

PRACE GEOGRAFICZNE

zeszyt 153, 2018, 25–47

doi: 10.4467/20833113PG.18.002.8477

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

UWARUNKOWANIA TERMICZNE TWORZENIA SIĘ I UTRZYMYWANIA POKRYWY LODOWEJ NA NOTECI

Renata Graf

Thermal conditions of the formation and persistence of ice cover on the River Noteć

Abstract: The article presents the results of an analysis of the impact of cumulated series of negative air temperatures (cumulated degree-days) on the formation and persistence of the permanent ice cover on the River Noteć in the period 1987–2013. When assessing ice phenomena, use was made of observations conducted over 24-hour periods at four IMGW-PIB stations located along the River Noteć: Pakość (upper section), Ujście and Krzyż Wielkopolski (middle section) and Nowe Drezenko (lower section). The authors determined the nature of the distribution of negative series and 24-hour air temperatures in terms of their duration, increase and distribution in years and months, using data from the Piła meteorological station. The primary objective was to specify the threshold values of cumulated degree-days at which the permanent ice cover starts to appear on the river, and the conditions under which this phenomenon is accelerated. When determining the strength of the relation between cumulated degree-days and the probability of appearance of an ice cover, use was made of the logistic regression model. Research showed that in the majority of instances ice cover appeared on the river at values of cumulated degree-days greater than: -16°C in Pakość, -21°C in Ujście and Krzyż Wielkopolski, and -73.5°C in Nowe Drezenko. During the analysed period, 306 negative air temperature series occurred in the studied catchment area, with those lasting 5–10 days (76 of all instances) being predominant. As regards the River Noteć in Pakość, the logistic regression model confirmed that, on average, a one-degree increase in the value of cumulated degree-days is associated with an increase in the probability of appearance of the permanent ice cover of approximately 2.10%, of approximately 1.17% in Ujście, of 2.72%

in Krzyż Wielkopolski, and of approximately 5.70% in Nowe Dreżdenko. The more rapid the increase in cumulated series of negative air temperatures, the greater the probability of ice cover appearing and persisting on the River Noteć. The analysis pointed to the usefulness of the cumulated degree-days factor for predicting the appearance of ice cover on the river. The results obtained are significant for maintaining the economic and ecological function of the River Noteć. Information about the icing of the river has a practical dimension, among others as concerns identifying and minimising hazards connected with the occurrence of jams and ice-jam floods, which bring about enormous economic losses and constitute a threat to human life.

Keywords: ice cover, air temperature, cumulated degree-days factor, logistic regression method, the River Noteć

Zarys treści: W artykule przedstawiono wyniki analizy wpływu kumulowanych ciągów ujemnych temperatur powietrza (tzw. stopnio-dni KSD) na powstawanie i utrzymywanie się stałej pokrywy lodowej na rzece Noteci w okresie 1987–2013. W ocenie zjawisk lodowych wykorzystano obserwacje dobowe z czterech posterunków IMGW-PIB zlokalizowanych wzdłuż Noteci: Pakość (odcinek górny), Ujście i Krzyż Wielkopolski (odcinek środkowy) oraz Nowe Dreżdenko (odcinek dolny). Określono charakter rozkładu ciągów ujemnych, dobowych temperatur powietrza pod względem ich długości, wzrostu oraz rozmieszczenia w latach i miesiącach, wykorzystując dane ze stacji meteorologicznej Piła. Głównym celem było wskazanie wartości progowych KSD, przy których zaczyna pojawiać się stała pokrywa lodowa na rzece oraz w jakich warunkach następuje przyspieszenie tego zjawiska. Przy określaniu siły związku między kumulowanymi stopnio-dniami ujemnych temperatur powietrza a prawdopodobieństwem pojawienia się pokrywy lodowej posłużono się modelem regresji logistycznej. Badania wykazały, że pokrywa lodowa pojawiała się na rzece w większości przypadków przy KSD większym niż: -16°C w Pakości, -21°C w Ujściu i Krzyżu Wlkp. oraz $-73,5^{\circ}\text{C}$ w Nowym Dreżdenku. W badanym okresie wystąpiło w badanej zlewni 306 ciągów ujemnych temperatur powietrza, wśród których dominowały ciągi w granicach 5–10 dni (76 przypadków). Model regresji logistycznej potwierdził w przypadku Noteci w Pakości, że przeciętnie wzrost KSD o jeden stopień jest związany ze wzrostem szans pojawienia się stałej pokrywy lodowej o około 2,10%, w Ujściu o około 1,17%, w Krzyżu Wlkp. o 2,72%, natomiast w Nowym Dreżdenku o około 5,70%. Im szybszy jest przyrost kumulowanych ciągów ujemnych temperatur powietrza, tym zwiększa się prawdopodobieństwo pojawienia się i utrzymania pokrywy lodowej na Noteci. Przeprowadzona analiza wykazała przydatność wskaźnika KSD w predykcji terminów pojawiania się pokrywy lodowej na rzece. Uzyskane wyniki są istotne dla zachowania funkcji gospodarczej i ekologicznej Noteci. Informacje o zlodzeniu rzeki mają wymiar praktyczny, m.in. w zakresie identyfikacji i minimalizacji zagrożeń związanych z występowaniem zatorów i powodzi zatorowych, które powodują olbrzymie straty gospodarcze i ekonomiczne oraz stanowią zagrożenie dla życia ludzi.

Słowa kluczowe: pokrywa lodowa, temperatura powietrza, wskaźnik stopnio-dni KSD, model regresji logistycznej, rzeka Noteć

Wprowadzenie

Zlodzenie rzek jest jednym z elementów zimowego reżimu termicznego i lodowego wód, który modyfikuje warunki hydrologiczne, wpływając m.in. na zakres zmienności stanów wód oraz wielkość odpływu (Webb i in. 2003; Caissie 2006; Webb, Nobilis 2007; Majewski 2009). Na rzekach zjawiska lodowe występują okresowo, mniej lub bardziej regularnie w różnych fazach: rzeki częściowo zamrożniętej, której wyznacznikiem są lód brzegowy, lód denny lub śryż, następnie trwałej pokrywy lodowej i ostatecznie jej zaniku oraz spływu śryżu i kry lodowej. Nie zawsze rejestrowany jest pełny cykl zlodzenia rzeki, obejmujący wszystkie jego fazy. Mechanizm formowania się zjawisk lodowych i zatorów lodowych na rzekach jest złożonym procesem oddziaływania wielu zmiennych: meteorologicznych, hydrologicznych, hydraulicznych i hydromorfologicznych, w największym jednak stopniu uzależnionym od temperatury powietrza i wody. Istotny wpływ ma również niestabilność cieplna w korycie rzeczonym, która jest m.in. funkcją transferu ciepła pochodzącego z wód gruntowych oraz wymiany w strefie hyporeicznej. Podkreśla się, że większość wymiany energii cieplnej następuje na poziomie powietrze – woda, natomiast mniejszy wymiar ma ona na poziomie koryta rzeczne – woda (Sinokrot, Stefan 1994; Caissie 2006; Tague i in. 2007; Toffolon i in. 2010). Reżim termiczno-lodowy rzek kształtowany jest również przez sposób i intensywność zasilania, szczególnie wodami podziemnymi, natomiast może być on silnie modyfikowany przez działania antropogeniczne związane ze sposobem użytkowania zlewni i zagospodarowania doliny rzecznej (Langan i in. 2001; Caissie i in. 2004; Wiejaczka 2007; Łaszewski, Jeleński 2013; Gorączko, Pawłowski 2014; Graf 2015).

Stała pokrywa lodowa występuje na ogół rzadziej niż pozostałe formy zlodzenia, a czynnikiem sprzyjającym jej tworzeniu są mroźne zimy i utrzymywanie się w dłuższym czasie ujemnych temperatur powietrza. Zależności te można wykorzystać w indykacji zmian klimatu (Kuusisto, Elo 1998; Magnuson i in. 2000). Badania charakteru i czasu występowania zjawisk lodowych na rzekach europejskich, obejmujące ostatnie 40-lecie, wykazują, że zmniejsza się częstość ich pojawiania i czas trwania, zwłaszcza stałej pokrywy lodowej, co jest efektem zmian klimatycznych (Prowse i in. 2007; Beltaos, Prowse 2009). Zmiany w reżimie zlodzenia są następstwem cieplejszych zim, które dobrze korespondują z dodatnim trendem temperatury powietrza w półroczu chłodnym (Agafonova, Frolova 2007; Klavins i in. 2007). Badania zmian termiki wód w głównych rzekach europejskich wykazały jej wzrost o około 1–3°C w ciągu ostatniego stulecia (EEA Report No. 12/2012). Potwierdzony został wpływ dodatniej tendencji temperatur powietrza w ostatnim 20-leciu XX w., jak i w obecnej dekadzie na występowanie nie tylko coraz cieplejszych zim, lecz także na ocieplenie w sezonie wiosennym (Kozuchowski, Żmudzka 2001; Boryczka, Stopa-Boryczka 2004; Michalska 2011). Następstwem tych zmian jest skrócenie czasu

występowania zjawisk lodowych na rzekach lub ich całkowity brak w cieplejszych sezonach zimowych.

Na Wiśle i Niemnie, które posiadają najdłuższy czas obserwacji zjawisk lodowych w Polsce, zarejestrowano istotne statystycznie trendy skracania się czasu trwania pokrywy lodowej (Ćmielewski, Grześ 2010). Gorączko (2013), badając zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Wiśle w rejonie Bydgoszczy w okresie 1947–2012, określił, że wyraźnie dominującymi formami zlodzenia po 1970 r. na rozpatrywanym odcinku Wisły w fazie zamarzania stały się śryż i lód brzegowy, a pełen cykl zlodzenia rzeki, obejmujący wykształcenie i utrzymanie pokrywy lodowej, stał się zjawiskiem rzadkim. Jego zdaniem po 1970 r. wystąpiła duża liczba zim o bardzo łagodnym przebiegu, w trakcie których czas trwania zjawisk lodowych uległ znacznemu skróceniu w stosunku do przeciętnej. Kornaś (2014), analizując przebieg zjawisk lodowych na Warcie w Poznaniu w okresie 1961–2010, wykazała wpływ zmian klimatycznych na skrócenie czasu ich trwania, zwłaszcza po 1987 r. Ptak i Choiński (2016) oraz Łukaszewicz (2017), badając przebieg i charakter zjawisk lodowych na wybranych odcinkach rzek Przymorza, wskazali, że istotny wpływ na ujemny trend czasu trwania zjawisk lodowych miał wzrost temperatury powietrza i wody w zimowym półroczu hydrologicznym, który był związany ze zmiennością cyrkulacji atmosferycznej.

Tendencje zmian zachodzących w zlodzeniu rzek są typowe dla większości rzek półkuli północnej (Magnuson i in. 2000; Ćmielewski 2011). Obserwuje się coraz późniejsze terminy pojawiania się pokrywy lodowej i coraz wcześniejszy jej zanik, a na niektórych rzekach nie zaobserwowano pokrywy lodowej od drugiej połowy XX w. Dobrym indykatorem warunków formowania się zjawisk lodowych, zwłaszcza pokrywy lodowej, jest wskaźnik kumulowanych stopnio-dni zamarzania (*cumulative freezing degree-days factor*), związany z występowaniem ciągu ujemnych temperatur powietrza. Stosowany jest również indeks zamarzania (*freezing index*) (Cheng i in. 2003). Stopnio-dzień łączy ujemną temperaturę powietrza oraz czas w jeden pomiar, by określić ilościowo tempo powstawania zjawisk lodowych lub ich zaniku. Metody obliczeń indeksów zamarzania i topnienia lodu w wodach powierzchniowych przedstawili Frauenfeld i in. (2007).

Wyniki analiz skumulowanych, ujemnych dobowych temperatur powietrza wykorzystano m.in. w rekonstrukcji dat zaniku zjawisk lodowych na rzekach i jeziorach w północnej Europie (Ruosteenoja 1986; Livingstone 1997; Yoo, D'Odorico 2002), potwierdzając wysoką efektywność metody. Wskaźnik ujemnych stopnio-dni (NDD) został zastosowany m.in. w badaniach warunków tworzenia się zjawisk lodowych na Wiśle (Mroziński 2006; Majewski, Mroziński 2010), w tym również szacowania grubości lodu na rzece, w których uzyskano wysoką skuteczność jego zastosowania, zwłaszcza w przypadku zmian zlodzenia wzdłuż biegu rzeki. Kumulowane stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza wykorzystano również w ocenie intensywności występowania okresów mrozu oraz zależności między wskaźnikiem NDD a grubością

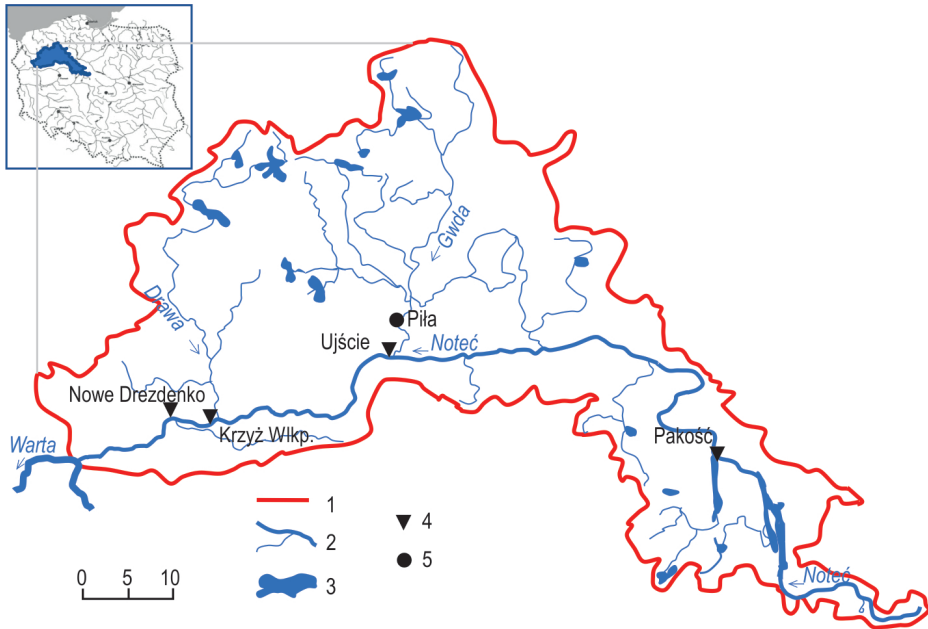
złodzenia oraz powstawaniem zatorów lodowych na rzece (Lindenschmidt i in. 2012; Das i in. 2015; Zhang i in. 2017).

W artykule przedstawiono wyniki analizy wpływu kumulowanych ciągów ujemnych temperatur powietrza, tzw. kumulowanych stopnio-dni (KSD) na tworzenie i utrzymywanie się stałej pokrywy lodowej na rzece Noteci w okresie 1987–2013. Podstawą analizy było określenie cech rozkładu ciągów ujemnych temperatur powietrza pod względem ich długości, wzrostu oraz rozmieszczenia w czasie (lata i miesiące). Równolegle w czterech posterunkach pomiarowych na rzece analizowano wyniki obserwacji stałej pokrywy lodowej, która jest zjawiskiem nieciągłym, uwzględniając rok wystąpienia, datę początku i końca jej pojawienia się w stosunku do długości KSD. Przeprowadzone badania miały na celu wskazanie zakresu czasowego, w jakim zachodzą relacje między ciągami ujemnych temperatur powietrza a pojawieniem się pokrywy lodowej na Noteci, która pełni ważną w regionie funkcję gospodarczą i ekologiczną.

Obszar badań

Zlewnia Noteci, prawego dopływu Warty (ryc. 1), położona jest według podziału fizycznogeograficznego Polski w makroregionach: Pojezierze Wielkopolskie i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, przez którą rzeka płynie głównym korytem, oraz Pojezierze Południowopomorskie, przez które przepływają prawobrzeżne dopływy Noteci (Kondracki 2008).

Według regionalizacji klimatycznej Wosia (2010) zlewnia znajduje się w przewadze w zasięgu dwóch regionów klimatycznych: Wielkopolskiego Zachodniego i Wielkopolskiego Wschodniego, natomiast północny fragment obejmuje regiony: Pomorski Zachodni i Pomorski Wschodni. Średnia roczna temperatura powietrza w regionach wielkopolskich wynosi 8,3°C (zachodni) i 8,0°C (wschodni), natomiast w regionach pomorskich odpowiednio 8,1°C (zachodni) i 7,5°C (wschodni). Zimą średnia temperatura powietrza w regionach jest zbliżona i osiąga wartości w granicach od -0,7°C do -1,2°C. Pierwszy dzień z przymrozkami notowany jest około 17–21 października w regionach pomorskich i około 13–16 października w regionach wielkopolskich, natomiast ostatni dzień zazwyczaj pod koniec kwietnia lub na początku maja. Na pojezierzach: Południowopomorskim i Wielkopolskim są przeciętnie 72 dni z przymrozkami, natomiast dni z mrozem (z temperaturą w ciągu doby poniżej 0°C) odpowiednio 35, z wyjątkiem regionu Wielkopolskiego Wschodniego, w którym wzrasta liczba dni mroźnych do 40 (Woś 2010). Przeciętnie w obu regionach pierwsze dni z mrozem pojawiają się 28–29 listopada, a ostanie notowane są pod koniec lutego (regiony wielkopolskie) lub w marcu (regiony pomorskie). Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wynosi od 51 do 67 dni na północy zlewni Noteci i od 49 do 54 dni



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań oraz rozmieszczenie posterunków obserwacyjnych IMGW-PIB w zlewni

Fig. 1. Location of the area of study and the distribution of the observation stations of the IMGW-PIB in the catchment area

Objaśnienia: 1 – dział wodny, 2 – rzeka, 3 – jezioro, 4 – posterunek wodowskazowy, 5 – stacja meteorologiczna.
Explanations: 1 – drainage divide, 2 – river, 3 – lake, 4 – water-level indicator point, 5 – meteorological station.

w pozostałej części obszaru badań. Przeciętnie w roku dni z typami pogody mroźnej jest w regionach Pomorskim Zachodnim i Wielkopolskim Zachodnim odpowiednio 32 i 34, natomiast w pozostałych regionach około 40. Dni z typami pogody bardzo mroźnej pojawiają się sporadycznie i nie każdego roku.

Noteć i jej główne dopływy (Drawa i Gwda) charakteryzują się śnieżno-deszczowym reżimem zasilania. Największe przepływy występują zazwyczaj w marcu i kwietniu. Średni przepływ miesiąca wiosennego stanowi 130–180% średniego przepływu rocznego, co pozwala zaliczyć Noteć do rzek o reżimie niwalnym średnio wykształconym. Najniższe wartości przepływów występują w miesiącach od lipca do września, a dominują niżówki letnio-jesienne. Noteć i Drawa cechują się najdłuższym, średnim czasem trwania niżówek, który wynosi odpowiednio 75 i 97 dni. Zlewnia Noteci, oprócz odcinka ujściowego, oraz odcinek dolny Gwdy cechują się występowaniem bardzo niskich wartości odpływu całkowitego. Średni roczny odpływ jednostkowy dla zlewni Noteci za okres 1971–2010 (Wrzesiński, Perz 2016) w przekroju Pakość (górny bieg rzeki) wynosi $3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a dla przekroju Nowe Drezdenko (dolny bieg rzeki) $4,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Noteć i jej zasadnicze dopływy, Drawa i Gwda, charakteryzują się najmniejszą zmiennością przepływów dobowych, na co wpływają m.in.: nietrwałość pokrywy śnieżnej, deszcze o niewielkim natężeniu oraz duża zdolność infiltracyjna utworów przypowierzchniowych zlewni. Charakterystyczną cechą Noteci oraz jej dopływów jest występowanie wielu jezior wzdłuż ich biegu, które zajmują około 4% powierzchni zlewni (Borowicz 2016). Rzeka przepływa przez jezioro Gopło, jedno z największych jezior w regionie.

Noteć, poza górnym odcinkiem, cechuje się bardzo niską zmiennością przepływów minimalnych, natomiast w jej środkowym biegu niewielka jest też zmienność przepływów maksymalnych rocznych. Nieregularność przepływu rzeki, wyrażona stosunkiem absolutnego maksimum przepływu do absolutnego minimum przepływu jest najmniejsza na Noteci w Nowym Drezdenku, natomiast największą nieregularnością cechuje się jej górny odcinek (Wrzesiński, Perz 2016). W górnym i środkowym biegu rzeki koryto zostało silnie przekształcone w wyniku prac regulacyjnych, związanych z jego skanalizowaniem i budową wielu stopni wodnych, które znacznie modyfikują warunki odpływu wód.

Średnia dobową temperaturą wód Noteci w zimowym półroczu hydrologicznym dla wielolecia 1987–2013 zmienia się od $3,6^\circ\text{C}$ w Pakości poprzez $3,0^\circ\text{C}$ w Ujściu, do $4,0^\circ\text{C}$ w Nowym Drezdenku, przy temperaturze minimalnej $0\text{--}0,1^\circ\text{C}$ (źródło: dane IMGW-PIB). Temperatura wód płynących może być podwyższona z powodu przedostawania się do rzeki zanieczyszczeń, szczególnie w górnym i środkowym biegu ze względu na uprzemysłowienie i zurbanizowanie tej części zlewni.

Zgodnie z charakterystyką abiotyczną typów wód rzecznych zaliczono Noteć do kategorii tzw. „wielkiej rzeki nizinnej” (ETC/ICM, 2015). Na odcinku od Gwdy do ujścia (km 0,00–119,8) rzeka spełnia kategorie odcinków cieków szczególnie

istotnych dla zachowania ciągłości morfologicznej, która jest niezbędna dla osiągnięcia i zachowania dobrego stanu lub potencjału ekologicznego jednolitych części wód powierzchniowych. Wymienione odcinki stanowią ponadto najważniejsze korytarze migracyjne ryb.

Material źródłowy i metody badań

Za kumulowane stopnio-dni (KSD) przyjęto sumę kumulatywną nieprzerwanych ciągów ujemnych dobowych temperatur powietrza (wyrażoną w °C·d) w roku hydrologicznym (miesiące XI–X). Zastosowany wskaźnik KSD jest porównywalny ze wskaźnikiem ujemnych stopnio-dni (NDD) zaproponowanym przez Chenga i in. (2003). Dane dobowe dotyczące temperatury powietrza dla okresu 1987–2013 pozyskano ze stacji hydrologiczno-meteorologicznej IMGW-PIB Piła, zlokalizowanej w środkowej części zlewni Noteci, dla której obliczono wskaźnik kumulowanych stopnio-dni KSD.

Stopień wpływu kumulowanych stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza na występowanie i utrzymywanie się stałej pokrywy lodowej na Noteci określono na podstawie danych z sieci pomiarowej IMGW-PIB. Wypytowano cztery posterunki wodowskazowe (ryc. 1): Pakość (bieg górny), Ujście (bieg środkowy) oraz Krzyż Wielkopolski i Nowe Drezdenko (bieg dolny), dla których dysponowano jednorodną, dobową serią obserwacyjną zjawisk lodowych dla okresu 1987–2013.

W pierwszym etapie analizowano rozkłady kumulowanych stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza (1987–2013), dla których rozpatrywano zbiór danych dotyczących nieprzerwanych ciągów pomiarowych w roku hydrologicznym. Uwzględniono rozmieszczenie ciągów temperatur powietrza w poszczególnych latach i miesiącach chłodnego półrocza hydrologicznego (XI–IV). Dodatkowo wyróżniono okresy z ujemnymi temperaturami powietrza w ostatnim miesiącu półrocza ciepłego (X). Opisano: rozkłady długości ciągów temperatur, średni dzienny wzrost KSD oraz ich rozmieszczenie w czasie. W przypadku stałej pokrywy lodowej na rzece interpretowano: rok jej wystąpienia, datę początku i końca jej wystąpienia w stosunku do długości ciągu KSD.

W kolejnym etapie przeanalizowano powiązania między kumulowanymi stopnio-dniami (KSD) i występowaniem stałej pokrywy lodowej na Noteci. Wskazano wartości progowe KSD, przy których dochodzi do utworzenia stałej pokrywy lodowej na rzece, oraz określono, w jakich warunkach następuje przyspieszenie tego zjawiska. W celu określenia siły związku między kumulowanymi stopnio-dniami ujemnych temperatur powietrza a prawdopodobieństwem pojawienia się pokrywy lodowej posłużono się modelem regresji logistycznej. Jest on szczególnym przypadkiem uogólnionego modelu liniowego, który jest definiowany poprzez określenie dwóch

elementów: rozkładu zmiennej objaśnianej oraz funkcji łączącej, opisującej związek wartości oczekiwanej zmiennej objaśnianej i kombinacji liniowej zmiennych objaśniających (Faraway 2006). Model liniowy stosuje się, gdy spełnione jest m.in. założenie, że wartość oczekiwana y wyraża się poprzez liniową kombinację zmiennych x , co zostało potwierdzone w przeprowadzonej analizie. Ogólny model logistyczny określa się następującym wzorem:

$$y = b_0 / \{1 + b_1 * \exp(b_2 * x)\} \quad (1)$$

gdzie:

y – wartość oczekiwana zmiennej zależnej

x – wartość zmiennej niezależnej

\exp – funkcja eksponencjalna, czyli funkcja wykładnicza o podstawie równej e , czyli podstawie logarytmu naturalnego (eksponenta)

b – współczynnik regresji

Niezależnie od współczynników regresji oraz wielkości wartości x , model daje wynik w postaci przewidywanych wartości y w granicach od 0 do 1. Model regresji logistycznej umożliwia interpretację wyników w terminach szans, które są funkcją prawdopodobieństwa (Faraway 2006). W omawianym modelu, zamiast wyliczania klasycznego prawdopodobieństwa, czyli stosunku liczby sukcesów do liczby wszystkich prób, wylicza się stosunek prawdopodobieństwa sukcesu do prawdopodobieństwa porażki. Przy prawdopodobieństwie zdarzenia $P \in (0,1)$ szansa przyjmuje wartości z zakresu $(0, \infty)$, a jej logarytm wartości z zakresu $(-\infty, \infty)$.

Do estymacji modelu wykorzystano tylko te pomiary na Noteci, które odpowiadały dniom bez pokrywy lodowej lub dniom, w których pojawiła się ona po raz pierwszy. Wykluczono w ten sposób z analiz dni będące kolejnymi z rzędu dniami ze stałą pokrywą lodową, co przyczyniło się do dokładniejszego zbadania powiązań.

Obliczenia i opracowanie wyników analiz wykonano w środowisku obliczeniowym R w wersji 3.3.2 (2016-10-31). Pakiet R (GNU R) jest oprogramowaniem służącym do analizy danych i platformą programistyczną (Biecek 2008; R Core Team 2015).

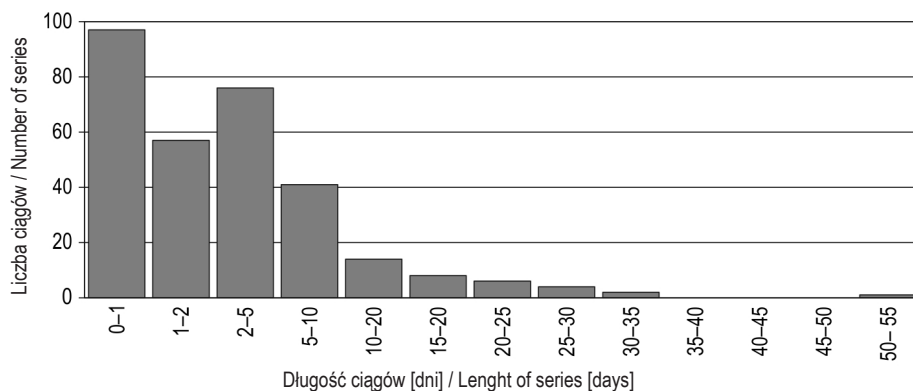
Wyniki

W latach 1987–2013 w zlewni Noteci wystąpiło 306 ciągów dni z ujemną temperaturą powietrza. Długość takich nieprzerwanych ciągów w poszczególnych latach hydrologicznych była zróżnicowana i wyniosła od 2 do 53 dni. Wystąpiły również sytuacje 1-dniowe, z ujemną temperaturą powietrza, które cechowały

się największą częstością występowania (ryc. 2). Wśród dominujących były: ciągi od 2 do 5 dni (76 przypadków), następnie ciągi występujące do dwóch dni (57) oraz od 5 do 10 dni (41). Rzadko wystąpiły ciągi skumulowanych stopnio-dni ujemnych temperatury powietrza, które utrzymywały się ponad 20 dni (kilkakrotnie), natomiast nie pojawiły się ciągi 35–40-dniowe oraz 40–45 i 45–50-dniowe (ryc. 2).

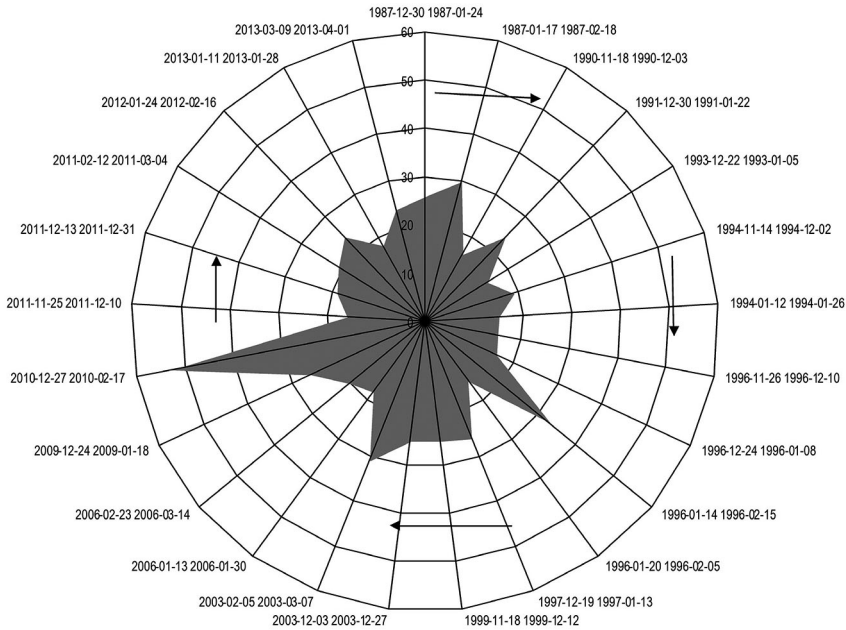
Wśród 306 ciągów dni ujemnych temperatur powietrza zarejestrowano 25 o czasie trwania powyżej 15 dni (ryc. 3). Najdłuższy ciąg KSD, 53-dniowy, wystąpił w 2010 r. od 27 XII do 17 II. Długie ciągi ujemnych temperatur (30–33 dni) wystąpiły również w latach hydrologicznych: 1987, 1996 i 2003.

Wykres dla rocznych, kumulowanych, ujemnych stopnio-dni KSD (ryc. 4) wskazuje wyraźnie, że rok hydrologiczny 1996 był szczególnie intensywny pod względem niskich temperatur powietrza. Roczne KSD wyniosło wówczas prawie $-600^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$. Kolejny rokiem o wysokiej wartości KSD był rok 1987 (około $-500^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$). Kumulowane ujemne stopnio-dni KSD w granicach od około -350 do $-400^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ zarejestrowano w latach hydrologicznych: 1997, 2003, 2006, 2010, 2011. Analiza średnich miesięcznych KSD wykazała, że zjawisko to w największym stopniu identyfikowane było w grudniu i styczniu (ryc. 5). Miesięczne KSD wyniosło dla grudnia $-80^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, natomiast dla stycznia $-70^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$. Najmniejsze wartości są przypisane do kwietnia, kiedy następuje praktycznie ostatnia faza trwania zjawisk lodowych na rzekach, głównie związana z zanikiem stałej pokrywy lodowej i spływem lodu.



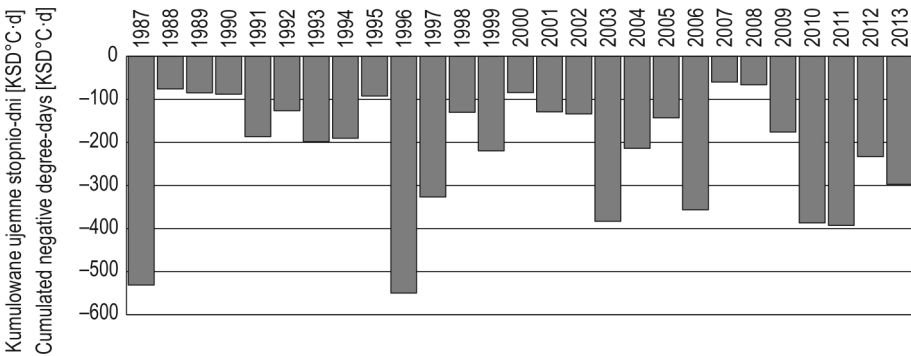
Ryc. 2. Częstość występowania kumulowanych ciągów stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza o określonej długości na stacji Piła (IMGW-PIB) w latach 1987–2013

Fig. 2. Frequency of occurrence of cumulated series of negative air temperature degree-days with a specific duration at the station in Piła (IMGW-PIB) in the years 1987–2013



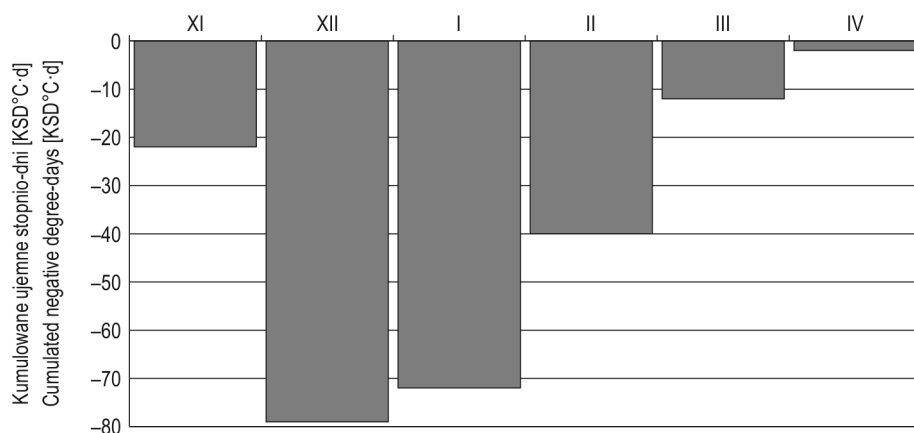
Ryc. 3. Ciągi ujemnych temperatur powietrza o czasie trwania powyżej 15 dni, utrzymujące się w półroczu chłodnym na stacji IMGW-PIB Piła w latach 1987–2013

Fig. 3. Series of negative air temperatures with a duration exceeding 15 days, persisting in the cool half-year period at the IMGW-PIB station in Piła in the years 1987–2013



Ryc. 4. Roczne kumulowane ujemne stopnio-dni KSD na stacji IMGW-PIB Piła w latach 1987–2013

Fig. 4. Annual cumulated negative degree-days at the IMGW-PIB station in Piła in the years 1987–2013



Ryc. 5. Średnie miesięczne kumulowane ujemne stopnio-dni KSD na stacji IMGW-PIB Piła w latach 1987–2013

Fig. 5. Average monthly cumulated negative degree-days at the IMGW-PIB station in Piła in the years 1987–2013

Miesięczne sumy KSD, określone dla chłodnych półroczy roku hydrologicznego dla wielolecia 1987–2013, osiągnęły wartości przekraczające nawet $-4000^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (luty 2010 r.). Nieco niższe KSD, około $-3000^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ obliczono dla stycznia 1987, 1997 i 2010 r. oraz lutego 1996 i 2012 r. Kumulatywne, nieprzerwane ciągi ujemnych temperatur powietrza i wysokie wartości KSD rejestrowano w półroczach chłodnych przeciętnie co 5–7 lat. Najwyższe, miesięczne wskaźniki KSD w granicach $-3000^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (styczeń) i $-4000^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (luty) wystąpiły w sezonie zimowym w 2010 r. W kolejnych latach hydrologicznych zarejestrowano tendencję do utrzymywania się w niektórych miesiącach sezonu zimowego (głównie grudzień, styczeń i luty) wysokich wskaźników KSD, co może być związane ze specyfiką warunków synoptycznych. Problem ten wymaga szerszej analizy uwarunkowań cyrkulacyjnych występowania kumulowanych ciągów ujemnych temperatur powietrza w zimowym półroczu hydrologicznym.

Na stacji Piła w okresie 1987–2013 ujemne temperatury powietrza wystąpiły również w ostatnim miesiącu półrocza ciepłego, w październiku. Były to pojedyncze dni lub kilkudniowe ciągi z ujemnymi temperaturami (3–4 dni), które zarejestrowano w latach: 1988, 1997 i 2003. Wielkość stopnio-dni KSD osiągnęła najwyższe wartości w październiku w dwóch przypadkach: w roku 2003 ($-6,5^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$) i 1988 ($-5,1^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$). Natężenie kilkudniowych ciągów z ujemnymi temperaturami w półroczu ciepłym w stosunku do zjawisk charakterystycznych dla półrocza zimowego było jednak niewielkie.

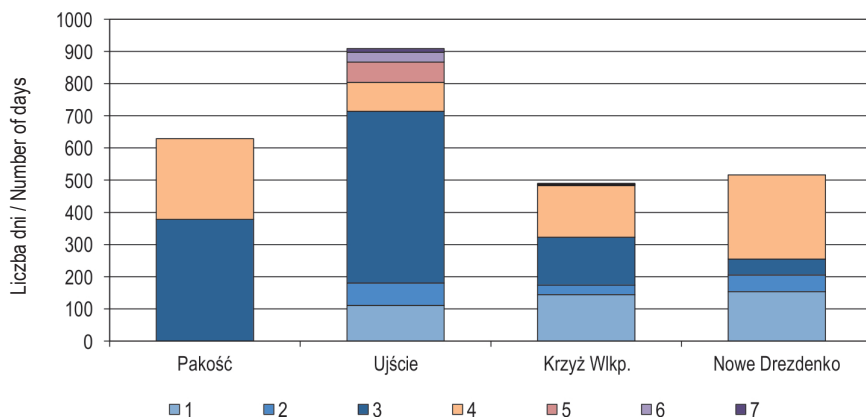
Analiza frekwencji zjawisk lodowych na Noteci wykazała znaczny stopień jej zróżnicowania (ryc. 6). W badanym okresie pełny cykl zlodzenia, obejmujący: zamrażanie, zamrażnięcie (pokrywa lodowa) i rozmarzanie (spływ lodu), pojawił się na rzece w Ujściu, natomiast w pozostałych posterunkach cykl zlodzenia rzeki był niepełny. Z danych IMGW-PIB dla przekroju Pakość wynika, że cykl zlodzenia na Noteci tworzyły tylko trzy formy zjawisk lodowych: lód brzegowy, śryż i pokrywa lodowa. W badanym okresie lód brzegowy występował przez 415 dni, co stanowiło 54% cyklu zlodzenia, natomiast udział pokrywy lodowej w ogólnej strukturze zjawisk lodowych w wieloleciu wyniósł 46%. Znaczenie śryżu w cyklu zlodzenia było niewielkie, jego występowanie zaobserwowano jedynie przez 5 dni w całym okresie obserwacji. Brak informacji o powstaniu kry w profilu Pakość, po okresie zamrażnięcia rzeki, może budzić pewne wątpliwości ze względu na fakt, że rozpad pokrywy lodowej nie odbywa się głównie przez rozpuszczanie i sublimację, ale również poprzez jej fragmentację, czyli tworzenie kry.

Najdłużej pokrywa lodowa utrzymywała się w dolnym biegu Noteci w Nowym Dreżdenku (261 dni) oraz w biegu górnym – Pakości (251 dni). W pozostałych posterunkach liczba dni ze stałą pokrywą lodową była znacznie niższa i wyniosła w Krzyżu Wlkp. 160, a w Ujściu 90 dni (tab. 1).

W badanym okresie wystąpiło na Noteci w Pakości 21 ciągów dni ze stałą pokrywą lodową, które przecinały się z 25 ciągami ujemnych temperatur powietrza. W środkowym biegu rzeki (Ujście) liczba ciągów dni z pokrywą zmniejszyła się do 9, a przecinały się one z 14 ciągami ujemnych temperatur powietrza. Taką samą liczbę ciągów zidentyfikowano w Krzyżu Wlkp., a przecinały się one z 17 ciągami ujemnych temperatur powietrza. Na Noteci w Nowym Dreżdenku wzrosła liczba ciągów dni ze stałą pokrywą do 13, które przecinały się z 26 ciągami ujemnych temperatur powietrza. Oznacza to, że niekiedy pokrywa lodowa potrafiła przetrwać kilka dni o zerowym KSD. Przypadki wystąpienia pokrywy lodowej przy KSD równym $0^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ mogły być związane z błędnym odczytem zjawiska w danych warunkach termicznych. Przeciętnie jeden ciąg dni ze stałą pokrywą lodową przecinał się z dwoma lub trzema (Nowe Dreżdenko) ciągami ujemnych temperatur powietrza.

Na Noteci w Pakości pokrywa lodowa pojawiała się w większości przypadków przy KSD większym niż $-16^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (max KSD = $-135^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$) (tab. 2). Najwięcej dni ze stałą pokrywą było w roku 2010, a najmniej w 2000 i 2008 (tab. 1). Po utworzeniu pokrywy lodowa utrzymywała się przeciętnie około 11–12 dni, natomiast najkrótszy czas jej wystąpienia w górnym biegu rzeki wyniósł 1 dzień, a najdłuższy 31 dni (tab. 3).

Na Noteci w Ujściu pokrywa lodowa była rejestrowana już przy KSD większym niż $-21^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (max KSD = $-198^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$) – tab. 2. Najwięcej dni ze stałą pokrywą lodową wystąpiło tu w 1987 r., najmniej w 1989 r. (tab. 1), a ciągi z pokrywą lodową utrzymywały się przeciętnie około 5–10 dni (tab. 3). W dolnym biegu Noteci stała pokrywa lodowa tworzyła się w większości przypadków przy KSD większym niż $-92^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$



Ryc. 6. Frekwencja występowania zjawisk lodowych na Noteci w okresie 1987–2013

Fig. 6. Frequency of the occurrence of ice phenomena on the River Noteć in the period 1987–2013

Objaśnienia: 1 – śryż, 2 – lód brzegowy i śryż, 3 – lód brzegowy, 4 – pokrywa lodowa, 5 – lód brzegowy i kra, 6 – kra, 7 – zator lodowy.

Explanations: 1 – frazil ice, 2 – stranded ice and frazil ice, 3 – stranded ice, 4 – ice cover, 5 – stranded ice and floating ice, 6 – floating ice, 7 – ice jam.

Lata Years	Pakość	Ujście	Krzyż Wlkp.	Nowe Drezdenko
1987	13	30	43	49
1989	–	2	–	–
1990	–	4	–	–
1991	7	–	–	–
1993	14	–	–	5
1994	–	4	–	–
1996	15	–	17	59
1997	28	–	32	41
1998	9	5	–	–
2000	3	–	–	–
2002	–	29	–	–
2003	28	–	9	9
2004	29	–	–	–
2006	24	10	19	19
2008	3	6	–	–
2009	18	–	–	–
2010	33	–	21	25
2011	5	–	5	41
2012	22	–	14	13
Suma	251	90	160	261

Tab. 1. Liczba dni z pokrywą lodową na Noteci w okresie 1987–2013

Table 1. Number of days with ice cover on the River Noteć in the period 1987–2013

* kolor oznacza natężenie zjawiska
* the colour designates the intensity of the phenomenon

(Krzyż Wlkp.) i $-73^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (Nowe Drezdenko) – tab. 2. Najwięcej dni ze stałą pokrywą na rzece wystąpiło na tym odcinku w 1987 i 1997 r., a w Nowym Drezdenku również w 1996 i 2011 r. Ciągi dni z pokrywą lodową na rzece utrzymywały się na tym odcinku biegu rzeki przeciętnie około 15–20 dni, najkrótszy ciąg trwał 5 dni, a najdłuższy – 33 dni w Krzyżu Wlkp. i 44 dni w Nowym Drezdenku (tab. 3).

Analiza zmian prawdopodobieństwa pojawienia się stałej pokrywy lodowej wraz ze wzrostem KSD wykazała, że w górnym biegu Noteci w Pakości prawdopodobieństwo jej wystąpienia zaczyna rosnąć coraz szybciej po przekroczeniu granicy KSD równej około $-150^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (ryc. 7). Słabszy ich związek stwierdzono natomiast w przypadku Noteci w Ujściu. W dolnym biegu rzeki wykres zmian prawdopodobieństwa

Tab. 2. Rozkład kumulowanych ujemnych stopnio-dni (KSD) w dniach pojawienia się stałej pokrywy lodowej na Noteci

Table 2. Distribution of cumulated negative degree-days on the days when the permanent ice cover appeared on the River Noteć

Profil Profile	Minimum Minimum	Q1*	Mediana Median	Średnia Average	Q3*	Maksimum Maximum
Pakość	0,0	-16,6	-37,6	-37,8	-48,1	-135,0
Ujście	0,0	-21,5	-27,4	-56,0	-37,8	-198,0
Krzyż Wlkp.	0,0	-92,6	-129,0	-122,0	-153,0	-246,0
Nowe Drezdenko	-42,9	-73,5	-96,0	-99,5	-129,0	-166,0

* Q1, Q3 – pierwszy i trzeci kwartył

* Q1, Q3 – first and third quartile

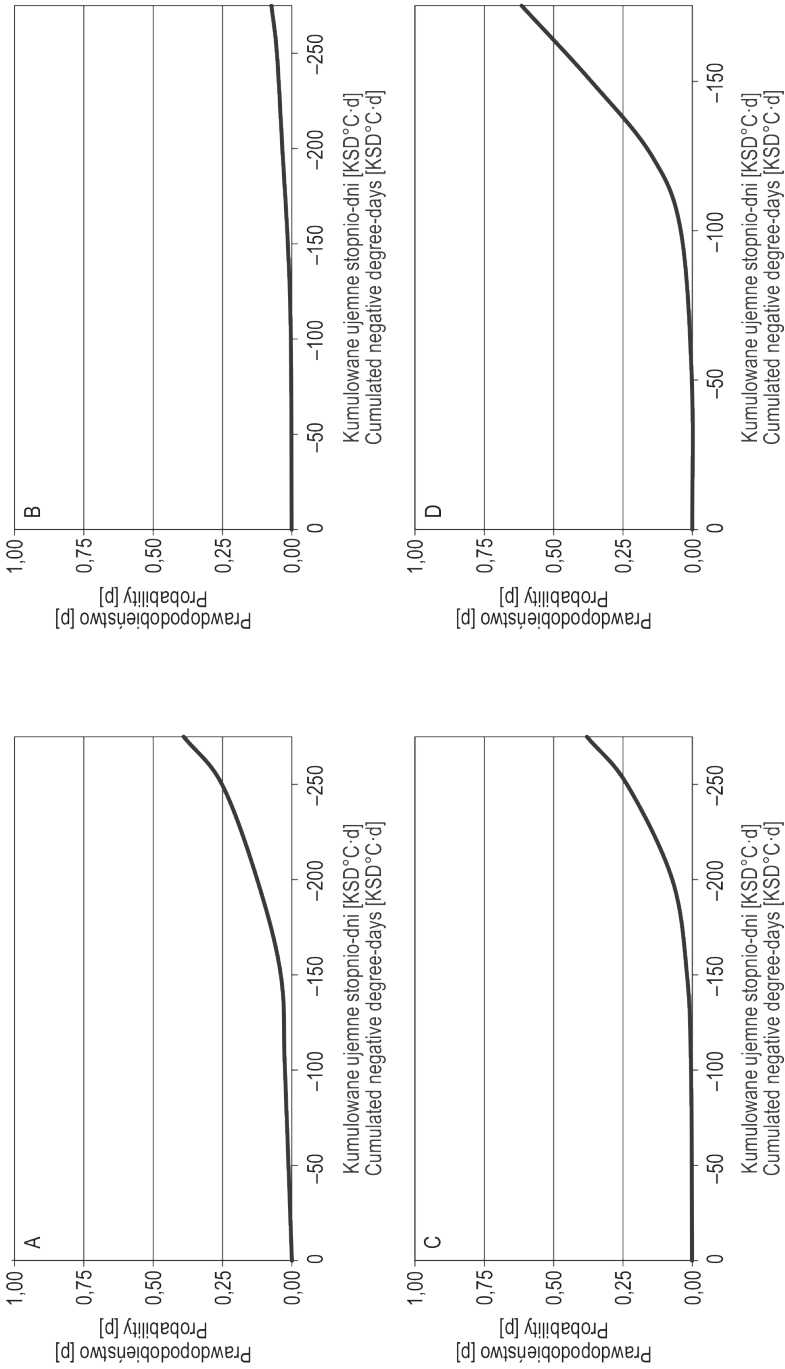
Tab. 3. Rozkład długości trwania ciągów dni ze stałą pokrywą lodową

Table 3. Distribution of the duration of series of days with the permanent ice cover

Profil Profile	Minimum Minimum	Q1*	Mediana Median	Średnia Average	Q3*	Maksimum Maximum
Pakość	1	5	11	12	16	31
Ujście	1	4	5	10	9	30
Krzyż Wlkp.	5	10	17	17	21	33
Nowe Drezdenko	5	10	15	20	25	44

* Q1, Q3 – pierwszy i trzeci kwartył

* Q1, Q3 – first and third quartile



Ryc. 7. Prawdopodobieństwo pojawienia się pokrywy lodowej na Noteci wraz ze wzrostem kumulowanych stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza KSD

Fig. 7. Probability of the occurrence of ice cover on the River Noteć with an increase in cumulated negative air temperature degree-days

Objaśnienia: Pakość (A), Ujście (B), Krzyż Wielkopolski (C) i Nowe Drezdenko (D).

Explanations: Pakość (A), Ujście (B), Krzyż Wielkopolski (C) and Nowe Drezdenko (D).

pojawienia się pokrywy lodowej sugeruje, że w Krzyżu Wlkp. prawdopodobieństwo jej utworzenia wzrasta po przekroczeniu granicy KSD równej $-100^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, natomiast w Nowym Drezenku przy około $-75^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (ryc. 7).

Zastosowany w analizie model regresji logistycznej potwierdził w przypadku Noteci w Pakości, że przeciętnie wzrost KSD o jeden stopień jest związany ze wzrostem szans pojawienia się stałej pokrywy lodowej o około 2,10%, natomiast w środkowym biegu Noteci o około 1,17% (Ujście), a w odcinku dolnym o 2,72% w Krzyżu Wlkp. i 5,70% w Nowym Drezenku. Dość dobre dopasowanie modelu do danych uzyskano w dolnym odcinku Noteci, dla posterunku Nowe Drezenko (potwierdzone $\text{Pseudo-R}^2 = 0,46$), natomiast już umiarkowane dopasowanie ($\text{R}^2 = 0,29$) dotyczyło modelu opracowanego dla stacji w Krzyżu Wlkp. W pozostałych stacjach uzyskano bardzo słabe dopasowanie modelu do danych ($\text{R}^2 = 0,07$).

Dyskusja i wnioski

Zjawiska lodowe na Noteci występowały w półroczu zimowym wielolecia 1987–2013 z różnym natężeniem. Stałą pokrywą lodową na rzece poprzedzały zazwyczaj formy zlodzenia, które są obserwowane w fazie zamarzania, najczęściej są to lód brzegowy i śryż. We wszystkich posterunkach, z wyjątkiem Nowego Drezenka, tworzenie się stałej pokrywy lodowej poprzedził dość długi okres zamarzania, który stanowił w badanym okresie: 60% (odcinek górny – Pakość), 80% (Ujście) i 65% (Krzyż Wlkp.) liczby dni ze zjawiskami lodowymi. Na Noteci w Nowym Drezenku pokrywa lodowa utrzymywała się najdłużej, często połowę czasu, w którym na rzece wystąpiły zjawiska lodowe (np. 2006 r., 2011 r.). Można to tłumaczyć wzrostem prawdopodobieństwa pojawienia się jej wraz ze wzrostem KSD od około $-70^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, podczas gdy w pozostałych posterunkach taką sytuację rejestruje się przy wzroście KSD w granicach powyżej $-100^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ (ryc. 7). Po przekroczeniu określonej granicy KSD prawdopodobieństwo pojawienia się stałej pokrywy lodowej zaczyna rosnąć coraz szybciej. Potwierdzają to wcześniejsze obserwacje zjawisk lodowych na Noteci, prowadzone przez Gołka (1964) w odniesieniu do wielolecia 1901–1953, które wykazały, że na Noteci zjawiska lodowe pojawiały się jako pierwsze w całej zlewni Warty, a najwcześniej rejestrowano je na Noteci w Nowym Drezenku (3 XI) i Ujściu (8 XI). Noteć została zaliczona wówczas do rzek cechujących się krótkim czasem trwania zjawisk lodowych, natomiast dłuższym czasem utrzymywania się stałej pokrywy lodowej (ponad 110 dni).

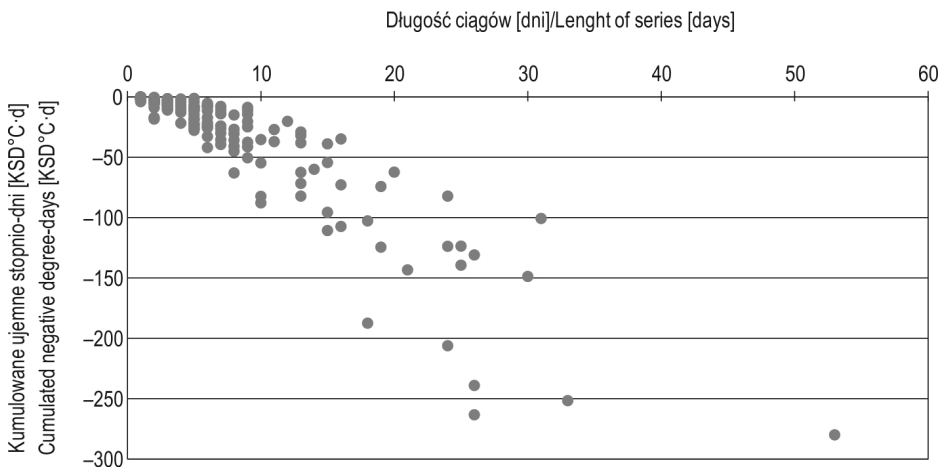
Latami, w których na większości posterunków odnotowano najwięcej dni ze zlodzeniem na rzece, były: 1987 oraz 1996–1997, cechujące się znaczną intensywnością wystąpienia niskich temperatur powietrza (ryc. 4). Wydłużenie czasu trwania nieprzerwanych ciągów ujemnych temperatur powietrza przekłada się generalnie

na intensywność przyrostu ujemnych temperatur, której wyrazem jest wskaźnik kumulowanych ujemnych stopnio-dni KSD. W miarę wzrostu czasu trwania ciągu ujemnych temperatur zwiększa się KSD, przy czym występują również wyjątki od tej reguły (ryc. 8).

Na Noteci w Ujściu (bieg środkowy) w 1987 r. wystąpiło najwięcej dni ze zlodzeniem (150 dni), w 1996 r. było ich 117, natomiast w 1997 r. liczba zdarzeń kształtowała się w granicach średniej z okresu badań (48 dni). Na Noteci w Nowym Drezdenku (bieg dolny) w 1996 r. zaobserwowano największą liczbę zdarzeń lodowych w wieloleciu (77 dni ze zjawiskami lodowymi) oraz największy udział pokrywy lodowej.

W latach: 2003, 2006, 2010 i 2011, w których zarejestrowano wzrost intensywności niskich temperatur powietrza w sezonie zimowym, wystąpiła zróżnicowana liczba dni ze zjawiskami lodowymi na rzece w poszczególnych posterunkach wodowskazu. Na Noteci w Pakości w latach 2006 i 2010 odnotowano od 54 do 60 dni ze zjawiskami lodowymi, w 2003 r. zjawiska te występowały przez nieco ponad miesiąc, natomiast w 2011 r. pojawiło się tylko kilkanaście dni ze zjawiskami lodowymi. W latach, w których odnotowano dużą liczbę dni ze zjawiskami lodowymi, pokrywa lodowa stanowiła wówczas od 40 do 80% wszystkich zdarzeń.

Na szczególną uwagę zasługuje rok 2011, w którym pomimo sprzyjających warunków termicznych w półroczu zimowym (KSD = $-392,5^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$) wystąpiło niewiele dni



Ryc. 8. Związek między długością ciągów ujemnych temperatur powietrza a wartością KSD w półroczach chłodnych na stacji Piła (1987–2013)

Fig. 8. Relationship between the duration of series of negative air temperatures and the value of cumulated degree-days in cool half-year periods at the station in Piła (1987–2013)

ze zjawiskami lodowymi na rzece, a pokrywa lodowa stanowiła tylko 1/3 wszystkich zjawisk. W tej sytuacji mamy do czynienia z pewną anomalią, której wyjaśnienie wymaga bardziej szczegółowego rozpoznania. Przyczyną mogła być dostawa zanieczyszczeń do Noteci, jednak bardziej uzasadnione wydaje się oddziaływanie dopływu cieplejszych wód podziemnych, co podkreślają m.in. Pawłowski i in. 2017. Modyfikujący wpływ wód podziemnych na reżim termiczny i lodowy rzek potwierdzają również: Cowx (2000), Poole i Berman (2001), Kanno i in. (2014), Westhoff i Paukert (2014) oraz Snyder i in. (2015). Zdaniem Caissie (2006) utrzymujący się wzrost temperatury wody rzecznej w chłodniejszych sezonach roku stanowi często efekt dopływu zanieczyszczeń, również termalnych. W rzekach przepływających przez tereny zurbanizowane i przemysłowe wzrost temperatury ich wód może niejednokrotnie wynosić 5°C (Johnson, Jones 2000; Lowney 2000; Younus i in. 2000). Istotny wpływ na przebieg zjawisk lodowych na rzekach mają również obiekty hydrotechniczne. Gorączko i Pawłowski (2014), badając przebieg zjawisk lodowych na Warcie w rejonie Uniejowa, poniżej Zbiornika Jeziorsko, stwierdzili oddziaływanie zbiornika na termikę wód na znacznej długości rzeki poniżej zapory. Zbiornik Jeziorsko stanowi bufor termiczny podwyższający temperaturę wód rzecznych z niego wypływających, co ogranicza w konsekwencji formowanie się zjawisk lodowych, głównie pokrywy lodowej na Warcie. Pawłowski (2008, 2015), analizując cechy reżimu lodowego na Wiśle w Toruniu, wykazał, że budowa i eksploatacja zapory Włocławek wpłynęły na spadek czasu trwania zjawisk lodowych na rzece.

W Polsce przeciętne terminy pojawiania się zjawisk lodowych na rzekach, jak również terminy ich zaniku, są bardzo zróżnicowane. Najwcześniej zjawiska lodowe rozpoczynają się w trzeciej dekadzie listopada (górny Dunajec i górny San), a najpóźniej w pierwszej lub nawet drugiej dekadzie stycznia (północna i południowo-zachodnia Polska) (Mroziński 2006; Pawłowski 2008; Gorączko, Pawłowski 2014; Bączyk, Suchożebrski 2016; Pawłowski i in. 2017). Zanik zjawisk lodowych na rzekach w Polsce następuje najczęściej od końca stycznia do końca marca. W większości rzek w zachodniej Polsce początek zjawisk lodowych jest notowany w trzeciej dekadzie grudnia, co potwierdzają obserwacje zjawisk lodowych prowadzone na Noteci w latach 1987–2013. Pokrywa lodowa pojawia się najczęściej w grudniu i styczniu, co związane jest z występowaniem wysokich wartości wskaźnika KSD (ryc. 5). Dla grudnia i stycznia średnie miesięczne kumulowane stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza na stacji Piła kształtowały się w badanym wieloleciu na poziomie odpowiednio $-80^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ i $72^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, co gwarantowało powstanie i utrzymanie się pokrywy lodowej na Noteci. Długim czasem występowania pokrywy lodowej (ponad 30 dni), przy mniejszej jednak częstotliwości jej pojawiania się, cechuje się dolna Noteć, natomiast w przypadku górnej Noteci czas ten wynosi ponad 61 dni (Pawłowski i in. 2017). Ćmielewski i Grześ (2010) w badaniach czasu powstawania i zaniku pokrywy lodowej na Wiśle i Niemnie wykazali, że korelacja temperatury powietrza z datami powsta-

wania i rozpadu pokrywy lodowej wyjaśnia około 35–40% zmienności tych zjawisk, podczas gdy współczynnik korelacji dat rozpadu pokrywy lodowej ze wskaźnikiem NAO pozwala wyjaśnić około 30% zmian zlodzenia tych rzek.

W niektórych latach badanego wielolecia zarejestrowano w zlewni Noteci wcześniejsze pojawienie się ujemnych temperatur powietrza na stacji Piła, przypadające na koniec letniego półrocza hydrologicznego. Przypadki takie wystąpiły jedynie w październiku w latach: 1988, 1991–1992, 1997, 2003, 2009 i 2012, a ich natężenie w stosunku do zjawisk charakterystycznych dla półrocza zimowego było niewielkie. Były to pojedyncze, a niekiedy nawet kilkudniowe, ciągi ujemnych temperatur o wskaźniku KSD od $-1,3^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ do $-6,5^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$. Pojawiające się w październiku układy cyrkulacji atmosferycznej przyczyniły się prawdopodobnie do wytworzenia specyficznych warunków barycznych powodujących występowanie anomalii termicznych, w tym ujemnych stopnio-dni temperatury powietrza. Potwierdzeniem jest rozkład zmienności temperatury powietrza w Pile w miesiącach jesiennych, cechujący się stosunkowo dużą, ujemną wartością wskaźnika skośności. Warunki termiczne zarejestrowane w październiku nie przyczyniły się jednak do wystąpienia zjawisk lodowych na rzece, do których zainicjowania dochodzi dopiero w warunkach przechłodzenia wody, co ma najczęściej miejsce po upływie kilku lub kilkunastu mroźnych dni (Kreft 2013; Pawłowski i in. 2017). Pierwsze dni z mrozem w zlewni Noteci pojawiają się dopiero pod koniec listopada (Woś 2010).

W przypadku Noteci analiza przeprowadzona dla wielolecia 1987–2013 wykazała zróżnicowanie warunków termicznych formowania się stałej pokrywy lodowej wzdłuż rzeki. Dla powstania i utrzymania się stałej pokrywy lodowej na rzece istotny był wzrost kumulowanych stopnio-dni ujemnych temperatur powietrza (KSD). Im szybszy był przyrost KSD, tym zwiększało się prawdopodobieństwo wystąpienia i utrzymania pokrywy lodowej na rzece. W badanym okresie Noteć cechował zmienny efekt oddziaływania kumulacji ujemnych temperatur powietrza na powstawanie i utrzymywanie się stałej pokrywy lodowej. Najszybciej wzrastało prawdopodobieństwo jej wystąpienia w dolnym odcinku Noteci, w Nowym Dreżdenku, natomiast nieco powyżej, w Krzyżu Wlkp. związek ten był słaby. Słaby związek między przyrostem KSD i zwiększeniem prawdopodobieństwa utworzenia się pokrywy lodowej obserwowano również w środkowym biegu Noteci (Ujście).

Jako główną przyczynę zarejestrowanego stanu zlodzenia rzeki należy wskazać oddziaływanie czynników antropogenicznych, jednak trudno określić rolę poszczególnych czynników. Również istotny wpływ w przypadku Noteci mogą mieć wody jej dopływów: Gwdy i Drawy. Reżim termiczny Gwdy, uchodzącej do Noteci w Ujściu, jest silnie modyfikowany poprzez działalność 12 elektrowni wodnych. Badania zjawisk lodowych na Gwdzie w Pile w okresie 1961–2010 (Kubiak-Wójcicka, Kornaś 2015) wykazały brak występowania stałej pokrywy lodowej w ciągu roku. Stanowi to efekt oddziaływania elektrowni na zwiększenie przepływu wód, który ogranicza

powstawanie zjawisk lodowych, oraz z dopływu zanieczyszczeń odprowadzanych do rzeki z miasta.

Reżim termiczno-lodowy Noteci jest kształtowany, oprócz temperatury powietrza, poprzez sposób i intensywność zasilania, natomiast silnie modyfikowany przez przekształcenia antropogeniczne koryta i doliny cieków. W przypadku rzek nizinnych, takich jak Noteć, są to najczęściej działania regulacyjne oraz budowle piętrzące, których efektem są zmiany morfologii koryta oraz sztuczne sterowanie przepływem i stanem wody. Noteć jest częściowo skanalizowana, co również wpływa na warunki odpływu wód oraz ich termikę. Przekształcona morfologia skanalizowanych odcinków rzek lub kanałów stanowi jedną z ważniejszych przyczyn niepożądanych zmian temperatury wód płynących (Poole, Berman 2001). Na odcinkach Noteci, na których przepływy i spadki wody są niewielkie, pokrywa lodowa tworzy się przez stopniowe narastanie lodu brzegowego, natomiast na odcinakach charakteryzujących się większymi spadkami i prędkościami płynięcia, tworzenie się pokrywy lodowej poprzedza tworzenie się i spływ lodu prądowego oraz sryżu.

W rzekach zarządzanych przez infrastrukturę hydrotechniczną oraz o przekształconych warunkach hydromorfologicznych mogą ulec zmianie elementy biologiczne i fizyczno-chemiczne wód, które stanowią podstawę dla wyznaczenia ich stanu ekologicznego (Dyrektywa 2000/60/WE). Przeprowadzona analiza warunków termicznych formowania się pokrywy lodowej na Noteci wskazała na dużą przydatność wskaźnika KSD w predykcji terminów jej pojawiania się na rzece. W różnych warunkach klimatycznych i termicznych wskaźnik kumulowanych ujemnych stopnio-dni KSD (indeks zamarzania) może w stopniu zadowalającym odzwierciedlać charakter powstawania i utrzymywania zjawisk lodowych na rzece. W przyszłych badaniach uwarunkowań termicznych powstawania i utrzymywania się stałej pokrywy lodowej na Noteci należałoby zdiagnozować tendencje zmian temperatury powietrza, które mogą wpłynąć na termikę wód oraz na skrócenie lub wydłużenie czasu trwania stałej pokrywy lodowej na Noteci. Identyfikacji powinny być poddane ponadto strefy zrzutów zanieczyszczeń do rzeki, które wpływają na podniesienie się temperatury jej wód w sezonie zimowym, ograniczając w ten sposób tworzenie się zjawisk lodowych, zwłaszcza stałej pokrywy lodowej.

Literatura

- Agafonova S.A., Frolova N.L., 2007, *Features of ice regime of Northern Dvina rivers' basin*, Water Resources Journal, 34 (2), 123–131.
- Bączyk A., Suchożebrski J., 2016, *Zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Bugu w latach 1903–2012*, Inżynieria Ekologiczna, 49, 136–142.
- Beltaos S., Prowse T., 2009, *River-ice hydrology in a shrinking cryosphere*, Hydrological Processes, 23, 122–144, doi: 10.1002/hyp.7165.

- Biecek P., 2008, *Przewodnik po pakiecie R*, Oficyna Wydawnicza GiS, s.c., Wrocław, <http://www.gis.wroc.pl> (25.03.2017).
- Borowicz J., 2016, *Charakterystyka zjawisk lodowych na Noteci i jej prawobrzeżnych dopływach w latach 1982–2011*, Archiwum Prac Dyplomowych, UAM Poznań.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2004, *Cykliczne wahania temperatury powietrza i opadów w Polsce w XIX i XXI wieku*, Acta Agrophysica, 3 (1), 21–33.
- Caissie D., 2006, *The thermal regime of rivers: a review*, Freshwater Biology, 51, 1389–1406.
- Caissie D., St-Hilaire A., El-Jabi N., 2004, *Prediction of water temperatures using regression and stochastic models*, [w:] 57th Canadian Water Resources Association Annual Congress, Montreal, QC, June 16–18, 2004, Canadian Water Resources Association, Ottawa, Ontario.
- Cheng B., Vihma T., Launiainen J., 2003, *Modelling of the superimposed ice formation and sub-surface melting in the Baltic Sea*, Geophysica, 39, 31–50.
- Ćmielewski M., 2011, *Zmienność zlodzenia rzek półkuli północnej w XX wieku*, [w:] B. Pawłowski (red.), II Warsztaty: *Lodowe problemy rzek. Zatory i wezbrania zatorowe*, Streszczenia referatów, 3–4 lutego 2011, Dobiegniewo, 16–17.
- Ćmielewski M., Grześ M., 2010, *Wieloletnia zmienność zlodzenia Wisły w Toruniu i Niemna w Smolnikach w XIX i XX wieku*, Gospodarka Wodna, 3, 112–115.
- Cowx I., 2000, *Innovations in Fish Passage Technology*, Fisheries Management and Ecology, 7, 471–472, doi: 10.1046/j.1365-2400.2000.00229.x.
- Das A., Sagin J., Van der Sanden J., Evans E., McKay K., Lindenschmidt K.E., 2015, *Monitoring the freeze-up and ice cover progression of the Slave River*, Canadian Journal of Civil Engineering, 42, 609–621.
- Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej; Dz. Urz. WE L 327 z 22.12.2000, z późn. zm, <http://www.rdw.kzgw.gov.pl/pl/planowanie> (25.03.2017).
- EEA Report No. 12/2012, *Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012en*, <http://www.eea.europa.eu/pl/themes> (15.02.2017).
- ETC/ICM, 2015, *European Freshwater Ecosystem Assessment: Cross walk between the Water Framework Directive and Habitats Directive types, status and pressures*, ETC/ICM Technical Report 2/2015, Magdeburg: European Topic Centre on inland, coastal and marine waters, http://icm.eionet.europa.eu/ETC_Reports/FreshwaterEcosystemAssessmentReport_201509 (25.03.2017).
- Faraway J.J., 2006, *Extending the Linear Model with R. Generalized Linear, Mixed Effects and Nonparametric Regression Models*, Chapman & Hall/CRC Texts in Statistical Science.
- Frauenfeld O.W., Zhang T., McCreight J.L., 2007, *Northern hemisphere freezing/thawing index variations over the twentieth century*, International Journal of Climatology, 27, 47–63, <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1372>.
- Gorączko M., 2013, *Zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Wiśle w rejonie Bydgoszczy*, Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 62, 382–388.

- Gorączko M., Pawłowski B., 2014, *Przebieg zjawisk lodowych na Warcie w rejonie Uniejowa*, Biuletyn Uniejowski, 3, 23–33.
- Graf R., 2015, *Zmiany termiki wód Warty w profilu łączącym pradolinny i przełomowy odcinek doliny (Nowa Wieś Podgórna – Śrem – Poznań)*, [w:] D. Absalon, M. Matysik, M. Ruman (red.), *Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, Nowoczesne metody i rozwiązania w hydrologii i gospodarce wodnej*, Komisja Hydrologiczna PTG, PTG Oddział Katowice, 177–194.
- Johnson S.L., Jones J.A., 2000, *Stream temperature response to forest harvest and debris flows in western Cascades, Oregon*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57 (Suppl. 2), 30–39.
- Kanno Y., Vokoun J.C., Letcher B.H., 2014, *Paired stream–air temperature measurements reveal fine-scale thermal heterogeneity within headwater brook trout stream networks*, River Research and Application, 30, 745–755, doi: 10.1002/tra.2677.
- Klavins M., Briede A., Rodinovs V., 2007, *Ice regime of rivers in Latvia in relation to climatic variability and North Atlantic oscillation*, [w:] M. Klavins (red.), *Climate change in Latvia*, University of Latvia, Riga, 58–72.
- Kondracki J., 2008, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kornaś M., 2014, *Ice phenomena in the Warta River in Poznań in 1961–2010*, Quaestiones Geographicae, 33 (1), 51–59.
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej połowie XX w.*, Przegląd Geofizyczny, 46 (1–2), 81–90.
- Kreft A., 2013, *Problemy lodowe ujściowego odcinka Odry*, Gospodarka Wodna, 6, 1–4.
- Kubiak-Wójcicka K., Kornaś M., 2015, *Impact of hydrotechnical structures on hydrological regime of the Gwda and Drawa rivers*, Quaestiones Geographicae, 34 (1), 99–110.
- Kuusisto E., Elo A.R., 1998, *Lake and river ice variables as climate indicators in Northern Europe*, Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie: Verhandlungen, 2761–2764.
- Langan S.J., Johnston L., Donaghy M.J., Youngson A.F., Hay D.W., Soulsby C., 2001, *Variation in river water temperatures in an upland stream over a 30-year period*, The Science of the Total Environment, 265, 195–207.
- Łaszewski M., Jeleński P., 2013, *Porównanie warunków termicznych wód rzek Raby i Świdra*, Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 61, 239–248.
- Lindenschmidt K.E., Sydor M., Carson R.W., Harrison R., 2012, *Ice jam modelling of the Lower Red River*, Journal of Water Resource and Protection, 4, 1–11.
- Livingstone D.M., 1997, *Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures*, Climatic Change, 37, 407–439.
- Lowney C.L., 2000, *Stream temperature variation in regulated rivers: evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes*, Water Resources Research, 36, 2947–2955.
- Łukaszewicz J.T., 2017, *Przebieg i charakter zjawisk lodowych na wybranych odcinkach rzek Przymorza o wysokim stopniu antropopresji na tle zmian klimatycznych zachodzących w strefie brzegowej Bałtyku*, Acta Scientiarum Polonorum Architectura, 16 (1), 93–113.

- Magnuson J.J., Robertson D., Benson B., Wynne R., Livingstone D., Arai T., Assel R., Barry R., Card V., Kuusisto E., Granin N., Prowse T., Steward K., Vuglinski V., 2000, *Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemisphere*, Science, 289, 1743–1746.
- Majewski W., 2009, *Przepływy w kanałach otwartych z uwzględnieniem zjawisk lodowych*, IMGW-PIB, Warszawa.
- Majewski W., Mroziński Ł., 2010, *Zjawiska lodowe na dolnej Wiśle*, Gospodarka Wodna, 1, 18–22.
- Michalska B., 2011, *Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce*, Prace i Studia Geograficzne, 47, 67–75.
- Mroziński Ł., 2006, *Wieloletnia zmienność zlodzenia Dolnej Wisły*, Gazeta Obserwatora IMGW, 2, 28–31.
- Pawłowski B., 2008, *Wieloletnia zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Wiśle w Toruniu*, Gospodarka Wodna, 2, 49–53.
- Pawłowski B., 2015, *Determinants of change in the duration of ice phenomena on the Vistula River in Toruń*, Journal of Hydrology and Hydromechanics, 63 (2), 145–153.
- Pawłowski B., Gorączko M., Szczerbińska A., 2017, *Zjawiska lodowe na rzekach Polski*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, 195–200.
- Poole C., Berman C.H., 2001, *An ecological perspective on in-stream temperature: Natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation*, Environmental Management, 27 (6), 787–802.
- Prowse T.D., Bonsal B.R., Duguay C.R., Hessen D.O., Vuglinsky V.S., 2007, *River and lake ice. Global outlook for ice & snow*, United Nations Environment Programme.
- Ptak M., Choiński A., 2016, *Ice phenomena in rivers of the coastal zone (Southern Baltic) in the years 1956–2015*, Baltic Coastal Zone, Journal of Ecology and Protection of the Coastline, 20, 73–83.
- R Core Team, 2013, *R: A language and environment for statistical computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, <http://www.R-project.org> (15.02.2017).
- Ruosteenoja K., 1986, *The date of break-up of lake ice as a climatic index*, Geophysica, 22, 89–99.
- Sinokrot B.A., Stefan H.G., 1994, *Stream water-temperature sensitivity to weather and bed parameters*, Journal of Hydraulics Engineering, 120 (6), 722–736.
- Snyder C., Hitt N., Young J., 2015, *Accounting for groundwater in stream fish thermal habitat responses to climate change*, Ecological Applications, 25, 1397–1419, doi: 10.1890/14-1354.1.
- Tague C., Farrell M., Grant G., Lewis S., Rey S., 2007, *Hydrogeologic controls on summer stream temperatures in the McKenzie River basin, Oregon*, Hydrological Processes, 21, 3288–300.
- Toffolon M., Siviglia A., Zolezzi G., 2010, *Thermal wave dynamics in rivers affected by hydropeaking*, Water Resources Research, 46, W08536.
- Webb B.W., Clack P.D., Walling D.E., 2003, *Water–air temperature relationships in a Devon River system and the role of flow*, Hydrological Processes, 17, 3069–3084.
- Webb B.W., Nobilis F., 2007, *Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors*, Hydrological Sciences, 52, 74–85.

- Westhoff J.T., Paukert C.P., 2014, *Climate change simulations predict altered biotic response in a thermally heterogeneous stream system*, PLoS ONE, 9 (10), e111438, doi: 10.1371/journal.pone.0111438.
- Wiejaczka Ł., 2007, *Relacje pomiędzy temperaturą wody w rzece a temperaturą powietrza (na przykładzie rzeki Ropy)*, Folia Geographica, ser. Geographica-Physica, 37–38, 95–105.
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Wrzesiński D., Perz A., 2016, *Cechy reżimu odpływu rzek w zlewni Warty*, Badania Fizjograficzne, R. VII – Seria A – Geografia Fizyczna (A67), 289–304, doi: 10.14746/bfg.2016.7.21.
- Yoo J., D’Odorico P., 2002, *Trends and fluctuations in the dates of ice break-up of lakes and rivers in Northern Europe: the effect of the North Atlantic*, Journal of Hydrology, 268 (1–4), 100–112.
- Younus M., Hondzo M., Engel B.A., 2000, *Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds*, Journal of Environmental Engineering, 126, 518–526.
- Zhang F., Mosaffa M., Chu T., Lindenschmidt K.E., 2017, *Using remote sensing data to parameterize ice jam modeling for a Northern Inland Delta*, Water, 9 (5), 306, doi: 10.3390/w9050306.

Renata Graf

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego

ul. Bogumiła Krygowskiego 10, 61–680 Poznań

rengraf@amu.edu.pl

