

ISSN 0867 - 7816
ISBN 978-83-66847-00-2

Monografie
Komitetu
Gospodarki
Wodnej
Polskiej
Akademii
Nauk

Zeszyt 43

2020

OCENA ZJAWISK LODOWYCH NA JEZIORZE ZEGRZYŃSKIM Z WYKORZYSTANIEM SATELITARNYCH OBRAZÓW RADAROWYCH

Karolina Olszanka
Artur Magnuszewski

Warszawa 2020

RADA REDAKCYJNA

Beniamin Więzik - WSA, Bielsko-Biała, przewodniczący
Kazimierz Banasik - SGGW Warszawa, wiceprzewodniczący
Kaz Adamowski - University of Ottawa, Kanada
Jean Cunge - SOGREAH Grenoble, Francja
Małgorzata Gutry-Korycka - Uniwersytet Warszawski
Roman Krzysztofowicz - University of Wginia, USA
Zbigniew Kundzewicz - Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Poznań
Maciej Maciejewski - IMGW-PIB, Warszawa
Artur Magnuszewski - Uniwersytet Warszawski
Wojciech Majewski - IMGW-PIB, Warszawa
Jarosław Napiórkowski - Instytut Geofizyki PAN
Tomasz Okruszko - SGGW Warszawa
Romuald Szymkiewicz - Politechnika Gdańska
Stanislas Wicherek - Universite Paris IV Sorbonne, Francja

Ewa Sawicka-Madejska - Sekretarz Rady Redakcyjnej
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61
e-mail: kgw@imgw.pl

RECENZENCI

Katarzyna Dąbrowska-Zielińska, Beniamin Więzik

Opracowanie redakcyjne Marek Madzia

© Copyright by Komitet Gospodarki Wodnej Polskiej Akademii Nauk

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich

Ark wyd. 12. Druk ukończono w grudniu 2020 r.
Druk i oprawa: Agencja Wydawniczo-Poligraficzna GIMPO
ul. Transportowców 11, 02-858 Warszawa

SPIS TREŚCI

Wstęp	2
1. Charakterystyka hydrologiczna Jeziora Zegrzyńskiego	6
2. Zjawiska lodowe na rzekach i jeziorach	18
3. Satelitarne obrazy radarowe w badaniach zjawisk lodowych na wodach śródlądowych	30
4. Zjawiska lodowe na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazach satelitarnych Sentinel-1	38
5. Podsumowanie	66
Bibliografia	69
Streszczenie	72
Abstract	74

WSTĘP

Powstawanie pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach jest zjawiskiem typowym dla naszej szerokości geograficznej i ma charakter sezonowy. Pokrywa lodowa ma duże znaczenie dla ekologii jezior, kształtując ich ustrój termiczno-tlenowy, sterując dopływem światła niezbędnego dla fotosyntezy. Rozpad lodu na rzekach w okresie wezbrań niesie ze sobą ryzyko powodzi zatorowych powodujących straty ekonomiczne. Zlodzenie jest także czynnikiem ograniczającym czas trwania sezonu żeglugowego. Lód na jeziorach jest jednak także wykorzystywany do uprawiania sportów zimowych, a zwłaszcza żeglarstwa lodowego. Przebieg zjawisk lodowych na rzekach i jeziorach jest czułym wskaźnikiem zmian klimatycznych. Badania nad zjawiskami lodowymi mają długą historię jednak wciąż brak jest wiedzy o wielu ich aspektach dotyczących zwłaszcza przebiegu i rozmieszczenia przestrzennego różnych form zlodzenia.

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę oceny przydatności satelitarnych obrazów radarowych Sentinel-1 SAR (ang. Synthetic Aperture Radar) do określenia rodzaju i zasięgu zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim. Zanim pojawiło się to źródło danych wykorzystywano satelity posługujące się promieniowaniem elektromagnetycznym w zakresie pasma widzialnego, bliskiej i dalekiej podczerwieni. Istotnym jednak problemem występującym w okresie zimowym jest długotrwałe zachmurzenie co ogranicza analizę zobrażeń w paśmie widzialnym. Zobrazowania radarowe natomiast pozwalają pozyskać informacje o obiekcie z pułapu satelitarnego nawet przy całkowicie zachmurzonym niebie, a także bez względu na porę dnia.

Do tej pory głównym czynnikiem ograniczającym zastosowanie obrazów SAR była ich wysoka cena. Przełom nastąpił wraz z pojawieniem się danych Sentinel-1 udostępnianych bezpłatnie za pośrednictwem programu Copernicus realizowanego przez Europejską Agencję Kosmiczną – ESA. W pracy omówiono przebieg zlodzenia na rzekach przedstawiając mechanizmy tworzenia się i rozpadu pokrywy lodowej. Na podstawie obserwacji terenowych i równoczesnych zobrażeń satelitarnych z misji SAR Sentinel-1 opracowano prosty klucz interpretacyjny dla radarowych obrazów z produktu GRDH. Przedstawiono szczegółowy opis oraz porównano produkty GRDH i SLC pod kątem czytelności, przydatności do wykrywania różnych form zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim.

W pracy przedstawiono także możliwość zastosowania satelitarnych obrazów radarowych do monitoringu zjawisk lodowych. Pokrywa lodowa, a zwłaszcza zatory na rzekach wpływają na bezpieczeństwo powodziowe. Częstotliwość pozyskiwania obrazów Sentinel-1 jest duża (1–2 dni) co umożliwia śledzenie dynamiki takich procesów jak rozwój pokrywy lodowej tworzącej się z lodu mobilnego, a pod koniec okresu zlodzenia rozpad i zanik pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach.

1. CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA JEZIORA ZEGRZYŃSKIEGO

W powojennej Polsce w ramach planu 6-letniego (1950–1955) powstał projekt rozbudowy dróg wodnych, w którym powrócono do stawianego jeszcze przed I wojną światową pomysłu żeglugowego połączenia Dniepru z Wisłą przez tzw. drogę wodną Wschód-Zachód. W ramach tego planu powstała koncepcja „warszawskiego węzła wodnego”, na który miały się składać następujące obiekty: stopień wodny Dębe na Narwi, sztuczny zbiornik retencyjny – Jezioro Zegrzyńskie, port rzeczny na Żeraniu, żeglugowy Kanał Żerański łączący Jezioro Zegrzyńskie z portem żerańskim, kanał dojazdowy do portu zamknięty służą od strony Wisły. Węzeł wodny miał być punktem skrzyżowania dróg wodnych środkowej Wisły, Bugu i Narwi, będąc miejscem lokalizacji zakładów przemysłowych i przeładunku towarów transportowanych wodą. Jako ładunki dla transportu śródlądowego planowano rudę żelaza z Ukrainy, węgiel ze Śląska, drewno z Puszczy Augustowskiej i Piskiej. W celu użegłownienia Bugu w 1953 r. Biuro Projektowe Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” opracowało „Wstępny projekt zagospodarowania Bugu i jego doliny”, który zakładał kanalizację rzeki czyli zabudowę kaskadą 5 stopni wodnych. Jako pierwszy element tej kaskady wytypowano stopień Dębe, którego budowa trwała w latach 1957–1963, a wykonawcą była firma „Bugobudowa”. Kolejne stopnie wodne miały powstać na Bugu w miejscowościach Partulin, Mielnik, Osnówka, Zuzele.

Najwyższy poziom piętrzenia Narwi przez stopień Dębe wynosi 7,10 m, przeciętnie piętrzenie to około 6,8 m. Cofka Jeziora Zegrzyńskiego sięga na Narwi w rejon Pułtusza – km 63,3, a na Bugu do miejscowości Popowo – km 17,0. Jezioro ma objętość 89,9 mln m³, powierzchnię 33 km², długość około 40 km, przy średniej głębokości 2,86 m oraz długość linii brzegowej 219 km. Do Jeziora Zegrzyńskiego uchodzi Bug, Rządza i Kanał Żerański (rys. 1.1). Zlewnia zamknięta stopniem w Dębe ma powierzchnię 69,7 tys. km². W tablicy 1.1 zestawiono charakterystyczne stany wody i przepływy na posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Narwi



Rys. 1.1. Jezioro Zegrzyńskie i jego dopływy wraz z kilometrażem (kompozycja barwna z obrazu Sentinel-2 z dnia 30 IX 2017)

Fig. 1.1. Zegrze Reservoir and its major tributaries length of the channels in km (color composite from Sentinel-2 image on 30 IX 2017)

Tablica 1.1

Charakterystyczne stany wody i przepływy na posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Narwi i Bugu z okresu 1951-2010

Table 1.1

Characteristic water stages and discharges at gauges of lower Narew and Bug rivers in the period 1951-2010

Rzeka	Posterunek wodowskazowy	Stany charakterystyczne [cm]			Przepływy charakterystyczne [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]		
		NNW	SSW	WWW	NNQ	SSQ	WWQ
Narew	Ostrołęka	29	157	597	24	109	1360
Narew	Zambski Kościelne	94	224	634	28,9	139	1460
Bug	Frankopol	43	149	521	24,8	125	1480
Bug	Wyszków	134	260	653	34,7	162	2400

i Bugu w latach 1951 – 2010. Objętość zbiornika podzielona przez średni przepływ Narwi i Bugu wyznacza czas wymiany wody w zbiorniku, która wynosi 3–4 dni. Zbiornik ma więc bardzo szybki czas wymiany wody, i niewielkie znaczenie w retencji wód powodziowych.

Zbiornik pełni funkcję energetyczną, jest źródłem zaopatrzenia w wodę, ma ogromne znaczenie dla rekreacji, stanowi też drogę wodną. Zbiornik przez żeglugowy Kanał Żerański łączy się z Wisłą, co umożliwia także stabilne zasilanie w wodę elektrowni Żerań w Warszawie. W Wieliszewie ze zbiornika jest pobierana woda dla Wodociągu Północnego m. st. Warszawy, oddanego do eksploatacji w 1986 r. Wodociąg z Wieliszewa zaopatruje w wodę północne i centralne dzielnice lewobrzeżnej Warszawy oraz północne dzielnice prawobrzeżnej Warszawy. Dobowy średni pobór wody w 2011 r. wynosił $90\,000\text{ m}^3$ (Tamoń, 2012).

Powódzie na Bugu mają swoją genezę głównie roztopową, zdarzenia takie wystąpiły w latach 1888, 1924, 1958 i 1979.

Powódź roztopowa w 1958 r. objęła swym zasięgiem przede wszystkim zlewnie Narwi z Bugiem oraz Wieprz i Pilicę. Zima 1957/1958 była mroźna i śnieżna, ostatnie opady śniegu notowano w dniach 31 III i 1 IV. W ciągu zimy były okresy odwilży, które sprzyjały zasilaniu wód podziemnych. Na przełomie marca i kwietnia, średnia grubość pokrywy śnieżnej wynosiła ok. 30 cm, dochodząc miejscami do 50 cm. Zawartość wody w pokrywie śnieżnej wynosiła około 60 mm.

W pierwszych dniach kwietnia nastąpiło ocieplenie. Temperatura powietrza wzrosła powyżej 0°C i w połowie miesiąca dochodziła do 15°C . Właściwe wezbranie, o katastrofalnych rozmiarach, rozpoczęło się między 6 a 9 IV 1958 r. Fala powodziowa pojawiła się najpierw na Bugu, później na Narwi i jej dopływach – Biebrzy i Pisie. Kulminacja na Bugu w profilu Wyszków wystąpiła 17 IV przy przepływie $1430\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na Narwi w profilu Ostrołęka przepływ kulminacyjny $997\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, wystąpił 20 IV, a w ujściu Narwi osiągnął $2800\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Powódź roztopowa z 1979 r. miała swoją przyczynę w złożeniu się wielu czynników, takich jak bardzo mroźna zima w wyniku, której długo utrzymywała się gruba pokrywa śnieżna, zjawiska lodowe oraz nadzwyczaj duże opady w pierwszym kwartale 1979 r. (Mierkiewicz i Sasim, 2003). Na początku grudnia 1978 r. silne mrozy spowodowały głębokie przemarznięcie gruntu i zlodzenia rzek. Pod koniec lutego 1979 r. grubość pokrywy śnieżnej w zlewni Narwi wynosiła 80 cm, a w zlewni Biebrzy sięgała 120–150 cm. Zapas wody w pokrywie śnieżnej dochodził do 200–250 mm w północno-wschodnich i wschodnich rejonach kraju. W trzeciej dekadzie

marca nastąpiło ocieplenie i okresami obfite opady. W wyniku topnienia śniegu na Narwi i Bugu rozpoczęło się wezbranie, którego intensywność była różna w różnych częściach zlewni. Najszybciej wzbierały mazowieckie dopływy Narwi i Bugu, najpóźniej wezbranie pojawiło się na Biebrzy. Charakterystyczny był powolny przybór, a następnie gwałtowny wzrost do momentu kulminacji w pierwszych dniach kwietnia. Przepływy kulminacyjne osiągnęły nie notowane dotychczas wielkości: na Bugu w Wyszku 28 i 29 III $Q_{\max} = 2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, na Narwi w Zambskach Kościelnych 5 IV $Q_{\max} = 1460 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, na Narwi w Dębem 29 III $Q_{\max} = 3450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Niedbała i in., 2012).

W dorzeczu Bugu przeważają wiosenne wezbrania roztopowe lub roztopowo-opadowe, pojawiające się na przełomie marca i kwietnia. W okresie letnim duże wezbrania spowodowane wysokimi sumami opadu należą do rzadkości. Są one lokalne, obejmując tylko część dorzecza. Jeśli wezbrania powstają w górnym biegu rzeki to naturalna retencja doliny rzecznej spłaszcza kulminację wezbrania (Mierkiewicz i Sasim, 2003).

Analiza wezbrań w okresie po 1960 r., uwidacznia ogólną tendencję zmniejszania się przepływów maksymalnych, szczególnie pochodzenia roztopowego (Michalczyk i Sobolewski, 2009). W pierwszym okresie (lata 1960–1982) zanotowano 15 wezbrań roztopowych i 12 wezbrań opadowych. Po 1982 r. odnotowano jedynie 5 wezbrań roztopowych ze znacznie mniejszymi przepływami maksymalnymi i aż 11 wezbrań letnich spowodowanych opadami atmosferycznymi.

Stopień Wodny Dębe był pierwszym w Polsce obiektem piętrzącym na dużej rzece nizinnej. Stopień wybudowano w dwóch etapach, najpierw na płytszej części koryta przy lewym brzegu Narwi powstały jaz i elektrownia z przepławką dla ryb wraz z ubezpieczeniami na górnym i dolnym stanowisku. W drugim etapie po przegrodzeniu rzeki przy prawym brzegu w jej dawnym nurcie, przepływ rzeki skierowano na wcześniej wykonany jaz. Stopień Dębe składa się następujących elementów (rys. 1.2):

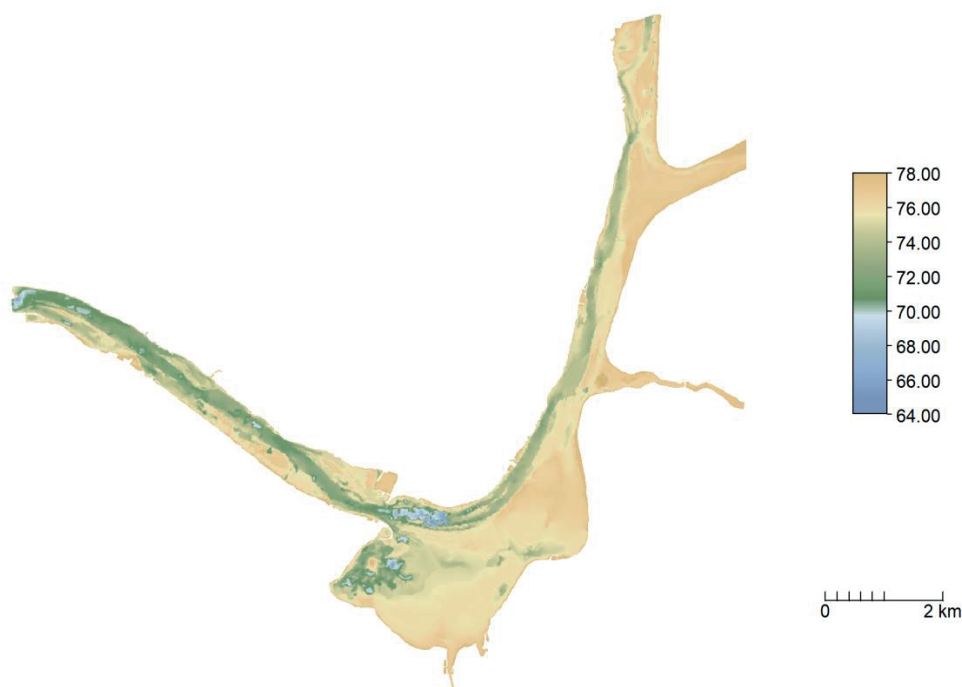


Rys. 1.2. Stopień Dębe widziany od strony Jeziora Zegrzyńskiego
Fig. 1.2. Dębe dam seen from the side of Zegrze Reservoir

- zapora ziemna – długość 230 m, wysokość nasypu 16 m, szerokość korony 11 m;
- jaz ruchomy, pięcioprzęsłowy, o świetle 5 x 20 m = 100 m, zamknięcia stalowe zasuwę płaskie z klapą lodową;
- elektrownia wodna – 4 turbozespoły z turbinami Kaplana o średnicy wirnika 4,8 m sprzężone z generatorami o mocy 6,25 MW każdy – moc instalowana elektrowni wynosi 20 MW, a średnia produkcja roczna to 91 GWh (Kosicki i Sakowicz, 2004).

Piętrzenie wody na stopniu prowadzone jest w ten sposób, aby uwzględniając dopływ do zbiornika z Narwi, Bugu, Rządzy, Kanału Żerańskiego, a z drugiej strony zrzuty przez jaz lub elektrownię, utrzymać zawsze stan wody między rzędnymi 79,10–78,60 m n.p.m. W warunkach normalnej eksploatacji zmiany poziomu wody w zbiorniku są niewielkie, rzędu 0,5 m, ta warstwa wody odpowiada objętości użytkowej 15,7 mln m³. Aktualne poziomy piętrzenia ustalone w pozwoleniu wodno-prawnym z 8 VI 2006 r. są następujące: MaxPP = 79,22, NPP = 79,02, MinPP = 78,52 m n.p.m. Jezioro Zegrzyńskie ze względu na niewielką objętość użytkową w stosunku do dobowego przepływu jest traktowane jako zbiornik o wyrównaniu dobowym. Elektrownia wodna przy stopniu Dębe może pracować przepływowo albo w trybie podszczytowym z zachowaniem minimalnego odpływu stałego do dolnego stanowiska.

Osią zbiornika jest stare koryto Narwi, wraz z jej obszarami zalewowymi. Poczynając od stopnia Dębe, największe głębokości zbiornika układają się w miejscach dawnego koryta Narwi, które przebiega pod prawym brzegiem Wysoczyzny Ciechanowskiej (rys. 1.3). W najbardziej na południe wysuniętej części zbiornika powstało duże płośko położone między Zegrzem Północnym i Nieporętem oraz małe płośko w pobliżu Białobrzegów (Nawalany, 1999). Tereny zalane były użytkowane głównie rolniczo, bądź stanowiły nieużytki, w czasie zbiornika znalazły się też dwa jeziora – Ostrowickie i Białobrzeskie. W okolicach Zegrza Południowego w dnie zbiornika widoczne są głębokie kawerny, które są pozostałością po intensywnej eksploatacji żwiru z dna rzeki w latach 70. XX w.

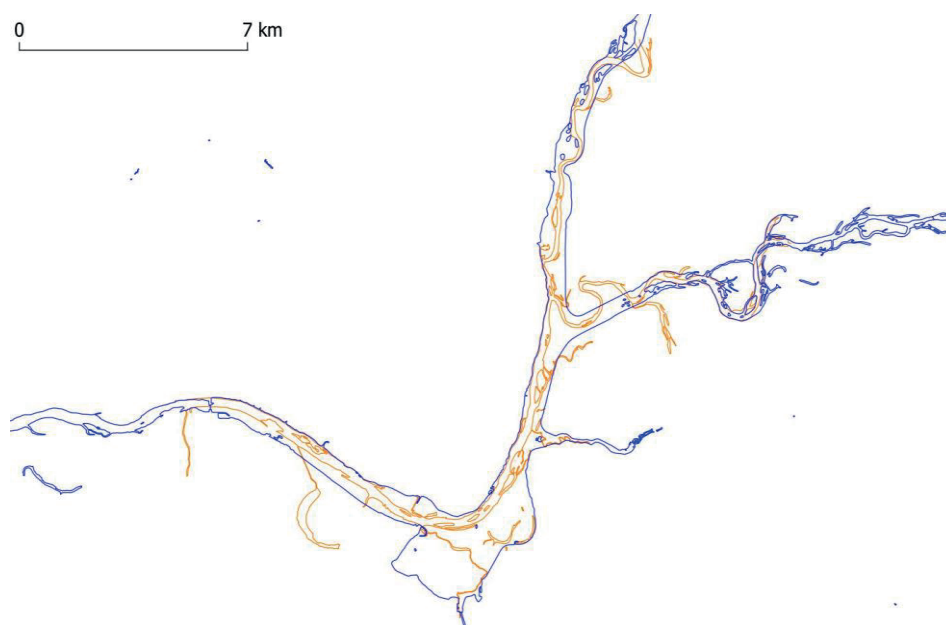


Rys. 1.3. Cyfrowy model dna Jeziora Zegrzyńskiego, rzędne wg sondowania z 2004 r. (dane udostępnione dzięki uprzejmości RZGW Warszawa)

Fig. 1.3. Digital terrain model of the Zegrze Reservoir, elevations from the echo soundings performed in 2004 (data provided by RZGW Warszawa)

Pierwotny projekt zbiornika przy stopniu Dębe zakładał zalanie całej szerokości doliny Bugu, aż do miejscowości Barcice. Ostatecznie powierzchnię zbiornika w ujściu Bugu ograniczono przez budowę zapór bocznych, poprowadzonych do miejscowości Popowo. Zwężenie zasięgu zbiornika wymusiło na projektantach wykonanie przekopów prostujących rzekę. Bieg Bugu zmieniono przez wykonanie przekopu odcinającego dawne zakole rzeki pod miejscowością Cupel. Naturalne koryto Bugu w rejonie wsi Cupel miało szerokość 90 m, obecnie w sztucznym przekopie w odcinku ujściowym ma ponad 400 m szerokości (rys. 1.4). Podobne odcięcie zakola koryta zaporą boczną zbiornika wykonano na Narwi między km 47,0–48,0 w rejonie wsi Stawinoga.

Bug charakteryzuje się większym niż Narew transportem rumowiska unoszonego i wleczonego (tablica 1.2). W zbiorowej pracy Dojlido i Gromiec (2003) autorzy, powołując się na pracę Kloze (1992), podają, że średnie roczne zamulenie Jeziora Zegrzyńskiego w latach 1963–1992 wynosi ok. $119\,000\text{ m}^3\cdot\text{rok}^{-1}$. Wynik uzyskano na podstawie pomiarów rumowiska unoszonego i porównania krzywych objętości zbiornika.



Rys. 1.4. Układ koryt Narwi i Bugu z 1957 r. na tle współczesnej linii brzegowej Jeziora Zegrzyńskiego

Fig. 1.4. Channels of Bug and Narew rivers in 1957 and the recent borders of Zegrze Reservoir

Tablica 1.2
Wartości przepływu średniego w wieloleciu 1951-2010 oraz stężenie zawiesiny i wielkości wleczenia w Bugu i Narwi przyjęte jako warunek brzegowy w modelu CCHE2D (Magnuszewski, 2014)

Table 1.2
Mean long term discharge (years 1951-2010), suspended sediment concentration and bedload transport rate at Bug and Narew rivers forming boundary conditions for CCHE2D model (Magnuszewski, 2014)

Profil	Przepływ SSQ [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]	Zawiesina $C_s[\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}]$	Wleczenie $q_b[\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}]$
Bug/Wyszków	162	0,0230	0,032
Narew/Zambski Kościelne	139	0,0130	0,022

Ocenę procesów sedymentacji zachodzących w zbiorniku wykonano także przez porównanie rzędnych dna zbiornika w chwili napełnienia (mapa topograficzna) i z planem batymetrycznym uzyskanym z sondowania w 2004 r. (Gorzowska, 2011). Porównanie różnych części zbiornika wskazuje, że w tym okresie szczególnie duża sedymentacja nastąpiła w ujściu Bugu (km 0,0–2,2). Średnia głębokość tego akwenu zmniejszyła się o ok. 0,9 m (Magnuszewski, 2014).

W ujściu Bugu monitoring procesu sedymentacji jest wykonywany przez RZGW przez niwelacje rzędnych dna w stałych przekrojach poprzecznych. Na podstawie wyników niwelacji przyjmując rzędną wody dla przepływu średniego (tablica 1.2) obliczono powierzchnie przekrojów poprzecznych (Jachna, 2015). Porównanie geometrii przekrojów poprzecznych w okresie 1984–2004 wykazuje, że w ujściowym odcinku koryta Bugu (km 0,0–10,8) ich powierzchnie zmniejszyły się o ok. 20%. Obliczenia objętości osadów odłożonych w latach 1984–2004 wykazują, że w ujściu Bugu sedymentacji uległo ok 64 tys. m³ materiału wleczonego i unoszonego. Wielkość transportu rumowiska unoszonego w profilu Wyszków na Bugu zależy od tego czy jest to rok mokry czy suchy zawiera się w granicach od 153000 do 24500 Mg·rok⁻¹, dane z wielolecia 1961–1990 (Brański, 2003). Dla Narwi w profilu Ostrołęka wielkość transportu zawiesiny jest znacznie mniejsza wynosi bowiem 31300 Mg·rok⁻¹ (Brański i Banasik, 1996).

Miarą służącą do porównywania intensywności procesów transportu osadów jest wskaźnik denudacji, wg danych z lat 1951–1990 w przypadku Narwi profil Ostrołęka wynosi on 1,4 Mg·rok⁻¹·km⁻², dla Bugu w profilu Wyszków sięga on 3,2 Mg·rok⁻¹·km⁻² (Brański i Banasik, 1996).

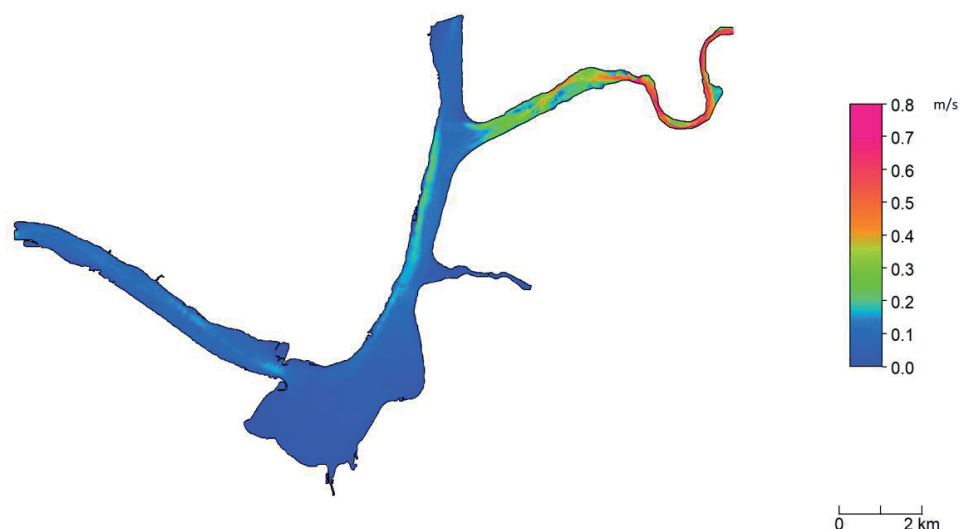
W celu poprawy warunków spływu lodu z Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego w jego ujściu między Serockiem a Kanią Polską w latach 2015–2018 prowadzono prace czerpalne, których efektem jest wykonana tzw. kineta w dnie zbiornika. Materiał wybrany z pogłębienia dna odłożony został na brzegach Bugu wzmacniając zapory boczne w km 0,0–1,5.

Do opisu warunków przepływu wody i transportu osadów w Jeziorze Zegrzyńskim wykorzystano dwuwymiarowy model hydrodynamiczny CCHE2D. Utworzono siatkę obliczeniową, obejmującą całe zakole Bugu, aż do miejscowości Popowo. Siatka składa się z $i = 435$, $j = 899$ węzłów, jej rozdzielczość została zagęszczona w ujściach rzek do zbiornika. Obliczenia wykonano przyjmując średnie przepływy Bugu i Narwi z wielolecia 1951–2010 oraz wartości koncentracji zawiesiny i wleczania rumowiska uzyskane z Roczników Hydrologicznych IMGW oraz prac Nawalań (1999), Skibińskiego (1976).

Wyniki modelu CCHE2D pozwoliły określić rozkład prędkości średnich w pionie w zbiorniku w warunkach przepływu SSQ (rys. 1.5). Na tej podstawie można wyróżnić część jeziorną zbiornika, do której należy płoś duże oraz płoś małe, a także część rzeczną która obejmuje ujście Bugu. Charakter przejściowy ma część zbiornika pokrywająca się z dawnym korytem Narwi. W ujściu Bugu widoczny jest spadek prędkości przepływu, który sprzyja sedymentacji w szerokim ujściu do zbiornika.

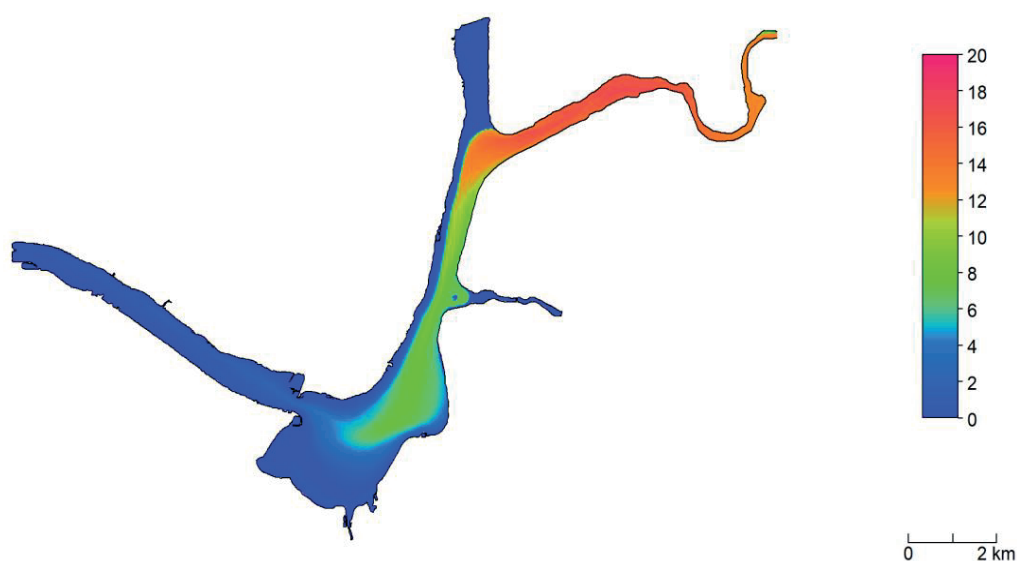
Wynik modelowania hydrodynamicznego pokazuje także, że Bug wprowadza ładunek zawiesiny, która wpływa do dużego płoś i dopiero tam ulega sedymentacji oraz rozcieńczeniu (rys. 1.6). Woda z Narwi i Bugu w miejscu połączenia rzek nie ulega mieszanii, obydwie strumienie płyną równolegle, dopiero w dużym płoś występują warunki do mieszania się wód w wyniku oddziaływania wiatru i falowania.

Taki układ linii prądu w ujściu Bugu do Narwi i w czaszy zbiornika potwierdziły obrazy hiperspektralne wykonane za pomocą lotniczych skanerów AISA (Magnuszewski i in., 2018) i HySpex (Sabat-Tomala i in., 2018). Obrazowanie za pomocą



Rys. 1.5. Rozkład prędkości średnich w pionie w Jeziorze Zegrzyńskim określony za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego NCCHE2D w warunkach przepływu SSQ, bez oddziaływania wiatru

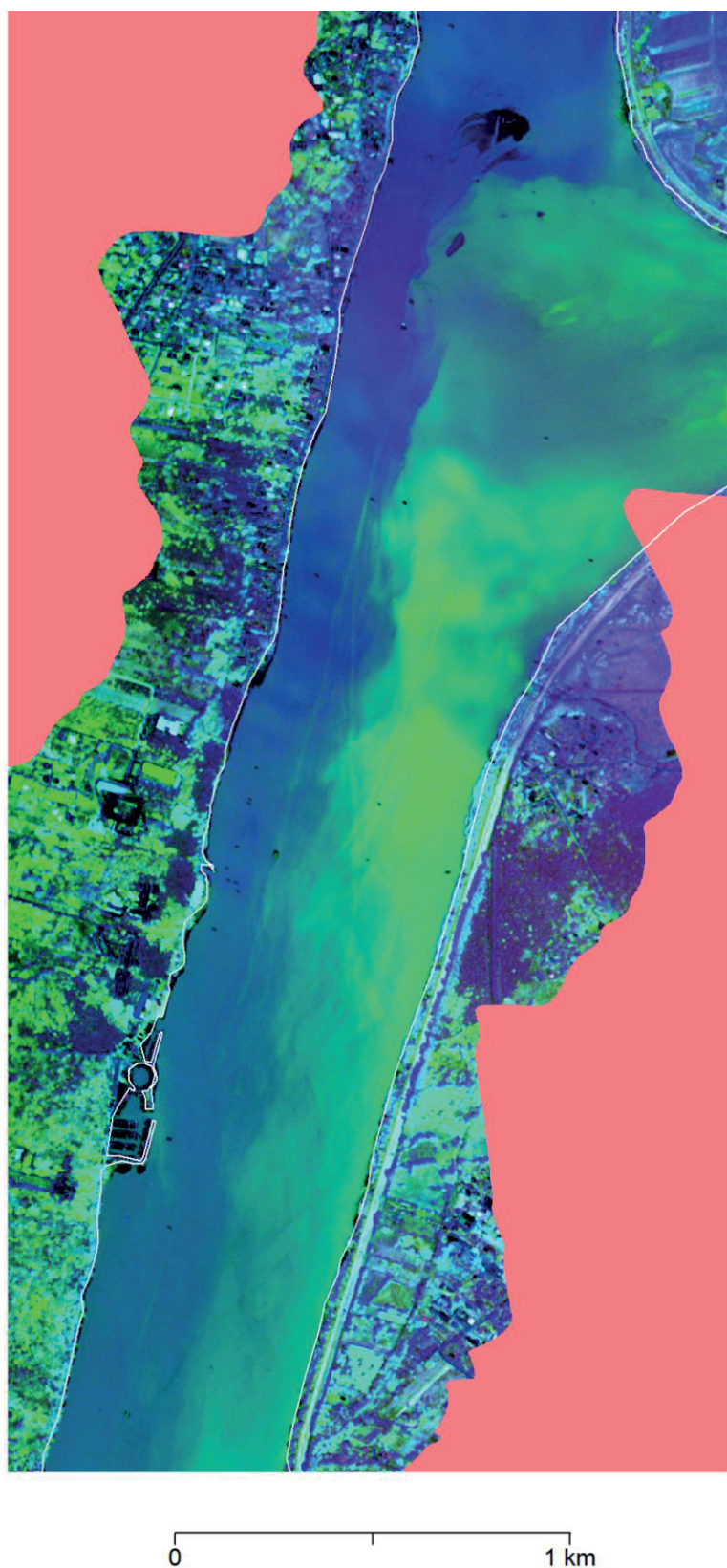
Fig. 1.5. Mean vertical velocities in Zegrze Reservoir calculated by two dimensional hydrodynamic model CCHE2D, mean long term discharge, conditions without influence of wind



Rys. 1.6. Rozkład zawiesiny w Jeziorze Zegrzyńskim przenoszonej przez wody Bugu i Narwi określony za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego CCHE2D dla warunków przepływu SSQ, bez oddziaływania wiatru

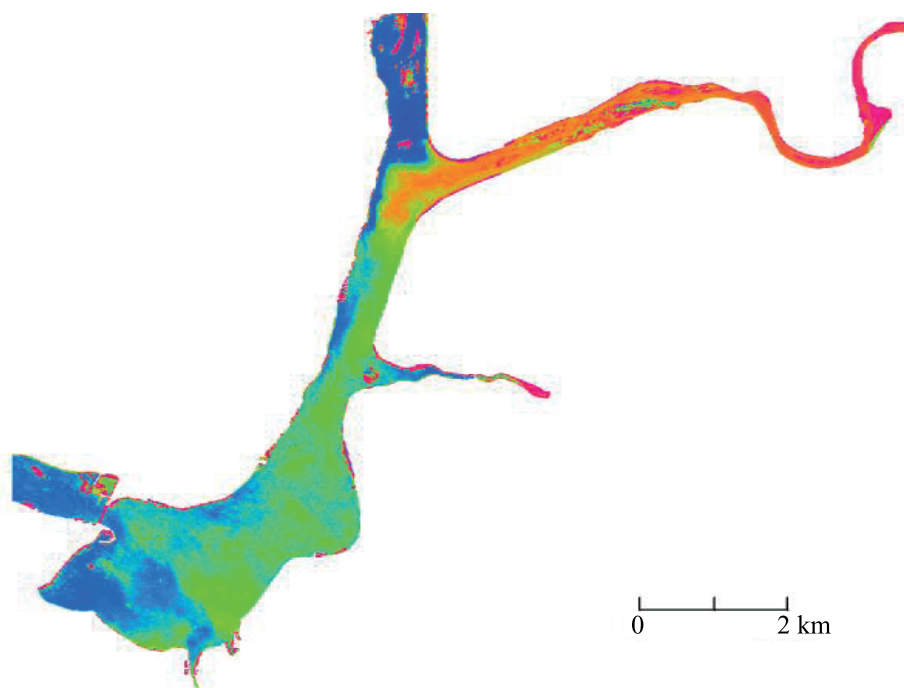
Fig. 1.6. Distribution of suspended sediment in Zegrze Reservoir transported by Bug and Narew rivers, results of two dimensional hydrodynamic model CCHE2D for long term average discharge, conditions without wind influence

lotniczego skanera hiperspektralnego AISA Eagle zostało wykonane w dniu 3 VIII 2013 r. przez firmę MGGP Aero. Uzyskano obraz o rozdzielczości spektralnej 129 kanałów zarejestrowanych w zakresie od 401 do 997 nm oraz rozdzielczości przestrzennej 1 m. Kompozycja barwna z kanałów 1–5-10 obrazuje ujście Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego. Dobrze widoczny jest strumień zawiesiny z Bugu, który nie miesza się z wodą Narwi w miejscu połączenia rzek (rys. 1.7).

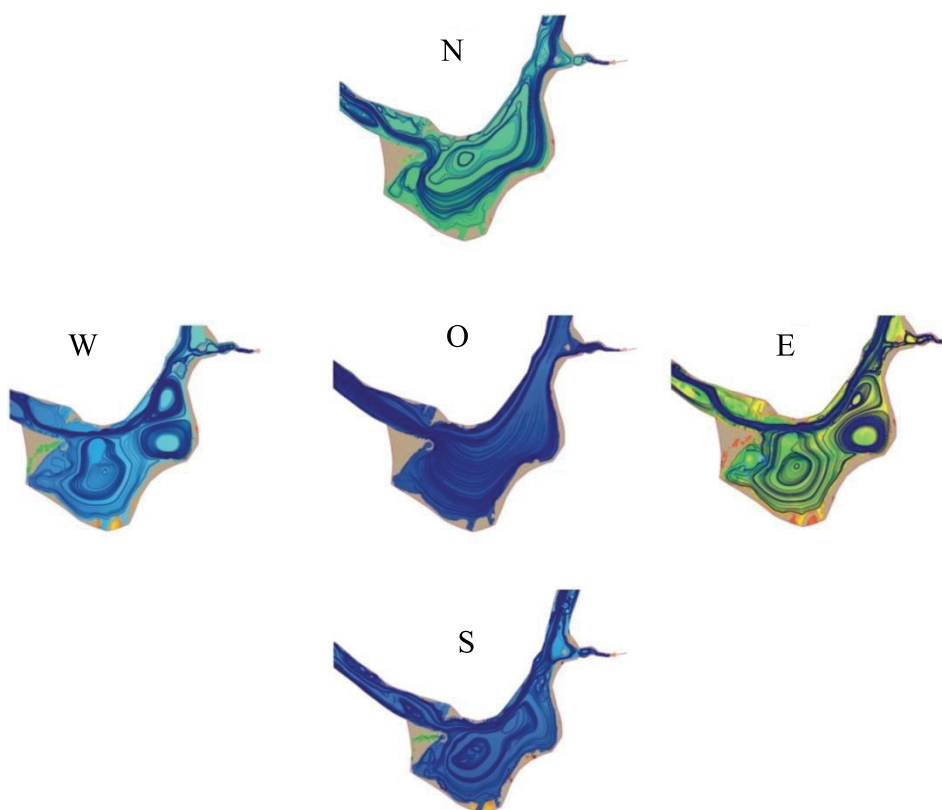


Rys. 1.7. Kompozycja barwna z kanałów 1-5-10 obrazu lotniczego skanera hiperspektralnego AISA Eagle z dnia 3 VIII 2013 obrazuje strumień wody z Bugu obciążony zawiesiną wpływający do Jeziora Zegrzyńskiego

Fig. 1.7. Color composite image from channels 1-5-10 of aerial hyperspectral scanner AISA Eagle recorded on 3 VIII 2013 shows Bug water with high suspended sediment concentration in Zegrze Reservoir



Rys. 1.8. Połączenie Bugu z Narwią oraz przemieszczanie się strumienia zawiesiny w Jeziorze Zegrzyńskim – obraz z satelity Sentinel-2 w kanale B3 zapisany w dniu 31 VIII 2017 r.
 Fig. 1.8. Confluence of Narew and Bug rivers with a suspended sediment flux entering Zegrze Reservoir visible at optical channel B3 of Sentinel-2 satellite recorded on 31 VIII 2017



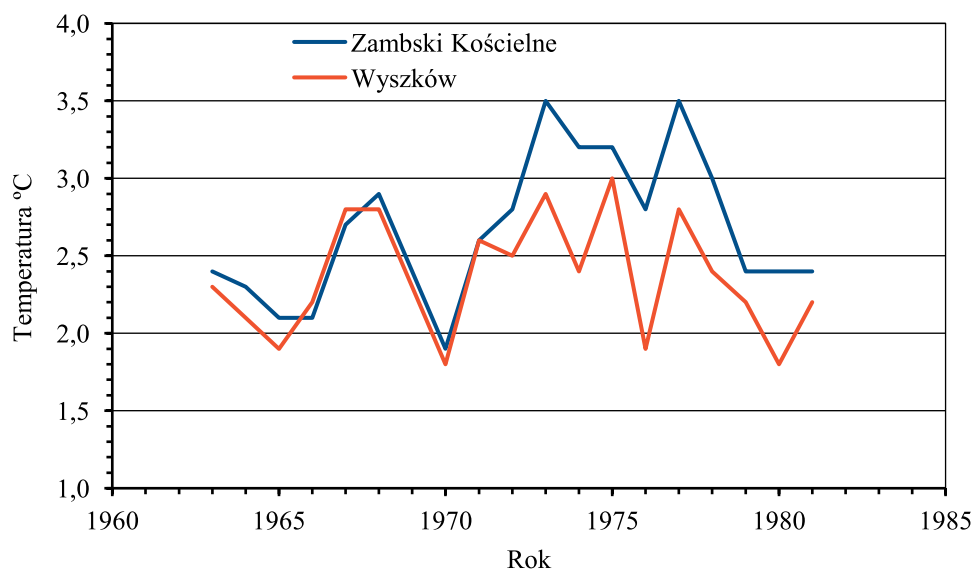
Rys. 1.9. Wyniki modelu CCHE2D obrazujące układ linii prądu w środkowej części Jeziora Zegrzyńskiego – wiatr o prędkości 1 m s^{-1} z kierunków N, S, W, E oraz warunki bezwietrzne – 0
 Fig. 1.9. Results of hydrodynamic model CCHE2D showing current lines at main part of Zegrze Reservoir wind of 1 m s^{-1} force from cardinal directions N,S,W,E, and no wind conditions – 0

Układ równoległych strumieni wody z Narwi i Bugu, które nie mieszają się ze sobą przed plosem małym i dużym, jest często obserwowany na obrazach multispektralnych misji Sentinel-2. Dla przykładu na rys. 1.8 pokazano fragment obrazu zarejestrowany w paśmie B3 w dniu 31 VIII 2017 r.

Na procesy transportu osadów i mieszania się wód Narwi i Bugu oddziałuje także pole wiatru, które deformuje linie prądu zwłaszcza w części jeziornej zbiornika. Za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego CCHE2D wykonano symulacje oddziaływania wiatru na linie prądu w warunkach przepływu średniego. Przyjęto cztery główne kierunki wiatru N, S, W, E i prędkość wiatru $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wyniki symulacji przedstawia rys. 1.9, wynika z niego, że w warunkach oddziaływania wiatru z kierunków S, W, E w dużym i małym plosie tworzy się zamknięty układ cyrkulacji. Jest to zjawisko istotne w przypadku transportu osadów, a także napływu lodu w formie śryżu oraz zaniku pokrywy lodowej i spływu kry. Zachowany zostaje jednak główny strumień przepływu w dawnym korycie Narwi. W przypadku wiatru z kierunku N główny strumień przepływu zostaje przesunięty w stronę południowego brzegu zbiornika, nawiązując do ukształtowania brzegów w plosie małym i dużym.

Analiza zlodzenia na rzekach w Polsce w okresie 1981–2010 wykazuje, że Narew i Bug leżą w regionie charakteryzującym się najdłuższym czasem trwania zjawisk lodowych ponad 60 dni (Pawłowski i in., 2017). Czas trwania stałej pokrywy lodowej mieści się zaś w granicach 10 – 30 dni i wykazuje podobny rozkład przestrzenny jak w przypadku zjawisk lodowych, z widoczną różnicą między częścią zachodnią i wschodnią Polski. Rzeki położone na wschodzie Polski Narew, Bug oraz karpackie dopływy Wisły pokrywają się najczęściej lodem i ciągłą pokrywą lodową, trwa ona też najdłużej. Np. na Bugu w Wyszku przeciętny czas trwania pokrywy lodowej wynosi 56 dni a maksymalny 121 dni (zima 1995/1996). W większości rzek pokrywa lodowa występuje przez 21–30 dni, dotyczy to górnego i środkowego biegu Wisły, górnej i środkowej Odry oraz Warty.

Dla przebiegu i czasu trwania pokrywy lodowej na rzekach istotny jest przebieg temperatury wody. W przypadku Narwi i Bugu, których wody łączą się w czaszy Jeziora Zegrzyńskiego obserwuje się różnicę ich temperatury. Na rys. 1.10 pokazano



Rys. 1.10 Przebieg średniej temperatury wody w półroczu zimowym Narwi w profilu Zambski Kościelne i Bugu w profilu Wyszów na podstawie Roczników Hydrologicznych IMGW
 Fig. 1.10 Average winter temperature of Narew – Zambski Kościelne gauge and Bug – Wyszów gauge, data from Hydrological yearbooks of IMGW

wieloletni przebieg temperatury wody z półroczu zimowego obydwu rzek w profilach wodowskazowych położonych powyżej ujścia do zbiornika. Od 1971 r. widoczna jest wyższa temperatura wody Narwi w porównaniu z temperaturą wody Bugu, średnio o ok. 0,5°C. Przyczyną takiego zjawiska jest oddziaływanie elektrowni Ostrołęka, której wody chłodnicze podwyższają temperaturę wody Narwi.

Proces formowania się pokrywy lodowej na rzekach jest wypadkową wielu czynników klimatycznych i hydrologicznych, dlatego dane o ustroju lodowym rzek rzadko są wykorzystywane do oceny efektu ocieplania klimatu. Większość badań tego typu koncentruje się na zlodzeniu jezior, ponieważ rozwój pokrywy lodowej jest w tym przypadku silnie powiązany z przebiegiem temperatury powietrza, a inne czynniki mają mniejsze znaczenie. Ze względu na istnienie bardzo długich ciągów obserwacji wodowskazowych wraz z obserwacją zjawisk lodowych podejmowane są próby określenia zmian w fenologii zlodzenia rzek (daty wystąpienia poszczególnych form zlodzenia i ich zaniku), w mniejszym stopniu badane są fizyczne parametry zlodzenia takie jak grubość pokrywy lodowej lub mechanizm tworzenia się wezbrań zatorowych.

Bączyk i Suchożębski (2016) poddali analizie dane o zjawiskach lodowych w posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Bugu (Wyszków i Frankopol) i środkowym (Włodawa i Dorohusk) ustalili, że przebieg zjawisk lodowych w latach 1903–1960 miał następujące proporcje: faza formowania pokrywy lodowej 6–28% całkowitego czasu trwania zjawisk lodowych; faza zalegania pokrywy lodowej 70–82%, a faza zaniku 0–12%.

W latach 2001–2012 proporcje kształtowały się nieco inaczej: faza formowania pokrywy lodowej stanowiła 6–25% całkowitego czasu trwania zjawisk lodowych; faza zalegania pokrywy lodowej 58–73%; faza rozpadu 16–22%. Z powyższych zestawień można wnioskować, że czas fazy formowania się pokrywy lodowej w dziesięcioleciu 2001–2012 miał podobną długość jak w okresie poprzedzającym 1903–1960. Znacznie skrócił się natomiast czas zalegania pokrywy lodowej oraz faza jej rozpadu.

W latach 1903–1960 początek zjawisk lodowych przypadał najczęściej na trzecią dekadę XI, rozpoczynając się wcześniej w środkowym biegu Bugu. W dolnym biegu Bugu zjawiska lodowe pojawiały się później. Zjawiska lodowe w środkowym biegu rzeki zanikały zwykle pod koniec lutego, w biegu dolnym w drugiej dekadzie marca. Czas trwania zjawisk lodowych wynosił przeciętnie 70 dni, przy czym najdłużej utrzymywały się one w dolnym biegu Bugu (Wyszków – 92 dni, Frankopol – 87 dni). Stała pokrywa lodowa najdłużej utrzymywała się w Wyszkowie – średnio 65 dni.

W latach 2001–2012 zlodzenie wystąpiło najwcześniej w pierwszej połowie grudnia. W dolnym biegu Bugu pierwsza pokrywa lodowa w Wyszkowie pojawiła się 3 XII 2010 r., we Włodawie – 9 XII 2002 r., a we Frankopolu – 10 XII 2001 r. W środkowym biegu Bugu pierwsza pokrywa lodowa uformowała się w Dorohusku 8 XII 2002 r. Najpóźniejszy zanik pokrywy lodowej odnotowano 31 III w Wyszkowie, Włodawie i Dorohusku. A więc zakończenie procesu zlodzenia następowało równomiernie na całej długości rzeki. Data pojawienia się pokrywy lodowej jest również bardzo zbliżona na całej analizowanej długości rzeki, z tym że najwcześniej odnotowuje się ją w dolnym odcinku, co wynika z faktu wcześniejszego gromadzenia się lodu prądowego w ujściu do Jeziora Zegrzyńskiego. Pokrywa lodowa utrzymywała się najdłużej w Wyszkowie średnio 53 dni, najkrócej zaś we Włodawie tylko 36 dni. Okres zalegania pokrywy lodowej we Frankopolu to 45 dni, a w Dorohusku 42 dni. Z porównania dat rozpoczęcia i zakończenia stałej pokrywy lodowej wynika, że utrzymywała się ona krócej w środkowym biegu rzeki, dłużej zaś w odcinku dolnym (Bączyk i Suchożębski, 2016).

Śryż jest formą zjawisk lodowych, która występuje zarówno przed uformowaniem się pierwszej stałej pokrywy lodowej, jak i w okresach pomiędzy dwoma okresami zlodzenia. W latach 1903–1960 śryż najwcześniej tworzył się w dolnym biegu Bugu, najczęściej jednak pojawiał się na początku grudnia na całym analizowanym odcinku rzeki. Długość trwania spływu śryżu wynosiła średnio 20–30 dni. W latach 2001–2012 najkrótszy czas spływu śryżu odnotowano w dolnym odcinku Bugu (Wyszków – 4 dni).

Zjawiska lodowe na Bugu są obserwowane od początku XX w. (Gołek 1964). Na podstawie tak długiego ciągu obserwacji można analizować tendencję zmian przebiegu zjawisk lodowych. Na początku XX w. zjawiska lodowe trwały ok. 100 dni, zaś na początku wieku XXI czas ich trwania skrócił się do ok. 60 dni. Liczba dni ze stałą pokrywą lodową zmniejszyła z ok. 70 do średnio 60 dni (Bączyk i Suchożębski, 2016).

Potwierdzenie tych tendencji znajdziemy w pracy Pawłowskiego (2015), który analizując warunki lodowe na Wiśle w Toruniu w okresie 1882–2011, wykazał że w wyniku ocieplenia klimatu ale także prac regulacyjnych i powstania stopnia wodnego Włocławek nastąpiło skrócenie czasu trwania zjawisk lodowych z 88 do 53 dni, a czasu trwania pokrywy lodowej z 40 do 7 dni. Widoczny trend w skracaniu czasu trwania pokrywy lodowej na Wiśle w Toruniu został oszacowany na 39 dni w ciągu 100 lat.

Również badania nad ustrojem lodowym rzek północnej półkuli wykazały, że czas trwania pokrywy lodowej w ciągu ostatnich 150–200 lat ulegał skróceniu w tempie -12 dni/100 lat. Rozpoczęcie zjawisk lodowych następuje obecnie 5,8 dnia później, a rozpad pokrywy lodowej 6,5 dnia wcześniej (Magnuson i in., 2000).

Raport EEA (2012) prezentujący efekty ocieplenia klimatu wymienia między innymi czas trwania zjawisk lodowych na rzekach za jeden z symptomów tego procesu, który będzie miał kontynuację w kolejnych latach XXI w.

2. ZJAWISKA LODOWE NA RZEKACH I JEZIORACH

Literatura dotycząca mechanizmów powstawania pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach nie jest tak bogata jak w przypadku badań innych procesów hydrologicznych. Do klasycznych prac z tego zakresu należą publikacje Michela i Ramseiera (1971), Ashtona (1986), Beltaosa (2013), a z literatury krajowej opracowania Gołka (1964), Grzesia (1991) i Majewskiego (1987, 2009).

Informacje o zlodzeniu rzek są obecnie zbierane przez pracowników Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej i publikowane w postaci komunikatów o występowaniu zjawisk lodowych. Centrum Operacyjne Ochrony Przeciwpowodziowej RZGW w Warszawie wydaje w czasie trwania zjawisk lodowych komunikaty dla Wisły, Bugu i Narwi.

W klasyfikacji jaką posługuje się RZGW, wymienia się trzy fazy w przebiegu zjawisk lodowych: powstawanie (rzeka wolna od lodu, śryż, lód brzegowy, śryż i lód brzegowy), zaleganie (pokrywa lodowa, przetainy, spiętrzenia i podbitki, woda na lodzie), rozpad (kra i lód brzegowy). Dodatkowo wyróżniono zator czyli nagromadzenie śryżu i/lub kry, które prawie całkowicie zamyka przekrój poprzeczny koryta, blokując przepływ.

W warunkach klimatycznych Polski w sezonie zimowym typowym zjawiskiem jest zamarzanie wód powierzchniowych stojących i płynących. Warunki w jakich tworzy się lód mogą być opisane jako statyczne lub dynamiczne. Pokrywa lodowa formowana w warunkach statycznych (przy małych prędkościach wody) zależy od przebiegu temperatury powietrza i wody, a miejsca gdzie powstaje lód statyczny to jeziora, zbiorniki zaporowe, płytkie i osłonięte strefy w korytach rzek. Dynamiczne warunki formowania lodu są zależne od prędkości przepływu wody, objętości spływu lodu i działania wiatru. Konsekwencją formowania lodu w warunkach dynamicznych jest powstanie pokrywy lodowej z form lodu mobilnego, które zamarzając tworzą pokrywę o różnym stopniu zagęszczenia. Lód rzeczny jest transportowany wraz z płynącą wodą, podczas gdy lód jeziorny może ulegać przemieszczaniu pod wpływem wiatru lub prądów w jeziorze.

Rzeki w strefie klimatu umiarkowanego charakteryzują się występowaniem w okresie zimowym zjawisk lodowych. Pełny cykl zlodzenia w rzekach obejmuje fazę rozbudowy, zalegania i zaniku pokrywy lodowej. Najczęstszym wskaźnikiem występowania zjawisk lodowych jest ich data rozpoczęcia i zakończenia, a także czas trwania poszczególnych faz zlodzenia. Znaczący wpływ na czas powstawania, trwania i zaniku pokrywy lodowej mają zarówno warunki meteorologiczne, jak i położenie geograficzne rzeki (Beltaos i Prowse, 2009). Pomiędzy momentem uformowania pokrywy lodowej i jej zanikiem grubość lodu przyrasta w wyniku procesów termalnych (zamarzanie wody) i procesów mechanicznych (deformacja lodu w wyniku ruchu). Ten drugi mechanizm przyrostu grubości lodu ma niekiedy poważne konsekwencje w postaci formowania się zatorów i spiętrzeń lodu na brzegach.

Powstanie pokrywy lodowej i jej przyrost zachodzi w warunkach formowania się różnego typu lodu, jest to złożony proces, w którym dochodzi do interakcji między atmosferą, lodem i śniegiem oraz wodą. Zamarzanie przebiega tym szybciej im niższa jest temperatura powietrza, a do powstania śryżu oraz lodu dennego potrzebny jest stan wody przechłodzonej. Warunkiem szybkiego schłodzenia wody jest brak dopływu ciepła z promieniowania słonecznego, duże straty ciepła w wyniku promieniowania długofalowego, parowania lub konwekcji. Takie warunki występują w nocy, przy silnym wietrze, małej wilgotności powietrza i niskim przepływie. Sprzyja takim