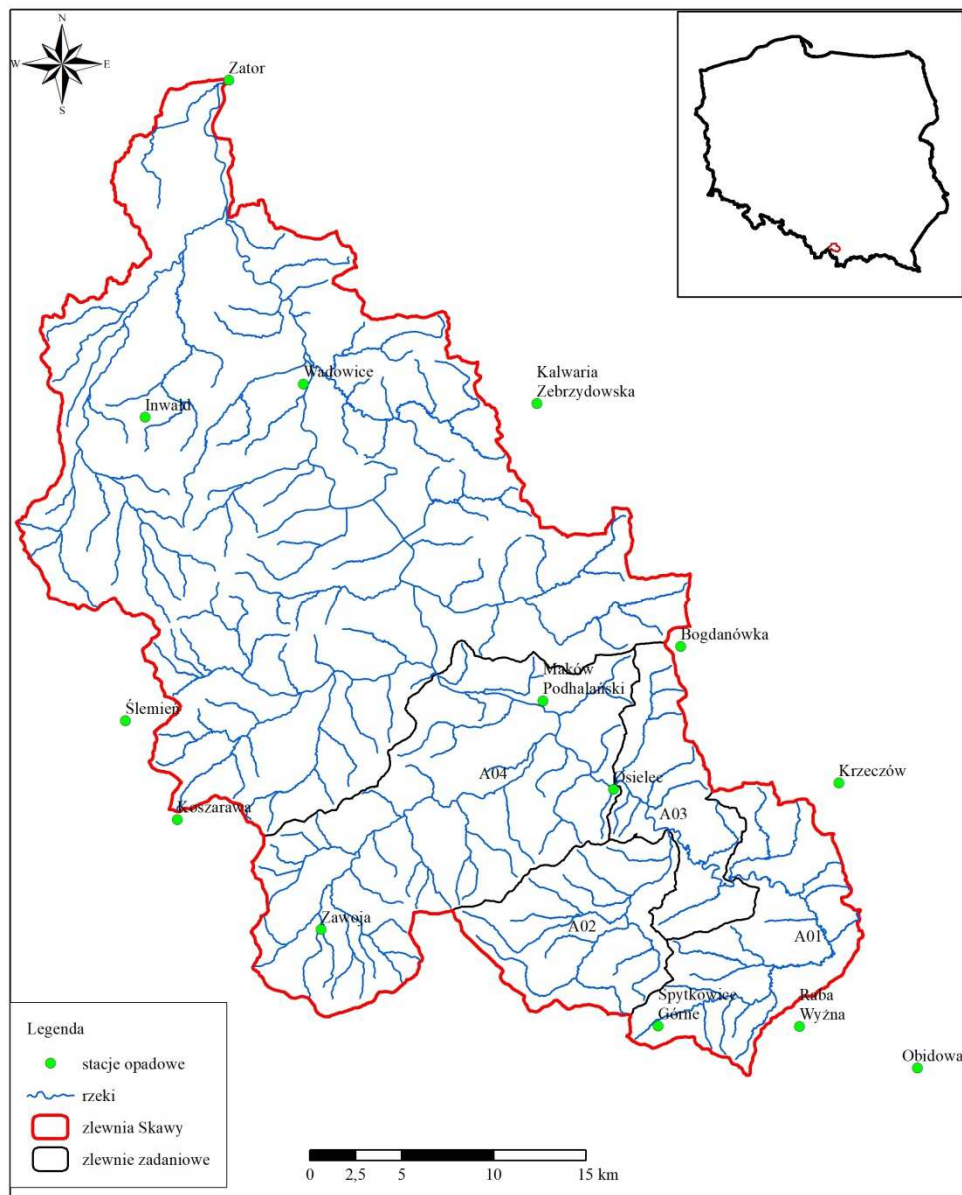
$$\sum_{i=0}^t H_i = \begin{cases} 0 & \text{gdy } (\sum_{i=0}^t P_i - 0,2 S) \leq 0 \\ \frac{(\sum_{i=0}^t P_i - 0,2 S)^2}{\sum_{i=0}^t P_i + 0,8 S} & \text{gdy } (\sum_{i=0}^t P_i - 0,2 S) > 0 \end{cases} \quad (1)$$

gdzie:

$\sum_{i=0}^t H_i$ – suma wysokości średniego w zlewni opadu efektywnego [mm],

$\sum_{i=0}^t P_i$ – suma wysokości średniego w zlewni opadu całkowitego [mm],

S – maksymalna retencja zlewni [mm].



Rys. 1. Zlewnia Skawy do wodowskazu Sucha w podziale na zlewnie cząstkowe. Oznaczenia zlewni:
 A01 - Skawa do wodowskazu Jordanów, A02 - Skawica do wodowskazu Skawica Dolna,
 A03 - Skawa od wodowskazu Jordanów do wodowskazu Osielec,
 A04 - Skawa od wodowskazu Osielec do wodowskazu Sucha,

Fig. 1. The Skawa catchment from sources to Sucha gauge station with subcatchments. Code of catchments: A01 - Skawa to Jordanów gauge station, A02 - Skawica to Skawica Dolna gauge station, A03 - Skawa from Jordanów gauge station to Osielec gauge station, A04 - Skawa from Osielec gauge station to Sucha gauge station,

Maksymalną retencję w zlewniach cząstkowych obliczono ze wzoru:

$$S = 25,4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (2)$$

gdzie:

CN – średni w każdej zlewni cząstkowej parametr metody SCS-CN [-].

Parametr CN określono jako wartość średnią ważoną w każdej zlewni cząstkowej w oparciu o tabele USDA (2004),

Wartości hietogramu opadu efektywnego przyjętych przedziałach obliczeniowych ($\Delta t = t_i - t_{i-1}$) określono ze wzoru:

$$H_i = \sum_{i=0}^t H_i - \sum_{i=0}^{t-1} H_i \quad (3)$$

Do transformacji opadu efektywnego w odpływ bezpośredni zastosowano model SCS-UH (McCuen i in. 1996).

Zlewnię Skawy do przekroju wodowskazowego Sucha podzielono na 4 zlewnie cząstkowych (nazwy zlewni i ich oznaczenia przyjęto na potrzeby obliczeń podano na rys. 1).

Czas opóźnienia kulminacji fali t_l obliczono ze wzoru regresyjnego zalecanego przez SCS (USDA 2004):

$$t_l = \frac{(3280 L)^{0,8} \left(\frac{1000}{CN} - 9 \right)^{0,7}}{1900 I^{0,5}} \quad (4)$$

gdzie:

t_l – czas opóźnienia [h],

L – długość drogi spływu (najdłuższa odległość od działu wodnego do przekroju zamykającego) [km],

I – średni spadek zlewni [%].

Średni spadek zlewni wyznaczono z równania:

$$I = \frac{\Delta h \sum_{j=1}^r k_j}{10 A} \quad (5)$$

gdzie:

Δh – różnica wysokości pomiędzy sąsiednimi warstwicami [m],

k_j – długość warstwicy ($j = 1, 2, 3, \dots r$) [km],

r – liczba warstwic,

A – powierzchnia zlewni [km²].

W modelu SCS-UH do określenia kształtu hydrogramu jednostkowego w każdej zlewni cząstkowej niezbędne było obliczenie przepływu kulminacyjnego i czas wystąpienia kulminacji ze wzorów (Cupak i Wałęga 2018):

$$t_p = \frac{t_D}{2} + t_l \quad (6)$$

$$q_p = \frac{0,208 A}{t_p} \quad (7)$$

gdzie:

t_p – czas wystąpienia kulminacji hydrogramu jednostkowego [h],

q_p – przepływ kulminacyjny hydrogramu jednostkowego [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],

t_D – czas trwania opadu jednostkowego [h],

A – powierzchnia zlewni [km^2].

Jednostkowy czas trwania opadu efektywnego obliczono z zależności:

$$t_D = 0,133 t_c \quad (8)$$

gdzie:

t_c – czas koncentracji [h].

Czas koncentracji t_c jest związany z czasem opóźnienia relacją:

$$t_c = \frac{t_l}{0,6} \quad (9)$$

Hydrogramy odpływu ze zlewni cząstkowych Skawy do przekroju wodowskazowego Sucha obliczono programem HEC-HMS 4.1.

Wykorzystując wskaźnik efektywności Nasha i Sutcliffe'a (1970) dokonano oceny jakości modelu porównując przepływy obserwowane i obliczone przy różnej liczbie stacji opadowych przyjętych do obliczenia opadu średniego w zlewniach cząstkowych:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N [Q_{o_t} - Q_{s_t}]^2}{\sum_{t=1}^N [Q_{o_t} - \overline{Q_o}]^2} \quad (10)$$

gdzie:

Q_{o_t} – rzędna hydrogramu obserwowanego [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],

Q_{s_t} – rzędna hydrogramu obliczonego [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],

N – liczba rzędnych hydrogramu obserwowanego i obliczonego,

t – czas [24h],

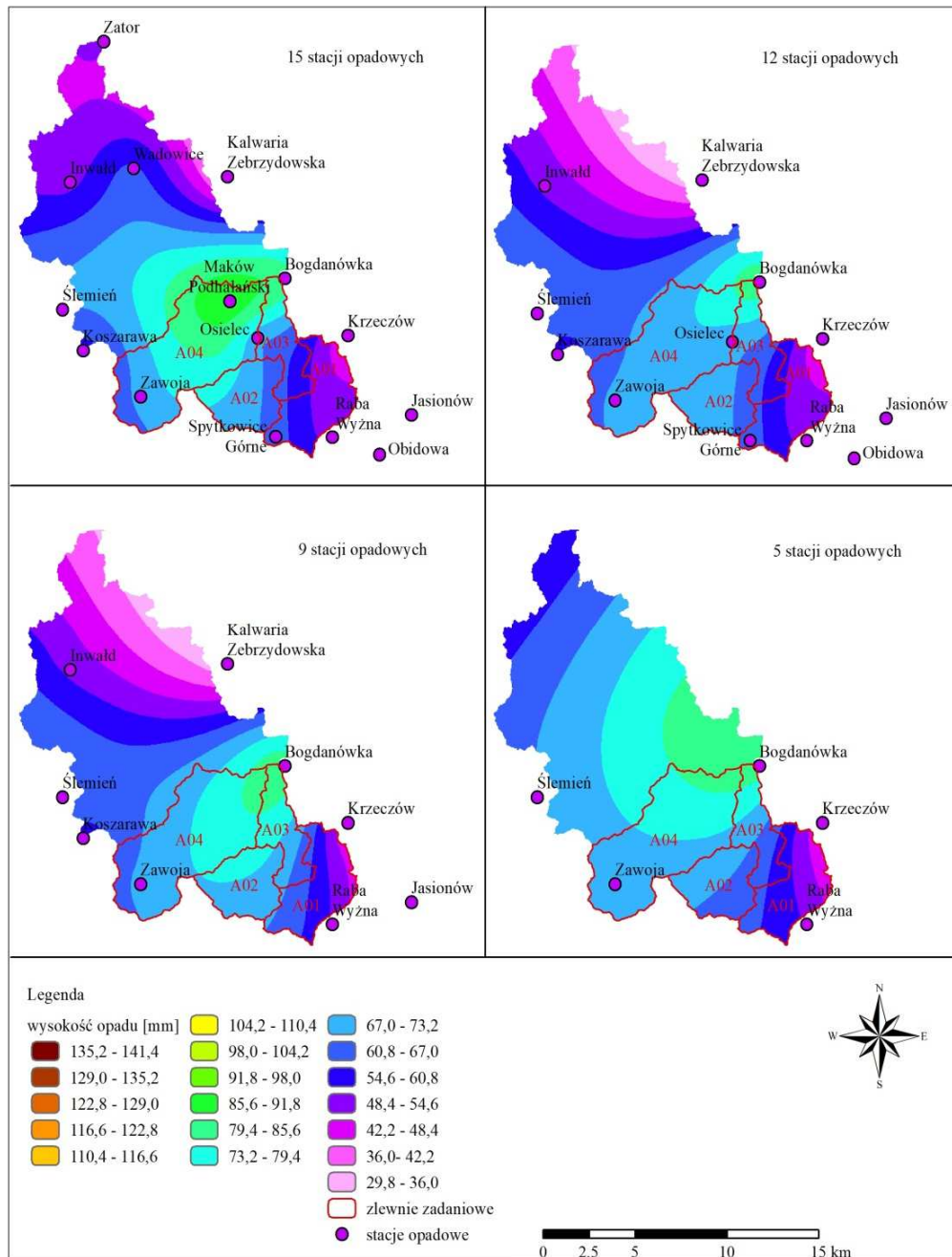
$\overline{Q_o}$ – średnia wartość hydrogramu obserwowanego.

W zależności od wartości wskaźnika efektywności Moriasi i in. (2007), określili skalę jakości modelu. Jeżeli wskaźnik efektywności E jest wyższy od 0,75 to model jest bardzo dobry, przy E zawierającym się w przedziale od 0,65 do 0,75 model jest dobry, a dla E w zakresie od 0,50 do 0,64 - satysfakcjonujący. Wartość wskaźnika E poniżej 0,50 charakteryzuje model jako niesatysfakcjonujący.

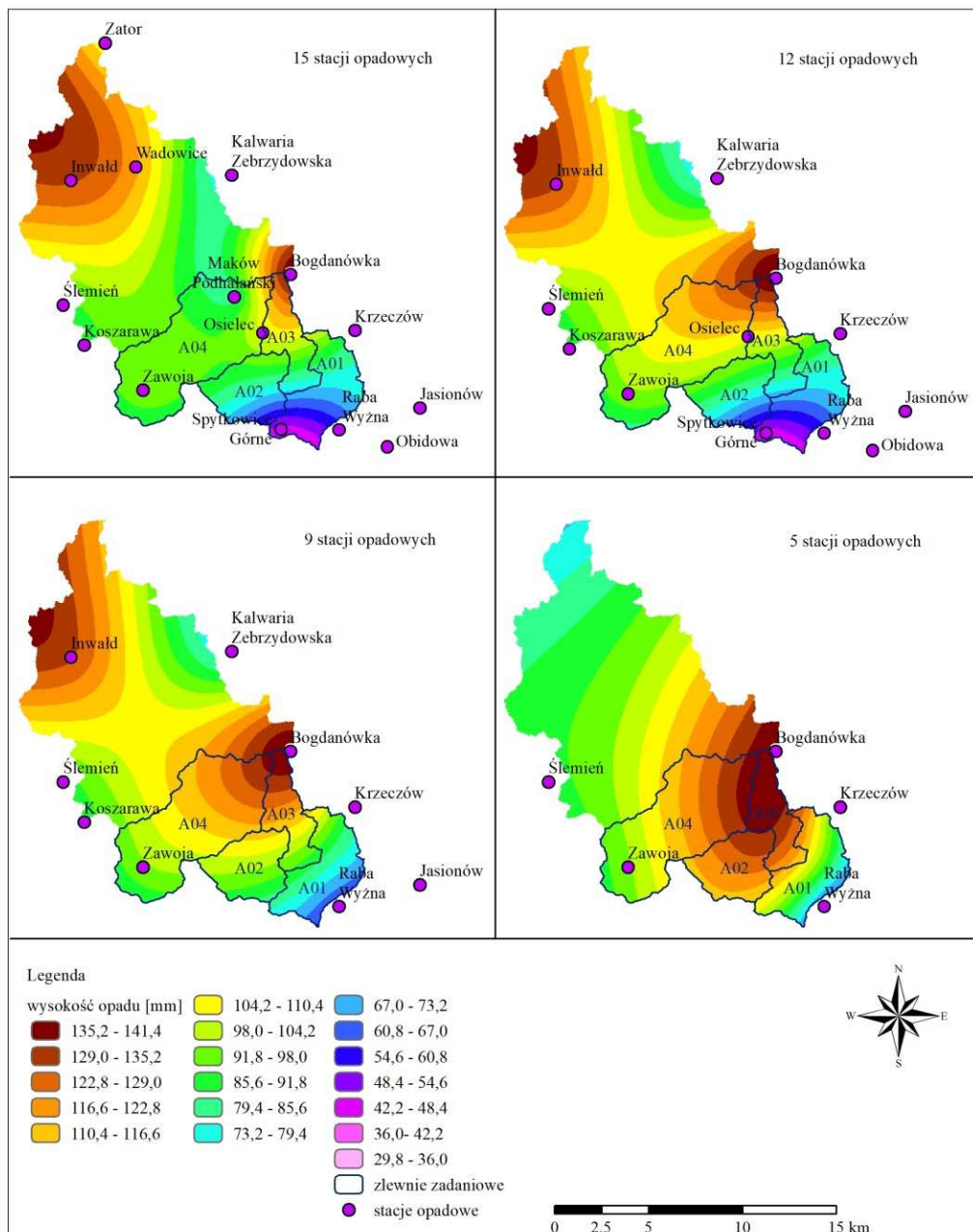
4. WYNIKI I DYSKUSJA

Przyjmując do analizy różną liczbę stacji opadowych określono izohiety przestrzennego rozkładu opad w dorzeczu Skawy dla danych opadowych, które wystąpiły w czasie powodzi w roku 1997 i 2010.

Na rys. 2 przedstawiono izohiety opadów dobowych w dniu 8.07.1997 r., a na Rys. 3 w dniu 16.05.2010 r.



Rys. 2. Izohiety opadów z 8.07.1997 r. w zlewni Skawy dla różnej liczby stacji opadowych
 Fig. 2. Isohyets of rainfall occurred on 8.07.1997 in the Skawa catchment for different number of rainfall gauge stations



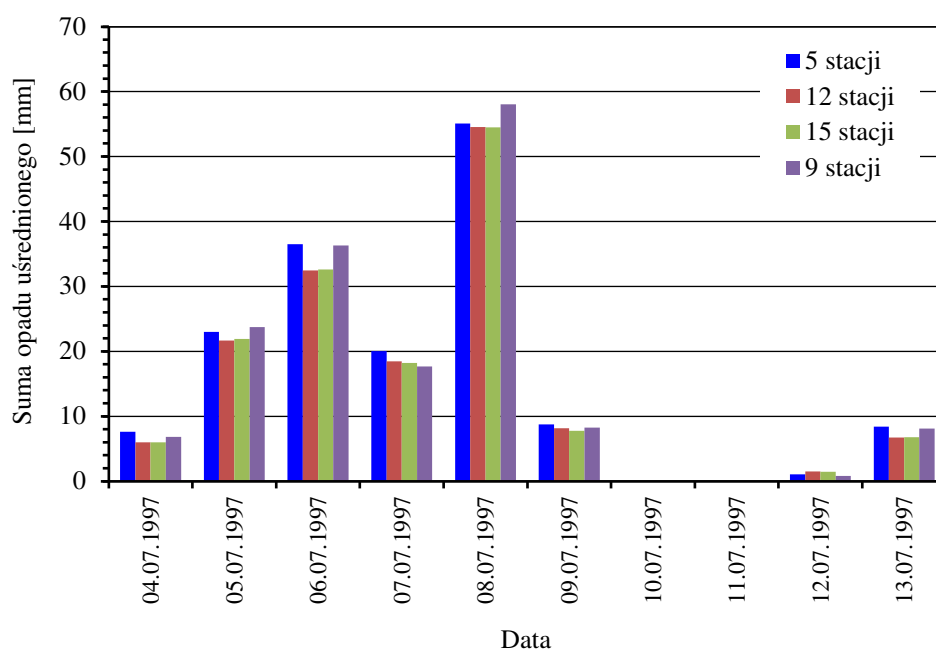
Rys. 3. Izohiety opadów z 16.05.2010 r. w zlewni Skawy dla różnej liczby stacji opadowych
 Fig. 3. Isohyets of rainfall occurred on 16.05.2010 in the Skawa catchment for different number of rainfall gauge stations

Analizując rozkłady opadów przedstawione na rys. 2 i 3 stwierdzono, że przyjęcie różnej liczby stacji opadowych istotnie wpływa na rozkład przestrzenny oraz wartości opadu efektywnego wprowadzone jako dane wejściowe do modelu odpływu ze zlewni cząstkowych. W przypadku maksymalnego opadu w dniu 8.07.1997 r. największa średnia jego wysokość wystąpiła w zlewni A04 niezależnie od liczby stacji opadowych przyjętych do analizy.

Przyjmując 15 stacji zaobserwowano największe różnice wysokości opadów w całym badanym obszarze. Oznacza to, że duży wpływ na przestrzenny rozkład opadów mają opady pomierzone w sąsiednich zlewniach, oddalonych od badanego obszaru. W przypadku opadu, który wystąpił w dniu 16.05.2010 r. liczba stacji opa-

dowych również wpływała nie tylko na średnią wysokość opadu, ale także na jego rozkład przestrzenny. W przypadku 15, 12 i 9 stacji widoczne są dwa obszary opadów dobowych o wysokości powyżej 122 mm (w rejonie stacji w Inwałdzie i Bogdanówce). W źródłowych partiach zlewni Skawy pojawił się obszar o najniższej sumie dobowej opadu, poniżej 67 mm. Zmniejszenie liczby stacji doprowadziło do zwiększenia się obszaru ekstremalnie wysokich sum opadów, które obejmowały zlewnie A04, A03, a w przypadku 5 stacji nawet zlewnię A02. Jednocześnie zauważono znaczne zmniejszenie się obszaru o niższych opadach (poniżej 67 mm), które w przypadku 5 stacji zanikały. Świadczy to również o tym, że o rozkładzie opadów decydują stacje położone poza badaną zlewnią.

Analizując wyniki przedstawione na rys. 4 stwierdzono, że niezależnie od liczby stacji opadowych, czasowa zmienność opadów średnich w zlewniach cząstkowych jest prawie taka sama (przykładem jest zlewnia cząstkowa A01 zamknięta wodowskazem w Jordanowie). Zmienia się jedynie suma opadów w okresie powodzi w roku 1997. Jest to spowodowane tym, że analizowano opady dobowe, które nie wykazują wyraźnej zmienności w zlewni. W tym okresie największa suma opadów wystąpiła w dniu 08.07.1997 r., a średnia wartość obliczona dla różnej liczby stacji wynosiła 55,4 mm. Opad ten był poprzedzony trzydniowym intensywnym deszczem, który doprowadził do znacznego uwilgotnienia gleby, co niewątpliwie przyczyniło się do wystąpienia fali powodziowej.



Rys. 4. Sumy opadów średnich w zlewni A01 w dniach 4-13.07.1997 r. dla różnej liczby stacji opadowych

Fig. 4. Sum of the mean rainfall in subcatchment A01 during 3-13.07.1997 for different number of rainfall gauge stations

W tabelicy 2 przedstawiono sumy opadów w okresie powodzi, która wystąpiła w 1997 r. średnie w zlewni A01 przy różnej liczbie stacji. Najwyższe i prawie identyczne sumy opadów wystąpiły przy uwzględnieniu 5 i 9 stacji. Niższe o około 10 mm sumy opadów uzyskano przy 12 i 15 stacji. Z przeprowadzonych analizy

wynika, że należy rozważnie wybierać stacje opadowe, na podstawie których obliczane będą opady średnie w zlewniach cząstkowych.

Sumy opadów, maksymalne przepływy i wskaźnik jakości modelu w czasie powodzi w 1997 r.

Tablica 2

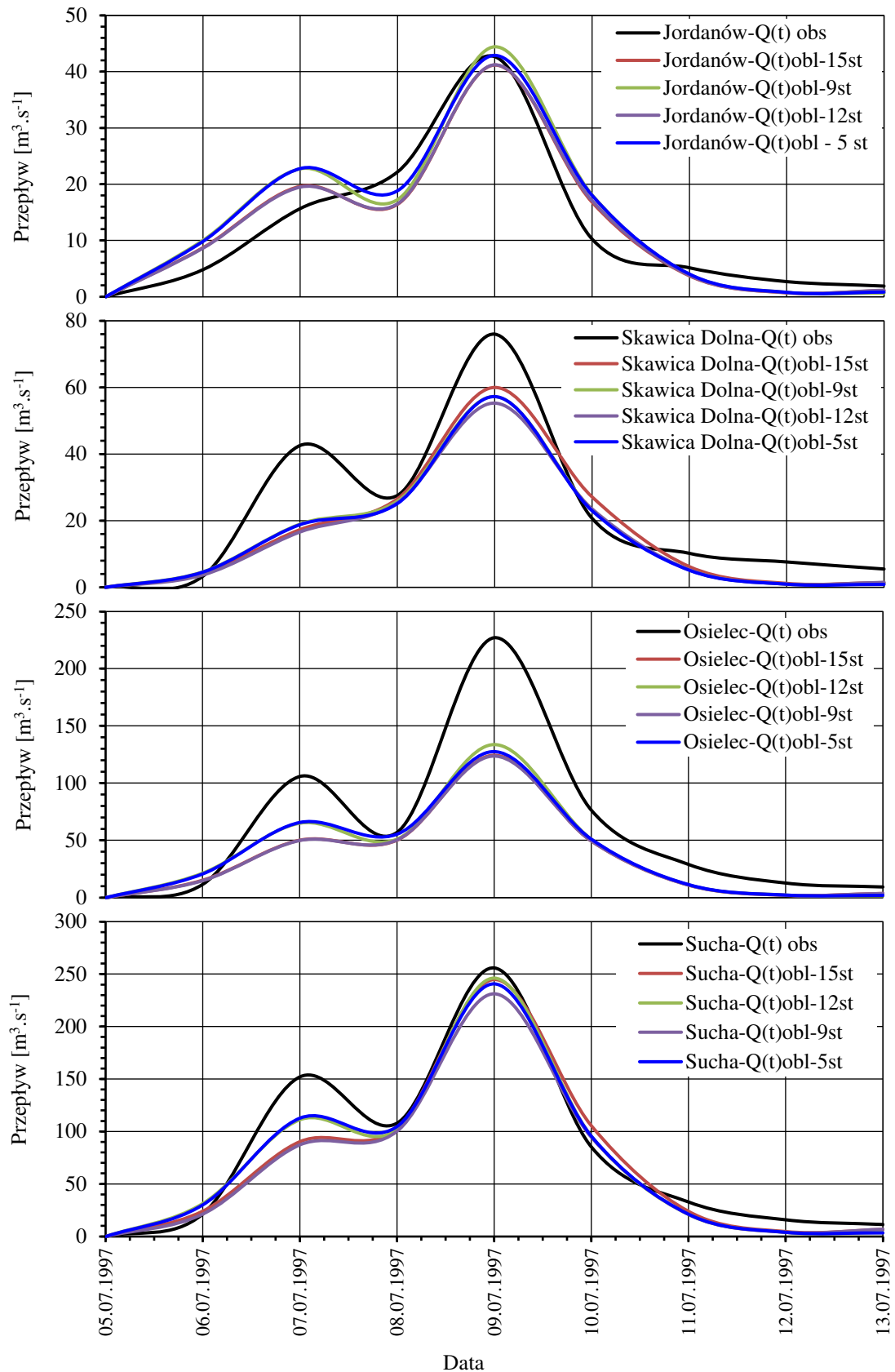
Table 2

Rainfall and runoff characteristics for event occurred in 1997

Wyszczególnienie	Liczba stacji opadowych			
	5	9	12	15
Przekrój wodowskazowy Jordanów				
Suma opadów w zlewni A01	160,5	159,8	149,5	149,2
$Q_{s,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	42,9	44,5	41,2	41,2
$Q_{o,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	42,7			
E	0,897	0,884	0,922	0,920
Przekrój wodowskazowy Skawica Dolna				
$Q_{s,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	57,2	57,3	55,3	60,0
$Q_{o,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	76,0			
E	0,788	0,792	0,752	0,791
Przekrój wodowskazowy Osielec				
$Q_{s,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	127,5	133,7	123,7	124,4
$Q_{o,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	227,0			
E	0,70	0,72	0,64	0,65
Przekrój wodowskazowy Sucha				
$Q_{s,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	240,8	246,3	231,3	244,9
$Q_{o,max}$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	256,0			
E	0,96	0,96	0,91	0,92

Na rys. 5 przedstawiono hydrogramy obserwowane i obliczone przy różnej liczby stacji opadowych w okresie od 5 do 13.07.1997 r. Stwierdzono, że w przekroju wodowskazowym Jordanów wartości obliczone dobrze odwzorowują hydrogram obserwowany. Także w innych przekrojach czasy wystąpienia kulminacji, niezależnie od liczby stacji opadowych wykorzystanych do obliczenia opadu średniego, są takie same. W przekroju wodowskazowym Skawica Dolna model nie odtworzył poprawnie fali złożonej - pierwsza mniejsza kulminacja nie została poprawnie odwzorowana przez model. Jest to spowodowane zastosowaniem modelu SCS-CN do obliczenia opadu efektywnego, który jak pokazują badania Grimaldi i in (2013), może doprowadzić do nieprecyzyjnego odzwierciedlenia początkowej fazy wezbrania z powodu dużych strat początkowych opadu.

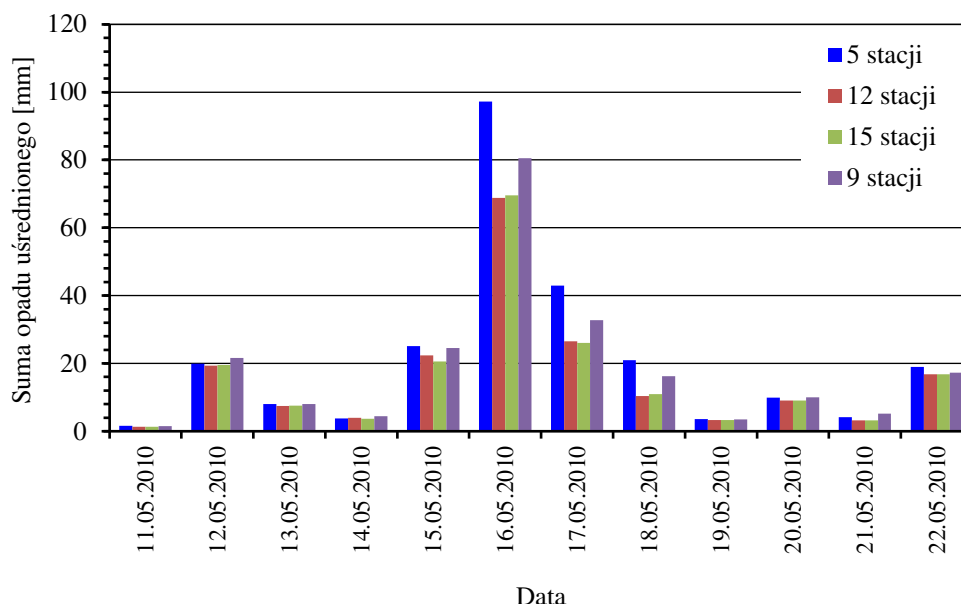
W tablicy 2 przedstawiono przepływy kulminacyjne fal powodziowych obserwowanych i obliczonych w przekrojach wodowskazowych: Jordanów, Skawica Dolna, Osielec i Sucha na Skawie. Stwierdzono, że nie ma istotnej zależności pomiędzy przepływami maksymalnymi, a liczbą przyjętych stacji opadowych, ponieważ sumy opadów dobowych niewiele różnią się od siebie.



Rys. 5. Hydrogramy obserwowane i obliczone w 4 przekrojach wodowskazowych na Skawie w okresie 5-13.07.1997 r. przy wykorzystaniu różnej liczby stacji opadowych
 Fig. 5. Observed and simulate hydrographs for four gauges in the Skawa catchment for event occurred in 1997 and different number of rainfall gauges

Wskaźnik jakości modelu E wykazał, że w większości przypadków zastosowany model bardzo dobrze opisywał falę powodziową z 1997 r. ($E > 0,75$). Najgorsze wyniki uzyskano w przekroju wodowskazowym Osielec, gdzie wg kryterium Moriasiego i in. (2007) model był dobry. Za wyjątkiem pierwszego przekroju wodowskazowego w Jordanowie, w pozostałych przekrojach nieco lepsza jakość modelu uzyskano przy mniejszej liczbie stacji wykorzystanych do obliczenia opady średniego w zlewniach cząstkowych. Stwierdzono, że wg tej miary najlepsze wyniki uzyskano przy wykorzystaniu danych z 10 stacji opadowych.

W czasie powodzi w 2010 r. najwyższa suma opadu dobowego wystąpiła w dniu 16.05.2010 r., a jej wartość średnia w zlewni wynosiła od 69,0 mm dla 12 stacji do 97,0 mm dla 5 stacji. Z analizy wynika, że poza okresem najwyższych opadów liczba stacji nie wpłynęła wyraźnie sumy opadów w poszczególnych dobach. Jednak w okresie od 15 do 18.05.2010 r. różnice między były znaczne (rys. 6). Miało to wpływ na obliczony opad średni w zlewni A01, zamkniętej przekrojem wodowskazowym Jordanów. Przyjmując opady z 5 stacji suma jest największa i wynosi ponad 270 mm, a najniższa jest przy uwzględnieniu 15 stacji opadowych - 202,31 mm. Zaobserwowano podobną sumę opadów średnich w zlewni przy 12 stacjach.



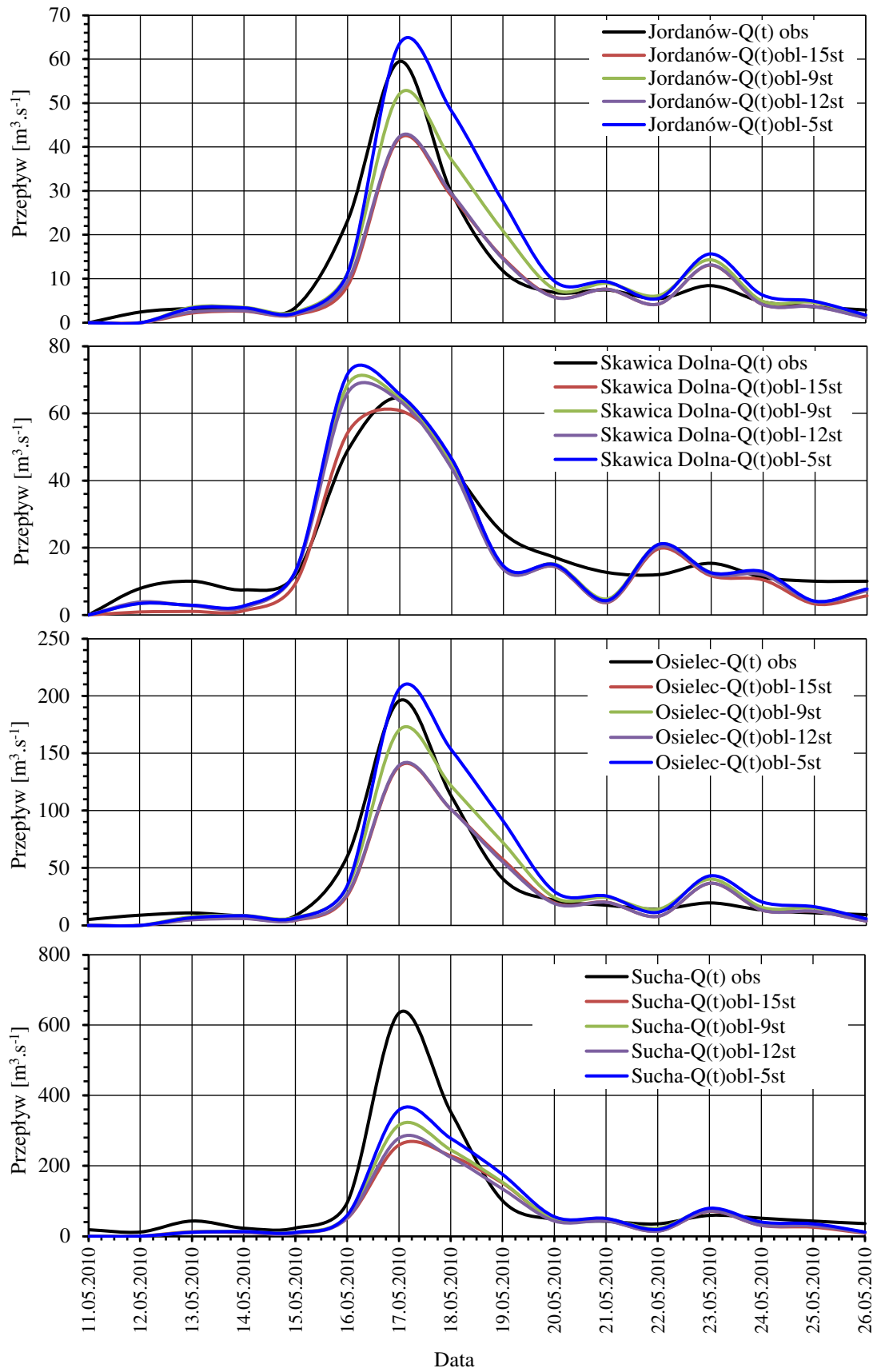
Rys. 6. Sumy opadów średnich w zlewni A01 w dniach 11-22.05.2010 r. dla różnej liczby stacji opadowych

Fig. 6. Sum of the mean rainfall in subcatchment A01 during 11-23.05.2010 for different number of rainfall gauge stations

Zmienna liczba stacji opadowych przyjętych do obliczenia opadu średniego w zlewniach cząstkowych ma istotny wpływ na przepływ kulminacyjny fali powodziowej. Również najłagodniej tym przypadku model najłagodniej odwzorował falę powodziową w przekroju wodowskazowym Osielec, niezależnie od liczby stacji opadowych.

Rozpatrując zdarzenie opadowe z 2010 roku można stwierdzić, że w przypadku wykorzystania danych ze stacji opadowych zlokalizowanej w zlewni lub jej najbliższym sąsiedztwie można uzyskać wyniki obliczeń w największym stopniu zbliżone do obserwacji.

Na rys. 7 przedstawiono fale obserwowane i obliczone przy różnej liczbie uwzględnionych stacji opadowych w czasie powodzi w 2010 r. W każdym z 4 przekrojów wodowskazowych stwierdzono podobny kształt hydrogramów obliczonych.



Rys. 7. Hydrogramy obserwowane i obliczone w 4 przekrojach wodowskazowych na Skawie w okresie 11-26.05.2010 r. przy wykorzystaniu różnej liczby stacji opadowych
 Fig. 7. Observed and simulate hydrographs for four gauges in the Skawa catchment Dor event occurred in 2010 and different number of rainfall gauges

Gwałtowny przyrost przepływów występujący pomiędzy 15 a 17.05. był spowodowany głównie sumą opadów. Fale obliczone modelem HEC-UH dobrze porównanie odwzorowują jedynie czasy wystąpienia kulminacji. Za wyjątkiem przekroju wodowskazowego Skawica Dolne występują znaczne różnice w przepływach kulminacyjnych. Najgorsze wyniki obliczeń uzyskano w przekroju Sucha. Jest to spowodowane tym, że w przekroju Sucha w maju 2010 r zanotowano bardzo wysoki przepływ kulminacyjny $635,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zastanawiająca jest tak wysoka wartość przepływu. Wątpliwość co do wartości przepływu wynika to z faktu, że różnica powierzchni zlewni między wodowskazem Sucha a Osielec wynosi $226,2 \text{ km}^2$, a różnica w przepływie maksymalnym (przepływy wystąpiły tego samego dnia) pomiędzy tymi wodowskazami wyniosła $428,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Istotne znaczenie w kształtowaniu przepływu do przekroju Sucha ma duży dopływ - Skawica, która do przekroju Skawica Dolna ma powierzchnię zlewni równą $143,9 \text{ km}^2$. Jednak z tej zlewni przepływ maksymalny wynosił $64,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Oznacza to, że z pozostałej powierzchni zlewni różnicowej wynoszącej $82,3 \text{ km}^2$ maksymalny przepływ wyniósł aż $364,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (dzień wystąpienia wszystkich kulminacji był ten sam - 17.05.2010 r.). Wydaje się, że jest to wartość mocno przeszacowana i konieczna jest weryfikacja krzywych natężenia przepływu w przekroju Sucha w celu potwierdzenia zaobserwowanej wartości przepływu. W tabelicy 3 przedstawiono charakterystyki hydrogramów obserwowanych i obliczonych w przekrojach wodowskazowych: Jordanów, Skawica Dolna, Osielec i Sucha na Skawie oraz wskaźnik jakości modelu.

Tablica 3
Sumy opadów, maksymalne przepływy i wskaźnik jakości modelu w czasie powodzi w 2010 r.
Table 3

Rainfall and runoff characteristics for event occurred in 2010

Wyszczególnienie	Liczba stacji opadowych			
	5	9	12	15
Przekrój wodowskazowy Jordanów				
Suma opadów w zlewni A01	270,29	237,81	203,01	202,31
$Q_{s,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	63,5	52,1	42,4	42,0
$Q_{o,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	59,5			
E	0,752	0,885	0,841	0,502
Przekrój wodowskazowy Skawica Dolna				
$Q_{s,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	65,7	64,5	63,7	60,9
$Q_{o,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	64,6			
E	0,786	0,818	0,833	0,872
Przekrój wodowskazowy Osielec				
$Q_{s,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	206,2	170,5	139,8	138,8
$Q_{o,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	196,0			
E	0,847	0,919	0,865	0,859
Przekrój wodowskazowy Sucha				
$Q_{s,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	359,0	316,3	279,2	259,7
$Q_{o,max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	635,0			
E	0,771	0,699	0,626	0,589

Porównując fale obserwowane i obliczone największą zgodność uzyskano przy wykorzystaniu danych opadowych z 9 i 12 stacji - wskaźnik efektywności E był wyższy od 0,8 w przekrojach: Jordanów, Skawica Dolna i Osielec, co klasyfikowało

model jako bardzo dobry. W przypadku przekroju Sucha uzyskano najłabsze dopasowanie fali obliczonej do obserwowanej. W tym przekroju, przyjmując 5 stacji opadowych wskaźnik E wynosił 0,771 (model bardzo dobry), w pozostałych przypadkach był dobry przy 9 stacjach i satysfakcjonujący przy 12 i 15 stacji. Zdecydowanie najgorsze wyniki uzyskano w przekrojach wodowskazowych Jordanów i Sucha. Przyjmując do obliczenia opadu średniego 15 stacji opadowych, model był satysfakcjonujący.

5. WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych obliczeń można sformułować następujące wnioski:

1. Model SCS-UH poprawnie opisuje wezbrania opadowe o czym świadczą wartości współczynnika efektywności E klasyfikująca model w większości przypadków jako bardzo dobry lub dobry. Fale obliczone poprawnie odwzorowały obserwowane hydrogramy. W przypadku fal złożonych model SCS-UH nie odzwierciedlał z wystarczającą dokładnością przebiegu wezbrania co było spowodowane zastosowaniem metody SCS-CN do obliczenia wysokości opadu efektywnego. Model ten generuje wysokie straty początkowe co ma istotne znaczenie w modelowaniu odpływu na początku wezbrania.
2. Duże znaczenie ma lokalizacja stacji opadowych. Stacje opadowe położone w zlewniach sąsiednich mogą mieć istotny wpływ na obliczoną wysokość opadu średniego w badanej zlewni.
3. Przyjęta liczba stacji opadowych wykorzystanych do obliczenia opadu średniego w zlewni determinuje wartości przepływów chwilowych, nie ma jednak wpływu na czas wystąpienia kulminacji fali. W zlewni Skawy najlepsze rezultaty uzyskano przy wykorzystaniu danych opadowych z 9 i 12 stacji opadowych.
4. Liczba stacji i sposób określenia przestrzennej zmienności opadów oraz metoda obliczenia opadu efektywnego warunkowały jakość odwzorowania fal powodziowych w wybranych przekrojach wodowskazowych na Skawie.

BIBLIOGRAFIA

- Anctil F., Lauzon N., Andreassian V., Oudin L., Perrin C., 2006, *Improvement of rainfall-runoff forecasts through mean areal rainfall optimization*. Journal of Hydrology, 328: s. 717-725.
- Bárdossy A., Das T., 2008, *Rainfall network on model calibration and application*. Hydrology and Earth System Sciences, 12: s. 77-89.
- Bormann H., 2006, *Impact of spatial data resolution on simulated catchment water balances and model performance of the multi-scale TOPLATS model*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 10: s. 165-179
- Butts M. B., Payne J.T., Kristensen M., Madsen H., 2004, *An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow prediction*. Journal of Hydrology, 298: s. 242-266.
- Cupak A., Wałęga A., 2018, *Basis of Hydrology for Streams and Rivers*. [w:] Open Channel Hydraulics, River Hydraulics Structures and Fluvial Geomorphology. Red. Radecki-Pawlik A., Pagliara S., Hradecky J. CRC Press, s. 212-240
- Grimaldi S., Petroselli A., Romano N., 2013, *Green-Ampt curve number mixed procedure as an empirical tool for rainfall-runoff modelling in small and ungauged basins*. Hydrological Processes, 27: s. 1253-64.
- McCuen R.H., Johnson P.A., Ragan R.M., 1996, *Highway hydrology. Hydraulic design series no. 2*. Report No FHWA-SA-96-067, University of Maryland
- Moriasi D.N., Arnold J.G., Van Liew M.W., Bingner R.L., Harmel R.D., Veith T.L., 2007, *Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*. American Society of Agricultural and Biological Engineers, 50 (3): s. 885-900.

- Nash JE., Sutcliffe JV., 1970, *River flow forecasting through conceptual models, Part-I: a discussion of principles*. J. of Hydrology 10 (3): s.282-290
- Sun H., Cornish P. S., Daniell, T. M., 2002, *Spatial Variability in Hydrologic Modeling using Rainfall-Runoff Model and Digital Elevation Model*. J. Hydrol. Eng., 7(6): s. 404-412
- USDA Natural Resources Conservation Service. Hydrology. In National Engineering Handbook; USDA Soil Conservation Service: Washington, DC, USA, 2004, Chapter 10.
- Ven Te Chow, Maidment DK., Mays L.W., 1988, *Applied Hydrology*. McGRAW-HILL BOOK COMPANY, New York, s. 560
- Wałęga A., Książek L., 2015, *The effect of a hydrological model structure and rainfall data on the accuracy of flood description in an upland catchment*. Annals of Warsaw University of Life Sciences - SGGW. Land Reclamation 47(4): s. 305-320
- Wałęga A., Książek L., 2016, *Influence of Rainfall Data on the Uncertainty of Flood Simulation*. Soil and Water Research 11(4): s. 277-284
- Więzik B., 2010, *Przeptywów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia w małych zlewniach niekontrolowanych*. [w:] Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej. Red. Więzik B.. Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, vol. 68 s. 153-165.
- Wilson C. B., Valdes J. B., Rodriguez-Iturbe I., 1979, *On the influence of the spatial distribution of rainfall on storm runoff*. Water Resour. Res., 15(2): s.321-328

**Joanna POCIASK-KARTECZKA¹, Ladislav HOLKO²,
Marek GÓRNIK¹, Svetlana BIČÁROVÁ³**

¹ Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii

² Slovenská akadémia vied, Ústav hydrologie, Liptovský Mikuláš

³ Slovenska akadémia vied, Ústav vied o Zemi, Tatranská Lomnica

OPADY I ODPLÝW W MAŁYCH ZLEWNIACH W TATRACH WYSOKICH W ZLEWISKU MORZA BAŁTYCKIEGO

PRECIPITATION AND RIVER RUNOFF IN SMALL CATCHMENTS IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS IN THE BALTIC SEA BASIN

Abstract

The High Tatra Mountains as the regional water tower influence the hydrological cycle in a large part of southern Poland and northern Slovakia. We briefly describe the results of the analysis of precipitation and runoff from the entire High Tatra Mountains, *i.e.* both Polish and Slovak parts in period 1961-2010 studied by Górnik et al. (2017). The analysis was based on daily data from ten precipitation stations and seven stream gauges (catchments). Precipitation data confirmed higher precipitation on the windward (northern) slopes of the mountains and increase of precipitation causing potentially dangerous flood situations (40-60 mm per day) in decade 2001-2010 compared to previous decades at most stations. The number of the long-term wet periods (more than ten successive precipitation days) increased in the same decade at many stations too. Runoff data revealed inhomogeneities at five of seven gauging stations. Higher catchment runoff on the windward slopes of the High Tatra Mountains reflects higher precipitation and mean elevation of the catchments. The number of runoff events classified as small and large floods increased in decade 2001-2010 in several catchments on both sides of the mountains.

Keywords: hydrology, high mountains environment, climate changes, the Carpathian Mountains

1. WSTĘP

Choć góry wysokie zajmują na Ziemi zaledwie 5% powierzchni, to stanowią bardzo ważne i wyjątkowe obszary pod względem przyrodniczym, w tym także hydrologicznym (Fleischer i in. 2017, Rączkowska 2007). We wszystkich skalach obiegu wody - począwszy od zlewni, poprzez skalę regionalną aż do globalnej - są one naturalnymi wieżami ciśnień (*Water Towers*) decydującymi w wielu przypadkach o zasobności środkowych i dolnych części dorzeczy (*Europe's ecological...*, 2010; Dürr i in. 2007). Jak zauważono, zlewnie wysokogórskie są bardzo wrażliwe na zmiany klimatyczne (Barnett i in. 2005). W ostatnich dziesięcioleciach doszło do zwiększenia częstości występowania i intensywności ekstremalnych zjawisk pogodowych, co stwarza potrzebę zbadania reakcji systemów hydrologicznych na te zmiany (Huber i in. 2005). Zagadnienie zmian odpływu rzecznoego jest kluczowe z punktu widzenia różnych sektorów gospodarki wodnej, takich jak: zaopatrzenie w wodę gospodarki komunalnej i przemysłowej oraz rolnictwa, hydroenergetyka, turystyka i rekreacja oraz sport, ochrona przeciwpowodziowa i ochrona przed suszą. Badania te są coraz trudniejsze, bazują bowiem na założeniu stacjonarności ciągów, które nie zawsze jest spełnione (Ruiz-Villanueva i in. 2016).

Dotychczasowe badania nad zmianami odpływu ukazały trudności z jednoznacznym określeniem współczesnych tendencji w różnych częściach Europy (Blöschl, Montanari 2010, Mudelsee i in. 2003). Analiza długich ciągów obserwacyjnych przepływu rzek europejskich w celu wykrycia trendów nie wykazała podobnych trendów o zasięgu szerokoregionalnym (Kundzewicz 2012). Badania przeprowadzone w odniesieniu do 70 rzek europejskich pokazały, że tylko w 20 przypadkach zmiany są istotne statystycznie (Kundzewicz i in. 2004, 2005). Stwierdzono natomiast, że w regionie alpejsko-karpackim, latem i jesienią pojawiają się coraz częściej warunki sprzyjające formowaniu wezbrań (Parajka i in. 2010).

W Polsce udział gór wysokich, które stanowią Tatry, jest znikomy gdyż wynosi zaledwie 0,56% powierzchni kraju, jednak hydrologiczne znaczenie tego obszaru jest bardzo duże ze względu m.in. na najwyższy w kraju średni roczny odpływ jednostkowy sięgający $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Łajczak 1996, Pociask-Karteczka i in. 2010). W Słowacji obszar Tatr zajmuje aż 1,24% powierzchni kraju.

Tatry spełniają wyjątkową rolę w Europie Środkowej stanowiąc obszar źródłowy Dunajca i Wagu - dopływów największych rzek europejskich w tej części kontynentu. Nic zatem dziwnego, że obszarowi temu poświęca się sporo studiów nad zmianami warunków meteorologicznych i hydrologicznych, zwłaszcza w ostatnich dziesięcioleciach naznaczonych piętnem szybkich zmian klimatycznych. To tutaj występują m.in. najwyższe sumy opadów ekstremalnych (Ustrnul, Czekierda 2009) przypadające na półrocze letnie (Niedźwiedź 2003). Pod koniec XX w. i na początku XXI daje się zauważyć wzrost uwilgotnienia klimatu Tatr po stronie słowackiej oraz przesunięcie ku górze granic poszczególnych pięter klimatycznych (Melo i in. 2009). Podobne wyniki otrzymali A. Wypych i in. (2018) w odniesieniu do dorzecza górnej Wisły, którzy podkreślają intensywny wzrost temperatury powietrza w najwyższych partiach dorzecza oraz dużą zmienność opadów z roku na rok przy braku jednoznacznych tendencji w ich wieloletnim przebiegu.

W polskich Tatrach daje się także zauważyć wyraźny wzrost temperatury powietrza. Z badań Bokwy i in. (2013) oraz Łupikaszki i in. (2016) wynika, że w przypadku wartości średniej rocznej wynosi on $0,14^\circ\text{C}$ na dekadę. Autorzy jednak nie stwierdzają istotnych zmian w sumie rocznej opadów (1951-2006), choć w marcu i wrześniu zauważa się tendencję rosnącą, zaś w sierpniu malejącą. Od lat 80. XX w.

widoczny jest wyraźny wzrost średniej temperatury powietrza wiosny i lata natomiast jesieni - od lat 90. XX w. Sezon zimowy cechuje się wyraźnymi fluktuacjami temperatury powietrza bez istotnych tendencji.

W przypadku Tatr słowackich także uwidacznia się trend rosnący średniej temperatury powietrza, który w latach 1961-2007 wyniósł 0,21-0,30 °C na dekadę (Pribullová i in. 2013). Najszybciej rosną temperatury miesięcy letnich i zimowych, tj. lipca, sierpnia, grudnia i stycznia. Trend rosnący stwierdzono także w przebiegu maksymalnej i minimalnej temperatury dobowej. Opady (1881-2009) odznaczają się lekkim spadkiem, który odnosi się zarówno do sum rocznych jak również sezonów zimowego, wiosennego i jesiennego. Zauważono natomiast wzrost opadów w sezonie letnim. Z badań Bičárovej i Holko (2013) wynika, że w latach 1961-2010 wzrosła znacznie liczba dni z opadami 40–60 mm oraz suma opadów w najwyższych piętrach klimatycznych Tatr, co może mieć związek z wilgotnymi okresami w ostatniej dekadzie XX wieku i pierwszej dekadzie XXI wieku. Zmianom tym towarzyszył znaczny wzrost odpływu małych wezbrań, zwłaszcza w latach 2001–2010. Jednak w zlewni Belá w Tatrach słowackich analiza długookresowego ciągu przepływów nie wykazała istotnych trendów przepływów maksymalnych i niskich w latach 1928–2008 (Halmová, Pekárová 2011). Podobne wyniki otrzymano dla rzek w Tatrach polskich w odniesieniu do drugiej połowie XX wieku. Stwierdzono, że zlewnie tatrzańskie cechują się indywidualnością pod względem obserwowanych zmian długookresowych. W wielu przypadkach nie obserwuje się też koincydencji wezbrań mimo niewielkiej powierzchni regionu. W przebiegu wieloletnim dużych wezbrań zaznacza się „clustering” zdarzeń w czasie, po których następuje kilkuletni okres bez dużych wezbrań (Kasina i in. 2007, Pociask-Karteczka i in. 2010). Późniejsze badania Ruiz-Villanueva i in. (2016) ujawniły wzrost przepływów maksymalnych w dwóch zlewniach tatrzańskich. Z badań w Tatrach słowackich prowadzonych przez Holko i in. (2001) wynika, że utrudnieniem we właściwej ocenie relacji między opadami i odpływem jest nieodpowiedni rozkład przestrzenny posterunków opadowych. Zebrane materiały pomiarowe wyraźnie dokumentują znaczną różnicę wysokości opadów między południowym i północnym skłonem Tatr. Podobnie odpływ: ze zlewni położonych w słowackiej części Tatr jest mniejszy, niż ze zlewni położonych w Tatrach polskich (Górník i in. 2017).

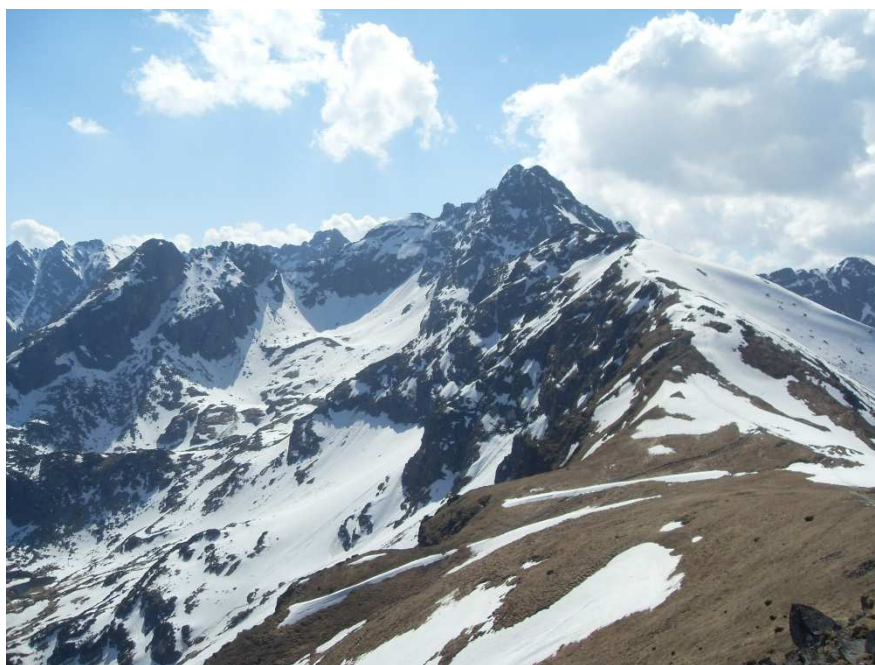
W nowym opracowaniu „Atlas Tatr” (2015) przedstawiono m.in. wyniki analizy trendów przepływów charakterystycznych do 2010 roku w 15 zlewniach położonych w częściach polskiej i słowackiej Tatr. Długość ciągów wynosi od 30 do 52 lat (Żelazny i in. 2015a). Większość trendów jest nieistotna statystycznie na poziomie istotności $\alpha = 5\%$. Jedynie w trzech zlewniach (w tym w dwóch na skłonie północnym) stwierdza się wzrost przepływów minimalnych, zaś w jednej spadek (na skłonie południowym Tatr). Dwie zlewnie na skłonie północnym odznaczają się wzrostem średnich przepływów rocznych, a jedna - na skłonie południowym - spadkiem. Tylko w jednej zlewni (na skłonie południowym Tatr) zauważa się wzrost średnich rocznych przepływów maksymalnych.

Z przeglądu dotychczasowych badań trudno jednoznacznie określić, czy i jakie zmiany hydrologiczne w Tatrach towarzyszą współczesnym zmianom klimatycznym. Wynika to prawdopodobnie z różnych metod badawczych oraz różnej długości analizowanych serii pomiarowych. Ponadto większość analiz przeprowadzana jest odrębnie i dotyczy albo parametrów hydrologicznych albo klimatycznych. Dlatego też celem niniejszego opracowania jest zbadanie długookresowych zmian odpływu w powiązaniu z opadami w zlewniach położonych zarówno w Tatrach Wysokich po stronie słowackiej jak i polskiej przy zastosowaniu tych samych metod. Niektóre

z wyników badań autorów zostały przedstawione w opracowaniu pt. *Variability of precipitation and runoff in the entire high Tatra mountains in the period 1961-2010* (Górnik i in. 2017). Odpowiedź systemu hydrologicznego na zmiany klimatyczne jest bardzo istotna zważywszy na prognozowane przesunięcie w górę granic pięter klimatycznych w polskich Karpatach, które do końca XXI w. może sięgać średnio 350 m (Wypych i in. 2018).

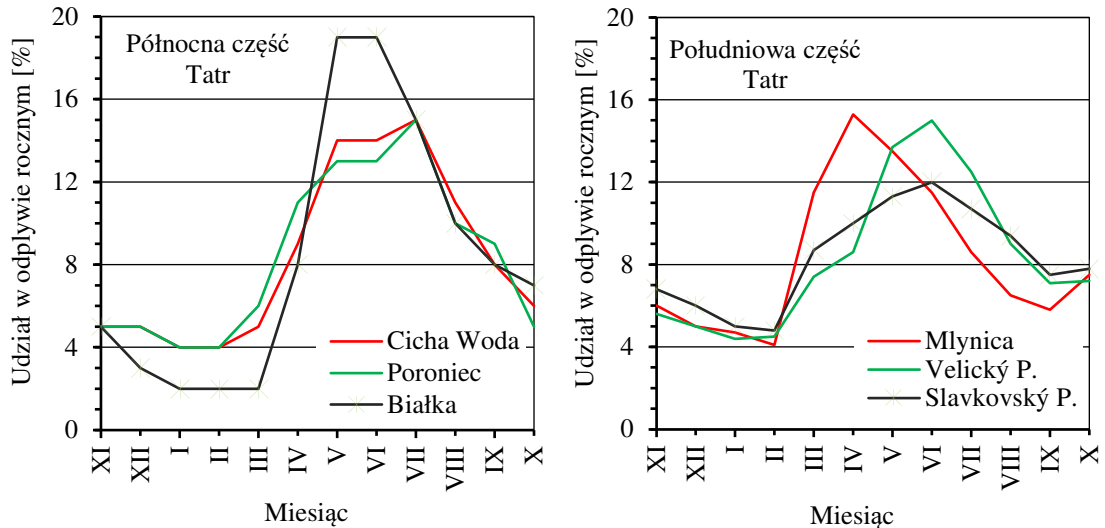
2. OBSZAR BADAŃ

Tatry Wysokie, w których położone są badane zlewnie stanowią najwyższą część Tatr należących do Karpat. Powierzchnia Tatr Wysokich wynosi 341 km², przy czym 260 km² leży w Słowacji, zaś pozostała część - w Polsce. Powstały jako efekt orogenezy alpejskiej. Dzięki zlodowaceniom plejstoceniowym zyskały charakterystyczną dla gór wysokich rzeźbę wysokogórską przejawiającą się m.in. występowaniem U-kształtnych dolin, cyrków lodowcowych, stromych ścian i ostrych grani skalnych (Lukniš 1973). Cechują się piętrowością klimatyczną i geoeologiczną (Kotarba 1992). Koryta potoków tatrzańskich odznaczają się dużym spadkiem osiagającym lokalnie nawet 200‰. W kształtowaniu odpływu dużą rolę odgrywa spływ powierzchniowy. Rzeki tatrzańskie odznaczają się reżimem prostym, w którym dominującą rolę odgrywa zasilanie pluwno-niwalne lub niwalno-pluwno (Pociask-Karteczka i in. 2010; Żelazny i in. 2015b). Okres podwyższonego odpływu związany topnieniem pokrywy śnieżnej rozpoczyna się w maju i ulega przedłużeniu w związku z opadami deszczu (fot. 1, rys. 1). Na okres od maja do września przypada od 46% (Młynica) do 71% (Białka) odpływu rocznego.



Fot. 1. Płaty śnieżne i lokalnie występująca pokrywa śnieżna stanowią wiosną ważne źródło zasilania potoków w Tatrach Wysokich (fot. J. Pociask-Karteczka)

Photo 1. Snow patches and local snow cover are important for streamflow in the High Tatra Mountains in spring (Photo J. Pociask-Karteczka)

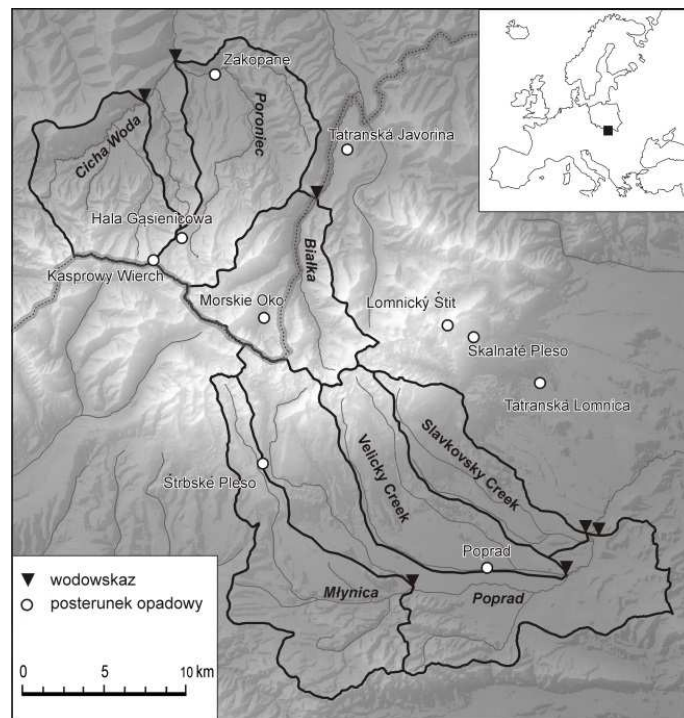


Rys. 1. Reżim rzek w Tatrach Wysokich (udział średniego odpływu miesięcznego w średnim odpływie rocznym w wieloleciu 1961-2000; Pociask-Karteczka i in. 2010, zmienione, uzupełnione)

Fig. 1. Runoff regime of the small streams on northern and southern slopes of the High Tatra Mountains located in the Baltic Sea basin (contribution of mean monthly runoff to the mean annual runoff in 1961-2000; Pociask-Karteczka et al. 2010, modified, completed)

3. DANE

W badaniach uwzględniono wyniki pomiarów na 10 stacjach opadowych oraz w 7 przekrojach wodowskazowych zamykających zlewnie zlokalizowane w polskiej i słowackiej części Tatr Wysokich w obrębie zlewiska Morza Bałtyckiego (rys. 2).



Rys. 2. Lokalizacja posterunków opadowych (okręgi) oraz badanych zlewni

Fig. 2. Location of precipitation stations (circles) and investigated catchments

Obserwacje prowadzone są przez narodowe służby hydrologiczno-meteorologiczne (SHMI, IMGW-PIB). Stacje opadowe położone są na wysokościach od 694 do 2635 m n.p.m. (tab. 1). Badane zlewnie należą do zlewiska Morza Bałtyckiego. Ich powierzchnia - z jednym wyjątkiem - nie przekracza 100 km² (tablica 2, kol. 3). W analizie wykorzystano ciągi opadów z okresu 1961(1968)-2010 oraz odpływu z okresu 1963-2010 (tablica 1, tablica 2).

Stacje opadowe
Precipitation stations

Tablica 1
Table 1

Stacja	Symbol	Wysokość [m n.p.m.]	Suma opadu rocznego [mm]	Okres
Lomnický štít	LS	2635	1496	1961-2010
Kasprowy Wierch	KW	1991	1809	1961-2010
Skalnaté Pleso	SkP	1778	1345	1961-2010
Hala Gąsienicowa	HG	1520	1716	1968-2010
Morskie Oko	MO	1408	1576	1968-2010
Štrbské Pleso	StP	1354	1025	1961-2010
Tatranská Javorina	TJ	1030	1303	1961-2010
Zakopane	ZA	855	1140	1961-2010
Tatranská Lomnica	TL	827	794	1961-2010
Poprad	PP	694	598	1961-2010

Parametry badanych zlewni
Characteristics of investigated catchments

Tablica 2
Table 2

Rzeka - przekrój wodowskazowy	Symbol	Powierzchnia [km ²]	Wysokość średnia [m n.p.m.]	Średni roczny odpływ [mm]	Okres
Białka - Łysa Polana	B-Ł	63	1791	1585	1963-2010
Poroniec - Poronin	P-P	79	1110	664	1966-2010
Cicha Woda - Zakopane	C-Z	58	1532	1225	1963-2010
Młynica - Svit	M-S	83	991	219	1963-2010
Velický Potok - Veľká	V-V	58	1094	505	1963-2010
Slavkovský Potok - Matejovce	S-M	43	1017	358	1963-2010
Poprad - Matejovce	P-M	315	1018	399	1963-2009

4. METODY BADAŃ

Na wstępie zbadano jednorodność ciągów. Wykorzystano test SNHT (Alexandersson, 1986), test dwuwymiarowy Maronna i Yohai (1978) zaś w przypadku braku rozkładu normalnego w ciągach danych wykorzystano test von Neumanna (Bičárová, Holko 2013; Górnik i in. 2017). Obliczenia wykonano z użyciem programu ProClimDB (Štěpánek 2010). Następnie wyznaczono parametry rozkładu ciągów wartości dobowych opadu i odpływu takie jak: pierwszy i trzeci kwartył (q_1 , q_3), medianę, średnią arytmetyczną.

tyczną oraz percentyle 95% and 99% (p_{95} , p_{99}). Określono częstość występowania okresów bez opadów (suche okresy) oraz z opadami (wilgotne okresy) w poszczególnych dekadach. Wyróżniono następujące kategorie suchych i wilgotnych okresów:

- krótkie okresy wilgotne/suche (ST) - trwające od 1 do 5 dni,
- przeciętne okresy wilgotne/suche (MT) - trwające od 6 do 10 dni,
- długie okresy wilgotne/suche - (LT) trwające dłużej niż 10 dni.

W analizie opadów od maja do października wykorzystano *Classification of the Integrated Warning Service System (IWSS, <http://pocasi.chmi.cz/en/>)*. Ze względu na zróżnicowanie potencjalnego zagrożenia związanego z wystąpieniem opadów o dużej intensywności wyróżniono 3 kategorie opadów niebezpiecznych w zależności od sumy dobowej:

- 40-60 mm - opady stwarzające małe ryzyko szkód,
- 60-90 mm - opady stwarzające duże ryzyko wystąpienia strat materialnych wielkoobszarowych),
- ponad 90 mm - opady stwarzające bardzo duże ryzyko wystąpienia strat materialnych oraz zagrożenia życia ludzkiego.

Dla każdej zlewni obliczono liczbę dni z przepływem bardzo niskim, liczbę dni z małymi wezbraniem oraz liczbę dni z dużymi wezbraniem. Za przepływy bardzo niskie przyjęto równe lub mniejsze od percentyla 10% rozkładu wartości przepływów dobowych. Kategorie wezbrań zdefiniowano w nawiązaniu do *The Nature Conservancy (2009)* wykorzystując przy tym oprogramowanie *Indicators of Hydrologic Alteration (IHA)*. Za małe wezbrania uznano takie, podczas którego natężenie przepływu jest większe niż percentyl 75% rozkładu wartości przepływów dobowych, przy czym przepływ kulminacyjny jest wyższy niż przepływ o prawdopodobieństwie przekroczenia 50% a niższy niż przepływ o prawdopodobieństwie przekroczenia 10% wyznaczony na podstawie rozkładu prawdopodobieństwa empirycznego rocznych maksymalnych przepływów dobowych WQ . Za duże wezbrania uznano zdarzenia, kiedy natężenie przepływu jest większe niż percentyl 75% rozkładu wartości przepływów dobowych, przy czym przepływ kulminacyjny jest wyższy niż przepływ o prawdopodobieństwie przekroczenia 10% wyznaczony na podstawie rozkładu prawdopodobieństwa empirycznego rocznych maksymalnych przepływów dobowych WQ .

5. WYNIKI

5.1. Opady

Przeprowadzono analizę miesięcznych, sezonowych i rocznych sum opadów. Zbadano jednorodność ciągów obserwacyjnych. Stwierdzono, że w 1991 r. doszło do zerwania jednorodności ciągu obserwacyjnego sum opadów na stacji Lomnický štít. Ciąg skorygowano wykorzystując ciągi referencyjne z sąsiednich stacji SkP, TL, PP, StP, TJ (Mačutek i in. 2011). Na podstawie analizy średnich rocznych sum opadów można stwierdzić, iż różnica między najwyższą i najniższą sumą roczną przekracza 1200 mm (tablica 1). Najniższa wartość (598 mm) występuje na stacji Poprad (694 m n.p.m.), natomiast najwyższa (1809 mm) na stacji Kasprowy Wierch (1991 m n.p.m.). Na najwyższej położonej stacji, Lomnický štít (2635 m n.p.m.) średnia roczna suma opadów jest o ponad 313 mm niższa aniżeli na Kasprowym Wierchu, co świadczy o inwersji opadów. Zaznacza się ona już w piętrze umiarkowanie zimnym (piętro hal) na wysokości ok. 2000 m n.p.m. i jest związana ze zmniejszającą się wraz z wysokością ilością pary wodnej w atmosferze. Zauważa się znaczne

zróznicowanie opadów między południowym i północnym skłonem Tatr. Na przykład średnia roczna suma opadów na stacji Zakopane (855 m n.p.m.) wynosi 1140 mm natomiast na stacji Tatranská Lomnica leżącej na podobnej wysokości bezwzględnej zaledwie 794 mm. Różnica ta wzrasta wraz z wysokością: na stacji Morskie Oko (1408 m n.p.m.) średnia roczna suma opadów osiąga 1575 mm natomiast na stacji Štrbské Pleso leżącej na podobnej wysokości - o ponad 500 mm mniej (1023 mm). Ten efekt cienia opadowego ma swoje odzwierciedlenie także w wielkości gradientu opadowego, który na zboczach południowych, czyli zawietrznych (Słowacja) wynosi 46 mm na 100 m ($y = 0,46x + 388,3$; $R^2 = 0,92$), natomiast na zboczach północnych aż 60 mm na 100 m ($y = 0,60x + 687,7$; $R^2 = 0,91$). Sumy dobowe opadów na zboczach południowych na stosunkowo niewielkich wysokościach bezwzględnych odznaczają się najmniejszym zróżnicowaniem (tablica 3, PP). Największe zróżnicowanie opadów dobowych obserwuje się na północnym skłonie Tatr Wysokich (KW, HG, MO). Średnie sumy dobowe opadów nie różnią się tam zbyt między poszczególnymi stacjami i wynoszą od 5,7 do 7,9 mm przy średniej wartości median równej 3,4 mm, natomiast na skłonie południowym są one mniejsze (od 3,9 do 6,9 mm), podobnie jak średnia wartość median (2,9 mm). Bardzo podobnymi rozkładami odznaczają się opady dobowe Hali Gąsienicowej i nad Morskim Okiem. Zarówno wartości q_1 jak i q_3 a także p_{95} są bardzo zbliżone albo wręcz takie same (tablica 3). Jedynie p_{99} jest znacznie wyższe w przypadku Hali Gąsienicowej. Fakt ten nie dziwi, bowiem na tej stacji notuje się najwyższe sumy dobowe opadów nie tylko w Tatrach ale także w Polsce (300 mm, czerwiec 1973). Potwierdzają to m.in. badania Cebulak i in. (2000) oraz Faško i in. (2000), którzy analizowali sumy dobowe opadów w Karpatach Zachodnich. Stwierdzili oni, że dni, podczas których suma opadów przekracza 100 mm są typowe tylko dla Tatr Wysokich.

Wartość q_1 w Zakopanem oraz na czterech stacjach w Tatrach słowackich nie przekracza 1 mm, natomiast na skłonie północnym wynosi od 1,0 do 1,4 mm (tablica 3). Zaznacza się także duża różnica w maksymalnych opadach dobowych. Na skłonie południowym są one znacznie niższe (od 79,0 do 147 mm).

Częstość względna dni z opadami ($P > 0$ mm) wynosi w Tatrach Wysokich od 42% (PP) to 63% (KW). Najczęściej (56-63%) opady występują na stacjach zlokalizowanych powyżej 1400 m n.p.m. (tablica 3). Najwięcej dni z opadem występuje na Kasprowym Wierchu (63%) i Hali Gąsienicowej (61%). Biorąc pod uwagę parametry rozkładu, za "najwilgotniejszą" stację można uznać Halę Gąsienicową, dla której kwantyle p_{95} i p_{99} osiągają wartości odpowiednio 29,2 oraz 63,7 mm. Przeciwnieństwem jest Poprad, gdzie częstość względna dni z opadami wynosi zaledwie 42%, natomiast kwantyle p_{95} i p_{99} osiągają wartości odpowiednio 15,5 oraz 28,4 mm - tj. najniższe ze zbadanych na wszystkich stacjach (tablica 3).

Liczba okresów suchych i wilgotnych w poszczególnych dekadach wielolecia 1961-2010 jest zróżnicowana i wynosi odpowiednio od 498 do 649 oraz od 498 do 648. Najdłuższy okres bezopadowy trwał 75 dni i został zanotowany na stacji Morskie Oko w dekadzie 1990-2000. Warto jednak zauważyć, że na najbliższej stacji w tej samej dekadzie czas trwania najdłuższego okresu suchego wynosił zaledwie 15 dni. Jest mało prawdopodobne zatem, aby różnica była tak duża, toteż wartość 75 dni należy traktować z dużą ostrożnością. Drugi w kolejności najdłuższy okres bezopadowy wystąpił także na stacji Morskie Oko w dekadzie 1981-1990 i trwał 47 dni (tab. 4). Okresy wilgotne trwające ponad 30 dni w dekadzie wystąpiły tylko na czterech stacjach: Lomnický štít (1981-1990, 1991-2000), Kasprowy Wierch (1991-2000, 2000-2010), Hala Gąsienicowa (1991-2000) - i co interesujące - także na stacji położonej znacznie niżej, Tatranská Javorina (1961-1971). Daje się zauważyć,

że sumy opadów w dekadzie 2001-2010 są podwyższone na większości stacji. Z kolei w przypadku okresów suchych długotrwałych, na wszystkich stacjach uwidacznia się ich mniejsza liczba w dekadach 1991-2000 i 2001-2010 i zwiększona liczba na stacjach na północnym skłonie Tatr. Na stacjach położonych na wysokości przekraczającej 1000 m n.p.m. (LS, KW, SkP, HG, MO, StP; tab. 4) liczba przeciętnych okresów wilgotnych wzrasta. Tatrzańská Lomnica i Poprad cechują się najmniejszą liczbą długotrwałych okresów wilgotnych, jednak w dekadzie 2001-2010 jest tam widoczny znaczny wzrost sumy opadów. Nie zauważono natomiast istotnych zmian w liczbie i długości krótkich i długotrwałych okresów wilgotnych.

Tablica 3

Statystyki opisowe dobowych sum opadów w Tatrach Wysokich w latach 1961-2010 (LS, KW, SkP, StP, TJ, ZA, TL, PP) i w latach 1968-2010 (MO, HG) (Górnik i in. 2017)

Table 3

Summary statistics of daily precipitation in the High Tatra Mountains in 1961-2010 (LS, KW, SkP, StP, TJ, ZA, TL, PP) and 1968-2010 (MO, HG) (Górnik *et al.* 2017)

Stacja	Wysokość [m n.p.m.]	Częstość względna dni z opadem > 0 mm [%]	Kwartył pierwszy q_1	Mediana	Wartość średnia	Kwartył trzeci q_3	Percentyle		Wartość maksymalna
							p_{95}	p_{99}	
LS	2635	59	1,4	4,1	6,9	9,3	23,5	41,2	92,0
KW	1991	63	1,3	4,0	7,9	10,1	23,3	56,2	232,0
SkP	1778	56	0,8	3,1	6,5	8,3	24,8	43,7	145,0
HG	1520	61	1,0	3,4	7,8	9,8	29,2	63,7	300,0
MO	1408	56	1,4	3,9	7,7	9,8	28,0	51,4	164,0
StP	1354	57	0,7	2,4	4,9	6,4	17,9	30,9	101,0
TJ	1030	52	1,2	3,5	6,9	8,7	24,4	50,0	147,0
ZA	857	54	0,7	2,5	5,70	7,1	21,6	44,2	138,7
TL	855	46	0,8	2,4	4,7	6,0	17,3	30,4	83,0
PP	827	42	0,5	1,6	3,9	4,8	15,6	28,4	79,0

(Symbole stacji - tablica 1)

Tablica 4

Charakterystyka okresów suchych i wilgotnych na stacjach opadowych w Tatrach - LS, SkP, StP, TJ, TL, PP (Bičárová and Holko 2013); ST, LT i LT (Górnik i in. 2017)

Table 4

Characteristics of dry and wet periods at precipitation stations in the High Tatra Mountains (LS, SkP, StP, TJ, TL, PP - after Bičárová and Holko, 2013); ST, LT and LT are short-term, middle-term and long-term periods as defined in methodology (Górnik *et al.* 2017)

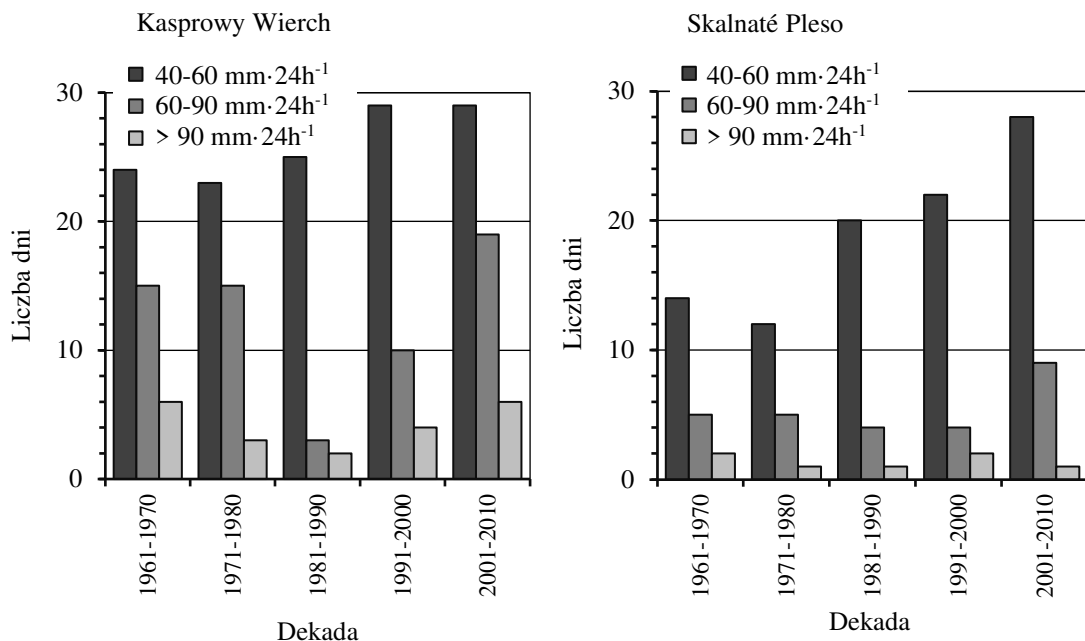
Stacja	Dekada	Liczba okresów suchych					Suma opadów [mm/dekada]	Liczba okresów wilgotnych				
		ST	MT	LT	Suma	Czas trwania najdłuższego okresu suchego [dni]		ST	MT	LT	Suma	Czas trwania najdłuższego okresu wilgotnego [dni]
LS	1961-1970	546	43	11	600	24	16475	505	74	22	601	25
	1971-1980	500	50	17	567	20	14756	460	83	23	566	22

LS	1981-1990	504	47	8	559	21	14742	431	106	22	559	31
	1991-2000	498	53	3	554	13	17763	422	94	39	555	34
	2001-2010	513	38	8	559	13	19908	434	81	43	558	25
KW	1961-1970	503	39	6	548	21	18532	416	94	39	549	25
	1971-1980	473	39	10	522	19	19057	378	106	37	521	22
	1981-1990	535	34	9	578	18	17134	444	106	28	578	27
	1991-2000	495	41	2	538	13	17842	401	94	43	538	33
	2001-2010	502	39	9	550	16	17905	430	78	43	551	32
SkP	1961-1970	532	55	15	602	21	13024	515	72	12	602	16
	1971-1980	500	44	16	560	25	12753	438	98	24	560	19
	1981-1990	529	51	13	593	23	12526	477	102	14	593	24
	1991-2000	525	50	5	580	19	13748	464	83	34	581	23
	2001-2010	522	51	12	585	17	15194	472	83	29	584	24
HG	1971-1980	471	40	16	527	19	17425	390	105	32	527	24
	1981-1990	507	42	10	559	18	16177	426	104	29	559	25
	1991-2000	492	47	5	544	15	16828	413	94	37	544	33
	2001-2010	489	45	8	542	16	18322	417	83	43	543	27
MO	1971-1980	448	39	11	498	19	17288	340	114	44	498	24
	1981-1990	501	55	16	572	47	14108	472	79	22	573	22
	1991-2000	462	76	19	557	75	14294	471	67	18	556	27
	2001-2010	497	53	9	559	16	17096	446	71	43	560	24
StP	1961-1970	527	51	7	585	21	9898	474	84	27	585	23
	1971-1980	488	41	15	544	26	9808	409	111	24	544	20
	1981-1990	509	56	17	582	17	9094	475	88	19	582	21
	1991-2000	508	62	5	575	18	10878	470	73	33	576	26
	2001-2010	515	54	11	580	22	11583	466	83	30	579	25
TJ	1961-1970	570	66	13	649	22	12161	583	53	12	648	31
	1971-1980	474	79	25	578	26	12364	508	55	15	578	20
	1981-1990	544	65	11	620	18	12341	526	79	15	620	22
	1991-2000	536	51	12	599	15	13507	502	80	18	600	25
	2001-2010	545	59	13	617	22	15127	528	70	18	616	25
ZA	1961-1970	545	62	10	617	17	11469	531	66	21	618	15
	1971-1980	500	54	16	570	21	11615	450	101	18	569	17
	1981-1990	572	53	9	634	16	10710	543	78	14	635	22
	1991-2000	542	52	9	603	17	10939	503	76	23	602	27
	2001-2010	522	57	8	587	13	12259	488	75	25	588	27
TL	1961-1970	535	66	26	627	23	7954	571	52	4	627	13
	1971-1980	509	70	28	607	34	8098	556	46	6	608	22
	1981-1990	485	97	25	607	22	7353	563	38	6	607	20
	1991-2000	550	74	15	639	22	7739	583	48	8	639	18
	2001-2010	531	70	19	620	29	8622	551	60	8	619	23
PP	1961-1970	524	68	32	624	36	5933	585	38	2	625	9
	1971-1980	501	75	26	602	28	5956	550	46	5	601	16
	1981-1990	522	86	22	630	26	5484	590	37	4	631	13
	1991-2000	525	90	19	634	26	5832	592	41	1	634	11
	2001-2010	541	83	19	643	26	6706	602	37	3	642	19

ST - okres krótkotrwały (1-5 dni) , MT - okres o średniej długości trwania (6-10 dni), LT - okres długotrwały (> 10 dni) (symbole stacji - tablica 1)

Większość opadów w Tatrach przypada na półrocze letnie (Żmudzka 2012) i to one przyczyniają się do wydłużenia wiosennego okresu wezbraniowego. Na podstawie analizy liczby dni z sumami opadów niebezpiecznych w półroczu letnim (V-X) można zauważyć stwierdzić wzrost liczby dni z sumami opadów > 90 mm w dekadzie 2001-2010 na stacjach HG, KW, MO, TJ. Co ciekawe, w dekadach 1961-1970, 1971-1980, 1981-1990 oraz 2001-2010 opadów takich nie zanotowano na najwyższej położonej stacji, tj. Lomnický štít oraz na dużo niżej zlokalizowanej stacji Tatranská Javorina w dekadach 1971-1980, 1981-1990.

Na stacjach położonych na skłonie północnym Tatr Wysokich (KW, HG, MO) zaznacza się dużo większa liczba dni z opadami niebezpiecznymi o sumie dobowej od 40 do 60 mm wynosząca ponad 20 lub ponad 30 dni w prawie wszystkich dekadach. Wyraźny wzrost liczby dni z takimi opadami w poszczególnych dekadach wielolecia 1961-2010 występuje na wszystkich stacjach opadowych z wyjątkiem Hali Gąsienicowej, a szczególnie silny wzrost zaznacza się na stacjach położonych po południowej stronie Tatr (rys. 3). Widać także wyraźny wzrost liczb dni z opadami niebezpiecznymi o sumach dobowych od 60 do 90 mm w wieloleciu 2001-2010, zwłaszcza na stacjach HG, KW, TJ, LS. Wyjątek stanowi stacja Skalnaté Pleso.



Rys. 3. Częstość bezwzględna (dni) niebezpiecznych opadów dobowych w półroczu letnim na stacjach Kasprowy Wierch i Skalnaté Pleso w latach 1961-2010 (Górník i in. 2017, zmienione)
 Fig. 3. Absolute frequency (days) of extreme and potentially dangerous daily rainfalls in warm seasons (May to October) at Kasprowy Wierch (windward location) and Skalnaté Pleso (lee location) stations in 1961-2010 (Górník *et al.* 2017, modified)

5.2. Odpływ

Średni roczny odpływ ze zlewni w Tatrach Wysokich w latach 1963-2010 jest bardzo zróżnicowany i wynosi od 219 do 1585 mm (tablica 2). Widać bardzo wyraźnie, że odpływ ze zlewni położonych na skłonie południowym jest znacznie niższy niż ze zlewni skłonu północnego i rośnie wraz ze wzrostem średniej wysokości bezwzględnej zlewni. Największym rocznym wskaźnikiem odpływu cechuje się zlewnia Białki (1585 mm), nieco niższym Cichej Wody (1225 mm) natomiast znacznie niż-

szym - zlewnia Porońca (664 mm). Roczny wskaźnik odpływu ze zlewni położonych na skłonie południowym wynosi dużo mniej, tj. od 219 do 505 mm (tablica 2).

Wszystkie ciągi średniego odpływu dobowego ze zlewni tatrzańskich z wyjątkiem Białki i Porońca cechowały się niejednorodnością. W przypadku zlewni rzek: Młynica, Velický i Poprad zerwanie jednorodności stwierdzono odpowiednio w 7, 5 i 5 roku obserwacji, natomiast w przypadku rzeki Slavkovský w 7 roku obserwacji i końcowych 5 latach. Zdecydowano zatem, że w dalszej analizie porównawczej, w której zostaną wykorzystane parametry rozkładu, pierwsze siedem lat obserwacji rzek Młynica, Velický i Poprad zostanie wyeliminowane, natomiast ciąg obserwacji rzeki Slavkovský nie zostanie uwzględniony w ogóle. W celu ułatwienia analizy porównawczej, ciągi obserwacji rzek Białka, Poroniec i Cicha Woda zostały tak skrócone, aby dla wszystkich zlewni otrzymać ten sam okres 1970-2010. W przypadku zlewni Popradu ciąg obserwacyjny kończy się w roku 2009 z powodu uszkodzenia limnimetru.

W latach 1970-2010 Najbardziej zróżnicowane wartości odpływu dobowego (76,2-197 mm) oraz najwięcej wartości odstających zaobserwowano w przypadku zlewni położonych na północnym skłonie Tatr Wysokich, tj. Białki, Porońca, Cichej Wody (tablica 5). Na skłonie południowym, najwyższy odpływ dobowy (47,7 mm) wystąpił w zlewni rzeki Velický, gdzie zaobserwowano również najwięcej wartości odstających od średniej (tablica 5). Zlewnia cechująca się najniższą średnią wysokością bezwzględną (Młynica, 991 m n.p.m.) wyróżniła się najmniejszymi wartościami parametrów odpływu dobowego. W badanych zlewniach 25% odpływów dobowych nie przekracza 1 mm z wyjątkiem Białki (1,2 mm) i Cichej Wody (1,4 mm), gdzie zanotowano największy maksymalny odpływ dobowy równy 102,4 mm (tablica 5).

Najwyższe wartości wszystkich charakterystyk rozkładu odpływu dobowego charakteryzują zlewnie położone na skłonie północnym Tatr Wysokich (Białka, Cicha Woda, Poroniec). Wartości medialna i średnia arytmetyczna kształtują się odpowiednio między 1,2 i 2,5 mm oraz 1,9 i 4,3 mm, podczas gdy w zlewniach na skłonie południowym odpowiednio między 0,4 i 1,0 mm oraz 0,6 i 1,4 mm (tablica 5).

Tablica 5

Statystyki opisowe odpływu dobowego (mm) ze zlewni tatrzańskich w latach 1970-2010 (Białka, Poroniec, Cicha Woda, Młynica, Velický Potok) i 1970-2009 (Poprad)

Table 5

Summary statistics of daily runoff (mm) in the High Tatra Mountains catchments in periods 1970-2010 (Bialka, Poroniec, Cicha Woda, Mlynica, Velický Potok) and 1970-2009 (Poprad)

Zlewnia	Kwantyl q_1	Mediana	Średnia	Kwantyl q_3	Percentyl		Wartość maksymalna
					p_{95}	p_{99}	
Białka	1,2	2,5	4,3	5,5	13,5	24,4	197
Poroniec	0,7	1,2	1,9	2,1	5,2	11,5	76,2
Cicha Woda	1,4	2,2	3,3	3,7	8,5	23,1	102,4
Młynica	0,2	0,4	0,6	0,7	1,7	3,3	10,9
Velický Potok	0,7	1,0	1,4	1,6	3,5	6,5	47,7
Poprad	0,6	0,8	1,1	1,3	2,6	4,5	16,0

Liczba dni z bardzo niskim odpływem oraz liczba dni z wezbrzeniami małymi i liczba dni z wezbrzeniami dużymi w zlewniach Tatr Wysokich w poszczególnych dekadach jest bardzo zróżnicowana. W czterech z badanych zlewni zauważa się spadek liczby dni z bardzo niskimi przepływami w dekadzie 2001-2010 w stosunku do poprzednich dekad, zaś w dwóch zlewniach: na skłonie południowym (Młynica) oraz jednej na skłonie północnym (Cicha Woda), nastąpił wzrost liczby takich dni (tabli-

ca 6). W latach 1971-2010 łączna liczba dni z przepływem bardzo niskim w latach 1971-2010 (2009 Poprad) wynosi od 1381 (Młynica) do 1590 (Białka), natomiast w poszczególnych dekadach zmieniała się od 133 (1991-2000, zlewnia Cichej Wody) do 636 (1971-1980, również zlewnia Cichej Wody). Co ciekawe, w zlewni Białki, w której liczba dni z przepływem bardzo niskim była największa, w żadnej z dekad nie zanotowano maksymalnej liczby takich dni względem innych zlewni (tablica 6).

O ile w dekadzie 2001-2010 nastąpił spadek liczby dni z bardzo niskimi przepływami, o tyle w tym samym czasie notuje się wzrost liczby dni z małymi wezbrzeniami w większości badanych zlewni. Tylko w zlewniach Białki i Cichej Wody taki wzrost nie występuje, czyli w dwóch zlewniach położonych na skłonie północnym Tatr Wysokich. Również w dekadzie 2001-2010 zauważa się wzrost i znaczną liczbę dużych wezbrań we wszystkich zlewniach z wyjątkiem Porońca i Popradu. Jest to prawdopodobnie związane z bardzo mokrym rokiem 2010. W zlewni Popradu wzrost taki nie występuje, co wiąże się najprawdopodobniej z brakiem obserwacji w 2010 r. (Bičárová, Holko 2013). Dekada 1981-1990 jest natomiast wolna od dużych wezbrań we wszystkich zlewniach, lecz wyjątek znowu stanowi zlewnia Porońca. W kolejnej dekadzie duże wezbrzenia nie występowały w zlewniach rzek Cicha Woda, Młynica, Velický.

Tablica 6

Liczba dni z bardzo niskim odpływem oraz liczba dni z wezbrzeniami małymi i dużymi w zlewniach w Tatrach Wysokich (Górník i in. 2017)

Table 6

Numbers of days with extremely low flows and numbers of small and large floods in the High Tatra Mountains catchments (Górník *et al.* 2017)

Zlewnia	Dekada	Bardzo niski odpływ	Małe wezbrzenia	Duże wezbrzenia
Białka	1971-1980	493	168	23
	1981-1990	496	66	0
	1991-2000	362	297	10
	2001-2010	239	159	92
Porońec	1971-1980	326	162	29
	1981-1990	367	124	71
	1991-2000	415	121	9
	2001-2010	359	192	0
Cicha Woda	1971-1980	636	49	40
	1981-1990	395	307	0
	1991-2000	133	193	0
	2001-2010	307	152	76
Młynica	1971-1980	283	166	80
	1981-1990	360	229	0
	1991-2000	282	141	0
	2001-2010	456	179	27
Velický Potok	1971-1980	311	109	28
	1981-1990	625	90	0
	1991-2000	360	144	0
	2001-2010	173	234	122
Poprad	1971-1980	287	195	0
	1981-1990	523	134	0
	1991-2000	323	51	38
	2001-2009	271	176	33

6. DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że procesy hydrologiczne przebiegające w Tatrach Wysokich są ściśle powiązane z warunkami meteorologicznymi, na co wskazywali już m.in. Kostka i Holko (2003). Opad i odpływ stanowiące główne ogniwa obiegu wody są tymi elementami, które decydują o zasobności wodnej regionu. Z przeprowadzonych badań wynika znaczna asymetria widoczna w przypadku obu tych elementów. Średnia roczna suma opadów na skłonie południowym (Słowacja) jest znacznie niższa niż na skłonie północnym (Polska), na co zwracali już uwagę m.in. Molnár i Pacl (1998). Gradient opadowy na skłonie południowym jest przeciętnie o 15 mm na 100 m mniejszy niż na skłonie północnym a różnica opadów na podobnej wysokości bezwzględnej może sięgać nawet 650 mm (Zakopane, Tatranská Lomnica). Ten cień opadowy w przypadku Tatr wynika z dominujących typów cyrkulacji atmosferycznej zachodniej i północno-zachodniej przemieszczających nad Europą wilgotne masy powietrza polarno-morskiego przynoszącego opady. Z drugiej jednak strony, na skłonie północnym zauważa się bardzo dużą zmienność i zróżnicowanie opadów w czasie, np. na stacji Morskie Oko w dekadzie 1991-2000 zanotowano najdłużej trwający (75 dni) okres bez opadów oraz największą liczbę w dekadzie (44) długotrwałych okresów wilgotnych przypadającą na dekadę 1971-1980. To zróżnicowanie warto poddać szczegółowym badaniom i poszukać jego przyczyn.

Dwudziesty pierwszy wiek przyniósł zmiany m.in. w zakresie występowania opadów o dużej intensywności (powyżej 90 mm na dobę) w półroczu letnim (V-X). Co ciekawe, wzrost ten odnosi się do stacji na północnym skłonie Tatr Wysokich. Dekady 1991-2000 i 2001-2010 charakteryzowały się znacznym wzrostem liczby dni z opadami niebezpiecznymi (suma dobową 40-60 mm) oraz coraz częstszymi długotrwałymi okresami wilgotnymi. Odpowiedzią systemu hydrologicznego jest wzrost liczby małych wezbrań w trzech zlewniach na południowym i jednej zlewni na północnym skłonie masywu w dekadzie 2001-2010. Wzrost liczby dużych wezbrań nastąpił aż w czterech zlewniach. Gdyby nie uszkodzeni limnimetru w Popradzie, wzrost ten dotyczyłby najprawdopodobniej pięciu zlewni (na sześć badanych).

Warto jednak zauważyć, że liczba dni z bardzo niskim odpływem, z wezbrańmi małymi oraz z wezbrańmi dużymi w tatrzańskich zlewniach w poszczególnych dekadach wskazuje na indywidualizm badanych zlewni. Trudno bowiem doszukać się podobnych tendencji w poszczególnych zlewniach - nawet sąsiadujących ze sobą, co zauważono także we wcześniejszych badaniach (Pociask-Karteczka i in. 2010). Na szczególną uwagę zasługuje zlewnia Porońca, której wiele parametrów związanych odpływem wykazuje odmiennosc od pozostałych zlewni tatrzańskich i która ponadto - jak wykazano w innym opracowaniu - jako jedyna po stronie północnej wykazuje reżim złożony, cechujący się dwoma wyraźnymi okresami podwyższonych przepływów: roztopowym i opadowym (Pociask-Karteczka i in. 2010). Zlewnia ta jest zamknięta wodowskazem leżącym poza Tatrami (Pogórze Spisko-Gubałowskie) i obejmuje swoim zasięgiem znaczny obszar zbudowany z utworów fliszu podhalańskiego. Można przypuszczać, że odmiennosc hydrogeologiczna zlewni jest jednym z kluczowych czynników wpływających na nieco odmienną dynamikę obiegu wody i strukturę bilansu wodnego.

Bardzo wyraźnie zaznacza się w Tatrach Wysokich asymetria hydrologiczna, o czym pisał m.in. w roku 1973 J. Pacl. O ile średni odpływ roczny z trzech zlewni położonych na skłonie północnym Tatr Wysokich w latach 1963-2010 osiąga od 664 do 1585 mm, o tyle średni odpływ roczny z czterech zlewni leżących na skłonie

południowym wynosi zaledwie od 219 do 505 mm. Również stwierdza się znaczna dysproporcję w wielkości odpływu dobowego.

W Tatrach Wysokich warunki pogodowe, w tym także opadowe, pozostają w silnej zależności z cyrkulacją atmosferyczną, która w tej części Europy wykazuje silny związek z intensywnością Oscylacji Północnoatlantyckiej. Na zbocza o ekspozycji północnej trafiają wilgotne masy powietrza znad Północnego Atlantyku, przez co na zbocza południowe trafia o wiele mniej opadów. Znajduje to odzwierciedlenie także w procesach hydrologicznych w zlewniach po obu stronach masywu (Pociask-Karteczka 2006; Pociask-Karteczka i in. 2003; Pekárová, Pekár 2007; Wrzesiński 2008). Znajomość wielkoskalowych zależności meteorologiczno-hydrologicznych wydaje się być kluczowa dla możliwości prognozowania procesów hydrologicznych, które w środowisku wysokogórskim są niezmiernie skomplikowane poprzez silne powiązania z nieklimatycznymi komponentami systemu zlewni.

Reasumując należy stwierdzić, że badania obejmujące cały masyw Tatr Wysokich stanowiących obszar transgraniczny, ujawniają niezwykle interesujący poligon badawczy procesów przyrodniczych zachodzących w górach wysokich. Mimo stosunkowo niewielkich rozmiarów, pod względem powierzchni i wysokości bezwzględnej, można tu badać wszystkie ogniwa obiegu wody typowe dla gór wysokich w powiązaniu z pozostałymi elementami środowiska geograficznego, ich zróżnicowanie przestrzenne i sezonowe jak również dynamikę.

Badania zostały wykonane w ramach badań statutowych, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ oraz projektów VEGA 2/0055/15 i APVV 15-0497.

BIBLIOGRAFIA

- Alexandersson A., 1986, *A homogeneity test applied to precipitation data*. Journal of Climatology, 6: s. 661-675.
- Barnett T., Adam J., Lettenmaier D., 2005, *Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions*. Nature, 438: s. 303-309.
- Bičárová S., Holko L., 2013, *Changes of characteristics of daily precipitation and runoff in the High Tatra Mountains, Slovakia over the last fifty years*. Contributions to Geophysics and Geodesy Vol. 43/2: s. 157-177.
- Blöschl G., Montanari A., 2010, *Climate change impacts - throwing the dice?*. Hydrological Processes, 24: s. 374-381, doi:10.1002/hyp.7574.
- Bokwa A., Wypych A., Ustrnul Z., 2013, *Climate changes in the Vertical Zones of the Polish Carpathians in the Last 50 Years*. [w:] J. Kozak, K. Ostapowicz, A. Bytnerowicz, B. Wyźga (red.), The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability. Environmental Science and Engineering, Environmental Science, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, s. 89-109.
- Cebulak E., Faško P., Lapin M., Št'astný P., 2000, *Extreme precipitation events in the Western Carpathians*. Prace Geograficzne, 108: s. 117-124.
- Dürr, H.H., Messerli B., Meybeck M., Weingartner R., 2007, *Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance*, Water Resources Research, 43, 7: s. 1-13.
- Europe's ecological backbone: recognising the true value of our mountain*. 2010, EEA Report, 6, ss. 12. <https://www.eea.europa.eu/> (data pozyskania 21 lutego 2018 r.).
- Faško P., Lapin M., Št'astný P., Vivoda J., 2000, *Maximum daily sums of precipitation in Slovakia in the second half of the 20th century*. Prace Geograficzne, 108: s. 131-138.
- Fleischer P., Pichler V., Fleischer P. Jr, Holko L., Máliš F., Gömöryová E., Cudlín P., Holeksa J., Michalová Z., Homolová Z., Škvarenina J., Štřelcová K., Hlaváč P., 2017, *Forest ecosystem services affected by natural disturbances, climate and land-use changes in the Tatra Mountains*. Climate Research, 73(1): s. 57-71.
- Górník M., Holko L., Pociask-Karteczka J., Bičárová S., 2017, *Variability of precipitation and runoff in the entire high Tatra mountains in the period 1961-2010*. Prace Geograficzne, 151: s. 53-74.

- Halmová D., Pekárová, P., 2011, *Statistical evaluation of the extreme flood and drought changes in the Bel'a river basin*. Influence of Anthropogenic Activities on Water Regime of Lowland Territory. Physics of Soil Water, Vinianske jazero Lake, May, 17-19, 2011, Slovak Republic.
- Holko, L., Parajka, J., Majerčáková, O., Faško, P., 2001, *Hydrological balance of selected catchments in the Tatra Mountains region in hydrological years 1989-1998*. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 49, 2001, 3-4: s. 200-222.
- Huber U.M., Bugmann H., Reasoner M., (red.), 2005, *Global change and mountain regions. An overview of current knowledge*. Springer, Dordrecht.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997, *Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation*. Climatic Change, 36: s. 301-306.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, *An Overview of the North Atlantic Oscillation*. Geophysical Monograph, 134: ss. 35, <http://www.iii.org/sites/default/files/docs/pdf/Hurrell.pdf>. (data pozyskania 21 lutego 2018 r.).
- Kasina M., Pociask-Karteczka J., Nieckarz Z., 2006–2007, *Tendencies of high flows in the Dunajec River basin in the second half of the XX c.* Folia Geogr Series Geogr.-Phys. 37-38: s. 3–33.
- Kostka Z., Holko L., 2003, *Analysis of rainfall-runoff events in a mountain catchment*. Technical Documents in Hydrology, Unesco Paris, s. 19-25.
- Kotarba A., 1992, *Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains*. Mountain Research and Development, 12, 2: s. 105-129.
- Kozłowska A., Rączkowska Z., 2009, *Problems in geoecological approach to high-mountain environment (based on studies of relief-vegetation relationships)*. Landform Analysis, 10: s. 70–76.
- Kundzewicz Z.W., Graczyk D., Maurer T., Przymusińska I., Radziejewski M., Svensson C., Szwed M., 2004, *Detection of change in world-wide hydrological time-series of maximum annual flow WCASP-64*. WMO, Geneva.
- Kundzewicz Z.W., Graczyk D., Maurer T., Przymusińska I., Radziejewski M., Svensson C., Szwed M., 2005, *Trend detection in river flow time-series: 1 annual maximum flow*. Hydrological Sciences Journal, 50: s. 797–810.
- Kundzewicz Z.W., red., 2012, *Changes in flood risk in Europe*. IAHS Spec. Publication, 10, ss. 544.
- Lukniš M., 1973, *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. SAV, Bratislava, ss. 375.
- Łajczak A., 1996, *Hydrologia [w:] Mirek Z. (red.), Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. Tatry Podtatrze, 3, Tatrzański Park Narodowy, Kraków–Zakopane, s. 169-196.
- Mačutek J., Zahradníček P, Bičarová S., Štěpánek P., 2011, *Homogenisation of precipitation data at peak mountain site Lomnický štít (1961–2010)*. [w:] B. Šiška M., Hauptvogel M., Eliášová (red.) Bioclimate - source and limit of social development. Conference proceedings, Slovak Agricultural University, Nitra.
- Maronna T., Yohai V.J., 1978, *A bivariate test for the detection of a systematic change in mean*. Journal of the American Statistical Association, 73: s. 640-645.
- Melo M., Lapin M., Kapolková H., Pecho J., Kružicová A., 2013, *Climate Trends in the Slovak Part of the Carpathians*. [w:] J. Kozak, K. Ostapowicz, A. Bytnerowicz, B. Wyżga (red.), *The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability*, Environmental Science and Engineering, Environmental Science, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, s. 131-150.
- Molnár, E., Pacl, J., 1998, *The hydrological characteristics of the High Tatra region. Hydrology of Mountainous Areas*. Czechoslovakia, Introductory paper, Institute of Hydrology and Hydraulics, Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- Mudelsee M., Börngen M., Tetzlaff G., Grünewald U., 2003, *No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe*. Nature, 425, www.nature.com/nature.
- Niedźwiedz T., 2003, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*. Geographia Polonica, 76, 2, 15-23.
- Pacl J., 1973, *Hydrologia Tatranského národného parku*. Zborník prác o Tatranskom Národnom Parku, 15: s. 181-238.
- Parajka J.G., Kohnová S., Bálint G., Barbuc M., Borga M., Claps P., Cheval S., Dumitrescu A., Gaume E., Hlavčová K., Merz R., Pfaundler M., Stancalie G., Szolgay J., Blöschl G., 2010, *Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range*. Journal of Hydrology, 394 (1-2): s. 78-89.
- Pekárová, P., Pekár, J., 2007, *Teleconnections of Inter-Annual Streamflow Fluctuation in Slovakia with Antarctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, Southern Oscillation and Quasi-Biennial Oscillation Phenomena*. Advances in Atmospheric Sciences, 24, 4: s. 655-663.
- Pociask-Karteczka J., 2006, *River hydrology and the North Atlantic Oscillation - a general review*. Ambio, 35(6): s. 312-314.

- Pociask-Karteczka J., Baścik M., Nieckarz Z., 2010, *Zróźnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni tatrzańskich*. [w:] A. Kotarba (red.) *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*. t. I, Nauki o Ziemi, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddz. Kraków, Zakopane, s. 123-130.
- Pociask-Karteczka J., Nieckarz Z., Limanówka D., 2003, *The North Atlantic Oscillation impact on hydrological regime in Polish Carpathians*. [w:] *Interdisciplinary Approaches in Small Catchment Hydrology: Monitoring and Research*, Technical Documents in Hydrology, 67: s. 225-230.
- Pribullová A., Chmelík M., Pecho J., 2013, *Air Temperature Variability in the High Tatra Mountains*. [w:] J. Kozak, K. Ostapowicz, A. Bytnerowicz, B. Wyżga (red.), *The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability*. Environmental Science and Engineering, Environmental Science, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, s. 111-130.
- Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy*. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 212: ss. 252.
- Ruiz-Villanueva V., Wyżga B., Kundzewicz Z.W., Niedźwiedź T., Łupikasza E., Stoffel M., 2016, *Variability of Flood Frequency and Magnitude During the Late 20th and Early 21st Centuries in the Northern Foreland of the Tatra Mountains*. [w:] Z.W. Kundzewicz, M. Stoffel, T. Niedźwiedź, B. Wyżga (red.), *The Upper Flood Risk in the Upper Vistula Basin*. *GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences*, Springer, s. 231-256.
- Štěpánek P., 2010, *ProClimDB - software for processing climatological datasets*. CHMI, regional office Brno (<http://www.climahom.eu/ProcData.html>).
- The Nature Conservancy*. 2009, *Indicators of Hydrologic Alteration Version 7.1 User's Manual*.
- Ustrnul Z., Czekerda 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*. IMGW, Warszawa, <http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/SOPO> (data pozyskania 21 lutego 2018 r.).
- Wrzesiński D., 2008, *Typology of spatial patterns seasonality in European rivers flow regime*. *Quaestiones Geographicae*, 27A/1: s. 87-98.
- Wypych A., Ustrnul Z., Schmatz D.R., 2018, *Long-term variability of air temperature and precipitation conditions in the Polish Carpathians*. *Journal of Mountain Science*, 15, 2: s. 237-253.
- Żelazny M., Siwek J., Węglarczyk S., Liova S., Simor V., Pęksa Ł., Wolanin A., Kolecka N., 2015a, *Zjawiska hydrologiczne* [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr - Przyroda nieożywiona*, Ark. III.3 *Zjawiska hydrologiczne*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Żelazny M., Siwek J., Węglarczyk S., Ticova B., Danacova Z., Pęksa Ł., Wolanin A., Kolecka N., 2015b, *Przepływ i odpływ rzeczny* [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr - Przyroda nieożywiona*, Ark. III.2, *Przepływ i odpływ rzeczny*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Żmudzka E., 2013, *Klimatyczne uwarunkowania obiegu wody w Tatrach*. [w:] J. Pociask-Karteczka, red., *Z badań hydrologicznych w Tatrach*, TPN, IGiPZ UJ: s. 53-62.

Urszula SOMOROWSKA

Uniwersytet Warszawski
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

**WIELOLETNIA I SEZONOWA ZMIENNOŚĆ
ODPŁYWU PODZIEMNEGO
WYBRANYCH RZEK NIZINNYCH**

**INTER-ANNUAL AND SEASONAL VARIABILITY OF
GROUNDWATER DISCHARGE
IN SELECTED LOWLAND CATCHMENTS**

Abstract

The research was undertaken to determine the groundwater discharge in selected lowland catchments in Poland. Seasonal and inter-annual variability was analyzed in multi-year period of 1981-2016 in ten lowland catchments in Poland. Baseflow was extracted from daily streamflow hydrograph using HYSEP methods. Its contribution to the total discharge is within the range of 79-88%. Monthly mean groundwater discharge was calculated to analyze seasonal variability within the water year. It was proved that monthly maximum occur usually in March, whereas monthly minimum takes place in August till September. Analysis of annual groundwater discharge has revealed differences in inter-annual variability. Signals of groundwater discharge decrease has been detected in recent years in catchments of Mławka, and Wkra rivers, while opposite tendency has been observed in Liwiec. No significant tendencies were detected in other catchments. Differences in groundwater discharge regime should be explained by further analysis of differences in precipitation recharge and evapotranspiration.

Key words: groundwater discharge, variability, lowland catchments, Poland

1. WSTĘP

Ustrój hydrologiczny rzek polskich jest stosunkowo dobrze rozpoznany, jednakże postępujące zmiany klimatu, a także antropopresja mogą znacznie modyfikować odpływ rzek i jego strukturę. Z tego względu istotnym problemem badawczym jest poszukiwanie wieloletnich tendencji w seriach danych przepływu. Istotną skła-

dową odpływu rzek jest składowa podziemna, której udział w przepływie całkowitym zależy od zasobów wód podziemnych oraz ich odnawialności. Zasobność wodną potamicznych warstw wodonośnych determinują litologia oraz przepuszczalność utworów powierzchniowych. Istotnymi czynnikami w odnawianiu wód podziemnych są opad i temperatura powietrza, decydujące o ilości wody uczestniczącej w procesach ewapotranspiracji, infiltracji, zasilania wód podziemnych, a w rezultacie determinujące wielkość odpływu podziemnego.

W badaniach odpływu podziemnego w Polsce stosowane były różne metody wydzielania odpływu podziemnego, np. metoda Wundta (1953), Killigo (1970) oraz rozdział genetyczny hydrogramu przepływu (Jokiel, Tomaszewski 2009; Piniewski 2017). W rozdziale genetycznym hydrogramu przepływu stosowane są algorytmy ułatwiające automatyzację procesu, np. według Lyne-Hollick (1979), Pettyjohn, Henning (1979), Chapman (1991), Chapman, Maxwell (1996), Eckhardt (2005). W przypadku wieloletnich serii danych są one stosowane w programach „filtrujących” składową podziemną. Przykładem takiego programu jest program HYSEP (Sloto and Crouse, 1996; Barlow et al., 2015), w którym wykorzystano trzy różne metody rozdziału, opracowane przez Pettyjohn, Henning (1979), tzn. metodę stałego interwału czasowego *fixed interval method*, metodę zmiennego interwału czasowego *sliding interval method* oraz metodę lokalnego minimum *local minimum method*. Te trzy ostatnie metody dają porównywalne wyniki i stosowane są w wielu współczesnych badaniach dotyczących symulacji odpływu podziemnego (Bhaskar i in., 2016, Raffenberger i in. 2017).

Celem pracy jest ocena wieloletniej i sezonowej zmienności odpływu podziemnego wybranych rzek nizinnych w Polsce w okresie wieloletnim 1981-2016, z zastosowaniem automatycznych programów „filtrujących”, wykorzystujących metody Pettyjohn, Henning (1979). Do analizy wybrano rzeki nizinne o stosunkowo niewielkim tempie przyrostu obszarów zurbanizowanych. Podjęte badania są próbą odpowiedzi na pytania:

- Jaka jest wielkość odpływu podziemnego i jego sezonowy przebieg?
- Czy obserwowane są istotne statystycznie zmiany wielkości odpływu podziemnego w okresie wieloletnim?

2. DANE I METODY BADAŃ

2.1. Zlewnie nizinne o niskim stopniu urbanizacji

Badaniami objęto wybrane rzeki nizinne, których zlewnie charakteryzują się niskim stopniem urbanizacji. Wytypowano dziesięć zlewni położonych w obrębie Nizy Polskiego, o powierzchni od 193 km² do 1191 km² (tablica 1). Najbardziej na zachód położoną zlewnią jest zlewnia rzeki Obrzycy, będącej prawym dopływem Odry. Na wschód od Obrzycy badaniami objęto kolejno zlewnie Oleśnicy, Grabi, Rawki oraz Wilgi, Świdra i Liwca. Na północ od zlewni Rawki znajdują się zlewnie Sierpienicy, Mławki i Wkry. Wykorzystano dobowe dane natężenia przepływu udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowy Instytut Badawczy, obejmujące zakresem czasowym lata 1981-2016.

Podstawowe charakterystyki zlewni wybranych do analizy

Tablica 1

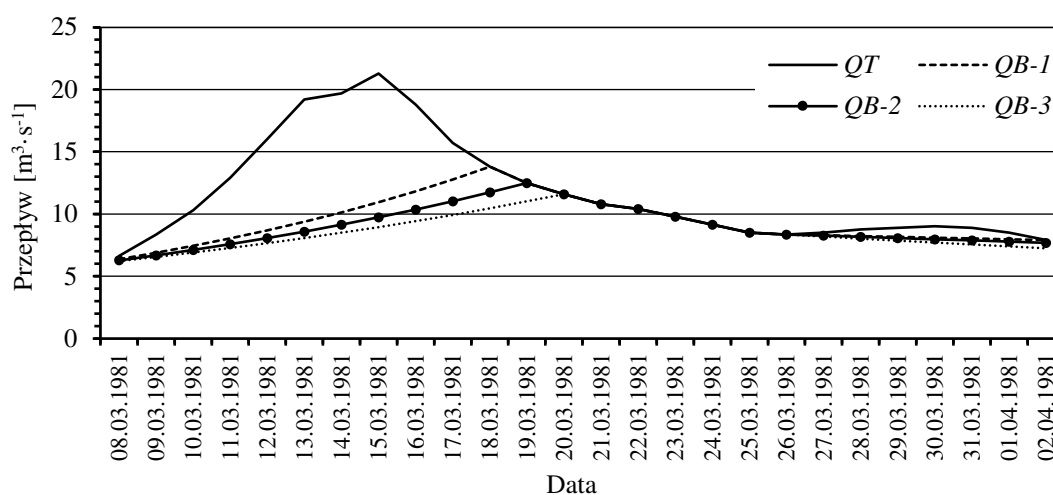
Basic characteristics of catchments selected for analysis

Table 1

Lp.	Rzeka	Wodowskaz	Odbiornik	Powierzchnia [km ²]
1	Liwiec	Zaliwie	Bug	1025
2	Świder	Wólka Mładzka	Wisła	845
3	Wilga	Cyganówka	Wisła	515
4	Mławka	Szreńsk	Wkra	629
5	Wkra	Brudnice	Narew	897
6	Rawka	Kęszyce	Bzura	1191
7	Grabia	Grabno	Widawka	799
8	Oleśnica	Niechmirów	Warta	601
9	Obrzyca	Lubiatów	Odra	193
10	Sierpienica	Sierpc	Skrwa	391

2.2. Metoda wydzielenia składowej podziemnej

Zastosowano podział genetyczny hydrogramu dobowych przepływów na składowe pochodzące z zasilania podziemnego oraz spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego, wykorzystując algorytmy programu HYSEP (Barlow i in. 2015). Odpływ podziemny traktowany jest jako odpływ wolnej reakcji *slow flow*, natomiast odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy jako odpływ szybkiej reakcji *quick flow*. Przykładowe wydzielenie odpływu podziemnego metodą stałego interwału czasowego *fixed interval method*, metodą zmiennego interwału czasowego *sliding interval method* oraz metodą lokalnego minimum *local minimum method* pokazano na rys. 1.



Rys. 1. Przykład wydzielenia składowej podziemnej wg metodą stałego interwału czasowego (QB-1), zmiennego interwału czasowego (QB-2) i lokalnego minimum (QB-3)

Fig. 1. Example of base flow separation according to fixed interval method (QB-1), sliding interval method (QB-2), and local minimum method (QB-3)

Średni dobowy przepływ podziemny obliczono jako średnią arytmetyczną przepływów QB-1, QB-2 i QB-3 (rys. 1). Następnie wyznaczono wartości średnie miesięczne, a także wartości rocznego odpływu podziemnego w okresie wieloletnim 1981-2016.

2.3. Ocena zmian wieloletnich

Wieloletnie trendy rocznego odpływu podziemnego zbadano stosując test Manna-Kendalla (MK), z wykorzystaniem oprogramowania HYDROSPECT (Radziejewski i Kundzewicz 2004). W celu zbadania skokowych zmian *shift-type changes* zastosowano test nieparametryczny CUSUM (Kundzewicz i Robson 2004, Radziejewski i Kundzewicz 2004), również wykorzystując program HYDROSPECT. W obu przypadkach określono statystyki testów oraz poziom istotności. Przyjęto, że im większy jest poziom istotności, tym zmiany są silniejsze i bardziej pewne. Za istotne statystycznie przyjęto zmiany na poziomie istotności 95%.

3. WYNIKI

Sezonowy przebieg wartości średnich miesięcznych odpływu podziemnego jest zbliżony do przebiegu odpływu całkowitego (rys. 2). Maksymalne wartości występują we wszystkich zlewniach w marcu, od 12 mm (zlewnia Rawki) do ponad 20 mm (zlewnia Grabi). Minimalne miesięczne wartości odpływu podziemnego zaznaczają się na ogół w sierpniu, lecz w przypadku Oleśnicy i Grabi ma to miejsce we wrześniu. Szczególnym przypadkiem jest zlewnia Sierpienicy, w której minima na zbliżonym poziomie występują od lipca do października. Jeszcze dłużej (od maja do października) trwa niski odpływ podziemny w zlewni Obrzycy.

Udział odpływu podziemnego w rocznym odpływie całkowitym wynosi 77-88%. Największy udział notowany jest w miesiącach letnich, rzędu 90-98%. Najniższy natomiast udział, rzędu 75-85% dotyczy marca, co należy wiązać z roztopowym charakterem zasilania i stosunkowo wysokim udziałem odpływu szybkiej reakcji.

Kierunki zmian rocznego odpływu podziemnego są zróżnicowane (rys. 3, tablica 2). Tylko w dwóch zlewniach (Mławka i Wkra) zaznacza się istotny statystycznie trend malejący, a ponadto ma miejsce skokowa zmiana w 2002 r. (Mławka) i 2004 r. (Wkra). Rosnącą tendencję zauważa się w zlewni Liwca, jednakże nie jest ona istotna statystycznie.

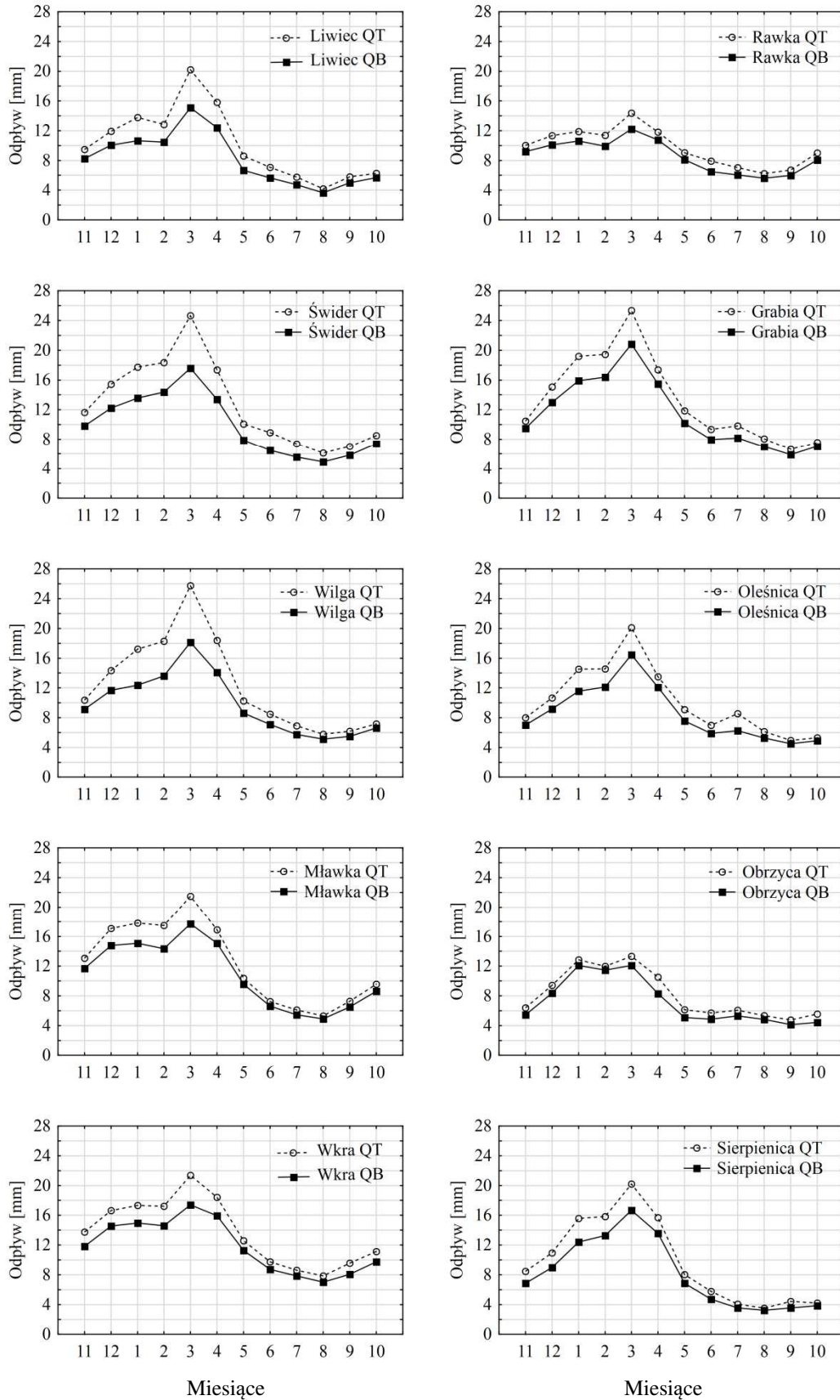
Tablica 2

Statystyki testów MK oraz CUSUM uzyskane dla serii rocznego odpływu podziemnego w latach 1981-2016

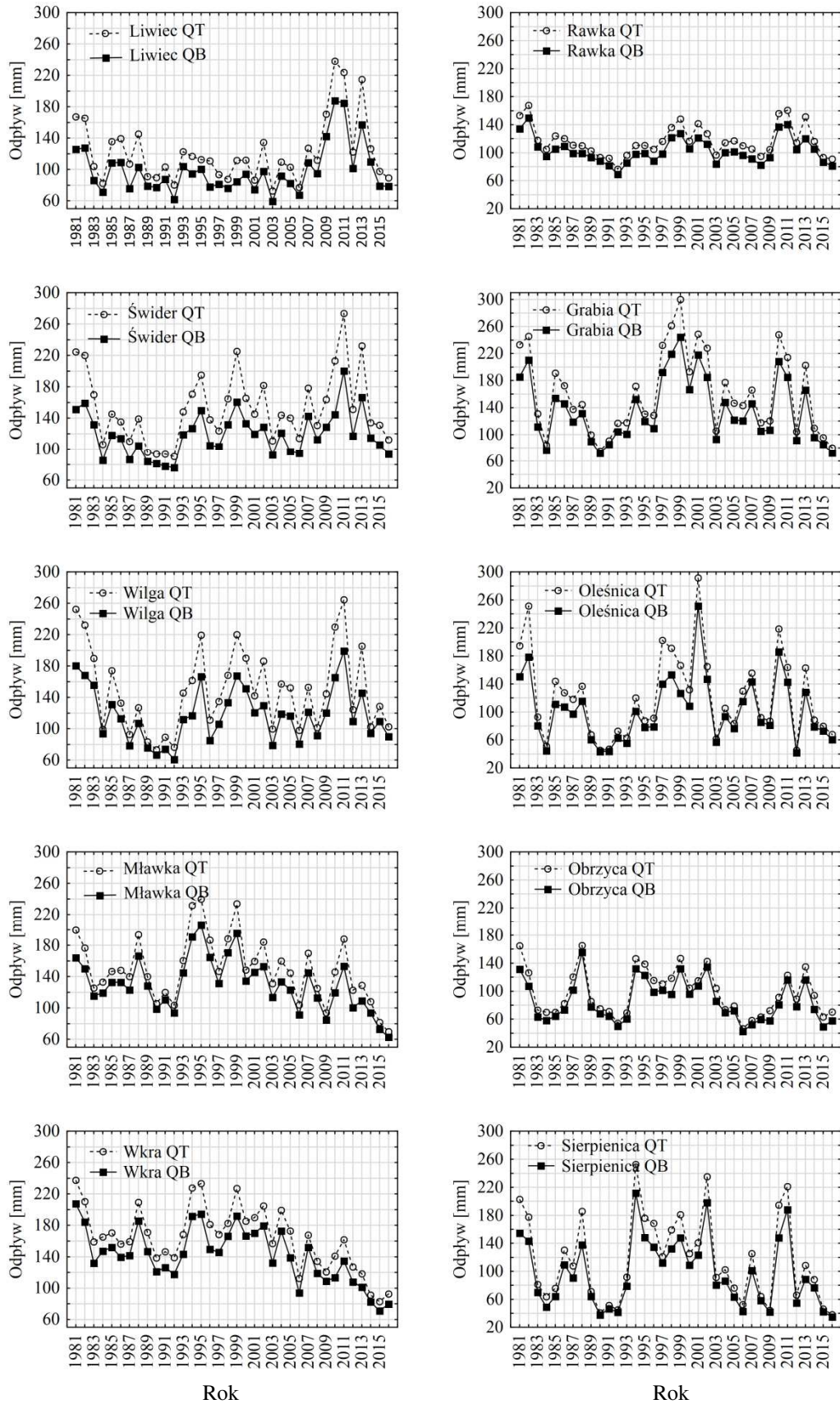
Table 2

Summary statistics of the MK and CUSUM tests applied to annual groundwater discharge series in years 1981-2016

Lp.	Rzeka	Statystyka testu MK	p [%]	Statystyka testu CUSUM	p [%]	Rok zmiany
1	Liwiec	0.613	46.20	0.333	78.18	-
2	Świder	0.749	54.62	0.222	29.12	-
3	Wilga	-0.041	3.25	0.278	57.45	-
4	Mławka	-2.466	98.63	0.444	96.90	2002
5	Wkra	-3.419	99.93	11.600	99.88	2004
6	Rawka	-0.641	47.82	0.268	47.68	-
7	Grabia	-0.599	45.11	0.222	29.12	-
8	Oleśnica	-0.014	1.8	0.222	29.12	-
9	Obrzyca	-1.199	76.94	0.278	57.45	-
10	Sierpienica	-1.321	81.36	0.333	78.18	-



Rys. 2. Średni miesięczny odpływ całkowity (QT) oraz odpływ podziemny (QB)
 Fig. 2. Monthly mean observed discharge (QT) and groundwater discharge (QB)



Rys. 3. Roczny odpływ całkowity (QT) oraz odpływ podziemny (QB) w latach 1981-2016
 Fig. 3. Annual observed discharge (QT) and groundwater discharge (QB) in years 1981-2016

4. WNIOSKI

Uzyskane wyniki badań są podstawą sformułowania następujących wniosków:

1. Sezonowy charakter odpływu podziemnego w analizowanych zlewniach nizinnych przejawia się występowaniem maksymalnych miesięcznych wartości w marcu, natomiast najniższych wartości w miesiącach letnich, od maja do sierpnia. W pojedynczych przypadkach okres niskich średnich miesięcznych trwa nawet do października.
2. Jednocześnie marzec jest miesiącem o najniższym udziale odpływu podziemnego w odpływie całkowitym, w zakresie 75-85%. W miesiącach letnich udział ten wzrasta do 90-98%. Wskazuje to na istotną zależność przepływu od stanu zasobów płytkich wód podziemnych, odnawianych w procesie infiltracji wody opadowej.
3. W latach 1981-2016 kierunki zmian rocznego odpływu podziemnego są zróżnicowane. Tylko w dwóch przypadkach (Mławka i Wkra) zaznacza się istotny statystycznie trend malejący, a zmiana skokowa przypada na 2002 r. (Mławka) i 2004 r. (Wkra). Natomiast w przypadku zlewni Liwca zaznacza się niewielka tendencja wzrostowa, nieistotna statystycznie. W pozostałych zlewniach zmiany nie są istotne.
4. Kierunki zmian w odpływie podziemnym bądź ich brak należy wiązać ze zmianami bądź stabilizacją w odnawialności płytkich wód podziemnych - horyzontów drenowanych przez rzeki. Dalsze rozpoznanie powinno dotyczyć oceny wrażliwości odpływu podziemnego na zmiany opadu i ewapotranspiracji. Ten ostatni proces zleży od zmienności temperatury powietrza i charakterystyk szaty roślinnej.

BIBLIOGRAFIA

- Barlow P., Cunningham W.L., Gray M., 2015, *U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox, A Graphical and Mapping Interface for Analysis of Hydrologic Data (Version 1.0)—User Guide for Estimation of Base Flow, Runoff, and Groundwater Recharge From Streamflow Data*. Techniques and Methods.
- Bhaskar A.S., Hogan D.M., Archfield S.A., 2016, *Urban base flow with low impact development*. Hydrological Processes, 30(18): s. 3156-3171.
- Chapman T., 1991, *Comment on evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, by RJ Nathan and TA McMahon*. Water Resources Research, 27(7): s. 1783-1784.
- Chapman T. G., Maxwell A. I., 1996, *Baseflow separation - comparison of numerical methods with tracer experiments*. Hydrol. and Water Resour. Symp., Institution of Engineers Australia, Hobart, s. 539-545.
- Eckhardt K., 2005, *How to construct recursive digital filters for baseflow separation*. Hydrol. Process. 19: s. 507-515.
- Jokiel P., Tomaszewski E., 2009, *Fazy i formy odpływu w zlewni Dzierżąznej*, [w:] Bogdanowicz R., Fac-Beneda J., red.: *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. FRUG, s. 141-158.
- Kille K., 1970, *Das Verfahren MoMNO, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse*. Z. Deutch, Geol. Ges., Sonderh., Hydrogeol., Hydrogeochem., Hannover.
- Kundzewicz Z.W., Robson A.J., 2004, *Change detection in river flow records - a review of the methodology*. Hydrol. Sci. J., 49 (1): s. 7-19.
- Lyne V., Hollick M., 1979, *Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling*. Institute of Engineers Australia National Conference, Publ. 79/10: s. 89-93.
- Pettyjohn W.A., Henning R., 1979, *Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in Ohio*. Ohio State University Water Resources Center Project Completion Report No. 552, s. 323.

- Piniewski M., 2017, *Classification of natural flow regimes in Poland*. River Res. Appl., 33: ss. 1205–1218. <https://doi.org/10.1002/rra.3153>.
- Radziejewski M., Kundzewicz Z.W., 2004, *Development, use and application of the HYDROSPECT data analysis system for the detection of changes in hydrological time-series for use in WCP-Water and National Hydrological Services*. WCASP-65, Hydrospect, Version 2.0. User's manual, WMO, Geneva.
- Raffensperger J.P., Baker A.C., Blomquist J.D., Hopple J.A., 2017, *Optimal hydrograph separation using a recursive digital filter constrained by chemical mass balance, with application to selected Chesapeake Bay watersheds*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2017-5034, s. 51.
- Sloto R.A., Crouse M.Y., 1996, *HYSEP, a computer program for stream flow hydrograph separation and analysis*. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Wundt W., 1953, *Gewässerkunde*. Berlin–Göttingen–Heidelberg.

**Zdzisław MICHALCZYK, Stanisław CHMIEL,
Sławomir GŁOWACKI, Joanna BOROWSKA-PAKUŁA**

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

**ZAGROŻENIE ZASOBÓW WODNYCH POJEZIERZA
ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKIEGO WYNIKAJĄCE
Z DZIAŁALNOŚCI GÓRNICZEJ**

**WATER RESOURCES THREATS IN THE ŁĘCZNA-WŁODAWA
LAKE DISTRICT AS THE RESULT OF MINING ACTIVITY**

Abstract

The area of the Polesie Lubelskie, especially the Łęczna-Włodawa Lake District subregion is characterised by high nature and landscape values. Its unique character is bound by existence of numerous water reservoirs and hydrogenic areas with concomitant plants habitats of high biodiversity. The environment of this area is vulnerable to water quantity and quality transformations. The area was exposed for significant human impact during the past decades, ie. melioration system, recreational development and in particular the mining activity. Apart from the operating hard coal mine "Lubelski Węgiel Bogdanka" S.A., there were granted following concessions for researches of coal deposits on the protected areas existing in the region. Current activity and the perspective of launching next mines will be unfavourable for the state of water resources of Łęczna-Włodawa Lake District.

Key words: water resources, coal mining, human impact, protection of nature

1. WSTĘP

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie cechuje się unikatowymi w skali europejskiej walorami przyrodniczymi. O jego atrakcyjności decyduje istnienie jezior o złożonej genezie i różnym stadium ewolucji oraz utrzymywanie się dużych powierzchni bagien i mokradeł w efekcie płytkiego występowania zwierciadła wód podziemnych. Stosunkowo niskie zasilanie atmosferyczne oraz niewielka retencja

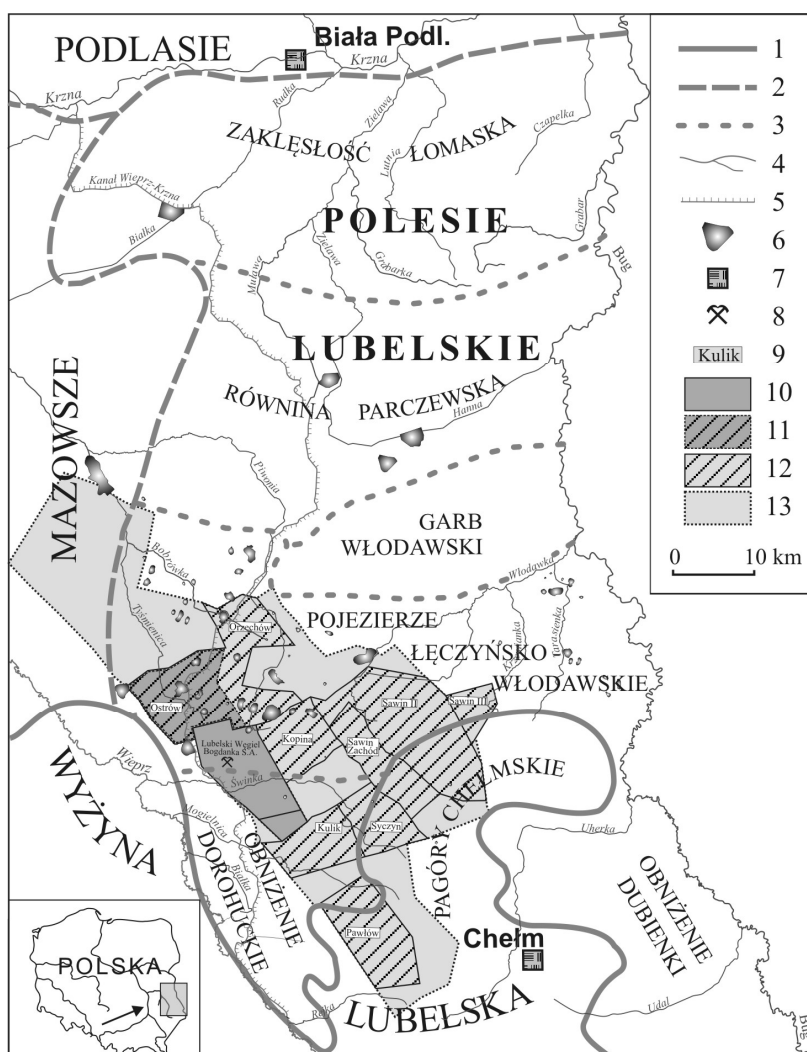
podziemna wynikająca z małej wodonośności skał podłoża powodują że zasoby wodne tego obszaru nie są duże. Stosunki wodne Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego od wielu lat podlegały różnorodnym przekształceniom wynikającym z działalności gospodarczej, przede wszystkim prac melioracyjnych, rosnącej eksploatacji wód podziemnych oraz z rekreacyjnego wykorzystania terenu. W ostatnich dziesięcioleciach pojawiło się nowe zagrożenie związane z eksploatacją węgla kamiennego w południowo-zachodniej części regionu. Celem pracy jest określenie kierunków zmian stosunków wodnych zachodzących w wyniku działalności istniejącej kopalni węgla kamiennego „Lubelski Węgiel Bogdanka” S.A oraz planowanej budowy nowych kopalń.

2. GÓRNICCTWO WĘGLA KAMIENNEGO NA LUBELSZCZYŹNIE

Pierwsze informacje dotyczące istnienia złóż węgla we wschodniej Polsce pochodzą z końca XIX i początku XX wieku. Dotyczą one informacji podanej przez W. Choroszewskiego w Pamiętniku Fizjograficznym z 1881 roku o otworze wykonanym na Wołyniu, w którym na głębokości 15 m znaleziono węgiel. W 1912 r. W. Tietiajew przedstawił hipotezę występowania osadów karbonu na zachodnim skłonie masywu krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej (Porzycki 1970). Badania geologiczne prowadzone przez J. Samsonowicza w latach 1922-1929 na Zachodnim Wołyniu potwierdzały istnienie osadów karbońskich. Zebrane materiały stanowiły podstawę do opracowania na początku lat 30. XX wieku koncepcji występowania utworów karbonu i jego hipotetycznego rozmieszczenia na obszarze zachodniego Wołyńa i południowego Polesia (Samsonowicz 1932). Prace badawcze Państwowego Instytutu Geologicznego prowadzone w latach 1937-1939, w tym wykonanie 11 głębokich otworów, potwierdziły tę hipotezę. W 1946 roku radziecka służba geologiczna, na podstawie wyników przedstawionych przez J. Samsonowicza rozpoczęła badania, które doprowadziły do udokumentowania złóż węgla w okolicach Sokala i Włodzimierza Wołyńskiego, a następnie rozpoczęcia ich eksploatacji (Porzycki 1970).

W latach 50. XX wieku na obszarze Polesia Lubelskiego pracownicy Instytutu Geologicznego wykonali pierwsze głębokie otwory dokumentacyjne oraz przeprowadzili badania geofizyczne. W 1964 roku Centralny Urząd Geologiczny podjął decyzję o wierceniach rozpoznawczo-badawczych i rozpoczęciu prac poszukiwawczych. W efekcie wydzielono Lubelskie Zagłębie Węglowe o powierzchni 14 000 km² (Porzycki 1978). W jego obrębie wskazano obszar tzw. Centralnego Rejonu Węglowego mający najkorzystniejsze warunki geologiczno-złożowe do budowy kopalń. W 1974 roku Główne Biuro Studiów i Projektów Górniczych w Katowicach wskazało lokalizację szybów głównych i otworu badawczego. Już 17 stycznia 1975 roku Rada Ministrów podjęła uchwałę nr 15/75 o budowie kopalni pilotująco-wydobywczej LZW w Bogdance, około 10 km na wschód od miasta Łęczna. Uruchomienie pierwszej ściany wydobywczej nastąpiło w listopadzie 1982 (Stopa 2016). W ramach zabezpieczenia dostępu do węgla kamiennego, kopalnia „Lubelski Węgiel Bogdanka” S.A. uzyskała koncesję na jego wydobycie na obszarze górniczym Ostrów (2017 r.) i koncesję poszukiwawczo-rozpoznawczą na obszarze Orzechów (2014 r.). Na wschód od Bogdanki (rys. 1) koncesję na poszukiwanie i rozpoznanie uzyskała spółka australijska PD Co (część Prairie Mining) na koncesjach Cyców, Kopina, Syczyn, Kulik (2012 r.) i Sawin Zachód (2014r.) oraz

Global Mineral Prospects na obszarze górniczym Sawin II (2014 r.) i Sawin III (2017 r.) (Bońda, Siekiera 2018).



1 - 3. granice regionów i subregionów o 1, 2 i 3 randze, 4. rzeki, 5. kanały, 6. jeziora, 7. miasta, 8. kopalnie węgla kamiennego, 9. nazwy koncesji, 10. koncesje wydobywcze Lubelski Węgiel „Bogdanka” S.A., 11. nieeksploatowane koncesje wydobywcze, 12. koncesje na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węgla, 13. granice nieeksploatowanych złóż węgla (stan na 31.01.2018 r.)

Rys. 1. Pojezierze Łęczyno-Włodawskie na tle podziału fizjograficznego (Chałubińska, Wilgat 1954) oraz obszary z koncesjami wydobywczymi i poszukiwawczo-rozpoznawczymi węgla kamiennego (Bońda, Siekiera 2018)

Fig. 1. Łęczna-Włodawa Lake District and the geographical units (Chałubińska, Wilgat 1954) and areas with coal exploitation and exploratory concessions (Bońda, Siekiera 2018)

3. MATERIAŁY DOKUMENTACYJNE

Stan i zagrożenia zasobów wodnych Pojezierza Łęczyno-Włodawskiego opracowano na podstawie materiałów Zakładu Hydrologii UMCS, które zostały uzupełnione danymi z instytucji prowadzących działalność gospodarczą lub zajmującymi się ochroną środowiska. Badania hydrograficzne i limnologiczne rozpoczęły w pod koniec lat 50. XX wieku T. Wilgat (1954, 1957). Zebrany materiał stanowi

obecnie bezcenne źródło informacji dotyczących stosunków wodnych w warunkach *quasi*-naturalnych. W kolejnych latach wykonano szczegółowe zdjęcia hydrograficzne w poszczególnych zlewniach dokumentujące wysokie walory przyrodnicze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, jednocześnie wskazując zagrożenia hydrosfery wynikające z działalności gospodarczej (Wilgat 1963, 1980, Wilgat, Fijałkowski 1975, Wilgat i in. 1987, 1991, Janiec i in. 1988). Ocenę ilościową składowych obiegu wody wykonywano na podstawie danych IMGW dotyczących przepływów rzek w czterech przekrojach wodowskazowych, stanów wody podziemnej oraz sum opadów atmosferycznych.

Dla oceny narastającej presji na środowisko przyrodnicze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, z inicjatywy Zakładu Hydrologii UMCS, rozpoczęto w 1991 roku systematyczne pomiary stanów wody w 11 jeziorach, a w 2012 roku zainstalowano automatyczne rejestratory stanów wody i kontynuowano okresowe pomiary przepływów w zlewniach Włodawki, Świnki, Piwonii i górnej Tyśmienicy. Dane dotyczące oddziaływania górnictwa uzyskano z kopalni „Lubelski Węgiel Bogdan-ka” S.A. zbierane w ramach monitoringu środowiska. Obejmują one pomiary stanów wody podziemnej w studniach i piezometrach, ilości i jakości odprowadzanych wód oraz zmian powierzchni terenu związanych z jego osiadaniem. Zebrano również informacje dotyczące projektów zagospodarowania terenu, w tym lokalizacji przyznanych koncesji na eksploatację lub prowadzenie badań geologicznych a także systemu obszarów chronionych na Pojezierzu Łęczyńsko - Włodawskim.

4. POŁOŻENIE I STOSUNKI WODNE POJEZIERZA ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKIEGO

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, zajmujące około 1160 km², znajduje się w pasie niżu europejskiego na przedpolu pasa wyżyn (rys. 1). Region stanowi depresję morfologiczną otoczoną z trzech stron terenami wyższymi i otwartą ku wschodowi. Współczesna rzeźba jest stosunkowo młoda, a na jej wykształcenie miały wpływ zlodowacenia Odry, Warty i Wisły oraz procesy antropogeniczne. Dominującymi elementami rzeźby terenu są płaskie równiny denudacyjne i akumulacyjne (Wilgat 1957). Zwierciadło wody podziemnej charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem pod względem głębokości występowania oraz nawiązaniem do rzeźby terenu. W części usytuowanej na obszarze holocenijskiej równiny akumulacyjnej położone jest na głębokości do 1 m, co sprzyja utrzymywaniu się obszarów stale lub okresowo podmokłych (Wilgat 1954). Z kolei w obrębie równin denudacyjnych miąższość strefy aeracji wzrasta do 2-3 m. Roczne sumy opadów nie przekraczają 550–575 mm, co przy wysokiej ewapotranspiracji, może prowadzić do okresowych deficytów wody. Szczególną osobliwością są jeziora, będące jedynym zgrupowaniem w Polsce położonym poza zasięgiem lądolodu ostatniego zlodowacenia. W regionie istnieje 67 jezior (Wilgat i in. 1991), z tego 61 to jeziora naturalne, a 6 zostało zamienionych na zbiorniki retencyjne. Są to małe obiekty, gdyż największy z nich zajmuje 284 ha, najczęściej o słabo rozwiniętej linii brzegowej. W większości są to jeziora płytkie i bardzo płytkie, a tylko w 3 głębokości maksymalne przekraczają 30 m. Cechują się naturalną powolną wymianą wody oraz reprezentują różne typy troficzne, termiczne i hydrochemiczne. Areał wód powierzchniowych oraz wielkość zasobów wodnych w ostatnich dziesięcioleciach uległy zmniejszeniu zwłaszcza na obszarach zmeliorowanych (Wilgat i in. 1991). Koryta rzek były wielokrotnie prostowane i pogłębiane, szczególnie w strefie oddziaływania kanału Wieprz-Krzna, którego trasa przecina południkowo Pojezierze Łęczyńsko-

Włodawskie (rys. 1). Mimo antropopresji jest to obszar cechujący się wysokimi walorami przyrodniczymi i krajobrazowymi, o którego atrakcyjności i wartości przyrodniczej decydują stosunki wodne i jednocześnie odznaczający się niewielką odpornością środowiska na antropopresję.

Duże zagrożenie dla stosunków wodnych regionu stanowi eksploatacja węgla kamiennego. Jego pokłady występujące w osadach karbonu zalegają poniżej głębokości 600-700 m p.p.t. Warunki hydrogeologiczne wskazują w układzie wód podziemnych na występowanie czterech kompleksów wodonośnych: I. czwartorzędu i górnej kredy, II. dolnej kredy (albu) i najwyższej części jury górnej, III. najniższej części jury górnej i jury środkowej oraz IV. karbonu (Rózkowski, Wilk 1989). Poszczególne piętra wodonośne złożone z warstw o słabej i dobrej łączności hydraulicznej, budują skały o zróżnicowanych warunkach filtracji. Dla stosunków wodnych regionu podstawowe znaczenie mają płytkie wody pierwszego poziomu wodonośnego o swobodnym zwierciadle, występujące w luźnych osadach czwartorzędowych. Pozostają one w łączności hydraulicznej z głębiej występującymi (10-50 m) wodami pięta górnokredowego. W skałach tych zachodzi do głębokości 120-170 m intensywna wymiana wody. Głębiej, skały górnokredowe są prawie nieprzepuszczalne (Rózkowski, Wilk 1989, Michalczyk, Zarębski 1995), gdyż tworzy je prawie 400 metrowa seria plastycznych margli i kredy piszającej. W rejonie kopalni „Bogdanka”, na głębokości około 540 m nawiercane są naporowe wody piętra albu, których zwierciadło stabilizuje się od 110 do 160 m n.p.m., a jego zdepresjonowanie w rejonie obszaru górniczego nie przekracza 60 m. Głębiej, w rejonie eksploatacji węgla wytwarzane są duże depresje w wodach piętra jurajskiego (600 m) i karbońskiego (800 m). Według dotychczasowych obserwacji, warstwy górnej kredy skutecznie izolują wody pierwszego kompleksu od głębszych i mocno zdepresjonowanych wód naporowego piętra jurajskiego i karbońskiego (Michalczyk i in. 2007). Należy podkreślić, że izolacyjna rola skał kredowych maleje w kierunku wschodnim, głównie ze względu na zmniejszenie ich miąższości.

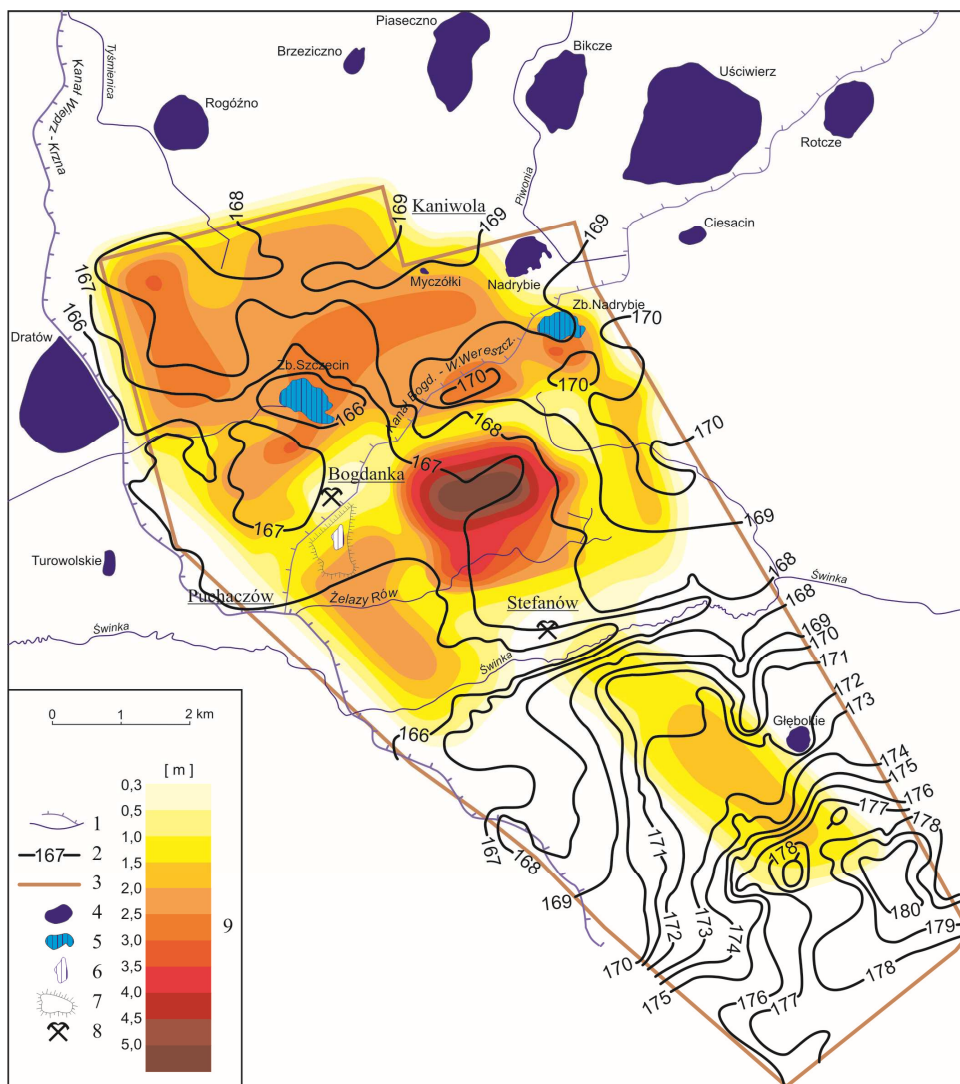
5. PRZEKSZTAŁCENIA STOSUNKÓW WODNYCH NA OBSZARZE GÓRNICZYM KOPALNI W BOGDANCE

Kopalnia Lubelski Węgiel „Bogdanka” S.A. zlokalizowana w południowo zachodniej części Pojezierza Łączyńsko-Włodawskiego rozpoczęła eksploatację węgla na głębokości ok. 900 m p.p.t. Obecny obszar górniczy obejmuje 73,37 km². Szyby kopalni odwiercono w Bogdance oraz w Nadrybiu Dworze, w bezpośrednim sąsiedztwie jezior południowo-zachodniej części Pojezierza. Zostały one zlokalizowane w odległości około 3 km na południowy zachód i 2 km na południe od jeziora Nadrybie (rys. 2).

Eksploatacja węgla systemem „na zawał” oraz obniżenie ciśnienia wód naporowych w skałach piętra jurajskiego i karbońskiego, prowadzą do deformacji rzeźby powierzchni terenu. Największe stwierdzone wielkości obniżeń osiągają już 5,0 m (rys. 2). Od 1982 roku rozwijają się, wraz z postępującą eksploatacją węgla, cztery niecki z osiadania. W dwu z nich usytuowanych w północnej części obszaru górniczego, utrzymują się (od 1992 r.) stałe zalewiska (rys. 2). Zalewisko Nadrybie powstałe w obrębie cennego zespołu torfowisk ma powierzchnię około 30 ha, natomiast zalewisko Szczecin zajmuje 80 ha (Michalczyk i in. 2015).

Zbiorniki wodne w nieckach z osiadania wykazują znaczne zróżnicowanie chemizmu wód w stosunku do sąsiadujących jezior (Chmiel i in. 2002; Michalczyk, Chmiel 2005). Wody mają podwyższoną mineralizację a ich typ hydrochemiczny

kształtują jony Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , Cl^- . Również zawartość mineralnych form azotu i fosforu jest znacznie podwyższona. Płytko występujące wody gruntowe i gęsta sieć rowów melioracyjnych wpływają na szybki obieg substancji biogenych, gdyż wody spływające powierzchniowo nie mają naturalnej bariery ochronnej przechwytywanej biogeny.



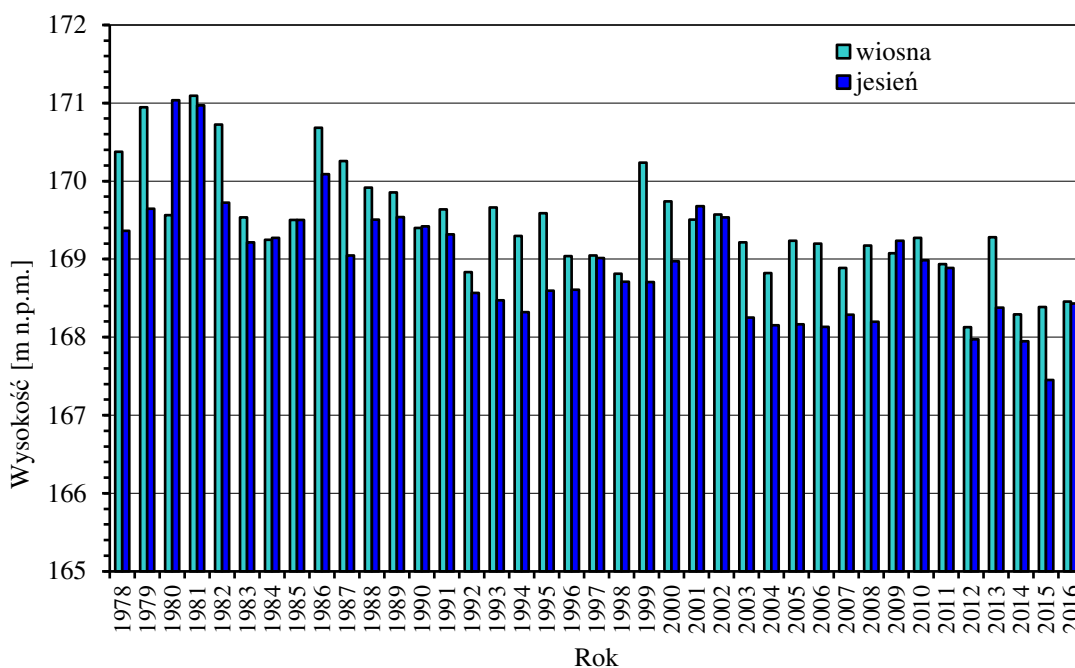
1. rzeki i kanały, 2. hydroizohipsa, 3. granica obszaru górniczego, 4. jeziora, 5. zbiorniki w nieckach osiadań, 6. zbiornik wód dołowych, 7. hałda, 8. Kopalnia Węgla Kamiennego „Bogdanka” S.A., 9. obniżenie powierzchni terenu (niecki z osiadania - wiosna 2016 r.)

Rys. 2. Położenie zwierciadła wody podziemnej i zmiany rzeźby powierzchni terenu obszaru górniczego

Fig. 2. Groundwater levels and changes of landform in mining area

Przekształcenia rzeźby prowadzą również do obniżenia zwierciadła wody podziemnej oraz do zmiany przebiegu podziemnych działów wodnych. Na obszarze od jeziora Nadrybie do zalewiska Szczecin stwierdzono w latach 1990-2006 obniżenie zwierciadła wody podziemnej o ponad 2 m. Nieco mniejsze zmiany zarejestrowano na południe od szybów kopalni, w rejonie miejscowości Nadrybie Ukaz. Natomiast na granicy terenu górniczego praktycznie nie stwierdza się różnic w rzędnych zwierciadła wody (Michalczyk i in. 2007).

Zmiany położenia zwierciadła płytkich wód podziemnych na obszarze górniczym i w jego sąsiedztwie dokumentują pomiary wykonywane przez służby kopalni „Bogdanka”. Od 1978 roku w ramach monitoringu wód podziemnych, prowadzone są w okresach charakterystycznych, tzn. przy wysokich stanach wiosną i przy niskich jesienią, systematyczne pomiary głębokości występowania wody w wybranych studniach kopanych i w piezometrach. Stany wód podziemnych, zestawione jako średnie wartości z poszczególnych serii pomiarowych w 53 studniach kopanych w okresie wiosny i okresie jesieni przedstawiono na rys. 3.



Rys. 3. Stany wody w studniach kopanych w sąsiedztwie kopalni „Bogdanka”
Fig. 3. Groundwater level in wells in the vicinity of the hard coal mine "Bogdanka"

Na obszarze wydobywania węgla kamiennego stwierdza się przekształcenia środowiska hydrochemicznego spowodowane nie tylko deformacją terenu ale też składowaniem skał płonnych oraz zrzutem wód dołowych do rzeki Świnki. Kopalnia w Bogdance skały płonne gromadzi na hałdzie, udostępnia je również do rekultywacji wyrobisk po eksploatacji kopalni, a także do remontu i utwardzania dróg (Stachowicz i in., 1996). Analizy hydrochemiczne wskazują na znaczne zmiany chemizmu wód powierzchniowych i podziemnych, które zachodzą w miejscach deponowania skały płonej (Borchulski, Łyszczarz 2000; Dawidek, Piszcz 2001; Michalczyk, Chmiel 2005). Są to wody często o mineralizacji przekraczającej $1 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$, typu CaSO_4 o odczynie kwaśnym. Przy prowadzeniu robót niwelacyjnych z wykorzystaniem skały płonej winny być przestrzegane zasady zawarte w projektach technicznych opracowywanych każdorazowo przed uzyskaniem zezwolenia na prowadzenie tego typu prac.

Istotne zmiany cech fizykochemicznych wód powierzchniowych zachodzą również w wyniku zrzutu wód dołowych do Świnki, w ilości $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Raport zintegrowany..., 2016). Po przyjęciu wód kopalnianych o mineralizacji około $2 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$, wody Świnki wykazują znacznie wyższą twardość, odczyn i mineralizację ogólną (Zarębski i in. 2001).

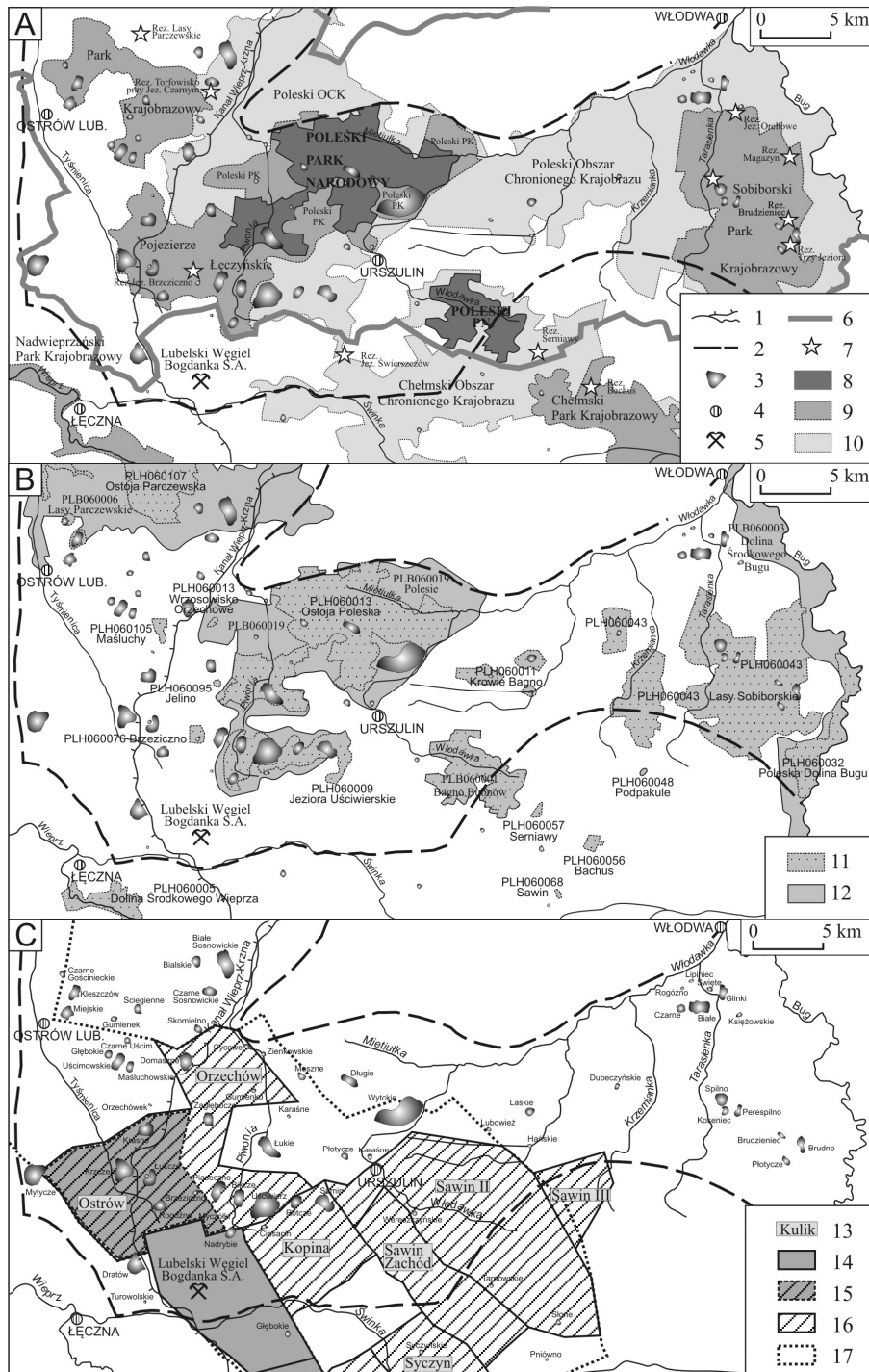
6. ZAGROŻENIA ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO OBSZARU POJEZIERZA ŁĘCZYŃSKO-WŁODAWSKIEGO

Kopalnia w Bogdance funkcjonuje w sąsiedztwie terenów o wysokich walorach przyrodniczych. Północna granica pola górniczego przylega do Transgranicznego Rezerwatu Biosfery „Polesie Zachodnie” obejmującego prawie w całości obszar Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. W jego granicach znalazły się jedne z największych europejskich kompleksów bagiennie - jeziorno - leśnych. Do najcenniejszych należą Poleski Park Narodowy i Park Krajobrazowy Pojezierza Łęczyńskiego. Obszar górniczy od strony północnej obejmuje swoim zasięgiem niewielkie połacie otuliny wspomnianego parku krajobrazowego, a od strony północno-wschodniej - Poleski Obszar Chronionego Krajobrazu, od południowego wschodu zaś - Chełmski Obszar Chronionego Krajobrazu przechodzący w korytarz ekologiczny „Dolina Świnki”, biegnący równoleżnikowo w kierunku zachodnim do granicy zachodniej terenu górniczego, gdzie w okolicy Łęcznej łączy się z Nadwieprzańskim Parkiem Krajobrazowym (rys. 4A). Inną powszechnie występującą formą ochrony przyrody na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim jest sieć unijnych obszarów chronionych Natura 2000. Wchodzące w jej skład specjalne obszary ochrony siedlisk przyrodniczych oraz obszary specjalnej ochrony ptaków obejmują najcenniejsze ekosystemy związane zwłaszcza z dolinami dużych rzek, obszarami podmokłymi i dużymi kompleksami leśnymi (rys. 4B)

W najbliższym czasie największe ryzyko będą niosły za sobą planowane działania na obszarach Ostrów, Sawin Zachód i Sawin II (rys. 4C). W przypadku złoża Ostrów, kopalnia „Bogdanka” otrzymała od Ministra Środowiska w 2017 r. koncesję na wydobycie węgla, co oznacza przedłużenie jej żywotności do około 50 lat. Eksploatacja złoża planowana jest w dwóch etapach. W pierwszym będzie prowadzona z wykorzystaniem obecnej infrastruktury podziemnej. Uruchomienie pierwszej ściany jest planowane na rok 2020, natomiast w drugim etapie, planowanym na lata 2025-30 przewidywane jest udostępnienie pionowe złoża i budowa niezbędnych obiektów i infrastruktury technicznej. Wschodnia i środkowa część obszaru górniczego Ostrów położona jest na terenie Parku Krajobrazowego Pojezierze Łęczyńskie. Jego najcenniejszymi obiektami jest 17 jezior z otaczającymi je kompleksami bagiennie - torfowiskowymi. Najcenniejsze walory przyrodnicze posiada florystyczny i torfowiskowy rezerwat przyrody „Jezioro Brzeziczno”, natomiast jeziora, Piaseczno, Rogóźno, Łukcze i Krasne pełnią ważną funkcję rekreacyjną.

Obszary górnicze Sawin Zachód i Sawin II posiadają koncesje na prace poszukiwawczo-rozpoznawcze. W ich granicach położona jest enklawa Poleskiego Parku Narodowego w postaci Bagna Bubnów, które wraz z sąsiadującym Bagnem Staw tworzą jeden z największych kompleksów torfowisk węglanowych. Obecnie wykonywane są wiercenia dziewięciu otworów badawczych. Złóża węgla występują na głębokości poniżej 600 metrów, a jego pokłady mają grubość od 1 do 2 metrów.

Od wielu lat ukazują się opracowania podkreślające unikatowy charakter przyrody i krajobrazu Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, wskazujące na potencjalne ich zagrożenia oraz na konieczność ochrony walorów przyrodniczych (Wilgat 1963). Komponentem decydującym o specyfice środowiska oraz o jego zdolności do samoregulacji jest woda. Naturalny obieg wody na obszarze Pojezierza jest powolny, a niewielkie zasoby wodne zgromadzone w podłożu odznaczają się wysoką jakością. Zmiany zachodzące w wyniku działalności górniczej, z których najważniejszymi są: przekształcenia rzeźby powierzchni terenu, warunków występowania wód powierzchniowych i podziemnych, odpływu rzeczno- i hydrochemicznych, powodują degradację walorów środowiska.



1. rzeki i kanały, 2. granica Pojezierza Łeczyńsko - Włodawskiego, 3. jeziora, 4. miejscowości, 5. kopalnia węgla kamiennego, 6. granica Transgranicznego Rezerwatu Biosfery „Polesie Zachodnie”, 7. rezerwaty przyrody, 8. parki narodowe, 9. parki krajobrazowe, 10. obszary chronionego krajobrazu, 11. obszary Natura 2000 (OSO), 12. obszary Natura 2000 (SOO), 13. nazwy koncesji, 14. koncesje wydobywcze Lubelski Węgiel „Bogdanka” S.A., 15. nieeksploatowane koncesje wydobywcze, 16. koncesje na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węgla, 17. granice nieeksploatowanych złóż węgla

Rys. 4. System ochrony przyrody na Pojezierzu Łeczyńsko-Włodawskim oraz przyznane koncesje eksploatacyjne i badawcze. A. Formy ochrony obszarowej, B. Obszary Natura 2000, C. Koncesje wydobywcze i poszukiwawczo - rozpoznawcze złóż węgla kamiennego (Bońda, Siekiera 2018)
 Fig. 4. Łęczna-Włodawa Lake District environmental protection system and allotted exploitation and research concessions (Bońda, Siekiera 2018)

Eksploatacja węgla, w szczególności systemem „na zawał”, powoduje także szkody górnicze w postaci uszkodzenia istniejących budynków oraz towarzyszącej im infrastruktury technicznej (Łyszczarz, Zawisłak 2016). Na płaskim obszarze Pojezierza pojawiają się deformacje terenu w postaci niecek z osiadania, okresowo lub stale wypełnione wodą oraz składowiska skały pływnej. Zmianie ulegają zasięgi naturalnych zlewni poprzez przesunięcie podziemnych i powierzchniowych działów wodnych.

7. PODSUMOWANIE

O szczególnych - w skali europejskiej - walorach przyrodniczych i krajobrazowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego decydują stosunki wodne. Ich zagrożenia wynikają z działalności gospodarczej, głównie z aktualnej i perspektywicznej eksploatacji węgla. W konsekwencji robót górniczych następuje osiadanie terenu, spowodowane obniżeniem ciśnienia wód naporowych piętra jurajskiego i karbońskiego oraz z eksploatacją złóż węgla "na zawał". Proces ten prowadzi do zmiany warunków występowania i krążenia wód, głównie pierwszego poziomu wodonośnego, jednakże niewykluczone są powolne zmiany wód wglębnych. Inne zagrożenie wynika z penetracji wód opadowych przez karbońskie skały pływne, składowane na hałdzie górniczej które są wykorzystywane do zasypywania zagłębień bezodpływowych, dołów po eksploatacji torfu oraz innych obniżen terenu.

Wody, zwykle już o przekształconych cechach hydrochemicznych, płyną w innych niż dotąd kierunkach, co skutkuje zmianami bilansów wodnych jezior i ich zlewni, przyspiesza degradację gleb, a w dalszej konsekwencji prowadzi do wyłączenia terenu z wykorzystania rolniczego. Zmienia się sukcesja roślinna, następuje utrata istniejącej na tym terenie flory i fauny, a jednocześnie pojawiają się nowe gatunki roślin i zwierząt. Podejmowane działania ochronne wpływają na zmniejszenie presji na środowisko, ale nie są w stanie jej całkowicie wyeliminować. Jednocześnie należy podkreślić, że wraz z rozwojem górnictwa szkody w środowisku będą narastały. Potencjalne działania naprawcze, mimo wysokich nakładów finansowych, nie utrzymają walorów środowiska, a także możliwości jego rolniczego i rekreacyjnego wykorzystania.

W celu skutecznej ochrony cennych przyrodniczo terenów, w tym Poleskiego Parku Narodowego, parków krajobrazowych i Natura 2000, wskazane jest przeanalizowanie udzielonych koncesji na dokumentowanie złóż węgla i wykluczenie prac górniczych w obszarach prawnie chronionych. W istniejącym już systemie eksploatacji węgla konieczne jest utrzymanie na obszarze górniczym zbiorników wodnych w nieckach osiadania, które z uwagi na wysoką eutrofizację i podwyższoną mineralizację wody nie mogą być włączane do systemu Kanału Wieprz-Krzna.

BIBLIOGRAFIA

- Bońda R., Siekiera D., 2018, *Mapa koncesji na rozpoznanie, poszukiwanie i wydobywanie węgla kamiennego oraz metanu pokładów węgla na obszarze LZW wg. stanu na 31.01.2018 r.* Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Borchulski Z., Łyszczarz L., 2000, *Zagrożenia i szanse zagospodarowania przestrzennego w obszarze KWK "Bogdanka". [w:] Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych.* Wyd. UMCS Lublin, s. 279-285.
- Chałubińska A., Wilgat T., 1954, *Podział fizjograficzny województwa lubelskiego.* Przewodnik V Zjazdu PTG. Lublin.

- Choroszewski W., 1881, *Poszukiwania geologiczne dokonane w ostatnich latach na Polesiu*. Pamiętnik FizyjoGRAFICZNY, Warszawa, s. 115-157.
- Chmiel S., Michalczyk Z., Turczyński M., 2002, *Hydrological changes of waters in reservoirs formed and a result of mining deformations*. *Limnological Review* t.2, Maria Curie Skłodowska University Press, Lublin, s. 57-62.
- Dawidek J., Piszcz J., 2001, *Wpływ skał płonnych z kopalni węgla kamiennego na hydrosferę dolnej Świnki*. [w:] Współczesne problemy hydrogeologii, Wrocław, s. 163-170.
- Janiec B., Michalczyk Z., Wojciechowski K., 1988, *Stan i zagrożenia stosunków wodnych centralnego rejonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. *Annales UMCS s,B, v.XXXIX*, Lublin, s. 173-206.
- Łyszczarz L., Zawisłak M., 2016, *Zagospodarowanie odpadów wydobywczych w procesie kształtowania terenów poeksploatacyjnych*. *Wiadomości Górnicze*, nr 3, s. 250–256.
- Michalczyk Z., Chmiel S., 2005, *Stan i zmiany stosunków wodnych w rejonie Kopalni Węgla Kamiennego „Bogdanka”*. [w:] Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny, (red.), Z. Krzowski. Wyd. Politechniki Lubelskiej, Kazimierz Dolny n. Wisłą, 7-8 grudnia 2005, s. 89-96.
- Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Mięsiak-Wójcik K., Turczyński M., 2015, *Zasoby wody powiatu Łęczyńskiego i ich gospodarcze wykorzystanie*. [w] Potencjał Polesia Lubelskiego a zrównoważony rozwój Transgranicznego Rezerwatu Biosfery Polesia Zachodnie. Starostwo Powiatowe w Łęcznej., s. 33–52.
- Michalczyk Z., Chmiel S., Łyszczarz L., Turczyński M., 2007, *Przekształcenia rzeźby i stosunków wodnych w rejonie Bogdanki (Lubelskie Zagłębie Węglowe)*. [w:] Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery. Wyd. UMCS, Lublin, s. 23-30.
- Michalczyk Z., Zarębski K., 1995, *Wymiana wód podziemnych w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego - w rejonie KWK "Bogdanka"*. [w:] Współczesne problemy hydrogeologii. t. VII, cz.2. Kraków-Krynica. Wyd. AGH, s. 119-126.
- Porzycki J., 1970, *Lubelskie Zagłębie Węglowe*. Przewodnik XLII Zjazdu PTGeol. Wyd. Geologiczne IG. S. 33-55.
- Porzycki J. 1978, *Atlas geologiczny LZW 1:200000*. Inst. Geol. Warszawa.
- Raport zintegrowany grupy kapitałowej Lubelski Węgiel Bogdanka za 2016*. Wyd. Lubelski Węgiel Bogdanka S.A.
- Rózkowski A., Wilk Z. (red.), 1989, *Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. Wyd. Geol. Warszawa, s. 1-107.
- Samsonowicz J., 1932, *Über das wahrscheinliche Vorkommen von Karbon im westlichen Teil Wolhyniens*. *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. (A) Cracovie*. s. 173–182.
- Stachowicz S., Łyszczarz L., Kołodziejczyk B., 1996, *Gospodarcze wykorzystanie odpadów pogórnicznych z KWK „Bogdanka” S.A.*. *Ekoinżynieria, I forum inżynierii ekologicznej*, Lublin-Nałęczów, s. 441-446
- Stopa Z., 2016, *Lubelski Węgiel „Bogdanka” SA - czterdzieści lat działalności*. *Wiadomości Górnicze*, nr 3, s. 186–193.
- Wilgat T., 1954, *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*. *Annales UMCS, s,B, t.VIII*, Lublin, s. 37-122.
- Wilgat T., 1957, *Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie Kanału Wieprz - Krzna*. *Przegl. Geogr.* t. XXIX, z. 2. Warszawa. s. 259-285.
- Wilgat T., (red.), 1963, *Polesie Lubelskie*. Wyd. Lubelskie, Lublin, 1-207.
- Wilgat T., 1980, *Możliwości zmian stosunków wodnych pod wpływem robót górniczych w Centralnym Rejonie Węglowym Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. LXXXVIII Sesja Naukowa Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa, s. 75-82.
- Wilgat T., Fijałkowski D., 1975, *Projekt ochrony krajobrazu w Lubelskim Zagłębiu Węglowym*. *Ochrona Przyrody* z. 40. Kraków.
- Wilgat T., Janiec B., Michalczyk Z., Wojciechowski K., 1987, *Wpływ górnictwa na stosunki wodne w Lubelskim Zagłębiu Węglowym*. [w:] Ekologiczno-gospodarcze problemy rozwoju górnictwa Lubelskiego Zagłębia Węglowego. NOT, Lublin, s. 37-61.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K., 1991, *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*. *Studia Ośrodka Dokumentacji FizyjoGRAFICZNEJ*. t.XIX, PAN O/Kraków, s. 23-140.
- Zarębski K., Zawisłak J., Bernat A., Sieroń G., Czempik H., Ptak E., Sieroń W., 2001, *Ocena zmian warunków hydrodynamicznych i hydrogeochemicznych płytkich wód podziemnych na terenie obszaru górniczego „Puchaczów IV” w związku z prowadzoną eksploatacją*. Maszynopis, Pomiar GIG Lublin.

Adres do korespondencji - Corresponding autor: prof. dr hab. Zdzisław Michalczyk, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Hydrologii, Al. Kraśnicka 2CD, 20-718 Lublin, e-mail: zdzislaw.michalczyk@umcs.lublin.pl

**Wojciech CIĘŻKOWSKI, Małgorzata KLENIEWSKA,
Jarosław CHORMAŃSKI**

Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie
Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska

**WPLYW UWILGOTNIENIA GLEBY
NA UWALNIANIE I POCHŁANIANIE CO₂
NA OBSZARZE MOKRADŁOWEJ DOLINY RZECZNEJ**

**INFLUENCE OF SOIL MOISTURE CONDITION
ON THE RELEASE AND ABSORPTION OF CO₂
IN THE WETLAND RIVER VALLEY**

Abstract

Wetland ecosystems of river valleys play an important role in the circulation of carbon dioxide on a global scale. Occupying only a few percent of the land area (2-9% depending on the definition), they accumulate significant amounts of CO₂ (about 30% of the CO₂ accumulated in the soil). Depending on the state of preservation and hydrological conditions (including precipitation and groundwater level), the CO₂ can be accumulated in the process of photosynthesis or the released CO₂ into the atmosphere in the process of ecosystem respiration. The current research conducted in the world shows a large variation in the amount of CO₂ released/absorbed depending on the area of research. The purpose of this work is to determine the size and direction of the CO₂ flux in the Upper Biebrza Basin and to determine the CO₂ flux relation on hydrological conditions (groundwater table, soil moisture and precipitation). The research was conducted in the years 2014-2017 in the Upper Biebrza Basin (north-eastern Poland) at a meteorological station located on a bog meadow near the Rogożynek village. The CO₂ stream was measured using the Eddy Covariance method with is based on high frequency measurements (minimum 10 Hz) of wind (speed in three directions) and CO₂ concentration. In addition, basic meteorological measurements as well as the level of groundwater table and soil moisture were carried out. The high variability of meteorological conditions in the studied period (occurrence of high and low precipitation periods) allowed to capture the impact of measured parameters on the CO₂ flux.

Key words: Eddy Covariance, Biebrza River, peatland, greenhouses gases

1. WSTĘP

Ekosystemy mokradłowe pełnią ważną rolę w obiegu dwutlenku węgla w skali globalnej. Zajmując jedynie kilka procent powierzchni lądowej (2-9% w zależności od definicji) są zbiornikiem znaczących ilości CO₂ (około 30% CO₂ zakumulowanego w glebie, Frohling i in. 2007; Gorham i in. 1991). W zależności od stanu zachowania i warunków hydrologicznych mokradła (m. in. wysokości opadów oraz poziomu wody gruntowej) może dominować proces dalszej akumulacji CO₂ w procesie fotosyntezy lub uwalnianie tego gazu do atmosfery w procesie oddychania ekosystemu. Obecnie prowadzone na świecie badania pokazują dużą zmienność ilości uwalnianego/pochłanianego CO₂ w zależności od obszaru badań (Lafleur 2009; Kayranli i in. 2010; Fortuniak i in. 2017; Bridgham i in. 2014; Aslan-Sungur i in. 2016; Lees i in. 2018). Celem niniejszej pracy jest określenie wielkości i kierunku strumienia CO₂ na obszarze Górnego Basenu Biebrzy i określenie wpływu warunków hydrologicznych (poziom zwierciadła wód gruntowych, wilgotność gleby i wysokość opadu) na mierzone wielkości.

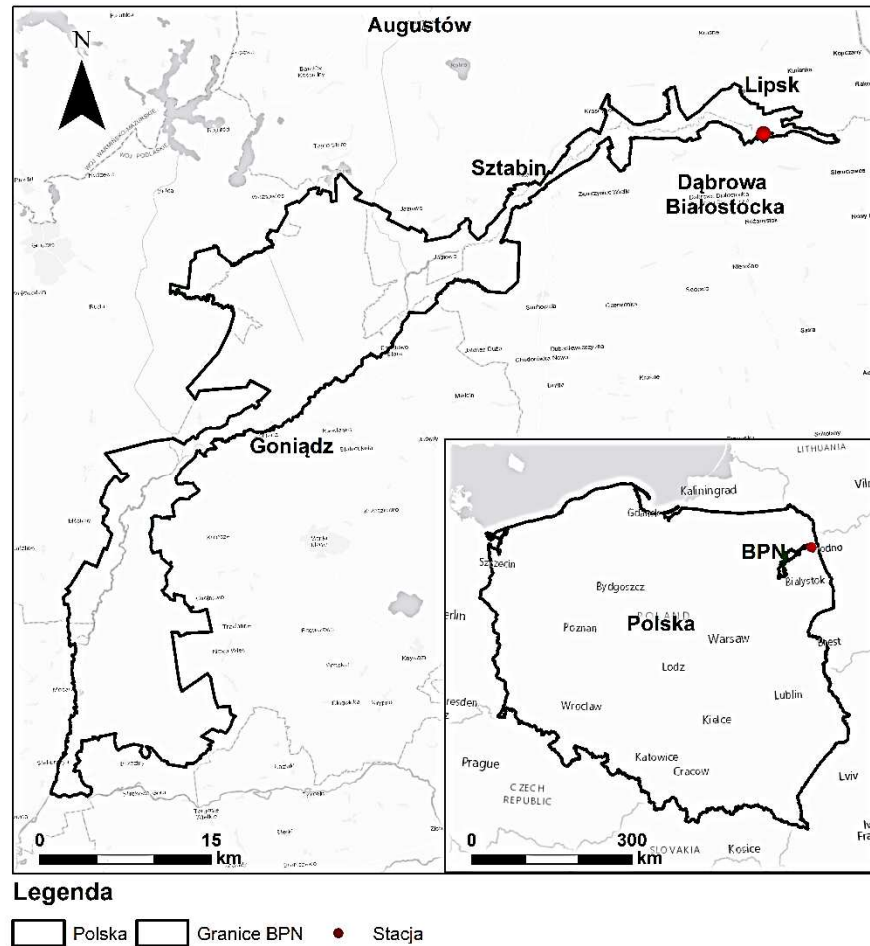
Badania były prowadzone w latach 2014-2017 na terenie Górnego Basenu Biebrzy (północno-wschodnia Polska, rys. 1) na stacji meteorologicznej zlokalizowanej na łące bagiennej w miejscowości Rogożynek. Strumień CO₂ był mierzony z wykorzystaniem metody kowariancji wirów bazującej na wysokoczęstotliwościowych pomiarach (min. 10 Hz) ruchu powietrza oraz stężenia CO₂. Dodatkowo wykonywane były podstawowe pomiary meteorologiczne oraz poziom zwierciadła wód gruntowych i wilgotność gleby. Duża zmienność warunków meteorologicznych w badanym okresie (występowanie okresów o wysokiej jak i niskiej sumie opadów) pozwoliło na uchwycenie wpływu mierzonych parametrów na wielkość strumienia CO₂.

2. OBSZAR BADAŃ

Badania prowadzono w Dolinie Biebrzy (rys. 1), która jest po Bugu największym dopływem Narwi, dopływając na 248,5 km biegu Narwi w okolicy wsi Ruś (Byczkowski 1991). Razem z innymi dolinami rzecznyymi tworzy tzw. Pas Wielkich Doliny rozciągający się pomiędzy pasem wysoczyzn młodogłacjalnych, a strefą przygórzy i gór. Charakteryzują się one różnym stopniem zabagnienia i tworzą największe w kraju kompleksy mokradłowe (Dembek i Piórkowski 2007). Biebrza jest rzeką o długości około 165 km i meandrowym charakterze, tworzy dolinę o szerokości do 20 km i długości 110 km, wypełnioną pokładami torfu miejscami do głębokości 6 m. Dolina Biebrzy jest zasilana z trzech źródeł: wodami opadowymi, wodami podziemnymi oraz w okresie zimowo-wosennym wodami powierzchniowymi a tworzące się wtedy zalewy wpływają w dużym stopniu na tworzenie się różnych typów ekosystemów do wód zależnych (soligenicznych, topogenicznych i fluwiogenicznych) (Chormański i in. 2011). W zależności od dominujących typów zasilania wytworzyły się na równinie zalewowej i występujących tu mokradłach różne strefy wegetacyjne (Wassen i in. 2006), których wpływ na bilans wodny w dolinie jest istotny (Ciężkowski i in. 2018). W dolinie górnej Biebrzy dominującym procesem jest zasilanie wodami podziemnymi, których wpływ w dolinie zależy od odległości od rzeki (Anibas i in. 2012).

Ze względu na jej unikatowy charakter w skali krajowej i europejskiej, większość obszaru doliny znajduje się na terenie utworzonego w 1993 r. Biebrzańskiego Parku Narodowego zajmującego powierzchnię prawie 600 km². Ten największy

polski park narodowy jest wpisany na listę obszarów wodno-błotnych, chronionych w ramach konwencji ramsarskiej, której celem jest ochrona i utrzymanie obszarów wodno-błotnych (Dembek 2004).



Rys. 1. Miejsce badań
Fig.1. Study site

3. METODYKA BADAŃ

3.1. System pomiarowy

Pomiary prowadzono na stacji mikrometeorologicznej zlokalizowanej w okolicach miejscowości Rogożynek (rys. 1). System pomiarowy składał się z trzech elementów obejmujących:

- pomiary kowariancyjne,
- pomiary podstawowych elementów meteorologicznych,
- pomiary warunków wilgotnościowych i termalnych w glebie.

Element kowariancyjny składa się z anemometru ultradźwiękowego (do pomiarów fluktuacji trzech składowych ruchu powietrza) i szybkiego analizatora gazowego (do pomiaru fluktuacji stężenia gazu - w tym przypadku dwutlenku węgla i pary wodnej). Pozwala ona na wyznaczenie strumienia badanego gazu (dwutlenku węgla) na podstawie wysokoczęstotliwościowych pomiarów (min. 10 Hz) fluktuacji

pionowej składowej prędkości wiatru i stężenia gazu (Lee i in. 2004; Foken 2008; Aubinet i in. 2012). Dane kowariancyjne pochodzą z okresu od czerwca 2014 r. do października 2017 r.

Pomiary podstawowych charakterystyk meteorologicznych obejmują: temperaturę i wilgotności powietrza na 4 wysokościach (50, 100, 200 i 350 cm), promienionowania długo i krótkofalowego oraz wysokości opadu. Wyniki tych pomiarów pozwalają na opis panujących warunków atmosferycznych, uzupełnianie ciągów danych kowariancyjnych oraz określenia współzależności między badanymi strumieniami a pozostałymi charakterystykami meteorologicznymi. Pomiary meteorologiczne były wykonywane od czerwca 2014 r. do października 2017 r.

Element glebowy składa się z czterech (na głębokościach: 5, 10, 50 i 80 cm) czujników TDR mierzących wilgotność gleby i piezometru mierzącego poziom zwierciadła wód gruntowych oraz płytki glebowej mierzącej strumień ciepła glebowego. Pomiary glebowe wykonywano od czerwca 2015 r. do października 2017 r.

3.2. Wyznaczenie strumienia CO₂

Metoda kowariancji wirów opiera się o wyliczenie strumienia gazu wprost z definicji (w ścisłym znaczeniu definicja ta odnosi się do gęstości strumienia, jednak w mikrometeorologii, terminy te są używane zamiennie): strumień dowolnej wielkości możemy określić jako jej ilość przepływającą przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu. Tak zdefiniowany strumień jest obliczany ze wzoru:

$$F_c = \overline{\omega' \rho'_c} \quad (1)$$

gdzie:

F_c – średni pionowy strumień gazu [$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$],

ω' – fluktuacja pionowej składowej prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

ρ'_c – fluktuacja gęstości gazu c [$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$].

Praktyczne obliczenie strumienia jest złożoną procedurą, uwzględniającą szereg poprawek na surowych i wynikowych seriach danych. Metodyka opracowania danych kowariancji wirów uwzględnia obliczenia standardowe prowadzące do możliwe najpoprawniejszego wyliczenia strumieni i umożliwiające ich porównywanie (Fortuniak i in. 2016). Procedura ta obejmuje przygotowanie surowych danych, obliczenie surowych strumieni, zastosowanie odpowiednich poprawek i kontrolę jakości danych. Możliwości proceduralne, ich wady i zalety zostały szczegółowo opisane między innymi przez Aubinet i in. (2012). Na potrzeby tego opracowania do obliczenia strumieni wykorzystano program EddyPro®, jeden z najpopularniejszych programów pozwalających na przeprowadzenie całej skomplikowanej procedury obliczeniowej. Pozwolił on na otrzymanie serii średnich 30 min. wielkości strumienia CO₂.

Ze względu na założenia pomiarowe metody kowariancji wirów obliczona seria pomiarów zawiera braki w serii wymagające uzupełnienia i wartości które należy odrzucić. Aby uzyskać ciągłą serie pomiarową, która pozwoli na wyznaczenie średnich dobowych wartości strumieni, należy ją uzupełnić na podstawie dodatkowych pomiarów meteorologicznych. Tak jak w przypadku wyznaczenia wielkości strumienia istnieje wiele możliwości przeprowadzenia procedury uzupełniania danych, które zostały porównane i opisane między innymi przez Moffat i in. (2007). W niniejszym opracowaniu zastosowano pakiet REddyProc

(<https://github.com/bgctw/REddyProc>) pozwalający na zastosowanie jednej z najpopularniejszych metod uzupełniania danych, opracowaną przez Reichstein'a i in. (2005), w środowisku R (<https://www.r-project.org/>).

W wyniku zastosowania powyższych procedur otrzymano ciągłą serię uśrednionych 30 min. wielkości strumienia CO₂, która posłużyła do wyznaczenia dobowych średnich tego strumienia. Oprócz ciągłej serii wypadkowego strumienia CO₂ wymiany ekosystemu netto (NEE) *net ecosystem exchange* pakiet REddyProc pozwala na podzielenie strumienia na produktywność ekosystemu brutto (GPP) *gross primary production* - strumień związany z fotosyntezą i strumień związany z oddychaniem ekosystemu (Reco) *ecosystem respiration*) zgodnie z metodyką opisaną przez Reichsteina i in. (2005) oraz Lasslopa i in. (2010).

4. WYNIKI

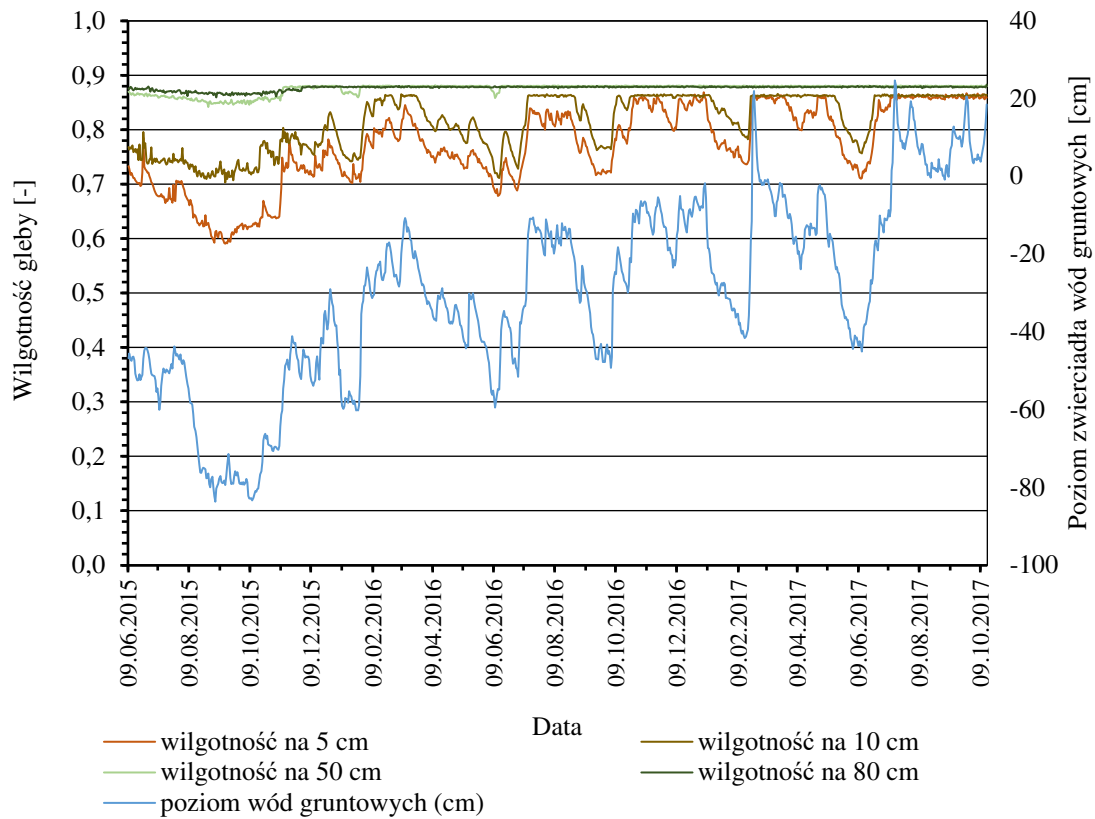
Wyniki pomiarów kowariancyjnych były wykonywane z różnym korkiem cząskowym, dlatego też, uśredniono je dla każdej doby (rys. 2-4).

Na rys. 2 przedstawiono przebiegi wilgotności gruntu na 4 głębokościach i poziomu zwierciadła wód gruntowych. Widać na nim, że w głębszych warstwach gleby (50 i 80 cm) wilgotność przez większość badanego okresu praktycznie się nie zmienia (gleba jest w pełni nasycona wodą). Jedynie na początku badanego okresu (druga połowa 2015 r.) nieznacznie spada. W tym samym czasie spadek poziomu zwierciadła wód gruntowych układał się najniżej (< 70 cm) w okresie 18.08 - 21.10.2015. Sumy opadów w kolejnych latach wynosiły odpowiednio 363 mm w 2015 r., 470 mm w 2016 r. i 491 mm w 2017 r. Niska suma opadów w 2015 r. spowodowały spadek poziomu zwierciadła wód gruntowych oraz wilgotności gruntu (nawet w głębszych warstwach gleby). Przez cały okres widać zgodność przebiegu wilgotności gruntu w jego wierzchnich częściach (5 i 10 cm) z przebiegiem poziomu zwierciadła wód gruntowych.

Na rys. 3 przedstawiono przebiegi temperatury i wilgotności powietrza mierzonych na wysokości 2 m. Minimalne i maksymalne temperatury roczne w badanym okresie nie różniły się od siebie, a średnie dobowe miały podobny przebieg. Wilgotność powietrza w badanym okresie również przebiegała podobnie w różnych latach.

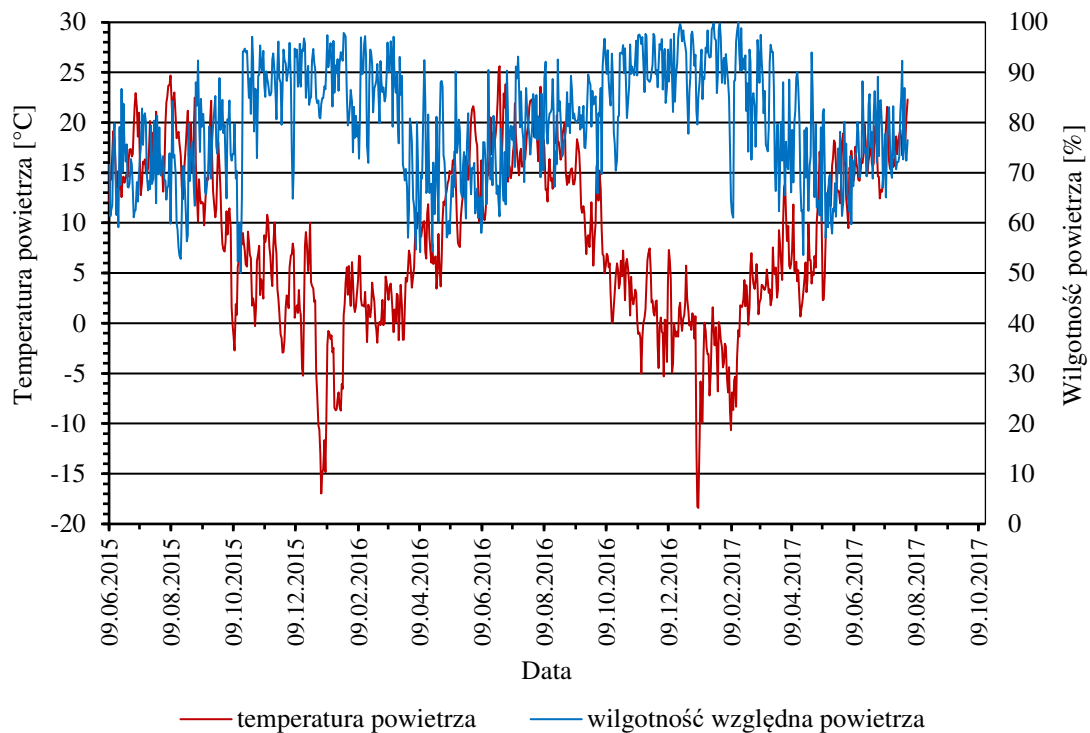
Na rys. 4 przedstawiono przebiegi średnich dobowych wielkości strumieni CO₂ (wypadkowego mierzonego strumienia - NEE jak i jego składowych związanych z fotosyntezą - GPP i oddychaniem ekosystemu - Reco). W suchym roku 2015 dominuje proces oddychania ekosystemu w którym CO₂ jest uwalnianie do atmosfery. Natomiast w latach o wyższej sumie opadów (2016 i 2017) dominującym procesem jest fotosynteza, która powoduje akumulację CO₂ w roślinach. Ponadto w roku 2016 wyraźnie zaznacza się okres koszenia łąki (początek lipca) kiedy to widać zmianę kierunku wymiany ekosystemu netto. W roku 2017 okres koszenia również jest widoczny ale słabiej niż w roku poprzednim.

Przebiegi strumieni CO₂ w roku 2016 i 2017 obrazują typowy przebieg dla takiego obszaru. W okresie zimowym, kiedy nie ma roślinności i oddychanie ekosystemu zachodzi mało intensywnie strumień CO₂ przyjmuje niewielkie wartości. Wraz z początkiem okresu wegetacyjnego i wzrostem roślin strumienie zaczynają wzrastać i przeważa proces fotosyntezy, aż do momentu skoszenia łąki. Gdy rośliny zaczynają odrastać następuje wzrost znaczenia fotosyntezy. Ze względu na panujące warunki wilgotnościowe w roku 2016 podczas okresu wegetacyjnego dominuje proces oddychania ekosystemu powodując uwalnianie się CO₂ do atmosfery.



Rys. 2. Przebiegi średnich dobowych wilgotności gruntu mierzonych na czterech głębokościach i poziomu zwierciadła wód gruntowych

Fig. 2. Daily means of soil moisture measured on 4 depths and water table level



Rys. 3. Przebiegi średniej dobowej temperatury i wilgotności względnej powietrza

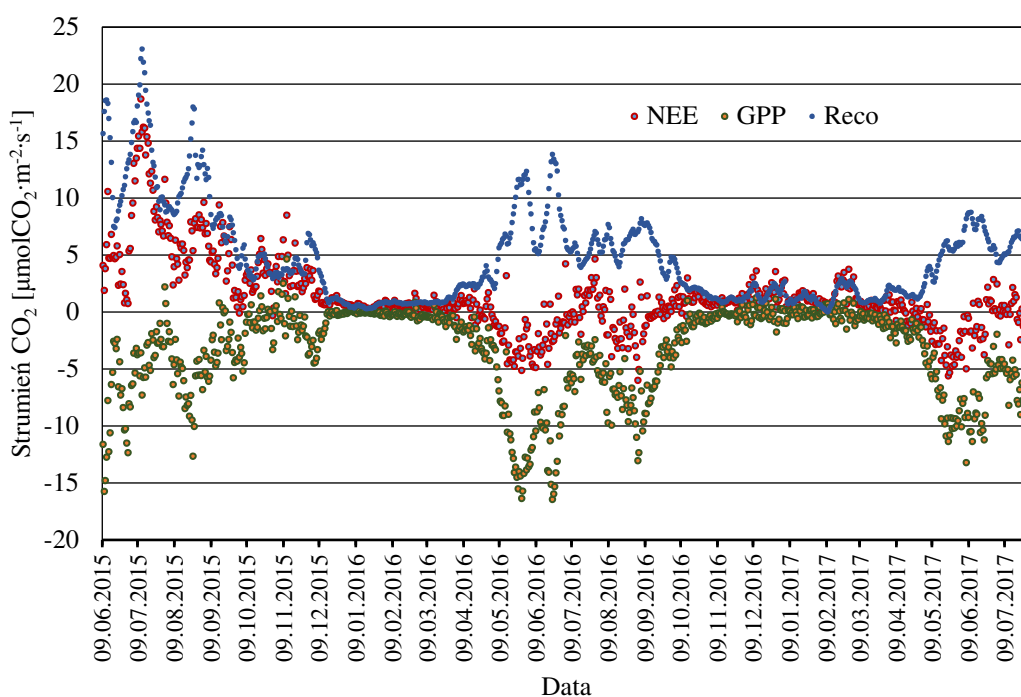
Fig. 3. Daily means of air temperature and relative humidity

Na rys. 4 przedstawiono przebiegi średnich dobowych wielkości strumieni CO₂ (wypadkowego mierzonego strumienia - NEE jak i jego składowych związanych z fotosyntezą - GPP i oddychaniem ekosystemu - Reco). Na rys. widać, że w suchym roku 2015 dominuje proces oddychania ekosystemu w którym CO₂ jest uwalniane do atmosfery. Natomiast w latach o wyższej sumie opadów (2016 i 2017) dominującym procesem jest fotosynteza, która powoduje akumulację CO₂ w roślinach. Ponadto w roku 2016 wyraźnie zaznacza się okres koszenia łąki (początek lipca) kiedy to widać zmianę kierunku wymiany ekosystemu netto. W roku 2017 okres koszenia również jest widoczny ale słabiej niż w roku poprzednim.

Przebiegi strumieni CO₂ w roku 2016 i 2017 obrazują typowy przebieg dla takiego obszaru. W okresie zimowym, kiedy nie ma roślinności i oddychanie ekosystemu zachodzi mało intensywnie strumień CO₂ przyjmuje niewielkie wartości. Wraz z początkiem okresu wegetacyjnego i wzrostem roślin strumienie zaczynają wzrastać i przeważa proces fotosyntezy, aż do momentu skoszenia łąki. Następnie, gdy rośliny zaczynają odrastać widać wzrost znaczenia fotosyntezy. Ze względu na panujące warunki wilgotnościowe w roku 2016 podczas okresu wegetacyjnego dominuje proces oddychania ekosystemu powodując uwalnianie się CO₂ do atmosfery.

5. PODSUMOWANIE

Badania prowadzone przez 3 lata w dolinie Biebrzy pokazują wpływ warunków hydrologicznych oraz roślinności (zabiegów rolniczych) na wielkość uwalniania bądź akumulacji dwutlenku węgla. W badanym okresie udało się uchwycić lata istotnie różniące się warunkami hydrologicznymi. Rok 2015 o znacząco niższych opadach i poziomie zwierciadła wód gruntowych niż rok 2016 i 2017. Różnica to spowodowała, że w roku 2015 dominującym procesem było oddychanie ekosystemu powodujące uwalnianie dwutlenku węgla do atmosfery. Natomiast w latach 2016 i 2017 dominował proces fotosyntezy przez co dwutlenek węgla był akumulowany.



Rys. 4. Przebiegi średnich dobowych strumieni CO₂ (NEE, GPP, Reco)
Fig. 4. Daily means of CO₂ fluxes (NEE, GPP, Reco)

Wyniki te pokazują jak istotny wpływ na obieg dwutlenku węgla w ekosystemach mokradłowych (a co za tym idzie na obieg dwutlenku węgla w skali globalnej) mają warunki hydrologiczne.

BIBLIOGRAFIA

- Anibas, C., Verbeiren, B., Buis, K., Chormański, J., De Doncker, L., Okruszko, T., Meire, P., Batelaan, O. 2012: *A hierarchical approach on groundwater-surface water interaction in wetlands along the upper Biebrza River, Poland*, Hydrological Earth System Science, 16, s. 2329-2346,
- Aslan-Sungur G., Lee X. H., Evrendilek F., Karakaya N., 2016, *Large interannual variability in net ecosystem carbon dioxide exchange of a disturbed temperate peatland*, Science of the Total Environment, Article vol. 554, s. 192-202.
- Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D. (red.), 2012, *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 438 s.
- Bridgham, S.D., Moore, T.R., Richardson, C.J., Roulet, N.T., 2014, *Errors in greenhouse forcing and soil carbon sequestration estimates in freshwater wetlands: a comment on Mitsch et al. (2013)*, Landscape Ecology, DOI: 10.1007/s.10980-014.
- Byczkowski A., Kiciński T., 1991, *Hydrologia i hydrografia dorzecza Biebrzy*, w: Bagna Biebrzańskie pod red. Okruszko H., Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, z. 372, 75-117.
- Chormański J., Okruszko T., Ignar S., Batelaan O., Rebel K.T., Wassen M.J., 2011 Flood mapping with remote sensing and hydrochemistry: A new method to distinguish the origin of flood water during floods, Ecological Engineering 37: 1334-1349
- Ciężkowski W., Berezowski T., Kleniewska M., Szporak-Wasilewska S., and Chormański J., 2018 *Modelling Wetland Growing Season Rainfall Interception Losses Based on Maximum Canopy Storage Measurements*, Water 10.1 (2018): 41
- Dembek W., Piórkowski H., 2007, *Mokradła w krajobrazie Polski*, w: Biernacka E.: Torfowiska i mokradła, wydawnictwo SGGW, Warszawa, s. 15-49.
- Dembek W., 2004, *Obszary wodno-błotne w Polsce*, Wydawnictwo IMUZ, Falenty 2004.-0067-2
- Foken, T., 2008, *Micrometeorology*, Springer, Berlin, s. 306
- Fortuniak K. (red), 2016, *Wybrane problemy pomiarów wymiany gazowej pomiędzy powierzchnią ziemi a atmosferą na terenach bagiennych*. Doświadczenia trzyletnich pomiarów w Biebrzańskim Parku Narodowym;. Katedra Meteorologii i Klimatologii WNG UŁ.
- Fortuniak K., Pawlak, W., Bednorz, L., Grygoruk, M., Siedlecki, M., Zieliński, M., 2017, *Methane and carbon dioxide fluxes of a temperate mire in Central Europe*, Agricultural and Forest Meteorology, 232, 306–318.
- Frolking, S., Roulet, N.T., 2007, *Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions*, Global Change Biology, 13, s. 1079–1088.
- Gorham, E., 1991, *Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming*, Ecol. Appl., 1, 182–195.
- Kayranli, B., Scholz, M., Mustafa, A., Hedmark, Å., 2010, *Carbon Storage and Fluxes within Freshwater Wetlands: a Critical Review*, Wetlands, 30, s. 111–124.
- Lafleur, P.M., 2009, *Connecting Atmosphere and Wetland: Trace Gas Exchange*, Geography Compass, 3, s. 560–585.
- Lasslop, G., Reichstein, M., Papale, D., Richardson, A. D., Arneeth, A., Barr, A., ... & Wohlfahrt, G. (2010). *Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation*. Global Change Biology, 16(1), s.187-208.
- Lee, X., Massman, W.J., Law, B. (red.), 2004, *Handbook of micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 250 s.
- Lees K. J., Quaife T., Artz R. R. E., Khomik M., Clark J. M., 2018, Potential for using remote sensing to estimate carbon fluxes across northern peatlands - A review, Science of the Total Environment, Review vol. 615, s. 857-874.
- Moffat, A.M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D.Y, Richardson, A.D., Barre, A.G., Beckstein, C., Braswell, B.H., Churkina, G., Desai, A.R., Falge, E., Gove, J.H., Heimann, M., Hui, D., Jarvis, A.J., Kattge, J., Noormets, A., Stauch, V.J., 2007, *Comprehensive comparison of gapfilling techniques for eddy covariance net carbon fluxes*, Agr. Forest Meteorol., 147, s. 209–232.

- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., Valentini, R., 2005, *On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm*, Glob. Change Biol., 11, s. 1439.
- Wassen M., Okruszko T., Kardel I., Chormański J., Świątek D., Mioduszeński W., Bleuten W., Querner E., Kahloun El M., Batellan O., Meire P. 2006, *Eco-Hydrological Functioning of Biebrza Wetlands: Lessons for the Conservation and Restoration of Deteriorated Wetlands*. Ecological Studies, Vol. 191, Springer-Verlag Berlin Heidelberg: s. 285-311.

**Michał LORENC¹, Renata DONDAJEWSKA²,
Lech KACZMAREK¹, Marta JAŚKIEWICZ¹**

¹ Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Stacja Ekologiczna w Jeziorach

² Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu
Wydział Biologii, Zakład Ochrony Wód

ZMIENNOŚĆ CZASOWA POZIOMU WODY W AKWENACH WIELKOPOLSKIEGO PARKU NARODOWEGO

TEMPORAL VARIABILITY OF WATER LEVEL FLUCTUATIONS IN WATER BODIES OF WIELKOPOLSKI NATIONAL PARK

Abstract

The water level fluctuations were studied in selected lakes and ponds situated in Wielkopolski National Park and its buffer zone in 2012-2017. Twelve water bodies located in three distinct postglacial tunnel valleys were monitored monthly. Water level fluctuations occurred synchronously in all lakes, and their direction and dynamics were mostly consistent, indicating precipitation as the crucial factor for noted changes. Other important elements influencing the dynamics of water level amplitudes were the air temperature, the hydrological type of the water bodies (flow-through vs. lakes without outflow) as well as the area and land use of catchments (forest vs. agricultural area).

Key words: lakes, water bodies, water level fluctuation, Wielkopolski National Park

1. WSTĘP

Monitoring poziomu wód powierzchniowych w Wielkopolskim Parku Narodowym (WPN) i w jego otulinie jest realizowany przez pracowników Stacji Ekologicznej w Jeziorach od 2002 roku. Tę datę wyznacza instalacja automatycznej sondy poziomu wody w Jeziorze Góreckim. W grudniu 2006 podjęto monitoring manualny poziomu wody w kilkunastu kolejnych akwenach i ciekach wodnych, który realizo-

wano do lipca 2008, a następnie od stycznia 2012 do chwili obecnej. Część uzyskanych wyników przybliżono we wcześniejszych opracowaniach (Kolendowicz i in. 2008, 2009; Lorenc i in. 2013).

W niniejszym artykule przedstawiono tendencje zmian poziomu wody w 12 akwenach znajdujących się w WPN i w jego otulinie. Dotyczą one 10 jezior i 2 akwenów nie będące jeziorami (oczko wodne i okrajek wodny torfowiska kotłowego). Analizowane dane z lat 2012-2017. Rozważane akweny znajdują się w trzech niezależnych rynnach subglacjalnych, posiadają bardzo zróżnicowane parametry morfometryczne i reprezentują trzy typy hydrologiczne. Jest wśród nich również wspomniane torfowisko. Także charakter zlewni bezpośrednich badanych akwenów i zlewni całkowitych poszczególnych rynien subglacjalnych jest silnie zróżnicowany. Ta odmienność akwenów i ich zlewni pozwala ocenić wpływ różnorodnych czynników na badany poziom wody. Wskazano najważniejsze z tych czynników. Część dostrzeżonych w tym zakresie zależności nie nawiązuje do sytuacji notowanych w literaturze, w tym we wcześniejszych opracowaniach autorów.

2. CHARAKTERYSTYKA BADANYCH AKWENÓW I ICH ZLEWNI

Wielkopolski Park Narodowy o powierzchni 7584 ha położony jest w odległości kilkunastu km na południowy-zachód od Poznania, na obszarze dwóch mezoregionów: Pojezierza Poznańskiego i w niewielkiej części Poznańskiego Przełomu Warty (Kondracki 2002). Znajduje się zatem w strefie młodoglacjalnej, w zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej. Posiada bardzo czytelną, dobrze zachowaną rzeźbę polodowcową. Jedną z zasadniczych jej cech jest obecność trzech rynien subglacjalnych przecinających obszar Parku z NW na SE (Chachaj 1991; Chmal 1992). Począwszy od południa są to: rynna witobelsko-dymaczewska, górecko-budzyńska i rosnowsko-jarosławiecka. Położone w nich ciągi jezior stanowią o dużej atrakcyjności krajobrazowej i bogactwie przyrodniczym Parku. W badaniach uwzględniono 10 spośród tych jezior oraz 2 akweny nie będące jeziorami (rys. 1).

Największa i najlepiej wykształcona (w wielu miejscach rozwidlona) jest rynna witobelsko-dymaczewska. Rozpoczyna się kilka km na NW od WPN, a kończy przy jego południowej granicy, w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej. Z pośród badanych jezior 3 znajdują się w tej rynnie: Witobelskie, Łódzko-Dymaczewskie (największe jezioro WPN) i Lipno. Dwa pierwsze są jedynymi jeziorami przepływowymi wśród rozważanych zbiorników. Przepływa przez nie rzeka Samica Stęszewska, lokalny ciek wodny o długości około 40 km. Jezioro Lipno jest jeziorem bezodpływowym. Zlewnię rynny witobelsko-dymaczewskiej wyróżnia bardzo wysoki udział terenów zagospodarowanych rolniczo. Grunty orne z łąkami i pastwiskami stanowią ponad 70% jej powierzchni. Udział lasów to zaledwie 19%. Ta dysproporcja jest jeszcze bardziej czytelną w pokryciu zlewni bezpośredniej Jeziora Witobelskiego. Słabiej zaznacza się w pokryciu zlewni bezpośredniej dwóch pozostałych jezior (tablica 1).

Rynna górecko-budzyńska jest najgłębszą z rozważanych rynien. Niemal w całości znajduje się w WPN, również kończąc się w przy jego południowej granicy, w Pradolinie Warszawsko-Belińskiej. Znajduje się w niej aż 6 z rozważanych akwenów: jeziora Góreckie, Kociołek, Budzyńskie i Skrzynka oraz dwa akweny niejeziorne: Żabiak i Czarny Dół. Jezioro Góreckie (najgłębsze w WPN), Budzyńskie i Skrzynka (najmniejsze w WPN) to typowe rynnowe, silnie wydłużone jeziora, różniące się jednak wieloma parametrami morfometrycznymi (tablica 1). Jezioro Kociołek, będąc

jeziorem kotłowym, posiada owalny kształt i relatywnie znaczną głębokość. Natomiast Żabiak jest oczkiem polodowcowym, wypełniającym obniżenie wytopiskowe, które posiada cechy charakterystyczne dla form o takiej genezie, w tym małą powierzchnię, znaczną głębokość i strome zbocza, do których jest ograniczona zlewnia Żabiaka. Czarny Dół jest również obniżeniem wytopiskowym lecz wypełnionym torfowiskiem kotłowym. Miąższość torfu sięga 8,5 m. Powierzchnia torfowiska wynosi 0,4 ha, a wraz z otaczającym je okrajkiem wodnym 0,72 ha, co stanowi około 10% powierzchni całego zagłębienia. Jego zbocza są silnie nachylone, a różnica wysokości pomiędzy powierzchnią torfowiska, a otaczającymi je kulminacjami terenu sięga 25 m. Niewielka zlewnia torfowiska jest ograniczona do zboczy obniżenia (tablica 1). Poziom wody mierzono w okrajku wodnym torfowiska. Posiada on szerokość do kilkunastu m i głębokości do 1,3 m (Schubert i in. 1997; Ławniczak, Rutkowski 2016). Udział lasów i terenów zagospodarowanych rolniczo w zlewni rynny górecko-budzyńskiej stanowi przeciwieństwo sytuacji w rynnie witobelsko-dymaczewskiej. Lasy pokrywają blisko 70% powierzchni tej zlewni, natomiast grunty orne wraz z łąkami i pastwiskami około 19% (rys. 1). Zdecydowanie większy jest udział lasów także w zlewniach bezpośrednich wszystkich badanych w tej rynnie zbiorników (tablica 1).

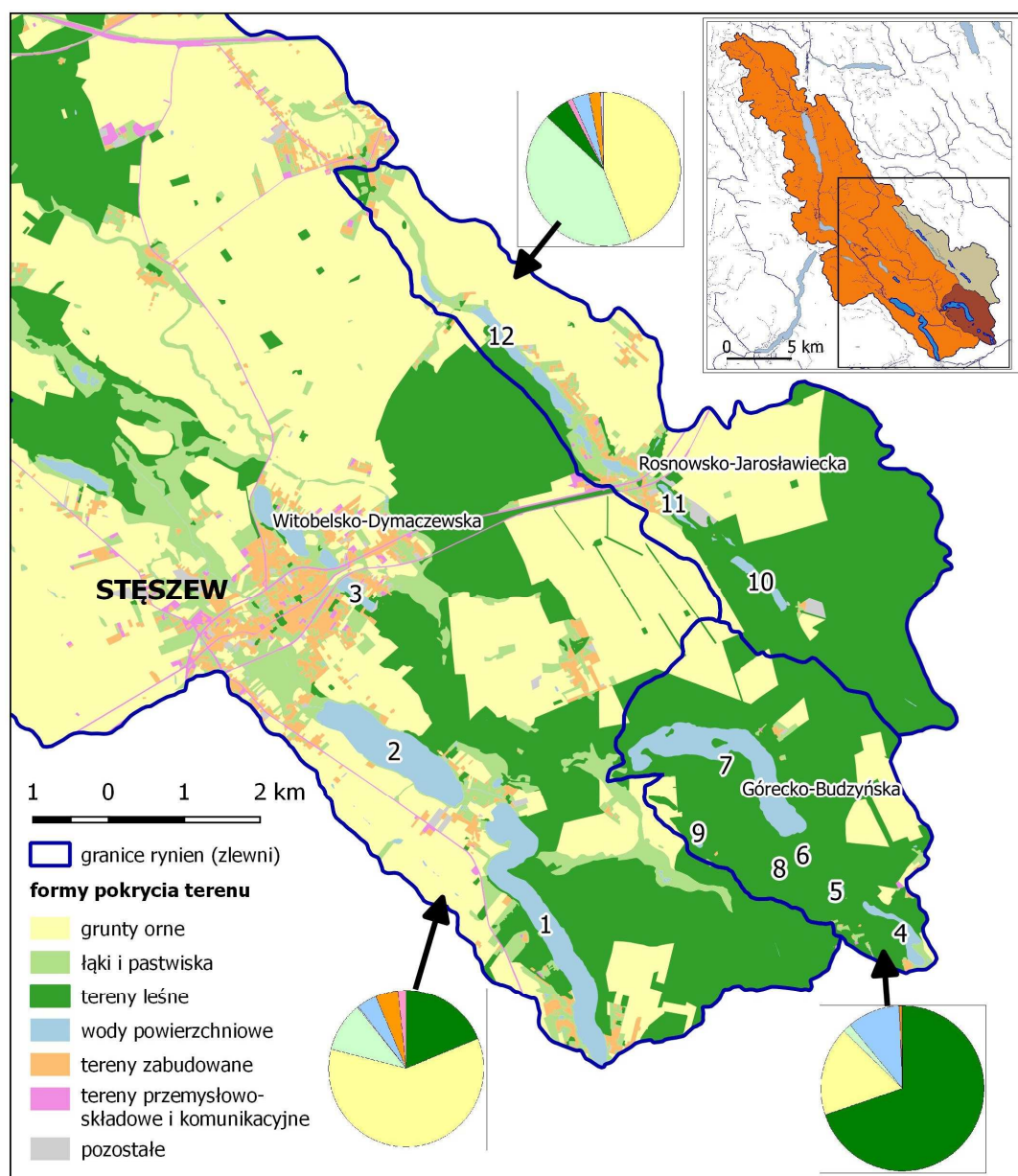
Rynna rosnowsko-jarosławiecka posiada wyraźnie jednokierunkowy, pozbawiony rozwidleń przebieg. W przeciwieństwie do dwóch pozostałych rynien, kończy się w przełomowej dolinie Warty. Znajdujące się w tej rynnie jeziora tworzą bardzo wyraźny ciąg, będąc jednocześnie zbiornikami silnie wydłużonymi i wąskimi (rys. 1). Jest to szczególnie widoczne w przypadku Jeziora Chomęcicko-Rosnowskiego, które według mapy batymetrycznej jest podzielone na trzy płaszczyzny: chomęcickie, rosnowskie duże i rosnowskie (Brodzińska i in. 2010). Jezioro Małe jest jedynym, wśród rozpatrywanych, jeziorem odpływowym. Natomiast Jezioro Jarosławieckie wyróżnia największa powierzchnia zlewni bezpośredniej (tablica 1). Pokrycie zlewni rosnowsko-jarosławieckiej jest inne niż dwóch powyższych rynien. W tym przypadku, średni udział lasów i obszarów zagospodarowanych rolniczo jest podobny, odpowiednio 44% i 48% (rys. 1). Zdecydowanie inne jest jednak pokrycie powierzchni terenu w północnej części zlewni (prawie bezleśnej) i w południowej (dominacja lasów). Ta odmienność sprawia, że uwarunkowania zlewni bezpośrednich badanych jezior też są silnie zróżnicowane. Udział lasów w zlewni bezpośredniej Jeziora Jarosławieckiego przekracza 65%, podczas gdy w zlewni dwóch pozostałych jezior nie sięga nawet 15% (tablica 1).

3. METODYKA

Poziom wody kontrolowano łącznie w 10 jeziorach i 2 akwenach nie będących jeziorami, położonych w trzech niezależnych rynnach subglacjalnych. W tym celu wykonywano pomiary niwelacyjne za pomocą niwelatora optycznego i łat niwelacyjnych, względem zainstalowanych w podłożu reperów. Granica błędów pomiarowego wynosi 2 mm. Punktem odniesienia dla prezentowanych danych jest poziom wody z dnia, w którym rozpoczęto badania. Dla 8 z omawianych akwenów jest to poziom wody ze stycznia 2012, a dla 4 pozostałych z terminu późniejszego, w którym włączono te akweny do badań. Pomiary dokonywano na początku każdego miesiąca, zazwyczaj w jego pierwszym tygodniu. Pomiarów nie wykonano wyłącznie w kilku miesiącach zimowych, w związku z występowaniem pokrywy lodowej. Dla Jeziora Góreckiego poziom wody dla większości z tych miesięcy odczytano z zapisu automatycznej sondy poziomu wody.

Uzyskany w ten sposób obraz zmian poziomu wody odniesiono do sum opadów atmosferycznych oraz średnich dobowych temperatur powietrza, obliczonych dla odcin-

ków czasu pomiędzy kolejnymi pomiarami poziomu wody. Wysokość opadu atmosferycznego i temperatura powietrza rejestrowana jest w ogródku meteorologicznym znajdującym się na skraju rynny górecko-budzyńskiej, przy budynku Stacji Ekologicznej w Jeziorach (WPN). Zwrócono także uwagę na uwarunkowania całkowitych zlewni poszczególnych rynien subglacialnych i zlewni bezpośrednich badanych akwenów oraz ich cechy morfometryczne. Naturalne zasięgi zlewni rynien subglacialnych wyznaczono na podstawie Mapy Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP) w skali 1:10 000. Do określenia struktury przestrzennej i procentowej form pokrycia terenu w zlewniach wykorzystano Bazę Danych Obiektów Topograficznych (BDOT), (rys. 1).



1 - J. Łódzko-Dymaczewskie; 2 - J. Witobelskie; 3 - J. Lipno; 4 - J. Budzyńskie; 5 - J. Kociołek; 6 - Żabiak; 7 - J. Góreckie; 8 - Czarny Dół; 9 - J. Skrzyńska; 10 - J. Jarosławieckie; 11 - J. Małe; 12 - J. Chomęcicko-Rosnowskie. Opracowanie własne na podstawie MPHP i BDOT.

Rys. 1. Zasięg i zagospodarowanie zlewni całkowitych rynien subglacialnych WPN oraz położenie badanych akwenów

Fig. 1. The range and land use of postglacial tunnel valleys in WPN together with the location of studied water bodies:

Tablica 1

Parametry morfometryczne, typ hydrologiczny i użytkowanie zlewni bezpośredniej badanych akwenów

Table 1

Morphometric parameters, hydrological type and land use of indirect catchment of studied reservoirs

Akwen	Parametry morfometryczne ¹					Typ hydrologiczny	Użytkowanie zlewni bezpośredniej ²				
	Powierzchnia [ha]	Objętość [tys. m ³]	Długość linii brzegowej [m]	Głębokość maks. [m]	Głębokość średnia [m]		Powierzchnia [ha]	Lasy [%]	Grunty orne [%]	Zabudowa [%]	Inne [%]
Rynna górecko-budzyńska											
J. Góreckie	99,8	8872,8	8190	16,9	8,8	bezodpływowy	666,48	77,13	22,12	0,58	0,17
J. Kociołek	4,2	156,8	784	7,4, (6,5) ³	3,7	bezodpływowy	34,07	97,70	1,24	0,73	3,33
J. Budzyńskie	13,5	224,7	2896	3,5	1,7	bezodpływowy	96,9	79,41	8,53	5,53	6,53
J. Skrzynka	1,7	33,5	575	3,3	2,0	bezodpływowy	48,37	87,99	6,46	0,94	4,61
Żabiak	-	-	-	-	-	bezodpływowy	-	≈100 ⁷	-	-	-
Czarny Dół ⁴	0,40 (0,72) ⁵	-	-	1,3 (8,5) ⁶	-	bezodpływowy	≈8,0	≈100 ⁷	-	-	-
Rynna rosnowsko-jarosławiecka											
J. Jarosławieckie	12,7	464,4	2327	6,2	3,6	bezodpływowy	914,24	65,51	32,83	0,39	1,27
J. Małe ⁸	6,6	116	1685	4,7	1,8	odpływowy	82,28	13,90	53,24	15,66	17,2 ⁹
J. Chomęcicko-Ros.	41,2	1902,8	7193	11,2	4,6	bezodpływowy	465,27	14,95	70,18	10,16	4,71
Rynna witobelsko-dymaczewska											
J. Łódzko-Dym.	127	7473	9263	12,7	5,9	przepływowy	445,05	42,08	43,44	12,15	2,33
J. Witobelskie	97,5	3550,6	5178	5,3	3,6	przepływowy	337,96	3,53	82,94	10,61	2,92
J. Lipno ⁸	7,8	321	1450	10,1	4,1	bezodpływowy	37,50	42,64	19,51	37,85	0,00

Objaśnienia: ¹ wszystkie akweny poza jeziorami: Małym i Lipno oraz Żabiakiem i Czarnym Dołem wg Brodzińskiej i in. (2010); ² Ławniczak i in. (2016);

³ Karcz, Schubert (1997); ⁴ Schubert i in. (1997); ⁵ powierzchnia torfowiska bez okrajka i z okrajkiem; ⁶ głębokość okrajka i miąższość nieprzerwanej sekwencji torfu;

⁷ stoki obniżenia wytopiskowego i jego otoczenie pokrywa wyłącznie las; ⁸ Ławniczak i in. (2016); ⁹ 10,87% pozostałej powierzchni zlewni pokrywają ogrody.

4. ZMIANY POZIOMU WODY

4.1. Rynna górecko-budzyńska

Cechą wyróżniającą badane akwenty powyższej rynny subglacjalnej jest występująca w nich synchroniczność i podobna dynamika zmian poziomu wody w całym rozważanym wieloleciu (rys. 2).

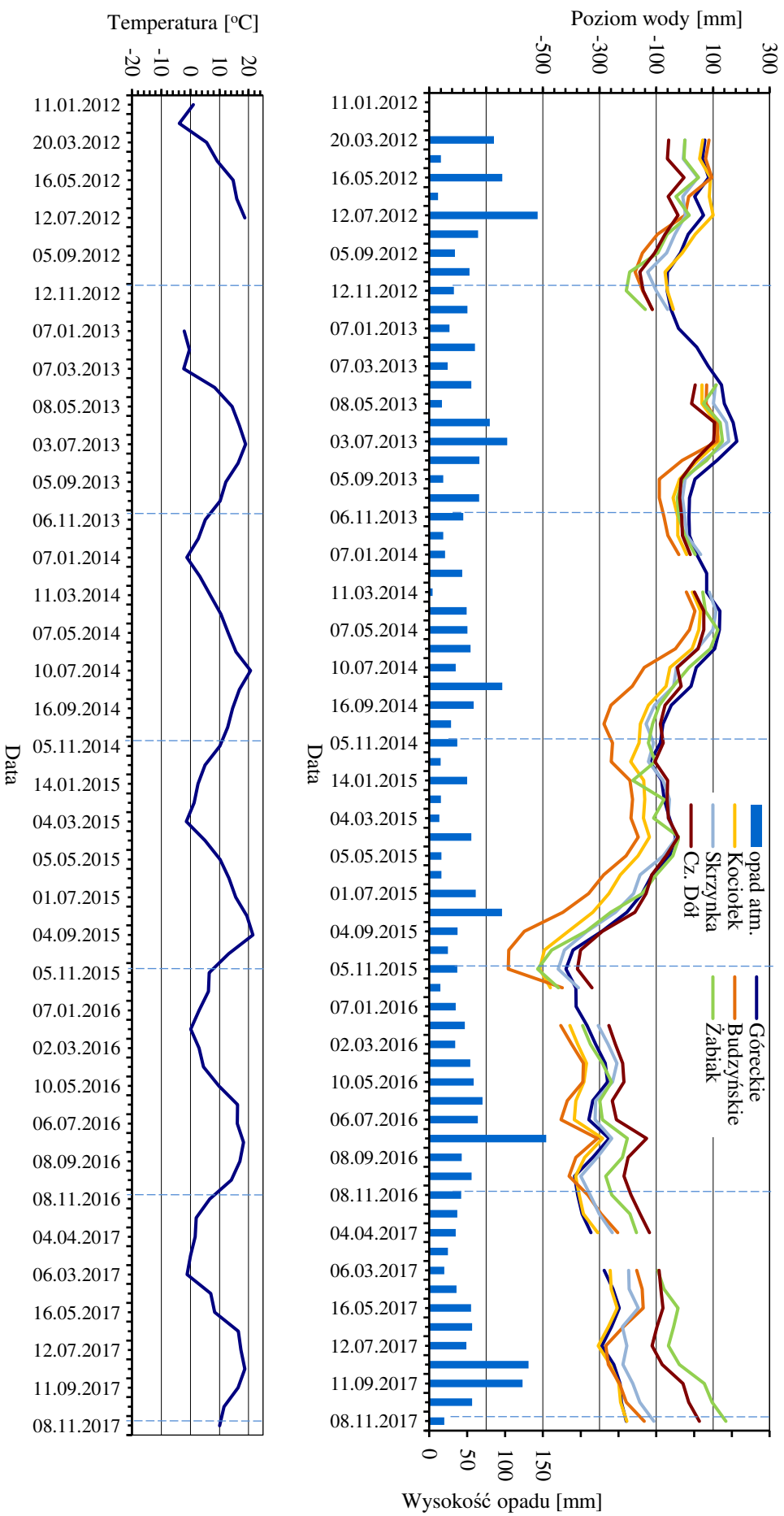
Amplituda wahań poziomu wody w akwenach tej rynny jest zasadniczo zbliżona. Wyrazem tego jest jej podobna średnia roczna i maksymalna wartość w badanym wieloleciu (tablica 2). W czterech zbiornikach amplituda poziomu wody mieściła się w wąskim przedziale od 602 mm (J. Skrzyńka i J. Góreckie) do 651 mm (Żabiak). Najwyższa była w Jeziorze Budzyńskim, a najniższa w Czarnym Dole. W Jeziorze Budzyńskim najczęściej występowała również najwyższa roczna amplituda poziomu wody (rok 2014, 2015, 2016). Trzykrotnie odnotowano ją także w Żabiaku (rok 2013, 2016 - różnica względem J. Budzyńskiego w granicy błędu pomiarowego i 2017). W Czarnym Dole, pomimo najmniejszej amplitudy poziomu wody dla wielolecia (484 mm), średnia roczna, jak również większość rocznych amplitud (rok 2013, 2016, 2017) nie osiągała wartości najniższych. We wszystkich akwenach największa zmiana poziomu wody nastąpiła w roku 2015, będąc wynikiem jego silnego spadku. Poprzedzał on wystąpienie w listopadzie tego roku najniższego poziomu wody w badanym wieloleciu (rys. 2 i 3).

Najwyższy i najniższy poziom wody dla badanego wielolecia we wszystkich akwenach stwierdzono w tym samym terminie: poziom najwyższy w roku 2013 (czerwiec lub lipiec), a poziom najniższy na początku roku hydrologicznego 2016 (listopad) (rys. 3, tablice 2-4). Uwagę zwraca, że w roku 2013 najwyższy poziom uzyskały w jeziorach zarówno stany maksymalne, jak i minimalne dla wielolecia, a w roku 2016 zarówno stany maksymalne, jak i minimalne, uzyskały wartości najniższe dla badanego wielolecia (rys. 3).

Amplituda zmian najwyższego i najniższego poziomu wody w poszczególnych akwenach była zbliżona. Poziom najwyższy zmieniał się w przedziale 335-450 mm, a poziom najniższy w przedziale 336-474 mm. W Czarnym Dole zakres tych zmian był mniejszy, odpowiednio 240 mm i 292 mm. Zapewne wynika to z torfowiskowego charakteru tego akwenu (tablica 2, rys. 3).

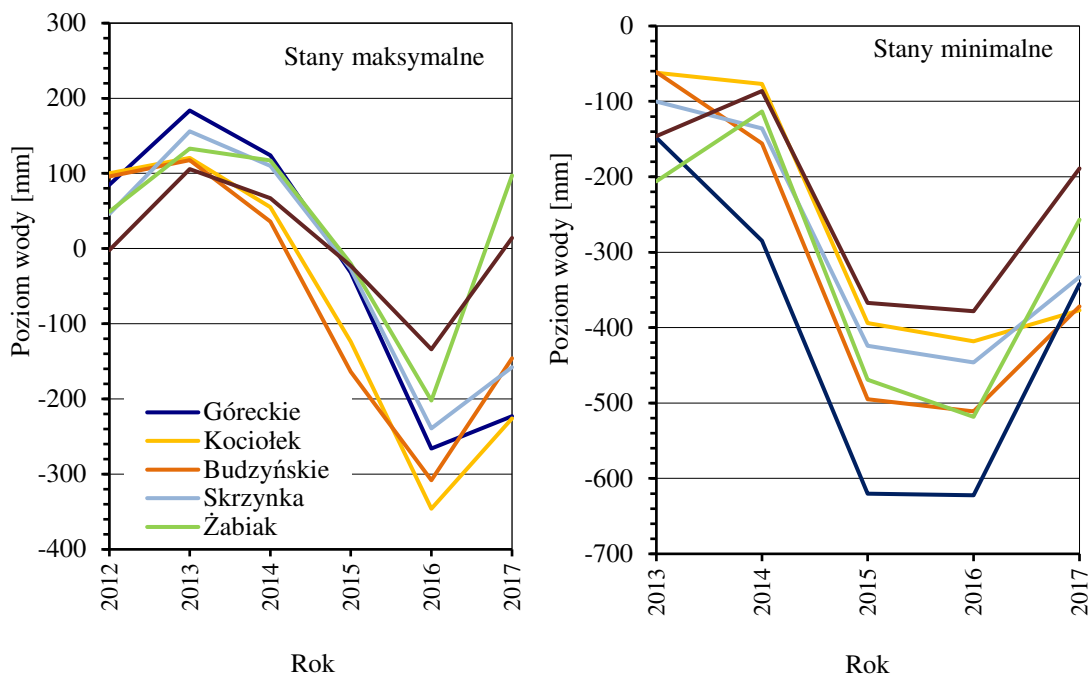
Również w poszczególnych latach najwyższy poziom wody w badanych akwenach stwierdzano zazwyczaj w tym samym miesiącu lub w dwóch sąsiednich miesiącach (tablica 3). Nie zawsze jednak w okresie wiosny (tylko rok 2012, 2014 i w 2015). Uwagę zwraca wystąpienie najwyższego poziomu wody w niemal wszystkich akwenach latem (sierpień 2016), a szczególnie jesienią (październik 2017).

Najniższy roczny poziom wody we wszystkich akwenach stabilizował się w październiku lub w listopadzie (tablica 4). Bardzo interesujące jest to, że w każdym roku bezpośrednio po wystąpieniu stanu najniższego następował konsekwentny wzrost poziomu wody - już w okresie jesienno-zimowym (rys. 2).



Rys. 2. Zmiana poziomu wody w akwenach rywny górecko-budzyńskiej oraz sumy opadów w latach 2012-2017 (wykres górny) wraz ze zmianą średniej dobowej temperatury powietrza w tym samym czasie (wykres dolny). Linie pionowe wyznaczają granice poszczególnych lat hydrologicznych

Fig. 2. Water level fluctuations in water bodies of the górecko-budzyński tunnel valley and atmospheric precipitation in 2012-2017 (upper graph) together with daily mean air temperature in the same period (bottom graph). Vertical lines indicate the range of hydrological years



Rys. 3. Zmiana najwyższego i najniższego poziomu wody w akwenach rynny górecko-budzyńskiej w latach 2012-2017. Dla stanów minimalnych nie uwzględniono roku hydrologicznego 2012 z uwagi na podjęcie badań w styczniu (najniższy poziom wody mógł wystąpić w listopadzie) - dotyczy również rys. 5 i 7

Fig. 3. Changes of maximum and minimum water level in water bodies of the górecko-budzyńska tunnel valley in 2012-2017. For minimum water level the hydrological year of 2012 was not included as the studies were started in January (minimum water level could have occurred in November) - it refers also to fig. 5 and 7

4.2. Rynna rosnowsko-jarosławiecka

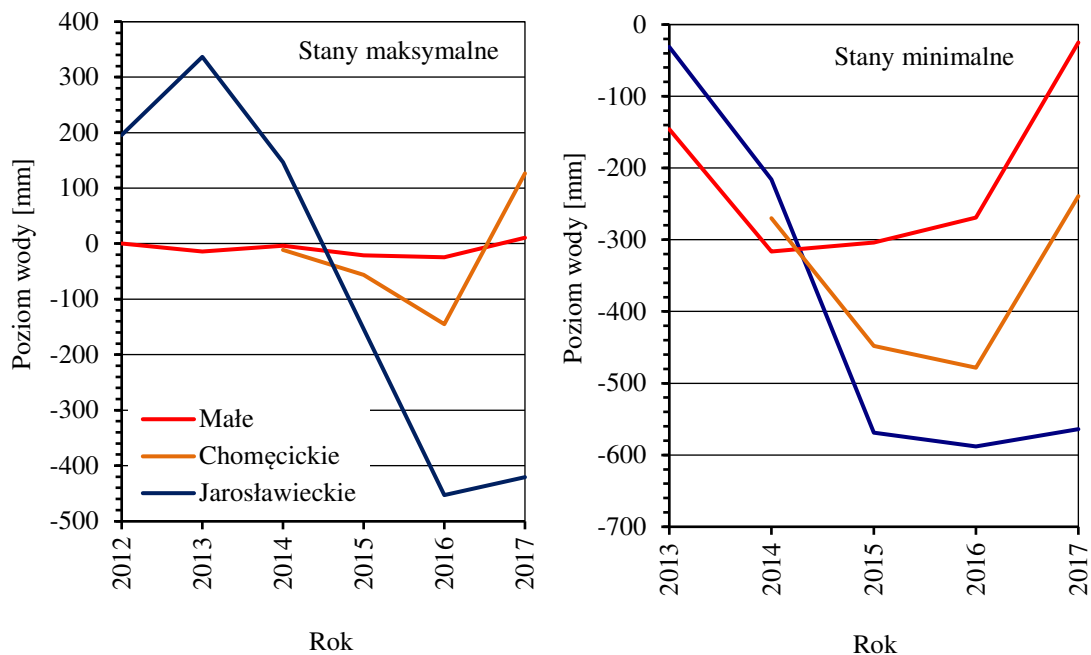
Zmiany poziomu wody w jeziorach rynny rosnowsko-jarosławieckiej nie były tak synchroniczne i zgodne w swej dynamice, jak miało to miejsce w akwenach rynny górecko-budzyńskiej. Już pobieżna analiza tych zmian (rys. 5) pozwala zauważyć wyjątkowo dużą dynamikę wahań poziomu wody w Jeziorze Jarosławieckim i jednocześnie nieznaczną w Jeziorze Małym. W Jeziorze Jarosławieckim amplituda poziomu wody w badanym wieloleciu wyniosła 925 mm, podczas gdy w Jeziorze Małym była blisko trzykrotnie mniejsza, osiągając 327 mm. Są to jednocześnie skrajne wartości powyższej amplitudy odnotowane wśród wszystkich badanych akwenów. W Jeziorze Małym najmniejsza była również średnia roczna amplituda poziomu wody (tablica 2). Tę odmienną bardzo czytelnie wyraża i jednocześnie tłumaczy amplituda najwyższego poziomu wody w tych jeziorach. W Jeziorze Jarosławieckim wynosi ona 790 mm, podczas gdy w Jeziorze Małym była ponad dwudziestokrotnie mniejsza, osiągając tylko 35 mm (tablica 2, rys. 4). Zakres zmian najniższego poziomu wody w Jeziorze Jarosławieckim i w Jeziorze Małym nie wykazuje tak silnego zróżnicowania (odpowiednio 557 mm i 291 mm), (tablica 2). Tak odmienną dynamikę zmian poziomu wody w tych dwóch jeziorach, szczególnie zmian stanów maksymalnych, tłumaczy ich odmienny typ hydrologiczny oraz cechy ich zlewni bezpośrednich. Jezioro Jarosławieckie jest akwenem bezodpływowym, a Jezioro Małe - odpływowym. Ciek wodny wypływający z Jeziora Małego ogranicza jego możliwości retencyjne i wzrost poziomu wody, stąd tak mała jego amplitu-

da. Natomiast zlewnię bezpośrednią Jeziora Jarosławieckiego wyróżnia jej powierzchnia - największa spośród wszystkich akwenów, przy jednocześnie niedużej powierzchni i objętości tego jeziora (tablica 2). Wpływ tak rozległej zlewni na to małe, bezodpływowe jezioro, może determinować dużą dynamikę wahań poziomu wody.

W Jeziorze Jarosławieckim, podobnie jak w jeziorach rynny górecko-budzyńskiej, w lipcu 2013 wystąpił najwyższy, a w listopadzie 2015 najniższy poziom wody w badanym wieloleciu (tablice 2-4). Zmiany poziomu wody w bezodpływowym Jeziorze Chomęcicko-Rosnowskim również wyraźnie nawiązują do bezodpływowych akwenów rynny górecko-budzyńskiej, pomimo odmiennego zagospodarowania zlewni bezpośredniej tego jeziora (tablica 1). Jezioro Małe wyróżnia się także pod tym względem, nie osiągając swych stanów maksymalnych i minimalnych dla badanego wielolecia w powyższych terminach (tablica 2, rys. 4).

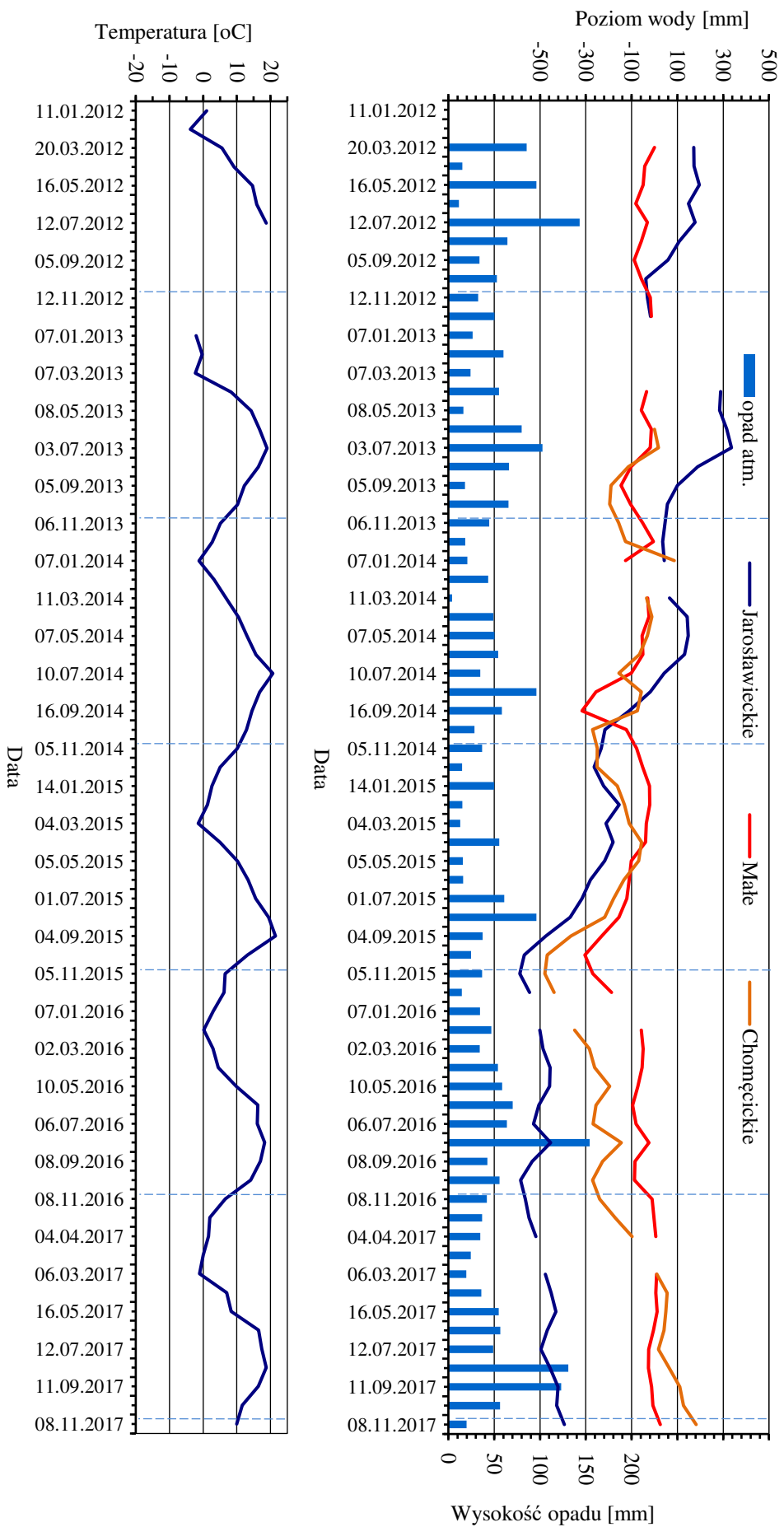
Uwagę zwraca również termin występowania najwyższego i najniższego poziomu wody w poszczególnych latach. O ile w jeziorach Jarosławieckim i Chomęcicko-Rosnowskim poziomy te stwierdzano zwykle w tych samych miesiącach, jak w akwenach rynny górecko-budzyńskiej, tak w Jeziorze Małym występowały one w innych terminach. Najwyższy poziom wody notowano często zimą, czego nie obserwowano w pozostałych akwenach (tablice 3 i 4).

Pomimo różnic dynamiki oraz wyraźnej odmienności reżimu wodnego Jeziora Małego, kierunki i terminy zmian poziomu wody w powyższych jeziorach są zwykle zgodne (rys. 5).



Rys. 4. Zmiana najwyższego i najniższego poziomu wody w akwenach rynny rosnowsko-jarosławieckiej w latach 2012-2017

Fig. 4. Changes of maximum and minimum water level in water bodies of the rosnowsko-jarosławiecki tunnel valley in 2012-2017



Rys. 5. Zmiana poziomu wody w akwenach rynny rosnowsko-jaroslawskiej oraz sumy opadów w latach 2012-2017 (wykres górny) wraz ze zmianą średniej dobowej temperatury powietrza w tym samym czasie (wykres dolny). Linie pionowe oznaczają granice poszczególnych lat hydrologicznych

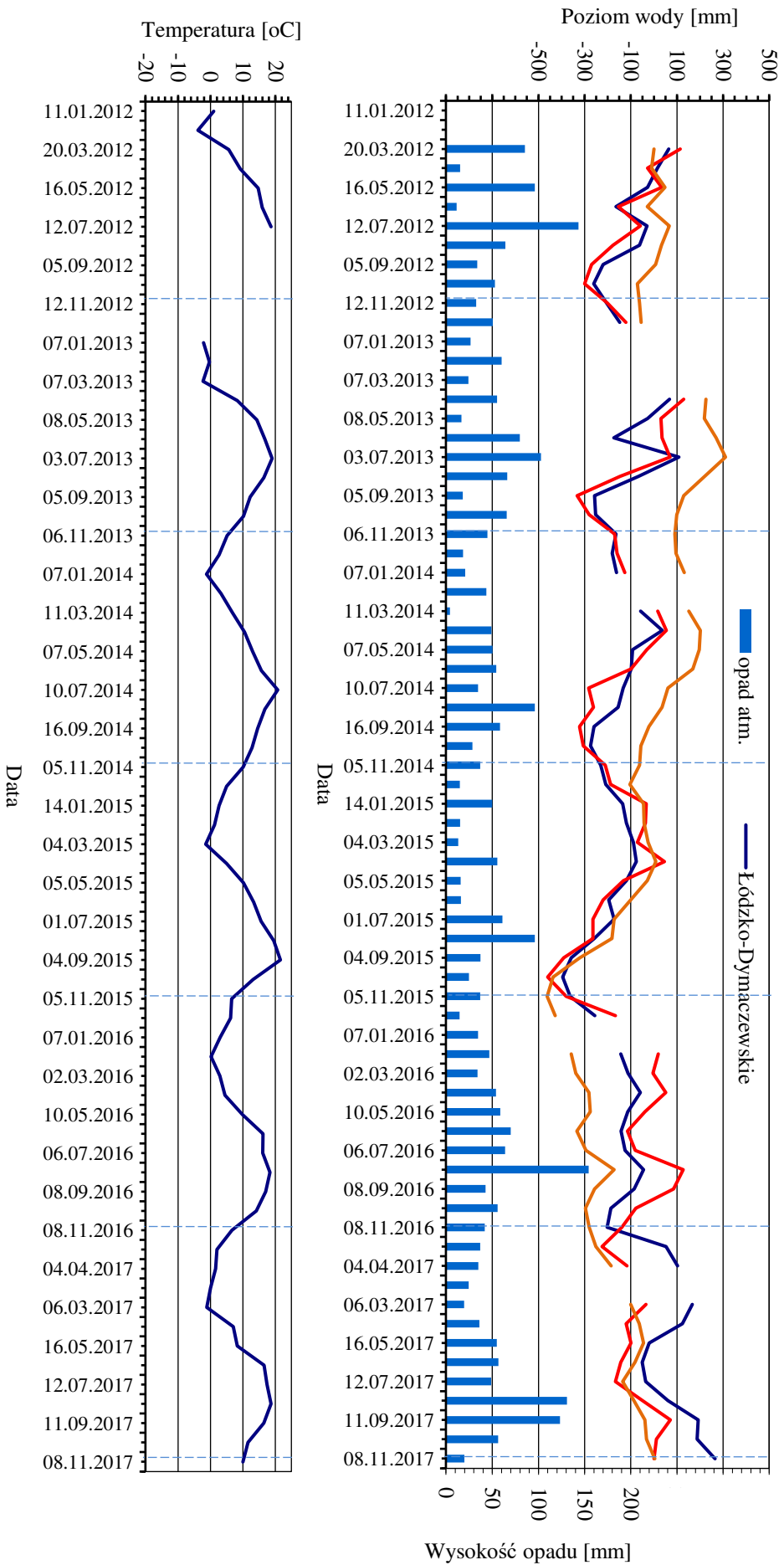
Fig. 5. Water level fluctuations in water bodies of the rosnowsko-jaroslawska granice poszczególnych lat hydrologicznych in 2012-2017 (upper graph) together with daily mean air temperature in the same period (bottom graph). Vertical lines indicate the range of hydrological years

4.3. Rynna witobelsko-dymaczewska

Zarejestrowane dane wskazują na odmienną dynamikę zmian poziomu wody w jeziorze Lipno (jezioro bezodpływowe) względem dwóch pozostałych jezior - przepływowych (rys. 6). Zmiany poziomu wody w jeziorach przepływowych były często bardziej gwałtowne. Jest to szczególnie widoczne w Jeziorze Witobelskim, co wyraża się największą średnią roczną amplitudą poziomu wody (430 mm) i zwykle największymi amplitudami wahań rocznych wśród badanych akwenów (tablica 2). Pomimo to, amplituda poziomu wody w badanym wieloleciu jest większa w jeziorze Lipno, osiągając wartość 773 mm. Bardzo czytelnie ukazują to dane obrazujące zmiany maksymalnego i minimalnego poziomu wody tych jezior w badanym wieloleciu (rys. 7). Zasadniczo amplituda poziomu wody w obu jeziorach przepływowych w badanym wieloleciu jest mniejsza od amplitudy we wszystkich badanych jeziorach bezodpływowych (tablica 2)

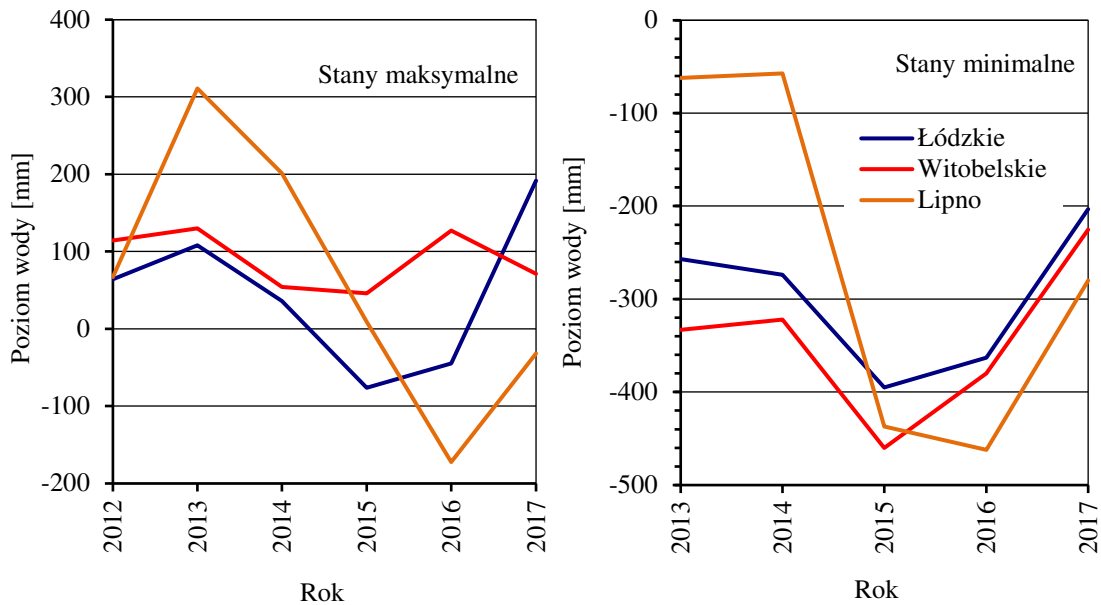
Pomimo tych różnic, stan maksymalny i minimalny poziomu wody w rozważanym wieloleciu trzy powyższe jeziora uzyskały w tych samych latach, w których te stany wystąpiły w większości pozostałych badanych akwenów (tablica 2). Najwyższy poziom wody stwierdzono w roku 2013: w jeziorach Łódzko-Dymaczewskim i Lipno w lipcu, a w Jeziorze Witobelskim w kwietniu - wcześniej niż we wszystkich pozostałych jeziorach (tablica 3, rys. 7). Jest to zapewne wynik typowo rolniczego charakteru zlewni bezpośredniej Jeziora Witobelskiego oraz ujścia do niego rzeki Samicy Stęszewskiej, odwadniającej dominujące w tej rymie obszary zagospodarowane rolniczo (rys. 1, tablica 1). Przeciwny kierunek zmiany maksymalnego poziomu wody w jeziorach Witobelskim i Łódzko-Dymaczewskim w roku 2017, względem roku 2016 (rys. 7), wynika z udrożnienia w październiku 2016 roku łączącego te jeziora odcinka rzeki Samicy Stęszewskiej, co spowodowało szybki odpływ wody z Jeziora Witobelskiego do Łódzko-Dymaczewskiego. W rezultacie nastąpił wyraźny spadek poziomu wody w Jeziorze Witobelskim i jego wzrost w Jeziorze Łódzko-Dymaczewskim. Postępujący odpływ wody z Jeziora Witobelskiego zahamowano w grudniu 2016 roku, instalując na rzece zastawkę. Natomiast minimalny poziom wody w powyższych jeziorach odnotowano na przełomie roku hydrologicznego 2015 i 2016: w jeziorach przepływowych w październiku, a w jeziorze Lipno w listopadzie 2015 (tablica 4, rys. 7). Szczególnie czytelna jest analogia pomiędzy jeziorem Lipno i innymi akwenami bezodpływowymi rymny górecko-budzyńskiej oraz Jeziorem Jarosławieckim.

Termin wystąpienia stanu maksymalnego i minimalnego w poszczególnych latach był w powyższych jeziorach zasadniczo zgodny, odpowiadając jednocześnie sytuacji w większości pozostałych akwenów (tablice 3 i 4). W roku 2012 i 2017 jeziora przepływowe uzyskały najwyższy poziom wody wcześniej niż pozostałe akweny. Jest to również możliwe w przypadku najniższych stanów wody (rok 2013, 2014). Wynika to zapewne z uwarunkowań zlewni tych jezior.



Rys. 6. Zmiana poziomu wody w akwenach rynny włobelsko-dymaczewskiej oraz sumy opadów w latach 2012-2017 (wykres górny) wraz ze zmianą średniej dobowej temperatury powietrza w tym samym czasie (wykres dolny). Linie pionowe wyznaczają granice poszczególnych lat hydrologicznych

Fig. 6. Water level fluctuations in water bodies of the włobelsko-dymaczewski tunnel valley and atmospheric precipitation in 2012-2017 (upper graph) together with daily mean air temperature in the same period (bottom graph). Vertical lines indicate the range of hydrological year



Rys. 7. Zmiana najwyższego i najniższego poziomu wody w akwenach rynny witobelsko-dymaczewskiej w latach 2012-2017

Fig. 7. Changes of maximum and minimum water level in water bodies of the witobelsko-dymaczewski tunnel valley in 2012-2017

Tablica 2

Amplituda poziomu wody w badanych akwenach. Pogrubioną czcionką wskazano maksymalną amplitudę roczną. Nie uwzględniono roku hydrologicznego 2012 z uwagi na podjęcie badań w styczniu (najniższy poziom wody mógł wystąpić w listopadzie)

Table 2

The amplitude of water level in studied water bodies. Maximum annual amplitude was bolded. The hydrological year of 2012 was not included as the studies were started in January (minimum water level could occur in November)

Akwen	Roczna amplituda poziomu wody [mm]					Średnia roczna amplituda [mm]	Amplituda dla wielolecia [mm] (rok ze stanem max i min)	Amplituda stanu max. i min. dla wielolecia [mm]
	2013	2014	2015	2016	2017			
Rynna górecko-budzyńska								
J. Góreckie	246	201	362	152	154	223	602 (2013 i 2016)	450 i 356
J. Kociołek	182	211	371	222	146	226	632 (2013 i 2016)	410 i 450
J. Budzyńskie	266	321	456	314	196	311	740 (2013 i 2016)	426 i 474
J. Skrzynka	256	246	397	207	175	256	602 (2013 i 2007)	395 i 336
Żabiak	339	230	449	316	354	338	651 (2013 i 2016)	335 i 405
Czarny Dół	252	153	344	244	203	239	484 (2013 i 2016)	240 i 292
Rynna rosnowsko-jarosławiecka								
J. Jarosławieckie	368	363	415	135	143	285	925 (2013 i 2016)	790 i 557
J. Małe	132	312	283	245	36	202	327 (2017 i 2014)	35 ¹ i 291
J. Chomęcicko-Ros.	-	356	412	333	366	367	605 (2017 i 2016)	272 i 239
Rynna witobelsko-dymaczewska								
J. Łódzko-Dym.	365	310	319	318	395	341	587 (2017 i 2015)	268 i 192
J. Witobelskie	463	376	506	507	296	430	590 (2013 i 2015)	84 ¹ i 235
J. Lipno	373	258	446	290	248	323	773 (2013 i 2015)	483 i 405

¹ wzrost poziomu wody ogranicza ciek wypływający z jeziora

Tablica 3

Miesiące z najwyższym poziomem wody w poszczególnych latach. Podanie dwóch miesięcy wyniku z odnotowania w nich identycznego poziomu wody lub różnicy mieszczącej się w błędzie pomiarowym (do 2 mm)

Table 3

Months with the maximum water level in particular year. The two-months results are a consequence of identical water level or a slight difference between months (up to 2 mm)

Akwen	Rok					
	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Rytna górecko-budzyńska						
J. Góreckie	V	VII	IV	IV	VIII	X
J. Budzyńskie	V	VI	IV	IV	VIII	V
J. Kociołek	VII	VII	IV	IV	VIII	X
J. Skrzyńska	V	VII	IV	IV	IV	X
Żabiak	V	VII	V	IV	VIII	X
Czarny Dół	V	VI	IV / V	IV	VIII	X
Rytna rosnowsko-jarosławiecka						
J. Jarosławieckie	V	VII	V	II	VIII	X
J. Małe	-	XII / VI	XII	I / II	VIII	V
J. Chomęcicko-Ros.	-	-	I	IV	VIII	X
Rytna witobelsko-dymaczewska						
J. Łódzko-Dym.	III	VII	IV	IV	VIII	IX
J. Witobelskie	III	IV	IV	IV	VIII	IX
J. Lipno	VII	VII	IV	IV	VIII	X

Tablica 4

Miesiące z najniższym poziomem wody w poszczególnych latach. Podanie dwóch miesięcy wyniku z odnotowania w nich identycznego poziomu wody lub różnicy mieszczącej się w błędzie pomiarowym (do 2 mm)

Table 4

Months with the minimum water level in particular year. The two-months results are a consequence of identical water level or a slight difference between months (up to 2 mm)

Akwen	Rok				
	2013	2014	2015	2016	2017
Rytna górecko-budzyńska					
J. Góreckie	XI	X	X	XI	XI
J. Budzyńskie	XI	X	X	XI	XI
J. Kociołek	XI	X	X	XI	XI
J. Skrzyńska	XI	X	X	XI	XI
Żabiak	XI	X	X	XI	XI
Czarny Dół	XI	X	X	XI	XI
Rytna rosnowsko-jarosławiecka					
J. Jarosławiecko-Ros.	XI	X	X	XI	XI
J. Małe	IX	IX	X	XI	VII / VIII
J. Chomęcickie	-	X	X	XI	XI
Rytna witobelsko-dymaczewska					
J. Łódzko-Dym.	IX	X	X	XI	XI
J. Witobelskie	IX	IX	X	XI	XII
J. Lipno	XI	X	X	XI	XI

5. DYSKUSJA

1. Zmiany poziomu wody w badanym wieloleciu we wszystkich akwenach zachodziły zazwyczaj synchronicznie, a ich kierunek i dynamika były najczęściej zgodne (rys. 2, 5, 6). Wyrazem tego było wystąpienie w podobnych lub w tych samych terminach:

- najwyższego i najniższego poziomu wody dla wielolecia (tablica 2, rys. 3, 4, 7),
- najwyższego i najniższego rocznego poziomu wody (tablica 3 i 5), a także
- podobna w większości akwenów średnia roczna amplituda poziomu wody i amplituda dla wielolecia (tablica 2),
- podobny zakres zmian stanów maksymalnych i minimalnych w kolejnych latach (tablica 2, rys. 3, 4, 7).

Świadczy to, że zasadniczy czynnik lub czynniki determinujące zmiany poziomu wody były we wszystkich akwenach takie same. Wyraźna na wykresach zależność zmian poziomu wody od sum opadów atmosferycznych (rys. 2, 5, 6) wskazuje na kluczowe znaczenie opadów. Również wyniki badań z lat 1956-1980, przeprowadzonych na Jeziorze Góreckim przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, wskazują na kluczowe znaczenie opadów atmosferycznych w kształtowaniu poziomu wody tego jeziora (Paślawski 1988). Silne zależności między reżimem hydrologicznym a zmianami sum opadów atmosferycznych były wielokrotnie wykazywane w literaturze (np. Skibniewski 1954, Mikulski 1966, Borowiak 2000). Borowiak (2000) wskazuje również, że wzrost ilości opadów powoduje obniżenie średniej wartości rocznej amplitudy poziomu wody. W badanych zbiornikach zależność ta jest zauważalna w latach 2014-2016, gdy zmniejszenie ilości opadów skutkowało w wielu akwenach zwiększeniem amplitud w porównaniu z rokiem 2013 i 2017 (rys. 2, 5, 6, tablica 2).

2. Możliwe jest jednak wskazanie przedziałów czasu, w których zmiany poziomu wody nie nawiązywały do sum opadów atmosferycznych. Zjawiska takie zarejestrowano w miesiącach letnich i jesienno-zimowych.

W miesiącach letnich czynnikiem wpływającym na zmiany poziomu wody może być wzrost temperatury powietrza, powodujący zwiększenie parowania wody. Najciekawszy pod tym względem był okres czerwiec-sierpień 2015 roku, gdy poziom wody we wszystkich badanych akwenach silnie opadł, pomimo jednoczesnego wyraźnego wzrostu sumy opadów atmosferycznych. Jednak w tym samym czasie znacznie wzrosła temperatura powietrza, zwiększając parowanie wody, którego najwyraźniej nie mogły uzupełnić sumy opadów (rys. 2, 5, 6). Paślawski (1988) wykazuje, że zależność taką stwierdzono w Jeziorze Góreckim również w latach 1956-1980, gdy w miesiącach czerwiec-sierpień parowanie wody z powierzchni Jeziora Góreckiego było wyższe niż w maju o około 60%. W warunkach podwyższonej temperatury należy również mieć na uwadze zwiększone parowanie wody opadowej w zlewniach jezior, co ogranicza zasilanie akwenów przez te wody. Niemniej, za wyjątkowo silny spadek poziomu wody we wszystkich badanych akwenach w lecie 2015 mogło także odpowiadać opóźnienie reakcji tych akwenów na występujące zwiększenie opadów. Już w latach 60. XX w. Mikulski (1966) zaobserwował uzależnienie poziomu wody od opadów w roku poprzedzającym. W analizowanym przypadku rok 2015 cechował się wyjątkowo niskimi opadami atmosferycznymi, sprzyjając powstawaniu suszy na poziomie nie tylko hydrologicznym, ale i glebowym, a także hydrogeologicznym. Opady odnotowane latem tego roku prawdopodobnie nie były w stanie odnowić tych zasobów, przez co nie wpłynęły na wzrost poziomu wody. Jego dalsze obniżanie po-

tęgowało wspomniane parowanie. Epizod taki, choć znacznie mniej wyraźny i krótszy w czasie, wystąpił również w roku 2016 i 2017 (maj-lipiec) (rys. 2, 5, 6). Tym razem jednak, znacznie wyższa suma opadów w sierpniu spowodowała reakcję reżimu hydrologicznego badanych akwenów.

W miesiącach jesienno-zimowych poziom wody wzrastał bezpośrednio po wystąpieniu rocznych stanów minimalnych (październik lub listopad), pomimo zmniejszających się w tym czasie lub nie wykazujących wzrostu sum opadów. Przykładem jest okres od listopada 2016 do marca 2017, gdy sumy opadów malały, a poziom wody we wszystkich akwenach wzrastał. Zjawisko takie, choć mniej wyraźne, zaszło także w terminie listopad 2013-luty 2014 (wszystkie akweny poza J. Małym) lub styczeń-marzec 2015 (większość akwenów). Także od grudnia 2012 do marca 2013 poziom wody w niemal wszystkich akwenach wyraźnie wzrósł, podczas gdy sumy opadów nie wykazywały adekwatnych zmian (rys. 2, 5, 6). Tendencję taką stwierdzono także w roku 2007 i 2008 (Lorenc i in. 2013). Nie jest to zjawisko typowe, gdyż nie odpowiada schematowi wahań poziomu wody w polskich jeziorach (np. Mikulski 1970) i na obecnym etapie badań trudno je jednoznacznie wytłumaczyć.

3. Powyższe wnioski wskazują, że typ hydrologiczny badanych akwenów, ich cechy morfometryczne, charakter zlewni bezpośredniej, jak również zlewni całkowitej poszczególnych rynien subglacjalnych, choć silnie zróżnicowane, nie stanowiły czynnika wiodącego w kształtowaniu zasadniczych trendów zmian poziomu wody. Trendy te zależą głównie od czynników klimatycznych, a przede wszystkim od sum opadów atmosferycznych.
4. Typ hydrologiczny akwenów oraz charakter ich zlewni bezpośredniej może jednak w pewnym zakresie modyfikować dynamikę zmian poziomu wody. Wskazują na to poniższe obserwacje:
 - a) Roczne i średnie roczne amplitudy poziomu wody były najwyższe w przepływowym Jeziorze Witobelskim, którego zlewnię bezpośrednią wyróżnia największy udział gruntów ornych i jednocześnie najmniejszy udział lasów (tablica 1). Ponadto, jezioro to jest zasilane przez rzekę Samicę Stęszewską, która odwadnia również typowo rolniczą zlewnię rynny Łódzko-dymaczewskiej (rys. 1). W takich uwarunkowaniach poziom wody Jeziora Witobelskiego szybko i silnie reaguje na zmiany sum opadów atmosferycznych. Natomiast w Jeziorze Łódzko-Dymaczewskim, również przepływowym, roczne i średnie roczne amplitudy poziomu wody były wyraźnie mniejsze i nie odbiegają od tych amplitud w jeziorach bezodpływowych. Wynika to zapewne ze zdecydowanie innego zagospodarowania zlewni bezpośredniej jeziora Łódzko-Dymaczewskiego (zbliżony udział lasów i gruntów rolnych), a także z mniejszego oddziaływania Samicy Stęszewskiej (rzeka najpierw uchodzi do J. Witobelskiego), (rys. 1).
 - b) Amplitudy poziomu wody (średnie roczne i dla wielolecia oraz zwykle również roczne) były najniższe w odpływowym Jeziorze Małym, w którym wzrost poziomu wody silnie ogranicza wypływający z tego jeziora ciek (tablica 1).
 - c) Amplituda poziomu wody w badanym wieloleciu była największa w bezodpływowym Jeziorze Jarosławieckim - 925 mm (tablica 1). Jest to jezioro o największej powierzchni zlewni bezpośredniej, która przy nieznacznej objętości Jeziora Jarosławieckiego mogła silnie wpływać na jego poziom wody. Pomimo to, średnia roczna i roczne amplitudy tych zmian nie wyróżniają się swymi wartościami.
 - d) Pięć akwenów bezodpływowych cechowała bardzo zbliżona amplituda poziomu wody w badanym wieloleciu, mieszcząca się w przedziale od 602 mm do

651 mm (J. Góreckie, J. Kociołek, J. Skrzynka, Żabiak i J. Chomęcicko-Rosnowskie). Spośród nich najwyższe roczne i średnie roczne amplitudy poziomu wody występowały w Jeziorze Chomęcicko-Rosnowskim, którego zlewnia bezpośrednia jest zdecydowanie inaczej zagospodarowana niż zlewnia czterech pozostałych akwenów (silna dominacja gruntów rolnych i jednocześnie mały udział lasów), (tablica 1).

Warto zauważyć, że przeciętna dla wielolecia 1956-1980 roczna amplituda poziomu wody Jeziora Góreckiego wyniosła 280 mm, a skrajne roczne amplitudy mieściły się w przedziale od 170 mm do 420 mm (Paślawski 1988). Wartości te odpowiadają wynikom obserwacji w latach 2013-2017 (Tab. 2). Wyłącznie najwyższa roczna amplituda poziomu wody w latach 1956-1980 (rok 1967) wykacza poza wartości zarejestrowane w latach 2013-2017.

5. Roczne amplitudy poziomu wody w badanych akwenach nie wpisują się w pełni w uproszczoną klasyfikację tych wahań w jeziorach Polski, przedstawioną przez Choińskiego (1985), według której:
 - a) Jeziora bezodpływowe charakteryzują amplitudy powyżej 1000 mm. Tymczasem roczne amplitudy poziomu wody w badanych akwenach bezodpływowych były znacznie niższe, nie osiągając nawet 500 mm (tablica. 1).
 - b) Jeziora przepływowe charakteryzują amplitudy poniżej 500 mm. W tym przypadku roczne amplitudy poziomu wody w badanych akwenach bezodpływowych odpowiadają tej normie.
 - c) Jeziora odpływowe charakteryzują amplitudy od 500 mm do 1000 mm. Roczne amplitudy poziomu wody w Jeziorze Małym, jedynym reprezentującym ten typ hydrologiczny, były znacznie mniejsze, w przedziale od 36 mm do 312 mm.
 6. Mniejszą amplitudę poziomu wody w wieloleciu w Czarnym Dole (tablica 1) tłumaczy odmienny charakter tego akwenu - okrajek wodny torfowiska. Magazynujący wodę torf może redukować jej wahania. Niemniej, średnia roczna i roczne amplitudy poziomu wody w okrajkach nie są niższe niż w pozostałych badanych akwenach.
 7. Terminy wystąpienia najwyższego, a szczególnie najniższego rocznego poziomu wody w kolejnych latach są, jak wspomniano, w większości akwenów zgodne. Pewną specyfikę w tym zakresie wykazują:
 - jeziora rynny rosnowsko-jarosławieckiej, w których roczny poziom maksymalny może występować zimą (szczególnie w odpływowym J. Małym). Jest to zjawisko nietypowe i trudno je jednoznacznie wytłumaczyć. Jezioro Małe wyróżniają również wcześniejsze terminy wystąpienia rocznych poziomów minimalnych (tablica. 4),
 - jeziora przepływowe rynny witobelsko-dymaczewskiej, w których roczny poziom maksymalny i minimalny może wystąpić wcześniej (tablica 3 i 4). Tłumaczy to typ hydrologiczny tych jezior oraz przedstawione wcześniej uwarunkowania ich zlewni bezpośrednich i zlewni całkowitej rynny witobelsko-dymaczewskiej (dominacja obszarów eksploatowanych rolniczo).
- Poza tym, w latach 1965-1980 najwyższy poziom wody w Jeziorze Góreckim występował zazwyczaj w maju, a najniższy w listopadzie (Paślawski 1988). W latach 2012-2017 poziom maksymalny tylko raz rejestrowano w maju (tablica 3), natomiast minimalny zwykle w listopadzie (tablica 4).
8. Dynamika i zakres zmian poziomu wody w Jeziorze Góreckim nie różnią się od sytuacji w pozostałych akwenach rynny górecko-budzyńskiej, jak również w większości rozważanych jezior. Już Paślawski (1988) wskazywał, że ustrój hydrologiczny Jeziora Góreckiego można odnieść do wszystkich jezior WPN, po-

nieważ występują one na niewielkim obszarze w identycznych warunkach fizjograficznych. Powyższe dane nie wskazują na sugerowany w literaturze (Górski, Przybyłek 2003) kontakt tego jeziora z wodami podziemnymi wielkopolskiej doliny kopalnej, a przynajmniej na decydujący wpływ wód podziemnych tej doliny na amplitudę poziomu wody w Jeziorze Góreckim, co starano się wykazać metodami statystycznymi (Kolendowicz i in. 2008, 2009). Wielkopolska dolina kopalna to rozległa struktura hydrogeologiczna pochodząca z interglacjału mazowieckiego, o znaczeniu regionalnym w zakresie zasobów wód podziemnych. Wody podziemne tej doliny są ujmowane na potrzeby aglomeracji Poznania w odległości niespełna 10 km od Jeziora Góreckiego.

WNIOSKI

1. Zmiany poziomu wody w badanych akwenach zależą głównie od czynników klimatycznych, a przede wszystkim od sum opadów atmosferycznych. Z tego powodu zachodzą one zazwyczaj synchronicznie, a ich kierunek i dynamika są najczęściej zgodne.
2. W miesiącach letnich i jesienno-zimowych zmiany poziomu wody mogą nie nawiązywać do sum opadów atmosferycznych. W lecie wynika to z wysokich temperatur powietrza i intensywnego parowania wody, którego opady nie rekompensują. Znaczenie może mieć również opóźnienie reakcji zbiorników na zwiększone opady spowodowane ich bardzo niskimi sumami we wcześniejszych miesiącach oraz powstałą suszą na poziomie nie tylko hydrologicznym, ale i glebowym, a także hydrogeologicznym. Natomiast w miesiącach jesienno zimowych możliwy jest wzrost poziomu wody pomimo zmniejszających się w tym czasie lub nie wykazujących wzrostu sum opadów. Trudno tą zależność jednoznacznie wytłumaczyć.
3. Typ hydrologiczny oraz charakter zlewni bezpośrednio badanych akwenów w pewnym zakresie modyfikuje dynamikę zmian poziomu wody. Wskazuje na to bardzo zbliżona dynamika tych zmian w pięciu akwenach bezodpływowych i jednocześnie odmienna dynamika zmian poziomu wody w przepływowym Jeziorze Witobelskim, odpływowym Jeziorze Małym, a także w Jeziorze Jarosławieckim, które posiada największą powierzchnię zlewni bezpośrednio, przy nieznaczej objętości tego jeziora.
4. Roczne amplitudy poziomu wody w badanych jeziorach bezodpływowych i w jeziorze odpływowym są znacznie mniejsze niż w uproszczonej klasyfikacji tych amplitud w jeziorach Polski, przedstawionej przez Choińskiego (1985)
5. Terminy wystąpienia najwyższego, a szczególnie najniższego rocznego poziomu wody w kolejnych latach są w większości akwenów zgodne. Uwagę zwracają jeziora rynny rosnowsko-jarosławieckiej, w których roczny poziom maksymalny może występować zimą. Jest to zjawisko nietypowe i trudno je jednoznacznie wytłumaczyć.
6. Uzyskane wyniki nie wskazują na kontakt Jeziora Góreckiego z wodami podziemnymi wielkopolskiej doliny kopalnej, a przynajmniej na istotny wpływ wód podziemnych tej doliny na amplitudę poziomu wody tego jeziora.

BIBLIOGRAFIA

- Borowiak D., 2000, *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Nizy Polskiego*, Badania Limnologiczne nr 2, Katedra Limnologii Uniwersytetu Gdańskiego.
- Brodzińska B., Grześkowiak A., Kornaś M., Nowak B., Żak J., 2010, *Raport z badań jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Państwowy Instytut badawczy Oddział Poznań
- Chachaj J., 1991, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski*, arkusz 507 - Mosina. PIG.
- Chmal R., 1992, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski*, arkusz 506 - Stęszew. PIG.
- Choiński A., 1985, *Wybrane zagadnienia z limnologii fizycznej Polski*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Graf A., Kaniecki A., Kostecki M., Wrzesiński D., 2001, *Funkcjonowanie głównych osi drenażowych w aspekcie ochrony ekosystemów wodnych WPN*. [w] Burchardt (red.), *Ekosystemy wodne Wielkopolskiego Parku Narodowego*. WN UAM, Poznań.
- Górski J., Przybyłek J., 2003, *Problemy zagrożenia i ochrony wód podziemnych na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego*. Morena 10: s. 59-72.
- Karcz G., Schubert T., 1997, *Morfometria jeziora Kociotek w Wielkopolskim Parku Narodowym*. Morena 5: s. 17-19.
- Kolendowicz L., Hauke J., Kaczmarek L., Lorenc M., 2008, *Zmiany poziomu wody Jeziora Góreckiego (Wielkopolski Park Narodowy) w latach 2002-2007 na tle wahań poziomu wód wielkopolskiej doliny kopalnej i warunków atmosferycznych* [w:], J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), *Wody na obszarach chronionych*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Ojcowski Park Narodowy, Komisja Hydrogeologiczna PTG, Kraków: s. 159-168.
- Kolendowicz L., Szyga-Pluta K., Hauke J., Kaczmarek L., Lorenc M., 2009, *Zmiany poziomu wody w wybranych zbiornikach wodnych Wielkopolskiego Parku Narodowego w latach 2002-2008 na tle wahań poziomu wód podziemnych i warunków atmosferycznych* [w:], B. Walna, L. Kaczmarek, M. Lorenc, R. Dondajewska (red.), *Wielkopolski Park Narodowy w badaniach przyrodniczych*. Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Stacja Ekologiczna UAM w Jeziorach, Poznań, Jezioro: s. 95-107.
- Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Lorenc M., Dondajewska R., Kaczmarek L., 2013, *Water level fluctuations in selected Wielkopolski National Park lakes in 2012 against changes noted in 2007-2008*. *Limnological Review* 13 (3): s. 147-153.
- Ławniczak A. E., Pełechata A., Czerniawska-Kusza I., Kuczyńska-Kippen N., Kokociński M., Golski J., 2016, *Wody powierzchniowe Wielkopolskiego Parku Narodowego i jego otuliny*. Tom I Jeziora. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.
- Ławniczak A.E., Rutkowski P., 2016, *Położenie i ogólna charakterystyka drobnych zbiorników wodnych Wielkopolskiego Parku Narodowego i jego otuliny* [w:] A.E. Ławniczak (red.), *Wody powierzchniowe Wielkopolskiego Parku Narodowego i jego otuliny*. Tom II Małe zbiorniki wodne i rzeki. Źródła zanieczyszczeń wód i zalecenia ochronne. Wyd. Bogucki, Poznań.
- Mikulski Z., 1966, *Bilans wodny Wielkich Jezior Mazurskich*. PIHM, Warszawa.
- Mikulski Z., 1970, *Kształtowanie się bilansu wodnego jezior w Polsce*. *Przegląd Geograficzny*, 42 (3).
- Pastawski Z., 1988, *Charakterystyka hydrologiczna Jeziora Góreckiego i zasoby wodne Wielkopolskiego Parku Narodowego* [w:] I. Dąbska, S. Bałazy, R. Pawuła (red.), *Wielkopolski Park Narodowy. Problemy ochrony i kształtowania środowiska przyrodniczego*, PWN, Warszawa-Poznań: s. 45-53.
- Schubert T., Karcz G., Makohonienko M., 1997, *Geologiczne rozpoznanie torfowiska Czarny Dół w Wielkopolskim Parku Narodowym*. Morena 5: s. 7-16.
- Skibniewski L., 1954, *Wahania poziomów zwierciadła wody większych jezior Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego*. *Prz. Met. Hydr.* 7: s. 159-172.

Adres do korespondencji - Corresponding author: dr Michał Lorenc

Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Stacja Ekologiczna w Jeziorach, skrytka pocztowa 40, 62-050 Mosina; e-mail: michall@amu.edu.pl

**Rafał WAWER, Mariusz MATYKA, Artur ŁOPATKA,
Jerzy KOZYRA**

Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa
Państwowy Instytut Badawczy

SYSTEMY WSPOMAGANIA DECYZJI W NAWODNIENIACH UPRAW ROLNICZYCH

DECIISON SUPPORT SYSTEMS IN AGRICULTURAL IRRIGATION

Abstract

Agricultural irrigation starts becoming an important practice for food safety in Poland, influencing water management and water resources on one hand and agricultural economy on the other. Growing number of observed climate change symptoms, especially droughts in summer and warmer winters, influence the renewal of water resources, that are available for human economy. Current unsustainable irrigation practices and ineffective legal regulations do not induce optimisation of water use in agriculture not only in Poland, but in wider EU. The paper present the process of developing modern smart sensor-based decision support systems aimed at optimising water use in agriculture along with the results of their real-life implementations in two pilots in Poland. The use of optimised irrigation on potato has diminished the water use by 58% compared to traditional irrigation based upon maximal evapo-transpiration model, while increasing the yield by 53%. In case of raspberry the water saving reached 90% while not compromising the yield.

Key words: decision support, ICT tool for agriculture, WSN, soil moisture sensor, agricultural irrigation, ENORASIS, Aquastatus, climate change

1. WSTĘP

Na rynku istnieje wiele rozwiązań doradczych służących optymalizacji nawodnień w rolnictwie. Większość z dostępnych rozwiązań opiera się na dalece niedoskonałych obliczeniach parowania (Car i in. 2001; Israelson, Hansen 1962; FAO

1984) i skupia się jednak jedynie na maksymalizacji plonu, nie uwzględniając rachunku ekonomicznego oraz konieczności oszczędzania wody (McCown 2002).

Zważywszy, że powierzchnia upraw nawadnianych z roku na rok podlega zwiększeniu, szczególnie w uprawach owocowych, warzywniczych i szkółkarskich, należy się liczyć ze zwiększonym poborem wody do nawodnień ze źródeł powierzchniowych i głębinowych. Brak optymalizacji nawodnień może doprowadzić do znaczącego pogorszenia jakości wód i gleby (zasolenie) jak i do nieprzewidywalnych zaburzeń cyklu hydrologicznego w wymiarze lokalnym.

Na rynku europejskim oferta narzędzi do racjonalnej optymalizacji nawodnień w rolnictwie jest wciąż niewystarczająca. Dlatego też Komisja Europejska zdecydowała o finansowaniu projektu ENORASIS, który miał na celu wdrożenie innowacyjnego, opartego o nowoczesne narzędzia informatycznej telekomunikacyjne (ICT), systemu i usług wspomaganie decyzji (DSS) (Mallach 2000) dla zrównoważonego nawadniania upraw. Kilka lat później w Polsce powstał system Aquastatus, opierający się na podobnych założeniach. Niniejszy artykuł ma za zadanie przedstawienie wyników wdrożeń ww. narzędzi wspierania decyzji w nawodnieniach i ich wpływ na oszczędności wody.

1.1. Metody wspomaganie decyzji w nawodnieniach

Stres wodny bardzo niekorzystnie odbija się na roślinie, prowadząc do obniżenia jej odporności na patogeny a w skrajnych przypadkach do zamierania rośliny (Wawer i in. 2016). Zapewnienie optymalnej wilgotności gleby uprawie w trakcie sezonu wegetacyjnego sprowadza się do dwóch podstawowych decyzji: kiedy i ile nawadniać?

Najczęściej stosowaną metodą określania potrzeb nawodnień, stosowaną przez rolników pozostaje w praktyce metoda organoleptyczna, bądź oparta o obserwację stanu uwilgotnienia gleby bądź stanu rośliny (Barton 2010). Organoleptycznie, na podstawie własnego doświadczenia, rolnik jest w stanie z grubsza ocenić, kiedy nawadniać. Decyzja ile nawadniać zwykle wykorzystuje próg wysycenia gleby wodą, tj. polega na nawadnianiu do pełnej pojemności wodnej gleby, której osiągnięcie objawia się pojawianiem zastoisk wody na powierzchni gleby. Z oczywistych względów metoda organoleptyczna jest dalece niedoskonała. Po pierwsze rolnik decyduje na podstawie własnego doświadczenia, nie popartego jakimkolwiek pomiarem bezwzględnym wilgotności w glebie, po drugie często po okresie posusznym opady deszczu zwilżają tylko wierzchnią część poziomu orno-próchnicznego, więc ocena uwilgotnienia powierzchni gleby może sugerować dostatek wody podczas gdy 5 cm poniżej warstwy wilgotnej występuje przesuszenie profilu glebowego. Podlewanie uprawy do osiągnięcia nasycenia gleby jest nieekonomicznie jak i szkodliwe dla środowiska. Woda z gleby nasyconej (wszystkie kapilary i pory nasycone wodą) odcieknie zwykle w ciągu 1 doby do poziomu wilgotności odpowiadającego połowej pojemności wodnej. Rolnik traci całą tę nadmiarową objętość wody wraz z nawozami łatwo rozpuszczalnymi jak fosfor (K) i azot (N), które trafiają do wód gruntowych, zanieczyszczając je.

Kolejną metodą stosowaną w ocenie terminu stosowania i ilości wody niezbędnej do nawadniania jest obliczanie dziennego parowania, zwanego ewapotranspiracją. Opiera się ono o skomplikowane równania biorące pod uwagę z jednej strony gatunek gleby i rośliny (również fazę jej wzrostu) a z drugiej pomiary meteorologiczne. Metoda ta pozwala względnie łatwo oszacować dzienną dawkę strat wody, którą można uzupełnić przez nawodnienie. Wadą tej metody jest uproszczenie oceny

strat wody na skutek ewaporacji, intercepcji, spływu powierzchniowego i odcieku w głąb gleby. Wiąże się to z ryzykiem przesuszenia gleby, które może okazać się krytyczne w okresach suszy.

Ostatnią grupą omawianych tu metod są metody oparte o bezpośredni pomiar wilgotności gleby w strefie korzeniowej roślin. Pomiar pozwala ocenić w sposób jednoznaczny bieżącą wilgotność gleby a zarazem deficyt wody w glebie. Pozwala też na utrzymywanie wilgotności ściśle w zakresie optymalnym dla danego gatunku i odmiany rośliny uprawnej. Pozwala również automatyzować nawadnianie na zadaną wilgotność docelową, przy czym dawkę można łatwo precyzyjnie wyliczyć lub nastawić system na wyłączenie, gdy wilgotność gleby osiągnie zadaną wartość. W nowoczesnych systemach wspomagania nawodnień czujniki są instalowane na stałe w systemie korzeniowym, pomiar wykonywany jest w odstępach godzinowych, a wartości odczytuje się poprzez smartfony, które od razu przeliczają wilgotność na optymalną dawkę dla danego pola.

2. SYSTEM ENORASIS

Obecnie, dzięki postępowi w miniaturyzacji i elektronice, możliwe jest precyzyjne mierzenie wilgotności gleby w czasie rzeczywistym. Postęp ten umożliwił precyzyjne pomiary stresu wodnego roślin w danej glebie i dopasowanie optymalnej dawki nawodnieniowej dla danego gatunku rośliny. Ponadto bieżący pomiar umożliwia śledzenie wpływu dawek nawodnieniowych na tempo wzrostu wilgotności gleby, co z kolei umożliwia dokładną kalibrację systemów wspierania decyzji na daną glebę i to praktycznie w czasie rzeczywistym.

Na podstawie wywiadów z rolnikami, doradcami rolniczymi i przedstawicielami instytucji zarządzających wodą w różnych krajach Europy opracowano kryteria jakie powinien spełniać docelowy system oraz określono sposoby prezentacji wyników użytkownikowi końcowemu.

Opracowany w następnych latach system posiadał 3 interfejsy użytkownika: GIS dla doradców rolniczych oraz dla rolników: stronę www i aplikację na smartfona pod systemem Android. System zapewniał wgląd w ustawienia stref nawodnieniowych, prognozę pogody oraz bieżącą i historyczną wilgotność gleby wraz z planem nawodnieniowym na najbliższe 3 dni, który uwzględniał prognozę pogody, w szczególności prawdopodobieństwo wystąpienia opadu. Strefy nawodnieniowe wyznaczano na podstawie jednolitych obszarów o tym samym składzie granulometrycznym i pod tą samą uprawą.

Tworzony system informatyczny określał potrzeby nawodnienia upraw na podstawie modeli matematycznych z wykorzystaniem bieżących warunków meteorologicznych, zdjęć satelitarnych, prognozy pogody na kolejne dni oraz pomiarów wilgotności gleby pod uprawą. Informacja o terminie i dawce wody potrzebnej do nawodnienia była przesyłana do rolnika przez sieć telefonii komórkowej za pomocą krótkiej wiadomości tekstowej (SMS), jest również dostępna po zalogowaniu się na stronach systemu ENORASIS w Internecie oraz w aplikacji na telefony komórkowe.

Nowością Systemu było wykorzystywanie bezprzewodowych sieci czujników wilgotności gleby, które przez sieć telefonii komórkowej przesyłają wyniki pomiarów wilgotności gleby bezpośrednio do platformy ENORASIS. O tym kiedy i ile nawadniać może decydować rolnik, jednak system dostarcza również możliwość sterowania automatycznego z wykorzystaniem elektrozaworów współpracujących z siecią czujników wilgotności gleby.

Implementacja Systemu oparta została o architekturę usług (SOA), realizowanych przez 7 rozmieszczonych w różnych miejscach Europy serwerów.

System został przetestowany na 5 obiektach pilotażowych w Polsce (2), Serbii, Turcji i na Cyprze (tablica 2). Testowe obiekty pilotażowe wyposażono w bezprzewodową sieć czujników wilgotności gleby, automatyczną stację meteorologiczną oraz serwis numerycznych prognoz pogody przygotowywanych dla tych lokalizacji. Wprowadzono dwa poziomy implementacji pilotażowej: badawczy i produkcyjny. Obiekty badawcze miały za zadanie przeprowadzenie doświadczeń ścisłych mających na celu walidowanie algorytmów zawartych w systemie wspierania decyzji. Piloty produkcyjne zostały przeprowadzone na gospodarstwach indywidualnych i miały na celu z jednej strony operacyjne sprawdzenie systemu oraz znalezienie jego słabych punktów, zaś z drugiej zebranie opinii użytkowników końcowych na temat interfejsu użytkownika i użyteczności systemu w praktyce polowej.

Obiekty badawcze zlokalizowano w Rolniczym Zakładzie Doświadczalnym IUNG-PIB w Grabowie nad Wisłą oraz w Ayidin w Turcji i zaprojektowano jako doświadczenia jednoczynnikowe. Oba doświadczenia zlokalizowane na polach badawczych w sposób zapewniający zminimalizowanie wpływu lokalizacji doświadczenia na wynik używając schematu losowanych podbloków (*split-block-plot*) SBP (Cochran 1957; Nelder 1965) (rys. 1). Łączna powierzchnia eksperymentu wynosiła 0,8 ha brutto, z czego powierzchnia netto 0,6 ha. Roślinami doświadczalnymi były ziemniaki konsumpcyjne i kukurydza uprawiana na ziarno.

Lokalizacja i główne charakterystyki wdrożeń pilotażowych

Tablica 1

Location and characteristics of pilot sites

Table 2

Wyszczególnienie	Obiekty pilotażowe							
	1		2	3		4		5
Kraj	Polska			Serbia		Turcja		Cypr
Roślina doświadczalna	ziemniak	kukurydza	malina	jabłoń (Breaburn)	czereśnia (Burlat)	kukurydza	bawełna	grejfrut
Typ wdrożenia	Doświadczenie poletkowe		Pole produkcyjne	Pole produkcyjne		Doświadczenie poletkowe		Pole produkcyjne

Kontrola systemu nawadniania w obiektach pilotażowych możliwa była przez aplikację ENORASIS działającą w przeglądarce internetowej oraz aplikację mobilną na telefony z systemem Android (rys. 2).

W trakcie prowadzenia wdrożeń pilotażowych gromadzono dane dotyczące:

- plonowania roślin [$\text{Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$],
- cen zbytu ziemiopłodów [$\text{Euro} \cdot \text{Mg}^{-1}$],
- zużycia wody [$\text{m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$],
- kosztów wody [$\text{Euro} \cdot \text{m}^{-3}$],

- zużycia energii [Kwh],
- kosztów energii [Euro·Kwh⁻¹].

Przykładowe wyniki w roku 2014 dla ziemniaka przedstawiono na rys. 3-5.



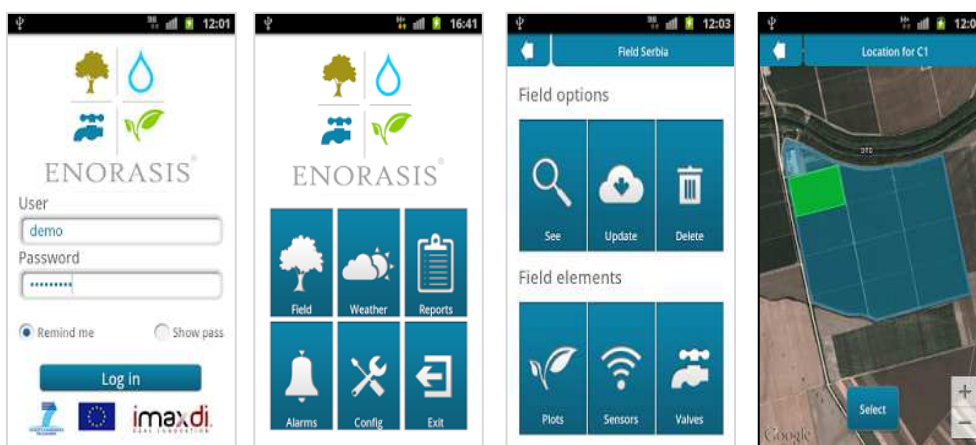
Rys. 1. Schemat doświadczenia poletkowego ENORASIS w RZD Grabów w roku 2014
Fig. 1. The scheme of ENORASIS experimental plot in Grabow Research Farm in 2014



Fot. 1. Czujniki bezprzewodowe ENORASIS na polu kukurydzy
Phot. 1. ENORASIS wireless sensors on maize plot



Fot. 2. Czujniki zainstalowane na stałe w strefie korzeniowej ziemniaka
 Phot. 2. Sensors installed permanently in potato root zone

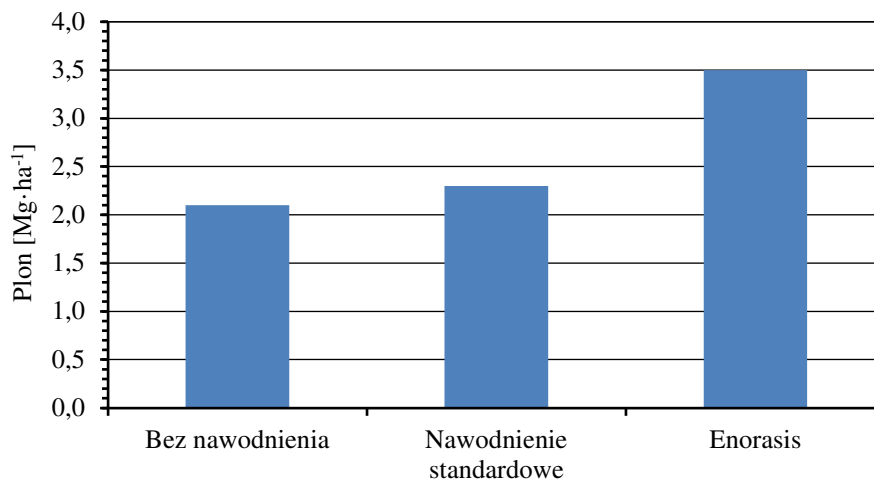


Rys. 2. Widok interfejsu systemu ENORASIS pod Andorida
 Fig. 2. Android interface of the EBORASIS system

System przetestowano również na plantacji maliny owocującej na pędach dwuletnich (zbieranej w lecie) i maliny owocującej na pędach jednorocznych (zbieranej jesienią). Plantacja testowa położona była na płytkich glebach piaszczystych zalegających na zeszcelinowanym marglu. Układ gleby powodował bardzo szybką odciekalność profilu. Według relacji właściciela plantacji i Jego pracowników nigdy nie zdarzyło się, by osiągnięto na tej glebie pełne wysycenie wodą - nigdy nie zaobserwowano zastoisk wody na powierzchni gleby.

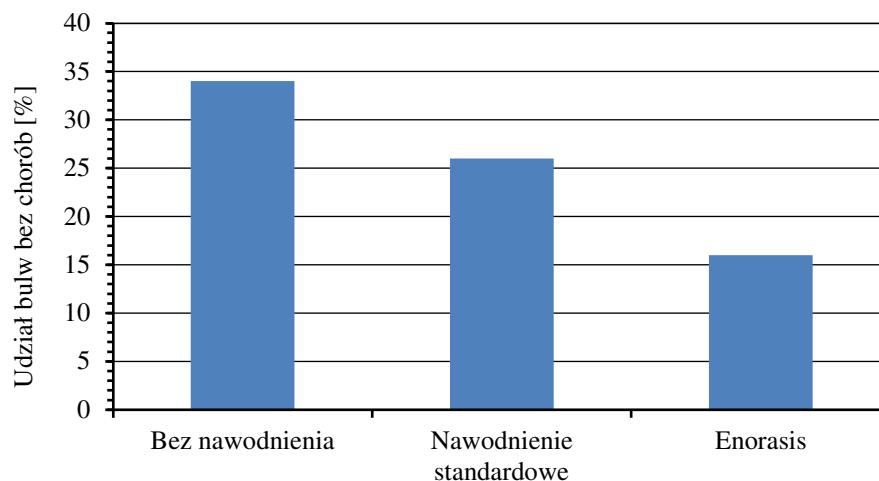
Po zainstalowaniu czujników wilgotności gleby, określeniu gatunku gleby oraz głębokości strefy korzeniowej malin skonfigurowano system oraz podłączono elektrozawory do źródła wody. Dzięki zastosowaniu bezpośredniego pomiaru wilgotności gleby w strefie korzeniowej maliny udało się osiągnąć 10-krotne (!) zmniejszenie

zużycia wody przy braku wpływu na plon. Według relacji właściciela plantacji, owoc miał nieco lepsze parametry jakościowe, a same rośliny były dużo zdrowsze.



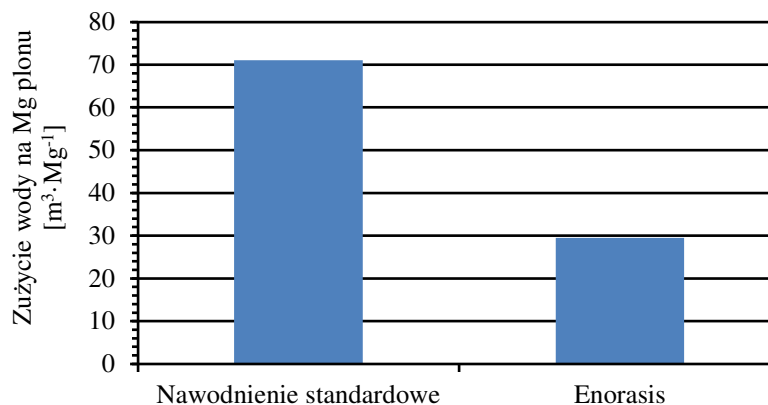
Rys. 3. Plon ziemniaka w roku 2014

Fig. 2. Yield of potato in 2014



Rys. 4. Udział bulw nie dotkniętych chorobami

Fig. 3. Share of bulbs not affected by diseases



Rys. 5. Żużycie wody na Mg plonu ziemniaka w 2014 roku

Fig. 4. Water use per Mg of potato yield in 2014

Na zakończenie projektu ENORASIS przeprowadzono szereg warsztatów z rolnikami i doradcami rolniczymi. Podczas warsztatów przeprowadzonych w Polsce rolnicy i doradcy wyrażali się bardzo entuzjastycznie o możliwościach systemu, dużych oszczędnościach w zużyciu wody oraz wyższe plonów i ich jakości. Jednak według opinii większości zainteresowanych cena sieci czujników i zaworów ENORASIS oraz abonamentu prognozy pogody była stanowczo za wysoka.

3. SYSTEM AQUASTATUS

System Aquastatus powstał jako uproszczona a zatem i mniej kosztowna alternatywa dla ENORASIS. System został opracowany przez polską firmę i jest w całości produkowany w Polsce. Aquastatus jest przeznaczony do określania optymalnych dawek nawodnienia na podstawie pomiarów wilgotności gleby i wyświetlania zaleceń w aplikacji na smartfon z systemem Android. Pomija się tu kosztowne interfejsy internetowe i abonamenty innych usług aby zejść do ceny końcowej dostosowanej do możliwości nawet małych gospodarstw rolnych (rys. 6).

Wilgotność gleby jest mierzona za pomocą czujników zainstalowanych na stałe w strefie korzeniowej roślin. Dane z czujników wysyłane są raz na godzinę do koordynatora pola (centrałki) drogą radiową (rys. 7). Rolnik za pomocą swojego telefonu komórkowego odczytuje dane z pola łącząc się z centralką przez protokół Bluetooth. Aplikacja na telefonie komórkowym (rys. 8) obrazuje wilgotność gleby na danym polu oraz dostarcza zalecenia dawek nawodnieniowych.

Bezprzewodowe czytniki podłączone do 2 czujników
umieszczonych w glebie



Rys. 6. Schemat systemu Aquastatus
Fig. 5. The scheme of Aquastatus system

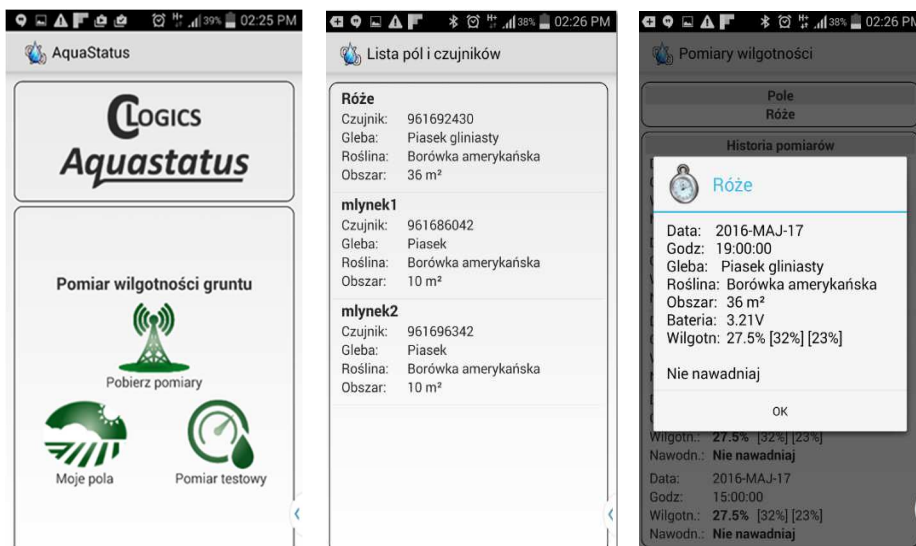
Zalecana dawka nawodnieniowa jest dopasowana do gleby i rośliny dla zapewnienia optymalnego wzrostu roślin i plonu przy minimalnym zużyciu wody.

Aquastatus był testowany w latach 2014-2015 na kilku polach testowych i produkcyjnych, m.in.: borówki amerykańskiej (16ha) (fot. 2), porzeczki czerwonej deserowej (4 ha) (fot. 3), maliny wczesnej (5 ha) i jesiennej (4 ha). Obecnie jest używany w kilku innych plantacjach borówki, maliny i w sadzie jabłoniowym. W roku 2015 plantatorzy doświadczyli niedoborów wody do nawodnień. Zastosowanie Aquastatus na plantacjach pozwoliło na zróżnicowanie nawadniania poszczególnych sekcji tak, by nawadniane były tylko sekcje zagrożone przesuszeniem. W przypadku borówki okazało się, że dzięki korzystnemu układowi terenu jedna z sekcji

w ogóle nie musiała być nawadniana, co pozwoliło na oszczędzenie wody na podlewanie 2 pozostałych sekcji w tym jednej bardzo zagrożonej przesuszeniem.



Rys. 7. Zestaw podstawowy Aquastatus na gospodarstwo i jedną sekcję nawodnieniową
Fig. 6. Basic set of Aquastatus system for a farm with one irrigation zone



Rys. 8. Aplikacja Aquastatus pod Androida na przykładowym poletku testowym pod przydomową uprawą róż
Fig. 7. Aquastatus Android app with a sample irrigation plot with rose and blackberry



Fot. 3. Widok na sekcje borówki amerykańskiej
 Phot. 4. View on the irrigation zones of blackberry



Fot. 4. Aquastatus na plantacji porzeczki deserowej. Gleb piaszczyste na marglu
 Phot. 1. Aquastatus installation on blackberry plantation. Sandy soils on cracked limestone

4. PODSUMOWANIE

W ostatnich latach w Polsce obserwujemy ocieplenie się klimatu. Według scenariuszy zmian klimatu IPCC (IPCC 2007) częstość występowania katastrofalnych susz 100-letnich na naszym obszarze większy się ponad 10-krotnie, więc możemy się spodziewać susz już nie co 100 lat a co 8 - 9. Podobnie przewiduje się, że nasilenie tych susz wzrośnie o 25%.

Bez racjonalnego gospodarowania wodą na poziomie gospodarstwa rolnicy nie będą w stanie poradzić sobie z zapewnieniem wody w ciągu całego sezonu wegetacyjnego. Jednak na nic się zda oszczędzanie wody, jeśli jej zabraknie w całej okoli-

cy. Tu należałoby wreszcie rozpocząć programy tworzenia małej retencji na obszarach wiejskich i opracować wreszcie monitoring dostępności wód powierzchniowych i gruntowych dla rolnictwa.

W roku 2015, w 2 monitorowanych gospodarstwach prawie zabrakło wody. W 2016 ta sytuacja się powtórzyła. Jeśli po wodę sięgną również sąsiednie gospodarstwa, a może się to okazać nieuniknione, intensywne pobieranie wody z wód gruntowych czy powierzchniowych może spowodować, że nikt w okolicy nie będzie mógł zapewnić wody dla upraw przez cały sezon.

Odnawianie zasobu wód gruntowych trwa długo: miesiące i lata (głębsze poziomy wodonośne np. te eksploatowane przez wodociągi, mogą się odnawiać się przez dziesięciolecia) a wobec braku zbiorników małej retencji i coraz radszego występowania śnieżnych zim, odnowa zasobów wodnych może trwać jeszcze dłużej.

Ponadto należy spodziewać się w Polsce wdrożenia opłat za korzystanie z wody dla celów rolniczych, czego wymagają zapisy Dyrektywy Wodnej UE, co wiązać się będzie również z zaostrzeniem kontroli korzystania z wody, opomiarowaniem poboru i ulgami dla tych rolników, którzy wykażą, że optymalizują zużycie wody.

Już w tej chwili wymagania oszczędzania wody są wdrażane w rolnictwie ekologicznym i certyfikowanym np. w GlobalGap.

Podsumowując wdrożenie wymogów optymalizacji zużycia wody w uprawach nawadnianych w Polsce jest uzasadnione zarówno ze względów ekonomicznych jak i względów ochrony zasobów naturalnych. Zważywszy, że użytki sadownicze i uprawy rządowe zajmują obecnie około 7% powierzchni użytków a obserwuje się przechodzenie z upraw zbóż na produkcję warzyw i owoców miękkich na obszarach z glebami o wysokiej bonitacji dotykanych suszami wpływ nawodnień będzie rósł odpowiednio do zmieniającego się klimatu.

BIBLIOGRAFIA

- Barton M., 2010, *Irrigation Management: Principles and Practices*
- Car N. J., Christen, E. W., Hornbuckle, J. W. and Moore, G., 2001. *Towards a new generation of Irrigation Decision Support Systems - Irrigation Informatics?*. In "MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation". Christchurch, New Zealand
- Cochran W. G., Cox G. M., 1957, *Experimental designs*. Wiley, New York
- FAO, 1984, *Irrigation Practice and Water Management*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 1, Revision 1.
- Henning S., 2001, *Saa Cabin attendant's experience of environmental stressors*. University of Pretoria. Pretoria.
- Israelson, O. W., Hansen, V. E., 1962, *Irrigation Principles and Practices*, 3rd edn. John Wiley and Sons, New York.
- Kozyra J., Górski T., 2008, *Wpływ zmian klimatycznych na rolnictwo w Polsce*. W: *Zmiany klimatu, a rolnictwo i obszary wiejskie*. Warszawa. Fundacja na Rzecz Rozwoju Polskiego Rolnictwa s. 35-40.
- Mallach, E. C., 2000, *Decision Support and Data Warehouse Systems*. Massachusetts: McGraw-Hill.
- Matthews K. B., Schwarz G., Buchan K., Rivington M., Miller D., 2008, *Wither agricultural DSS?* Computers and electronics in agriculture 61, s. 149-159
- McCown R. L., 2002, *Changing systems for supporting farmers' decisions: problems, paradigms, and prospects*, Agricultural Systems 74 (2002) s. 179-220.
- Mioduszewski W., 2003, *Mała retencja*. Poradnik. Falenty: Wydaw. IMUZ.
- Mrozik K. Przybyła Cz., 2013, *Mała retencja w planowaniu przestrzennym*. ISBN 978-83-64246-06-7
- Mioduszewski W., 2015, *Mała retencja - ewolucja idei*. Konferencja naukowa Aktualne wyzwania w gospodarowaniu rolniczymi zasobami wodnymi. itp., Falenty 11 czerwca 2015.
- Nelder J.A., 1965a, *The analysis of randomized experiments with orthogonal block structure*. 1. Block structure and the null analysis of variance. Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A 283, s. 147-162.

- Parry M. L., Canziani O.F., Palutikof J.P., van der Linden P.J., Hanson C.E. (eds), 2007. *Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2007. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Power, D. J. A., 2007, *Brief History of Decision Support Systems*. DSSResources.COM, World Wide Web, <http://DSSResources.COM/history/dsshhistory.html>, version 4.0, March 10, 2007.
- Wawer R., Matyka M., Łopatka A., Kozyra J., 2016. *Systemy wspomagania decyzji w nawodnieniach upraw rolniczych*. W: *Innowacyjne metody gospodarowania zasobami wody w rolnictwie*. Wyd. CDR w Brwinowie: 165-182. ISBN: 978-83-88082-18-4, s. 296.
- Wixon D., Ramey J., 1996, *Filed methods casebook for software design*. John Wiley & Sons. New York.
- Zahedi F. M. Song J. Jarupathirum S., 2008, *Web- Based Decision Support*, in: Holsapple C.W. (eds.) *Handbook on Decision Support Systems 1*, Springer.

Michał KAŻMIERCZAK

Instytut Technologiczno-Przyrodniczy w Falentach

**OGÓLNOPOLSKA BAZA DANYCH
OBIEKTÓW MAŁEJ RETENCJI (OBDOMR)**

**NATIONAL DATABASE OF SMALL RETENTION FACILITIES
(OBDOMR)**

Abstract

As a result of the Multiannual Program financed by the Ministry of Agriculture and Rural Development, the National Database of Small Retention Objects (OBDOMR) is being created. The purpose of creating the OBDOMR database is to collect information about small retention facilities on a national scale in digital form and in the GIS environment. The base assumes three classes of objects: flowable water reservoirs, small ponds, other water reservoirs (including breeding ponds).

Key words: small retention, database

1. WSTĘP

W Polsce, w roku przeciętnym, suma ewapotranspiracji w okresie wegetacyjnym przewyższa sumę opadów atmosferycznych (Kowalewski 2014). Dodatkowo bilans wodny jest zróżnicowany w przestrzeni i czasie powodując okresowe niedobory (susze hydrologiczne, glebowe) jak i nadmiar (powodzie, nadmierne uwilgotnienie gleb) wody. Tak duża zmienność znacząco wpływa na wielkość produkcji rolnej oraz jakość dostępnej wody (Mioduszeński, Dembek 2009). Racjonalne gospodarowanie wodą pozwala na zmniejszenie skutków wyżej wymienionych zjawisk. Jednym ze sposobów magazynowania wody w zlewni jest budowa sztucznych obiektów małej retencji.

Mała retencja jest to zdolność do gromadzenia wody w małych zbiornikach naturalnych (oczkach, starorzeczach, jeziorach) i sztucznych (stawach, sadzawkach, wyrobiskach, mniejszych retencyjnych zbiornikach zaporowych), gromadzenie wody w sieci rzecznej lub kanałach, zwiększenie pojemności wodnej gleb przez zabiegi

agrotechniczne, agromelioracyjne i fitomelioracyjne oraz zatrzymywanie wody przez roślinność i ściółkę. Podstawową rolą małej retencji nie jest gromadzenie nadających się do bezpośredniego gospodarczego użycia zasobów wody, lecz zmiana uwilgotnienia siedlisk, podniesienie poziomu wody gruntowej i zmiana mikroklimatu (Ciepielowski 1999). Największe zapotrzebowanie na rozwój małej retencji wykazują tereny nizinne środkowej Polski, które charakteryzują się małymi zasobami wód opadowych jak Kraina Wielkopolsko-Pomorska, Nizina Wielkopolsko-Kujawska, Kotlina Gorzowska i Krotoszyńska (Ciepielowski 1999).

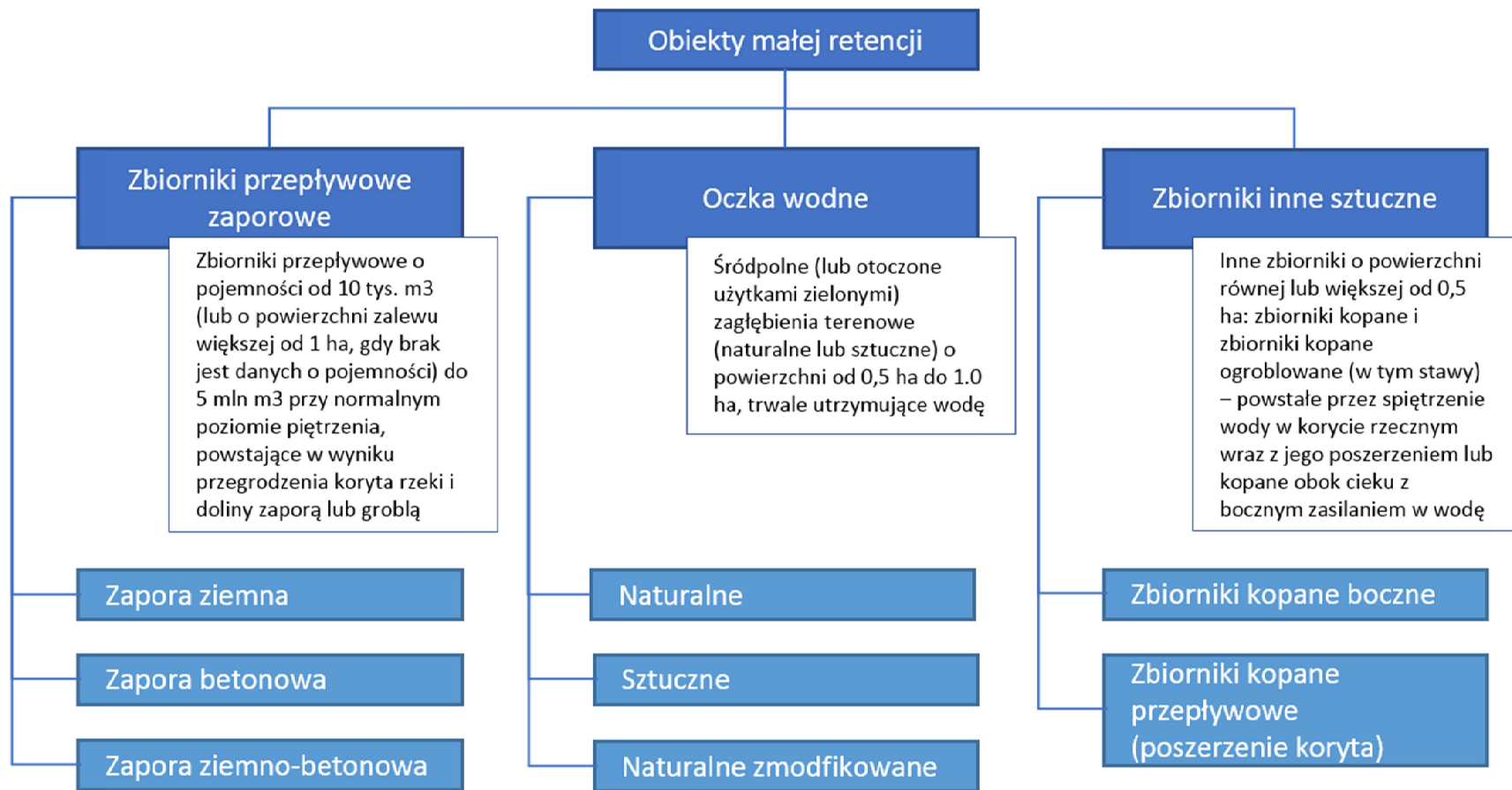
Jednym z rodzajów małej retencji jest retencja powierzchniowa. Zbiorniki zawsze stanowiły ważny element w otoczeniu człowieka. Budowane były zarówno dla celów gospodarczych jak i ozdobnych. Ocenia się że w Polsce w okresie przedwojennym było ponad 8000 zbiorników wodnych i piętrzeń na ciekach wykorzystywanych do celów gospodarczych (Mioduszeowski 1997). Dotychczas nie ma w Polsce jednej spójnej cyfrowej bazy danych zawierającej obiekty małej retencji. Praca ta ma na celu przybliżenie czytelnikom projektu jakim jest Ogólnopolska Baza Danych Obiektów Małej Retencji, która powstaje w Instytucie Technologiczno-Przyrodniczym w Falentach.

2. GENEZA I ZAŁOŻENIA

W grudniu 2016 r., uchwałą Rady Ministrów ustanowiono Program Wieloletni na lata 2016-2020 *Przedsięwzięcia technologiczno-przyrodnicze na rzecz innowacyjnej, efektywnej i niskoemisyjnej gospodarki na obszarach wiejskich*. Jednym z zadań programu jest utworzenie i prowadzenie Bazy Obiektów Małej Retencji oraz prowadzenie Centralnej Bazy Danych Melioracyjnych. W 2017 r. powstał projekt Ogólnopolskiej Bazy Danych Obiektów Małej Retencji (OBDOMR) zakładający utworzenie cyfrowej bazy danych w środowisku GIS (Interpgraph, 2017). W 2018 r. baza częściowo wypełniona ma być udostępniona na GeoPortalu i systematycznie uzupełniana o kolejne obiekty. Zakończenie uzupełniania bazy planowane jest na 2020 rok.

Baza OBDOMR ma zawierać obiekty małej retencji powierzchniowej składającej się z małych zbiorników wodnych. Kryteriów podziału zbiorników jest wiele. Twórcy przyjęli założenie zgodne z Ciepielowskim (1997), że małe zbiorniki są to zbiorniki o pojemności do kilku hm^3 . W bazie wartością graniczną jest 5 hm^3 pojemności zbiornika. Baza ma składać się z trzech klas obiektów (rys. 1):

- zbiorniki przepływowe zaporowe - zbiorniki o pojemności od 10 tys. m^3 (lub o powierzchni zalewu większej od 1 ha gdy brak jest informacji o pojemności) do 5 hm^3 przy normalnym poziomie piętrzenia, powstające w wyniku przegrodzenia koryta rzeki i doliny zaporą lub groblą,
- oczka wodne - śródpolne (lub otoczone użytkami zielonymi) zagłębienia terenowe (naturalne lub sztuczne) o powierzchni od 0,5 ha do 1,0 ha, trwale utrzymujące wodę,
- zbiorniki inne sztuczne - zbiorniki o powierzchni równej lub większej od 0,5 ha: zbiorniki kopane i zbiorniki kopane ogroblowane (w tym stawy) - powstałe w wyniku spiętrzenia wody w korycie rzeczonym wraz z jego poszerzeniem lub kopane obok ciek z bocznym zasileniem w wodę.



Rys. 1 Schemat podziału obiektów małej retencji w bazie OBDDMR
 Fig. 1. Diagram of the division of small retention facilities into classes in the OBDDMR database

Baza OBDOMR nie będzie uwzględniała obiektów posiadających jedynie retencję korytową - np. jazów - jeśli nie są urządzeniem piętrzącym powiązanymi z obiektami należącymi do wyżej zdefiniowanej klasy I lub III. Jak wykazały badania prowadzone w ITP. (Kowalewski 2014), retencja korytowa ma niewielkie znaczenie z punktu widzenia ochrony przed powodzią i gospodarowania wodą. Baza od momentu pisania Programu Wieloletniego do momentu jego zatwierdzenia przechodziła wiele modyfikacji z racji dostępnych funduszy. W obecnym kształcie, nie uwzględnia ona obiektów należących do Lasów Państwowych, wypracowany zakres dotyczy głównie obszarów użytkowanych rolniczo. W przyszłości zakłada się możliwość rozszerzania bazy w zależności od zapotrzebowania.

Każda z klas obiektów będzie posiadać atrybuty - charakterystyki - o klasie ważności I-III. Klasa I to atrybuty podstawowe obowiązkowe do wypełnienia, klasa II to atrybuty zalecane i klasa III to atrybuty dodatkowe, które mogą być trudno dostępne lub niemożliwe do uzyskania bez uprzednich pomiarów (tablica 1).

Tablica 1
Liczba atrybutów o danej klasie ważności w poszczególnych klasach obiektów

Number of attributes with a given importance class in each object class

Table 2

Klasa obiektów	Liczba atrybutów klasy I	Liczba atrybutów klasy II	Liczba atrybutów klasy III	Suma atrybutów
Zbiorniki przepływowe zaporowe	42	40	16	98
Oczka wodne	22	21	8	51
Inne sztuczne zbiorniki	62	21	14	97

Baza OBDOMR w początkowej fazie zasilana będzie obiektami, które istnieją w innych cyfrowych bazach danych, a następnie uzupełniana o kolejne obiekty. Głównymi bazami stanowiącymi podstawę OBDOMR to:

1. cyfrowe bazy danych prowadzone uprzednio przez Wojewódzkie Zarządy Melioracji i Urzędzeń Wodnych, scalone w Centralną Bazę Danych Melioracyjnych przez pracowników Instytutu Technologiczno-Przyrodniczego w Falentach,
2. Mapa Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1:10 000.

Dodatkowo zasilana będzie bazami powstałymi podczas wdrażania wojewódzkich Programów małej retencji, jeżeli takie istnieją. Przykładem może być baza danych GIS o istniejących i planowanych obiektach i urządzeniach małej retencji, wykonanych w SGGW w ramach *Programu małej retencji dla województwa mazowieckiego* (2008). Każde kolejne źródło danych będzie uwzględniane i systematycznie obiekty w nich zawarte będą dodawane. W przypadku braku danego obiektu w istniejącej bazie cyfrowej informacje o nim będą wprowadzane ręcznie a obiekt zostanie wrysowany jako obiekt przestrzenny (poligon) lub punkt za pomocą GeoPortalu lub aplikacji desktopowej, jak również importowane z wypełnionych nadesłanych arkuszy Excel.

PODSUMOWANIE

W ramach zadania 4 w Programie Wieloletnim na lata 2016-2020 powstanie baza danych zawierająca informacje o obiektach małej retencji zbiornikowej, będących głównie własnością państwową lub samorządową i nie będzie uwzględniała obiektów należących do Lasów Państwowych, lecz może być w przyszłości rozwijana w zależności od potrzeb podmiotów zainteresowanych. Baza ta ma być narzędziem do usprawnienia zarządzania zasobami wodnymi i wspierania decyzji planistycznych przy planowaniu nowych zbiorników wodnych na obszarach użytkowanych rolniczo.

BIBLIOGRAFIA

- Ciepielowski A., 1999, *Podstawy gospodarowania wodą*, Wydawnictwo SGGW
- Kowalewski Z., red., 2014, *Metody retencjonowania wody na obszarach rolniczych i warunki ich stosowania*, Wydawnictwo ITP.
- Mioduszeński W., Dembek W, red., 2009, *Woda na obszarach wiejskich*. Wydawnictwo IMUZ.
- Mioduszeński W., 1997, *Formy małej retencji i warunki jej realizacji*, Mała retencja wodna - materiały konferencyjne, Informacje Naukowe i Techniczne SITWM.
- Intergraph na zlecenie Instytutu Technologiczno-Przyrodniczego w Falentach, 2017, *Projekt Ogólnopolskiej Bazy Obiektów Małej Retencji*.

