

**II Warsztaty
LODOWE PROBLEMY RZEK
„Zatory i wezbrania zatorowe”**

**3-4 lutego 2011
Dobiegniewo**



Streszczenia referatów



/redakcja dr B. Pawłowski/

Zakład Kriologii i Badań Polarnych
Instytut Geografii
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu

SPIS TREŚCI

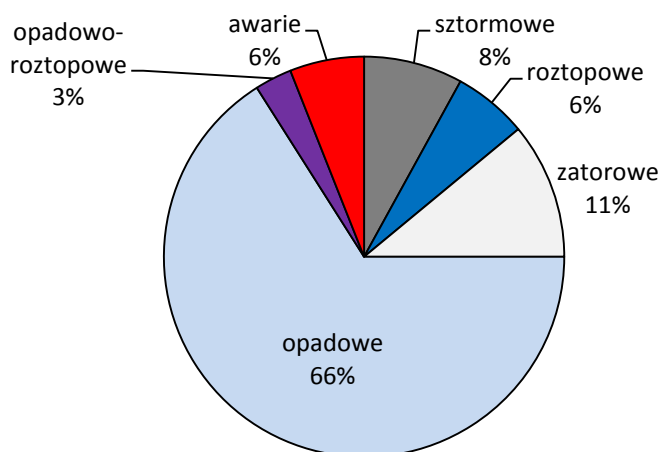
<i>Marek Grześ</i> Zatory na rzekach w Polsce	4
<i>Marek Grześ, Bogusław Pawłowski, Marcin Ćmielewski, Michał Król, Ireneusz Sobota, Hydroprojekt Sp. z o.o.</i> Sytuacja lodowa na zbiorniku Stopnia Wodnego Włocławek zimą 2009/2010	7
<i>Bogusław Pawłowski</i> Wykorzystanie blizn lodowych w badaniach zjawisk zatorowych	10
<i>Marek Grześ, Bogusław Pawłowski, Marcin Ćmielewski, Michał Król</i> Lotniczy Atlas Złodzenia Rzek	13
<i>Marcin Ćmielewski</i> Zmienność złodzenia rzek półkuli północnej w XX wieku	16
<i>Marzenna Sztobryn, Arkadiusz Fabrycki, Katarzyna Krzysztofik</i> Częstość występowania stanów wody podczas zjawisk lodowych – przekrój Grudziądz	18
<i>Tomasz Olechwir</i> Zmienność pokrywy lodowej na Zalewie Szczecińskim	19
<i>Grzegorz Wierzbicki, Michał Mazgajski,</i> Wezbranie zatorowe Wisły w Kotlinie Warszawskiej w lutym i marcu 2010	21
<i>Krzysztof Polak</i> Sterowanie przebiegiem złodzenia na Odrze w profilu Widuchowa	22
<i>Ireneusz Sobota</i> Metody badań pokrywy śnieżnej	23
<i>Stanisław Naprawa</i> Wybrane ważne problemy związane z bezpiecznym projektowaniem i użytkowaniem budowli piętrzących wodę w warunkach zimowych na ciekach z okresowym ruchem rumowiska	25
<i>Tadeusz Wrycza</i> Organizacja i zarządzanie systemem lodołamania na Dolnej Wiśle	29
<i>Bogusław Pawłowski</i> Dokumentacja fotograficzna zjawisk lodowych i śnieżnych	30
<i>Marcin Gorączko</i> Powódzie w rejonie Bydgoszczy	34
<i>Bogusław Pawłowski</i> Zmienność geometrii koryta dolnej Wisły w okresie złodzenia rzeki	36
<i>Marcin Ćmielewski</i> Wieloletnia zmienność złodzenia Wisły w Toruniu i Niemna w Smolnikach w XIX i XX wieku	39

SESJA REFERATOWA

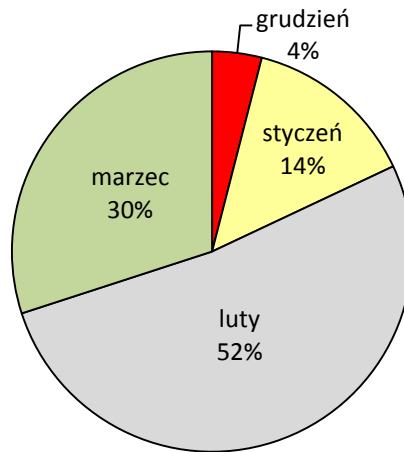
Zatory na rzekach w Polsce

Klimat Polski charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością. Jest to efekt ścierania się nad Europą Środkową wpływów kontynentalnych i oceanicznych. Prowadzi to do dużej czasowej i przestrzennej zmienności warunków pogodowych. Z punktu widzenia zagrożenia zatorowego, niebezpiecznymi są śródzimowe adwekcje ciepłych i wilgotnych mas powietrza pochodzenia oceanicznego. Cechą charakterystyczną zlodzenia rzek Polski jest długo trwająca faza zamarzania oraz występowanie dwóch i więcej cykli zlodzenia w okresie jednego sezonu zimowego. Stwarza to bardzo groźne sytuacje nakładania się fazy formowania pokrywy lodowej, na fazę rozpadu poprzedniego cyklu zlodzenia i powstawania zatorów śrężowo – lodowych. Dotyczy to przede wszystkim większych rzek: Dolnej Wisły, Bugu, Dolnej Odry i Warty. Rzeki Polski na tle innych rzek Europy Środkowej charakteryzują się najwyższym zagrożeniem zatorowym. Przyczyn takiego stanu upatrywać należy również w infrastrukturze hydrotechnicznej.

Z analizy struktury genetycznej powodzi w Polsce, wykonanej przez A. Dobrowolskiego, J. Ostrowskiego i M. Zaniewską (IMGW) wynika, że 11 % przypadków to powódzie zatorowe (ryc.1). Na podstawie przeprowadzonej inwentaryzacji powodzi zatorowych w Polsce określono częstość występowania powodzi w poszczególnych miesiącach zimowych (ryc. 2). Najwyższe zagrożenie wystąpienia spiętrzeń zatorowych stwierdzono w lutym (52 %) i w marcu (30 %). Najmniejsze w grudniu (4 %). W styczniu, częstość występowania zatorów oszacowano na 14 %. Za sytuacje zatorowe uznano przypadki wyraźnej niezgodności hydrogramu natężenia przepływu z hydrogramem stanów wody, wywołanej lodowym wypełnieniem koryta rzeki. Skalą zagrożenia zatorowego jest wysokość spiętrzenia i czas jego trwania.

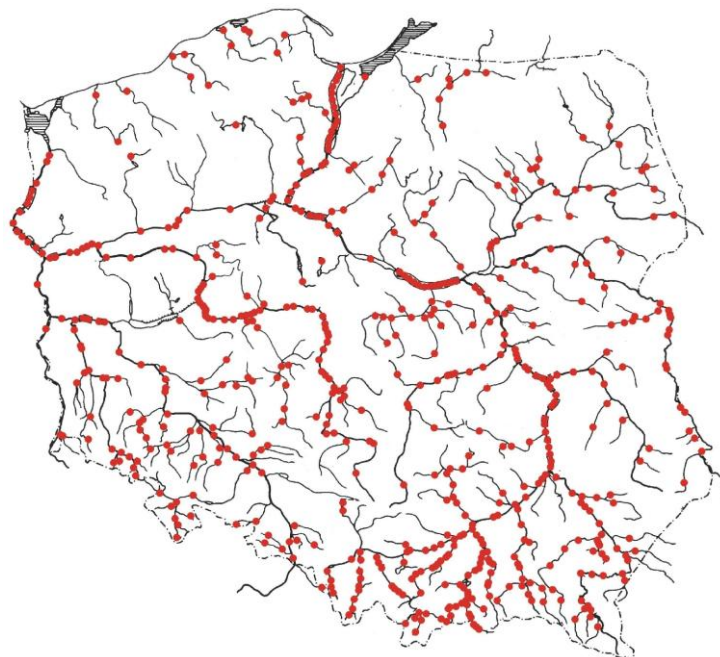


Ryc.1. Struktura genetyczna powodzi w Polsce wg A. Dobrowolskiego i J. Ostrowskiego



Ryc. 2. Częstość występowania powodzi zatorowych wg miesiący

Stwierdzono, że czas trwania zatorów śryżowych jest dłuższy od czasu trwania zatorów lodowych. Bardzo często, czas trwania zatorów lodowych i lodowo-śryżowych „skracany” jest przez lodołamanie i akcje pirotechniczne. Wiele sytuacji pozostaje poza kontrolą – zasięgiem posterunków wodowskazowych IMGW. Głównym źródłem informacji o zatorach są dane służb liniowych RZGW (OKI).



Ryc. 3. Miejsca zatorowe na rzekach Polski

Dane o zatorowych miejscach uzyskano głównie w Regionalnych Zarządach Gospodarki Wodnej. Wykorzystano też informacje zawarte w rocznikach hydrologicznych IMGW oraz w pracach J.Gołka (1964, 1974) i M. Grzesia (1991). Po przeprowadzeniu weryfikacji posiadanych informacji o zatorach opracowano mapę lokalizacji miejsc zatorowych w Polsce (ryc. 3). Za miejsce zatorowe uznano takie, w którym co najmniej trzy razy powstał zator. Około 80 % przypadków to zatory lodowo - śryżowe i lodowe. Na Dolnej Wiśle i Dolnej Odrze dominującym typem zatorów są zatory lodowo – śryżowe. Typowe zatory lodowe występują na Narwi i Bugu. Na wiele rzekach najwyższymi obserwowanymi stanami wody są kulminacje wezbrań zatorowych. Jest to typowe dla dużych rzek płynących z

południa na północ. Przykładem takiej rzeki jest Dolna Wisła. Dowodem na to są znaki i tablice wielkich wód (www.wielkawoda.umk.pl).

Wisła jest wybitnie zatorogenną rzeką. Zejście lodów na Wiśle powyżej Kępy Polskiej (km 608) odbywa się w naturalny zatorowy sposób. Na Wiśle poniżej stopnia wodnego „Włocławek” oraz zbiorniku niezbędne jest prowadzenie lodołamania. Wpływ stopnia wodnego na przebieg zjawisk lodowych (również zatorowych), wykracza daleko poza cofkę. Jest to wynik frontального rozbudowywania się pokrywy lodowej od zapory w górę rzeki. Górną część zbiornika włocławskiego wraz z odcinkiem rzeki do km 540 uznać należy za najbardziej zatorowy w Polsce. Od 1970 roku stwierdzono tu kilkadziesiąt sytuacji zatorowych. Jedna z nich zakończyła się katastrofalną powodzią w styczniu 1982 roku (M.Grześ 1991). Na Wiśle stwierdzono 62 miejsca zatorowe. Podobnie jak Wisła, do rzek zatorogennych należy San. Stwierdzono tu 17 zatorowych miejsc. Po wybudowaniu zespołu hydroelektrowni obserwuje się wzrost częstości pojawiania się zatorów śryżowych i lodowych. Na Dunajcu takich miejsc stwierdzono 28, na Bugu 16, a na Narwi, Skawie, Rabie i Sole po 11. Na Sole, w km 4,6 zlokalizowana jest miejscowość ZATOR. Prace regulacyjne i zrzuty podgrzanych wód z elektrociepłowni przyczyniły się do zmniejszenia zagrożenia zatorowego na Środkowej Wiśle.

Odra jest rzeką uregulowaną i swobodnie płynącą od km 283 (Brzeg Dolny). Do ujścia Warty (km 617,4) groźne sytuacje zatorowe stwierdzano tylko w czasie mroźnych i długotrwałych zim (2010/2011). Ustrój lodowy Odry ulega wyraźnej zmianie po przejściu Warty. Rzeką zaczyna produkować duże ilości śryżu. Podobnie jak na Wiśle, powstająca pokrywa lodowa podbita jest masami śryżu o miąższości 2-3 m. W czasie rozpadu pokrywy lodowej tworzą się często kilkunastokilometrowej długości zatory lodowo – śryżowe. Bezpieczeństwo zatorowe na Dolnej Odrze zapewnia flotylla polskich i niemieckich lodołamaczy. Z uwagi na małe spadki (poniżej 0,05 ‰) i wiatr z sektora północnego odpływanie i splawianie lodu to złożone technicznie i logistycznie zadanie. Zatory na Odrze najczęściej powstają w km 614–644, km 645–661 (Gozdowice) i w km 677–713 (Widuchowa). W czasie mroźnych zim i wysokich stanach wody duże zagrożenie stwierdza się na Warcie i Noteci. Na Warcie wytypowano 64 miejsca, a na Noteci 7 miejsc, które predysponowane są do powstania zatorów.

Znajomość miejsc zatorowych umożliwia wniknięcie w przyczyny tworzenia się zatorów i ich eliminację. Jak wykazała jednak praktyka inżynierska nie zawsze jest to możliwe. Przykładem może tu być Dolna Odra. Każdy odcinek należy rozpatrywać indywidualnie. Najskuteczniejszą metodą walki z zatorami od przeszło 200 lat pozostaje lodołamanie. Jest ono możliwe tylko na uregulowanych odcinkach rzek. Przyczyną wzrostu zagrożenia zatorowego w czasie ostatnich zim są gwałtowne odwilże i wezbrania roztopowe przy adwekcjach ciepłych i wilgotnych mas powietrza pochodzenia polarno – morskiego. Powtarzalność takich sytuacji w warunkach rzek Polski oszacowano na 75 %.

Najmniej poznanym elementem zatorów jest ich struktura wewnętrzna. Badania tego typu prowadzone są jedynie na dolnej Wiśle. Obejmują one między innymi rodzaj i stopień lodowego wypełnienia koryta lodem.

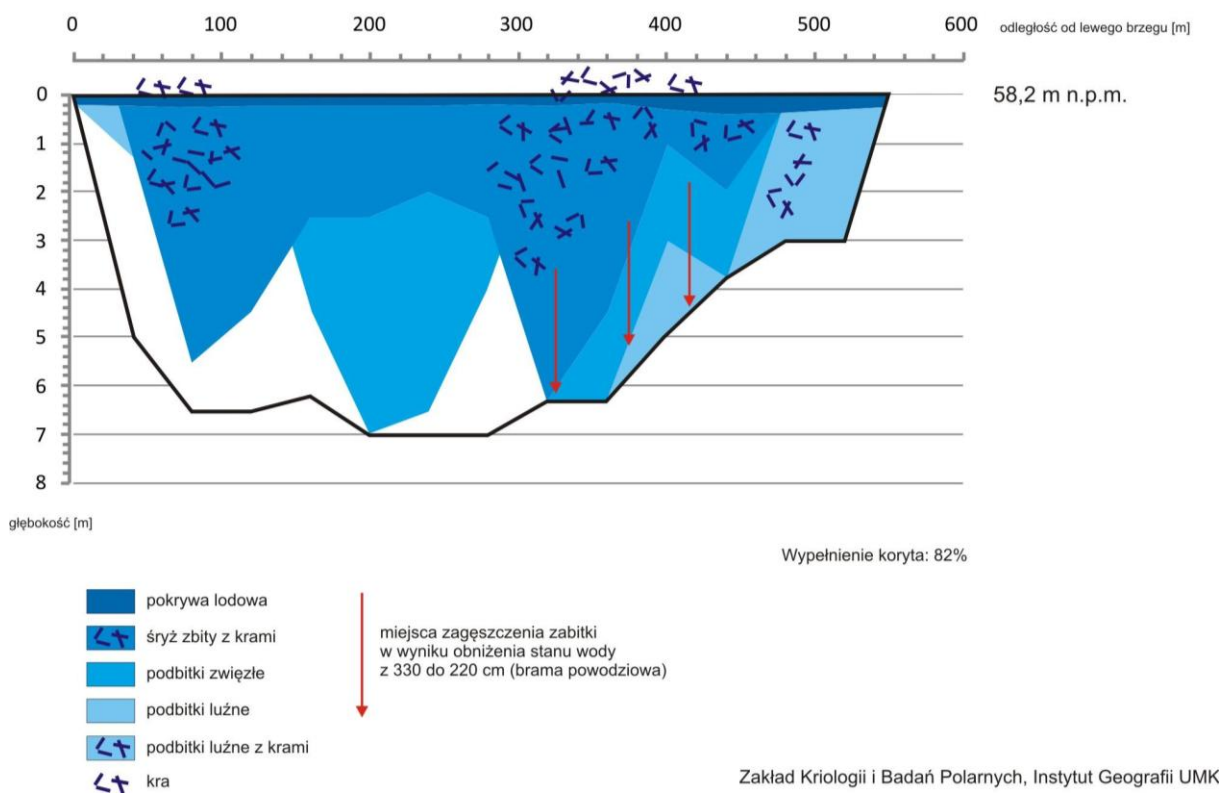
dr hab. Marek Grześ, prof. UMK
 dr Bogusław Pawłowski
 mgr Marcin Ćmielewski
 mgr Michał Król
 dr Ireneusz Sobota
 Zakład Kriologii i Badań Polarnych IG UMK
gmark@umk.pl
bogus@umk.pl
 współpraca „Hydroprojekt” Sp. z o.o.

Sytuacja lodowa na zbiorniku Stopnia Wodnego Włocławek zimą 2009/2010

Pokrywa lodowa na zbiorniku włocławskim występowała w okresie 18 grudnia – 3 marca. Rozbudowywała się przy zmniejszającym się dopływie do zbiornika (900-400 m³/s). Korzystny udział w szybkim tempie tworzenia pokrywy lodowej miały zainstalowane przegrody w Popłacinie i Płocku. W końcu grudnia, na skutek wzrostu przepływu doszło do lokalnych ruchów pokrywy lodowej i przyrostu lodowego wypełnienia koryta rzeki, zwłaszcza na odcinku Płock – Popłacin. Zerwane i przemieszczone w głąb zbiornika zostały przegrody śryżowe. Maksimum stanu wody wyniosło wówczas 330 cm w Płocku, co oznaczało przekroczenie stanu alarmowego o ponad metr /nadpiętrzenie 180cm/.

Pomiary lodowego wypełnienia koryta wykonano w następujących przekrojach:

1. Płock - km 633,4 w dniu 14.01.2010 r.
2. Popłacin - km 635,5 w dniu 21.01.2010 r.
3. Kępa Tokarska - km 624,8 w dniu 29.01.2010 r.



Ryc. 1. Lodowe wypełnienie koryta Wisły w Płocku (km 633,4) dnia 14.01.2010 r.

W Płocku (ryc.1), stwierdzono aż 82% wypełnienie koryta lodem. Przeważającą formą lodu, występującą w korycie był śryż zbity z krami. Towarzyszyły mu podbitki zwięzłe, dochodzące do 7m, a także podbitki luźne (gdzie prawdopodobnie odbywał się częściowo przepływ wody), występujące w prawej części koryta. Grubość pokrywy lodowej wynosiła od 15 do 40cm. Po obu brzegach obserwowano spiętrzenia lodu do wysokości 1,2m. Przepływ wody odbywał się przy lewym brzegu. Maksymalna głębokość wyniosła 7m.



Ryc. 2. Lokalizacja profilu sondowania Płock, fot. B. Pawłowski

W Popłacinie (km 635,5), wypełnienie koryta lodem wyniosło 70%, a w profilu Kępa Tokarska (km 624,8) - 56 %. W okresie, w którym prowadzone były sondowania, panowała ujemna temperatura powietrza a dopływ do zbiornika wahał się w granicach 600-800 m³/s.

1 marca dopływ do zbiornika przekroczył 1800 m³/s. Doprowadziło to do kolejnych piętrzeń zatorowych podczas ruszania lodu na rzece, zwłaszcza w rejonie Płocka. Maksimum stanu wody wystąpiło 3 marca (podtopienia, zalany bulwar). W wyniku akcji lodolamania, poziom wody obniżył się o ok. 1,5m już w ciągu jednego dnia. W ciągu kolejnych dni, podczas ruszania lodu, doszło do procesu jego zwałowania (ryc. 3), oraz spiętrzeń gruntu na kontakcie z napierającą krą lodową i niewielkich uszkodzeń wałów przeciwpowodziowych.



Ryc. 3. Spiętrzenia lodu w Popłacinie, 6 marca, fot. Bogusław Pawłowski

W górnej części zbiornika, w dniach 4-5 marca, groźna sytuacja wystąpiła na odcinku Dobrzyków – Świniary. Doszło tam do zatrzymania napływających z góry rzeki mas lodu i piętrzenia wody. W tym przypadku jednak, udrożnienie koryta nastąpiło samoczynnie. Zimą 2009/2010 piętrzenia zatorowe wystąpiły w dwóch okresach a zagrożenie powodziowe oceniono jako bardzo wysokie.

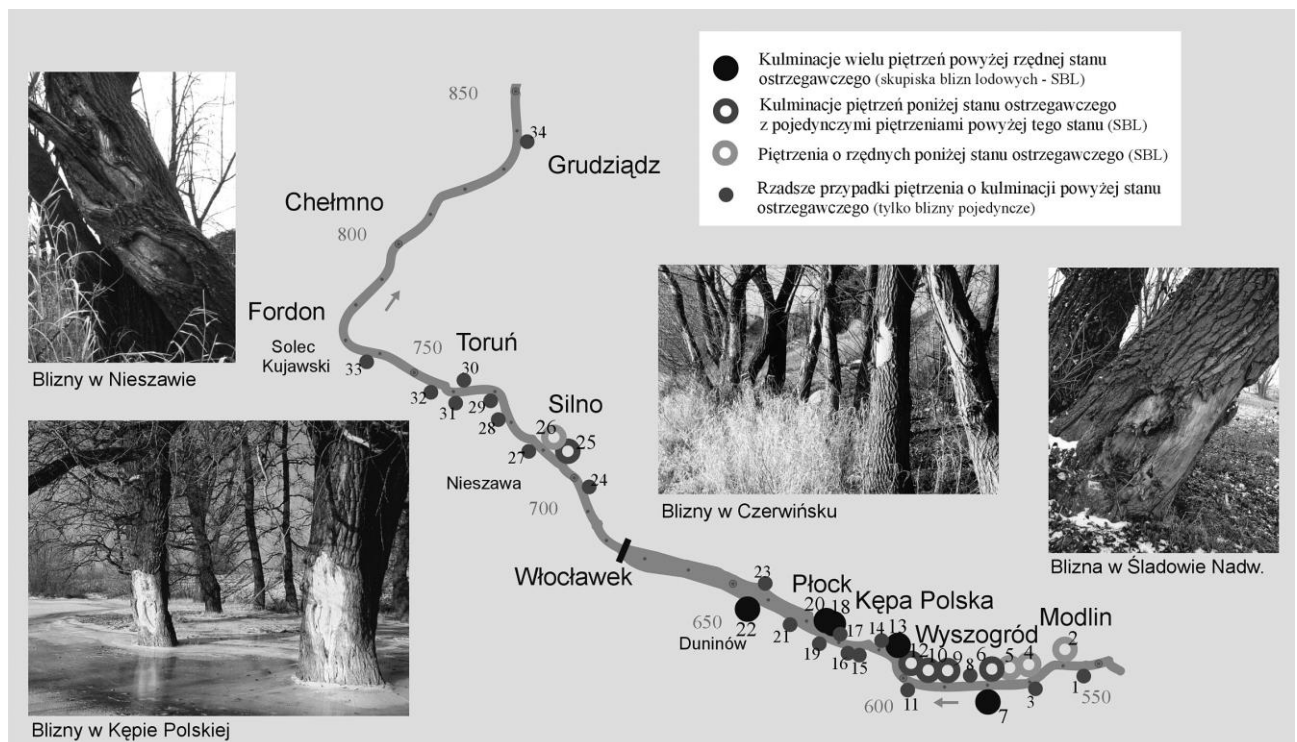
Wykorzystanie blizn lodowych w badaniach zjawisk zatorowych

Najwyższe stany wody na Dolnej Wiśle, zarówno historyczne jak i współczesne są wynikiem piętrzeń zatorowych (Grześ 1991, Pawłowski 2000). Specyfika zjawisk zatorowych powoduje, że piętrzenia zatorowe bywają nie odnotowane przez służby hydrologiczne. Dzieje się tak, gdy woda spiętrzona zostaje jedynie w obrębie międzywala, na krótkim odcinku rzeki i pomiędzy posterunkami wodowskazowymi.

Blizny lodowe są efektem naporu lodu na drzewa w czasie piętrzenia zatorowego. Okaleczenia pni drzew powstają w wyniku wolnego przemieszczania się ciasno upakowanych mas lodu. Zjawisko blizn lodowych na drzewach poziomu zalewowego było wykorzystywane w analizach przebiegu zlodzenia m. in. w USA (Lederer, Garver 1999, 2000). Stwierdzono, że liczne nagromadzenie blizn jest typowe dla odcinków zatorowych, a rzędna położenia blizn jest równa bądź niższa od rzędnej kulminacji wezbrania.

Badaniami blizn lodowych objęto ponad 350-kilometrowy odcinek Wisły, od ujścia Narwi (km 551) do Tczewa (km 907). Odnaleziono ponad 400 blizn lodowych na drzewach poziomu zalewowego rzeki. W jaki sposób mogą być one wykorzystane do poszerzenia wiedzy o zjawiskach zatorowych?

Występowanie dużych skupisk blizn na krótkich odcinkach poziomu zalewowego stwierdzono dla rzeki nie uregulowanej i górnej części zbiornika „Włocławek”. Należy zaznaczyć, że także poniżej zapory we Włocławku (zwłaszcza w rejonie Nieszawy) napotkano dużą liczbę drzew okaleczonych przez lód. Rzędne blizn porównano z rzędnymi ostrzegawczego i alarmowego stanu wody w profilu podłużnym doliny.

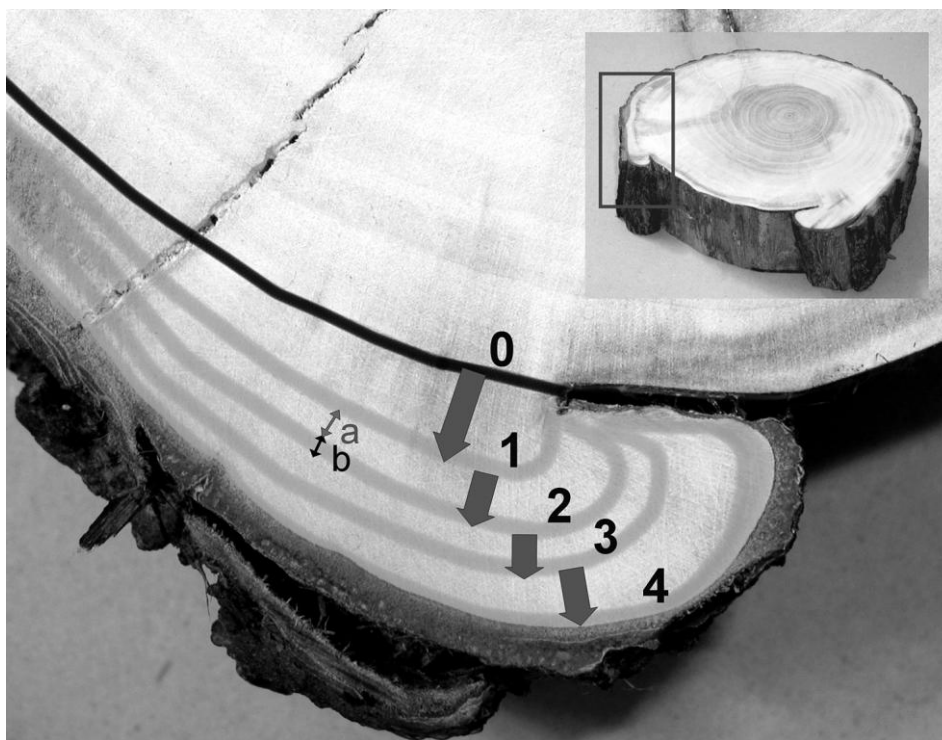


Ryc. 1. Na Dolnej Wiśle wyróżniono 34 główne rejony występowania blizn lodowych.

Wyróżniono odcinki zatorowe: Wychódźc – Śladów Nadwiślański (km 568-581), Wyszogród – Kępa Polska (km 588-608), Liszyno – Duninów Nowy (km 617-650), Nieszawa – Silno (km 704-720). Liczne występowanie blizn lodowych zwraca uwagę na zagrożenie zatorowe w rejonie Torunia, a także na całym pozostałym odcinku rzeki powyżej Płocka. Występowanie nagromadzeń blizn lodowych na drzewach wzdłuż brzegów Wisły, tylko częściowo nawiązuje do odcinków, gdzie rozpoznane czynniki zatorogenne (Śliwiński 1975), występują w największym natężeniu. Zróznicowanie występowania zjawiska blizn lodowych w dolinie Wisły umożliwiło aktualizację odcinków zatorowych (ryc.1).

Wysokość położenia blizn lodowych może być miarą zagrożenia zatorowego w dolinie rzeki. W dolinie Wisły, położenie najwyższych występujących blizn porównano z rzędną korony wału. Zauważono coraz mniejszą różnicę pomiędzy rzędnymi blizn i rzędną korony wału, a więc wzrost zagrożenia powodzią zatorową od Modlina w dół rzeki – do Płocka. Zwrócono także uwagę na zagrożenie zatorowe poniżej zapory we Włocławku. Jego występowanie powiązano z rytmem pracy elektrowni wodnej.

Blizny lodowe stanowią trwałe ślady piętrzeń zatorowych, ich położenie można analizować wiele lat po wystąpieniu zatoru. Występują one wzdłuż koryt rzecznych nie tylko cieków nizinnych. Wysokość położenia blizn lodowych ponad rzędną stanu alarmowego i ich ilość, może być miarą zagrożenia zatorowego w dolinie rzeki. Przeprowadzenie analizy dendrochronologicznej drewna drzew uszkodzonych w wyniku naporu lodu (ryc. 2), daje możliwość określenia roku wystąpienia zatoru.



Ryc. 2. Przekrój przez pień drzewa z blizną lodową /rejon Borowiczki – Rydzyno/.

Przedział czasu od momentu powstania blizny do pobrania próby określono na podstawie liczby rocznych przyrostów w tkance przyrannej. Każdy z rocznych przyrostów drzewa składa się z dwóch części zróżnicowanych pod względem barwy: przyrostu wczesnego [a] i późnego [b]. Okaleczenie drzewa odbyło się podczas zimy, a pobranie próbki pnia do badań jesienią - w przekroju widoczne są kompletne przyrosty obejmujące zarówno część wczesną i późną. W przekroju tkanki przyrannej wyróżniono 4 główne fazy wzrostu oznaczone na rys. 3 strzałkami. Dotyczą one lat: 4 – 2002, 3 – 2001, 2 – 2000, 1 – 1999. Uszkodzenie drzewa przez krę lodową nastąpiło przed powstaniem przyrostu tkanki z roku 1999, a więc faza oznaczona jako 0 oznacza zimę 1998/99.

Badania blizn lodowych to interesująca metoda uzupełniająca inne dane monitoringu zlodzenia, zwłaszcza na odcinkach rzeki pozbawionych systematycznych obserwacji wodowskazowych.

Literatura:

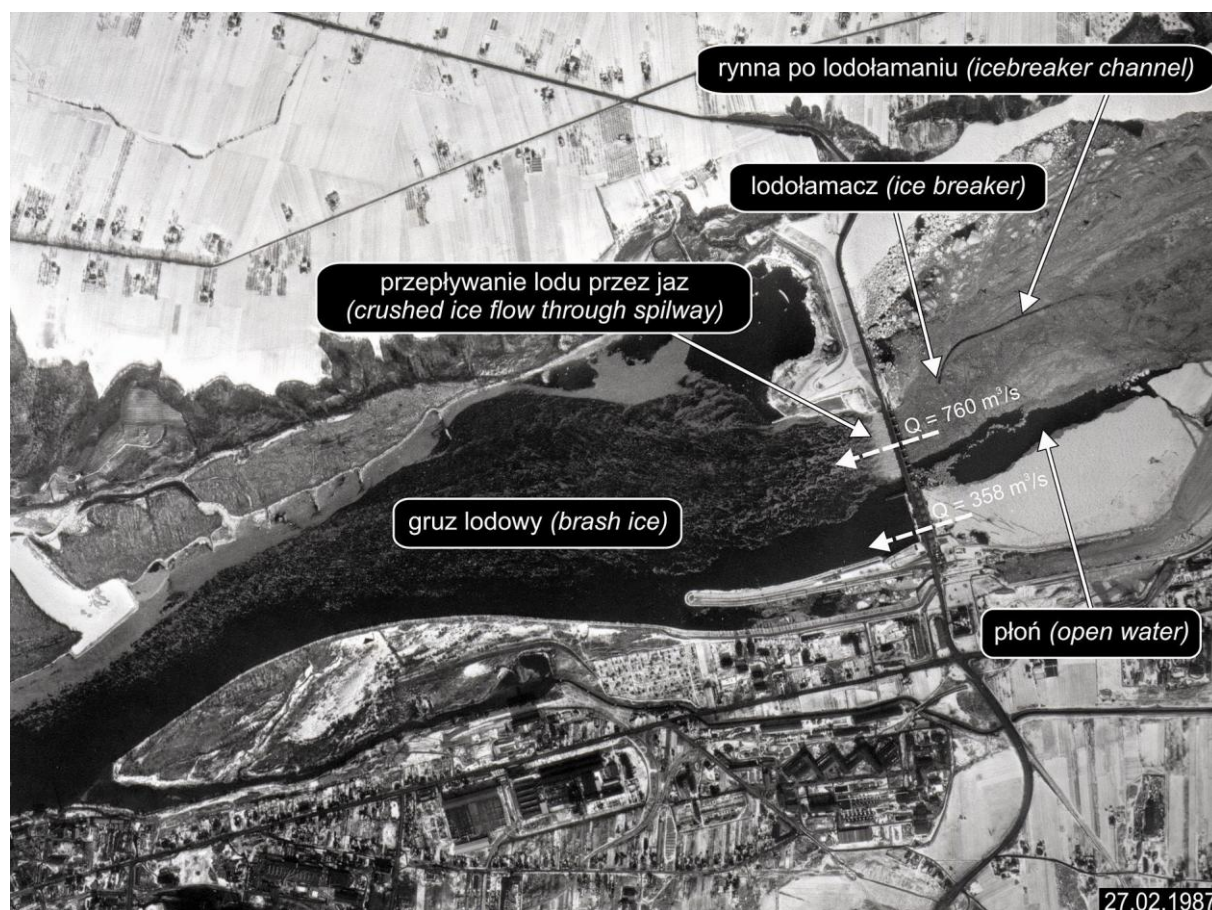
- Grześ M., 1991, Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle - mechanizmy i warunki, IGiPZ PAN, Warszawa, ss. 184.
- Lederer J. R., Garver J. I., 1999, Ice Jams inferred from tree scars made during the 1996 mid-winter flood on the Mohawk River (New York), Geology Department Union College, Schenectady NY, USA,
http://zircon.geology.union.edu/mohawk_ice/1996_jam.html
- Lederer J. R., Garver J. I., 2000, Ice Jams on the lower Mohawk River (Crescent NY) formed during the 2000 mid-winter flood,
http://zircon.geology.union.edu/mohawk_ice/2000_jam.html
- Pawłowski B., 2000, Znaki Wielkich Wód Wisły na murach Starego Miasta w Toruniu, Pomorze i Kujawy, 1(8), styczeń-luty 2000, s.14-18.
- Pawłowski B., 2005, Inwentaryzacja blizn lodowych jako metoda identyfikacji zatorowych odcinków rzek na przykładzie dolnej Wisły, [w:] Kostrzewski A., Kolander R., Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego - Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań 2005, s. 501-512.
- Śliwiński W., 1975, Zagrożenie zatorowe na Wiśle powyżej zbiornika Włocławek, Informator Projektanta CBSiPBW Hydroprojekt we Włocławku, nr 3, s. 1-5.

dr hab. Marek Grześ, prof. UMK
dr Bogusław Pawłowski
mgr Marcin Ćmielewski
mgr Michał Król
Zakład Kriologii i Badań Polarnych
IG UMK
gmark@umk.pl
bogus@umk.pl

Lotniczy Atlas Zlodzenia Rzek

Lotniczy atlas zlodzenia rzek opracowano w oparciu o czarno-białe panchromatyczne zdjęcia Wisły wykonane przez PPGK w Warszawie w latach 80-tych i 90-tych. W analizie wykorzystano też własne fotografie wykonane z samolotu „Wilga”, które wraz z bezpośrednimi pomiarami na lodzie stanowiły podstawę do wykonania szkiców fotointerpretacyjnych zatorowych odcinków rzeki. Zastosowana terminologia lodowa zgodna jest wcześniej opracowanym „Atlasem zlodzenia rzek nizinnych”.

Różnorodność form zlodzenia i sytuacji lodowych na rzece stwarza kłopoty w obiektywnej ocenie sytuacji lodowej (zatorowej). Dotyczy to w szczególności dużych nieuregulowanych rzek. Zwiad lotniczy wraz odpowiednim przewodnikiem - atlasem (Pilots Guide to River Ice) z powodzeniem stosowany jest w USA.



Ryc. 1. Przepuszczanie lodu przez jaz st. w. „Włocławek”

Zdjęcia lotnicze dają wgląd w przestrzenną zmienność morfologii pokrywy lodowej, będąc równocześnie bogatym źródłem informacji o stopniu i rodzaju lodowego wypełnienia

koryta. Pozwalają na odtworzenie całej sekwencji zdarzeń lodowych na aktualnym planie koryta.

Stwierdzono, że łąchy śryżowe (frazil bars) są okresowymi formami korytowymi, ze wszystkimi hydraulicznymi i morfologicznymi konsekwencjami. Łód brzegowy w pierwszej kolejności powstaje w miejscach o prędkości przepływu nie przekraczających 0,35 – 0,40 m/s. Znajomość sekwencji zdarzeń lodowych i ich przestrzennej zmienności może być wykorzystane w projektowaniu – optymalizacji trasy regulacyjnej. Fotografie lotnicze z okresu pochodzenia krążków lodowych są doskonałym wyznacznikiem linii prądowych, układu i podziału nurtu.

Analiza zdjęć lotniczych pozwoliła na dokonanie obiektywnej oceny wpływu budowli regulacyjnych na przebieg zjawisk lodowych. Uwagę zwrócono na funkcjonowanie tak zwanych zimowych kanałów ulgi. Rolę tę pełnią boczne ramiona rzeki. Z punktu widzenia zagrożenia zatorowego pozostawianie nie zamkniętych bocznych ramion rzeki jest bardzo celowe (tzw. „Tokarka”, km 624 – 628,5).

Na zdjęciach lotniczych przeanalizować można zjawisko „zimowej zmiany układu nurtu”. Jest to problem niezwykle ważny dla bezpieczeństwa powodziowego. Inwersja nurtu w bezpośrednie sąsiedztwo wału stwarza zagrożenie uszkodzenia wału. Znajomość tych miejsc pozwala na przedsięwzięcie odpowiednich działań hydrotechnicznych (na przykład km 555–556). Analiza zdjęć lotniczych odcinków zatorowych (zatorów) pozwala na wprowadzenie korekt w układzie koryta i zmniejszenie ryzyka wystąpienia powodzi. Znaczący postęp w tym zakresie osiągnięty został na Wiśle Środkowej (J. Wierzbicki). W lotniczym atlasie zlodzenia przedstawiono wybrane sytuacje związane z lodołamaniami i przepuszczaniem lodu przez jaz stopnia wodnego „Włocławek”. Wybrano typowe sytuacje lodowe dla przepływów 340 - 1351 m³/s.



Ryc. 2. Zjawiska lodowe poniżej st. w. „Włocławek”



Ryc.3. Rozwój zjawisk lodowych na nieuregulowanym odcinku Wisły w okresie powstawania pokrywy lodowej

Lodowy atlas zlodzenia rzek przygotowano z myślą o projektantach, hydrologach i służbach Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej.

Zmienność zlodzenia rzek półkuli północnej w XX wieku

Pokrywa lodowa jest nieodłącznym elementem ustroju hydrologicznego większości rzek, umiarkowanych i wysokich szerokości geograficznych. Niektóre z nich pozostają zlodzone przez znaczną część roku, nawet przez 9 miesięcy. Zasadniczej zmianie w okresie zimy ulega funkcjonowanie ekosystemu rzeczno-łódzkiego (Prowse, Culp 2003). Odmienność warunków przepływu w okresie zlodzenia, zatory i spiętrzenia zatorowe pozwalają stwierdzić, że zlodzenie jest najważniejszym elementem ustroju hydrologicznego tych rzek. Podejmowane były także próby wykorzystania zlodzenia rzek jako wskaźnika zmian klimatu (Magnuson i in. 2000; Kuusisto, Elo 1998).

Trendy oraz zmiany dat powstawania i rozpadu pokrywy lodowej na wybranych rzekach półkuli północnej opracowano na podstawie baz danych:

- Benson B., Magnuson J., 2000 (updated 2006), *Global lake and river ice phenology database*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Digital media
- National Snow and Ice Data Center, 1998, *Nenana Ice Classic: Tanana River ice annual breakup dates*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media
- Vuglinsky V., 2000, *Russian river ice thickness and duration*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology. Digital media
- Lenormand Frederic, Claude R. Duguay and Roger Gauthier, 2002, *Canadian Ice Database*, Laboratoire de teledetection et de modelisation des environnements froids, Centre d'études nordiques et Departement de geographie, Universite Laval, Cite universitaire, Sainte-Foy, Quebec
- WISŁA – dane IMiGW
- NIEMEN – dane dzięki uprzejmości prof. K. Kilkusa z Uniwersytetu Wileńskiego

Jedną z podstawowych trudności w porównaniu przebiegu zlodzenia rzek i określeniu ich trendów stanowią niejednorodne ciągi danych. Starano się dokonać takiego ich wyboru, aby dla wszystkich rzek dane dotyczące zjawisk lodowych były jak najbardziej zbliżone. Dla większości rzek wykorzystano serie z okresu 1955-1990. W opracowaniu uwzględniono około 40 rzek położonych w Europie, Azji i Ameryce Północnej. Punkty obserwacyjne na większości spośród wybranych rzek zlokalizowane są w ich ujściowych odcinkach. Jedynie w przypadku rzek Ameryki Północnej ten warunek nie zawsze pozostawał spełniony. Obliczono przeciętny czas trwania pokrywy lodowej, jej daty powstania oraz rozpadu, a także trendy tychże parametrów. W przypadku rzek położonych na Syberii podjęto próbę określenia zmian struktury zlodzenia. Przeanalizowano również maksymalną grubość pokrywy lodowej oraz jej zmiany w analizowanym okresie.

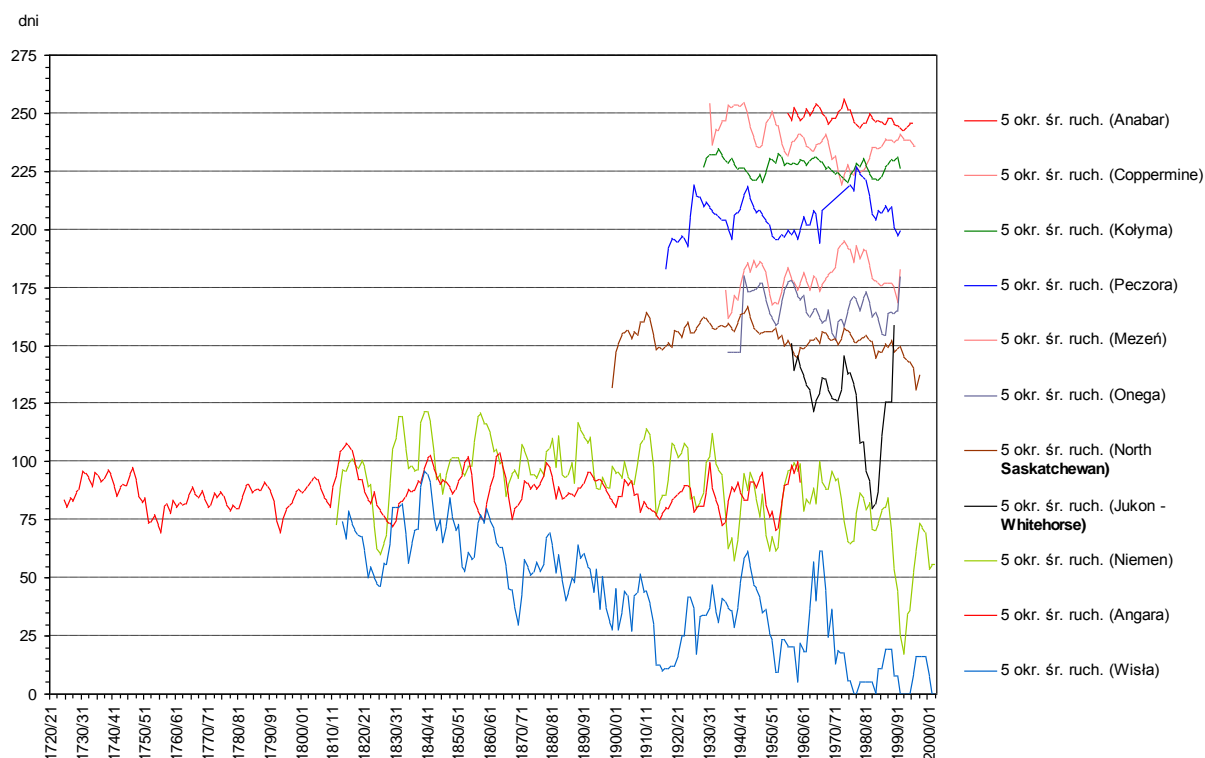
Zmiany dat powstawania i rozpadu pokrywy lodowej na rzekach półkuli północnej nie są jednakowe na całym obszarze. Jednakże czas trwania pokrywy lodowej na większości analizowanych rzek ulega skracaniu. Jest to spowodowane coraz wcześniejszym zanikiem pokrywy lodowej i w mniejszym stopniu późniejszym jej powstawaniem. Należy jednak zwrócić uwagę, że w wielu przypadkach trendy te nie są istotne statystycznie (na poziomie $p < 0,05$).

Przeciętny czas trwania pokrywy lodowej na rzekach Ameryki Północnej jest w większości przypadków, przynajmniej o 30 dni krótszy niż na rzekach północnej Rosji (ryc. 1). Natomiast zmiany, jakie obserwuje się na rzekach tego regionu są większe niż na rzekach zlokalizowanych w innych obszarach.

Maksymalna miąższość pokrywy lodowej na rzekach półkuli północnej waha się od 50 do ponad 200 cm. Największa jest na rzekach Syberii i w najbardziej na północ zlokalizowanych posterunkach pomiarowych rzek Ameryki Północnej. Trendy zmian grubości pokrywy lodowej na większości rzek są ujemne, co oznacza jej systematyczne cienienie.

Analiza struktury zlodzenia rzek Syberii wykazuje, że faza formowania pokrywy lodowej trwa na tych rzekach od około 7 do 14 dni, co stanowi maksymalnie nieco ponad 5% czasu trwania wszystkich zjawisk lodowych. Spływ lodu trwa do 7 dni (do 3%). Pozostały czas przypada na obecność stałej pokrywy lodowej na rzece. W strukturze zlodzenia nie zaobserwowano istotnych zmian w ciągu analizowanego okresu.

Przedstawione w opracowaniu wartości trendów w niektórych przypadkach mogą odbiegać od tych przedstawionych przez Magnusona i in. (2000). Porównał on daty zlodzenia wybranych rzek i jezior łącznie dla całej półkuli północnej. Kierunek zmian pozostaje jednakże taki sam.



Ryc. 1. Czas trwania pokrywy lodowej na wybranych rzekach półkuli północnej (5. okresowe średnie ruchome)

Literatura:

- Magnuson J. J., Robertson D. M., Benson B. J., Wynne R. H., Livingstone D. M., Arai T., Assel R. A., Barry R. G., Card V., Kuusisto E., Granin N. G., Prowse T. D., Stewart K. M., Vuglinski V. S., 2000, *Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. Science*, nr 289/2000, s. 1743-1746
- Prowse T. D., Culp J. M., 2003, *Ice: breakup: a neglected factor in river ecology*, Can. J. Civ. Eng. 30, s. 128-144
- 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, s. 2761–2764

dr inż. Marzenna Sztobryn
mgr Arkadiusz Fabrycki,
mgr Katarzyna Krzysztofik
IMGW, Państwowy Instytut Badawczy,
Oddział Morski Gdynia
marzenna.sztobryn@imgw.pl
Arkadiusz.Fabrycki@imgw.pl

Częstość występowania stanów wody podczas zjawisk lodowych – przekrój Grudziądz

Badania zostały przeprowadzone w oparciu o pomiary i obserwacje prowadzone przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, w przekroju Grudziądz na rzece Wiśle. Okres obserwacji obejmował 1668 dni (od 1971 roku do 2005), podczas których zostały zaobserwowane zjawiska lodowe na rzece. Najczęściej występującymi rodzajami lodu były: kra - 31,7 % oraz śryż – 28,7%. W czasie obserwacji zjawisk lodowych, stany wody zmieniały się od 150 cm do 750 cm. Częstość występowania poziomów wody została obliczona dla przedziałów co 50 cm. Najczęściej (gdy były zaobserwowane zjawiska lodowe) poziomy wody układały się w strefie wokół 350 cm (prawie 50%). Pewne zróżnicowanie można zauważyć przy wydzieleniu obserwacji lodowych na dwie grupy; pierwszą podczas obserwacji śryżu i drugą podczas obserwacji kry lodowej. W grupie 1 (śryż), w ponad 50% poziomy wody zostały zanotowane, również wokół stanu 350 cm zaś przy występowaniu kry wysokość środka przedziału była wyższa i wynosiła około 375 cm. Zbadano również statystyczne rozkłady empiryczne.

Zmienność pokrywy lodowej na Zalewie Szczecińskim

Zalew Szczeciński jest akwenem o dość znacznych różnicach fizjograficznych. Różnice te przekładają się na zróżnicowanie morfologii i topografii pokrywy lodowej. Dotychczasowe badania nad morfologią i topografią pokryw wraz z formami lodu zdeformowanego na akwenach Morza Bałtyckiego były prowadzone głównie w północnych rejonach Morza Bałtyckiego (Palosuo 1975; Keinomen 1976, 1978; Leppäranta 1998).

Analiza zlodzenia Zalewu Szczecińskiego została oparta o profile lodowe w okresie zim 1995/96-1998/99. Profile takie pozwalają dość dobrze przedstawić budowę pokrywy lodowej, jej średnią grubość wraz ze wszelkimi formami lodu zdeformowanego (Bruns 1962; Derjugin, Karelin 1954; Derjugin, Stepanjuk 1974). Należy zaznaczyć, że na lodach m.in. Arktyki, Antarktyki oraz w północnej części Morza Bałtyckiego stosowane są bardziej wyspecjalizowane techniki badawcze jak sonary podwodne, teledetekcyjna termiczna analiza zdjęć satelitarnych, profilomierze laserowe, radar czy zdjęcia lotnicze (Wadhams 1996, Leppäranta 1999). W pracy wykorzystano również wyniki wcześniejszych obserwacji lodowych zebranych podczas wykonywania rekonesansów na wybrzeżu polskim w okresie 1970/71-1998/99.

Na zalewach przymorskich, jakim jest Zalew Szczeciński, dominującą postacią lodu jest lód stały powstały przeważnie w wyniku narastania grubości szkła lodowego.. Taka pokrywa lodowa spoista o dużej wytrzymałości i płaskiej powierzchni stosunkowo trudno ulega rozpadowi. Powstałe z niej pola lodowe mogą nawarstwić się na długich odcinkach, głównie na przedpolu lodu spiętrzonego. Największe grubości lodu nawarstwionego obserwuje się przeważnie na przedpolu zwału lodowego rzadziej natomiast z dala od zwału. Podobne nawarstwienia lodu obserwuje się na akwenach osłoniętych północnych rejonów Morza Bałtyckiego (Alestalo, Häikiö 1976) i na wodach otwartych (Kankaanpää 1997).

Na zalewach przymorskich rzadko tworzy się pokrywa ze ściśniętego i zespolonego śryżu i lepy lodowej. Pokrywy takie można niekiedy zaobserwować w strefie brzegowej z niewielkim wałem śryżowym na linii brzegowej. Podobnie rzadko pojawiają się tam pokrywy lodowe utworzone ze ściśniętych i zespolonych krążków lodowych czy gruzu lodowego. Na tych stosunkowo zacisznych akwenach pojawiający się śryż, lepa, krążki czy gruz lodowy, w okresie ochłodzenia ($t < 0^{\circ}\text{C}$) stosunkowo szybko zamarzają i przechodzą w stały lód brzegowy. Większe powierzchnie zajmują pokrywy lodowe utworzone z kry lodowej. Po rozpadzie lodu stałego, jeżeli nastąpi ochłodzenie, kora lodowa łatwo zespaja się.

Na akwenach osłoniętych rzadko obserwuje się wały śryżowe, które jeżeli pojawią się to, są stosunkowo niewysokie i często mają formę szczątkową. Tworzą się one na początku okresu zlodzenia. Częściej natomiast na zboczach płycizn lub w strefie brzegowej można zaobserwować stosunkowo wysokie osiadłe zwały lodowe. Różnią się one od innych spiętrzeń lodowych nie tylko procesem formowania się ale także budową. Zbocze nawietrzne zwału, po którym nasuwają się tafle lodowe, w pierwszych etapach zwałowania jest początkowo łagodne i im bliżej jego wierzchołka tym staje się ono bardziej strome. W końcowych etapach zwałowania tafle zbocza nawietrzne są przysypane gruzem lodowym powstałym z ich obłamywania się w partii szczytowej zwału. Natomiast zbocze zawietrzne ma przeważnie stałe nachylenie, które jest określane kątem naturalnego zsypania gruzu lodowego (Girjatowicz 1980).

Literatura:

- Alestalo J., Häikiö J., 1976, Ice features and ice-thrust shore forms at Luodonselkä Gulf of Bothnia in winter 1972/73, Fennia, 144, Helsinki.
- Bruns E., 1962, Ozeanologie, Band II, Berlin.
- Derjugin K.K., Karelin D.B., 1954, Ledovyje nabjudenija na morjach, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Derjugin K.K., Stepanjuk I.A., 1974, Morskaja gidrometrija, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Girjatowicz J.P., 1980, Geneza spiętrzeń lodowych na Zalewie Szczecińskim. PWN, Warszawa-Poznań: 67 pp.
- Girjatowicz J.P., 1999a, Structural variability of near-shore ice and its abrasive effects in sheltered and exposed areas, Quaternary Studies in Poland, Special Issue 1999, s. 103-107.
- Girjatowicz J.P., 1999b, Charakterystyka pokryw lodowych na wybrzeżu polskim. Inżynieria Morska i Geotechnika, Nr 6. Gdańsk.
- Kankaanpää P., 1997, Distribution, morphology and structure of sea ice pressure ridges in the Baltic Sea, Fennia 175,2, Helsinki, s. 139-240.
- Keinonen A., 1976, The shape and size of ice ridges in the Baltic according to measurements and calculations, Research Report No 17, Helsinki.
- Keinonen A., 1978, Presentations of sea ice ridges in general and physical characteristics of Baltic ridges for ship resistance calculations, Research Report No 24, Helsinki.
- Leppäranta M., 1998, Investigation of the Physics of the Winter Season in the Baltic Sea, Materiały, Konferencje nr 36, „Problemy fizyczne ekologii wód naturalnych”, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin, s. 25-37.
- Leppäranta M., 1999, Ice thickness mapping in the Baltic Sea, Publications of Second Workshop on the Baltic Sea Ice Climate, University of Tartu, s. 16-25.
- Manninen A.T., 1996, Surface roughness of Baltic Sea ice, Finnish Marine Research No 265, Helsinki, s. 81-107.
- Palosuo E., 1975, The formation and structure of ice ridges in the Baltic, Research Report No 12, Winter Navigation Research Board, Helsinki.
- Wadhams P., 1996, Sea Ice Morphology, (in:) Physics of Ice-Covered Seas: Lecture Notes from a Summer School in Savonlinna, University of Helsinki, Helsinki, s. 231-288.

mgr Grzegorz Wierzbicki,
Katedra Geoinżynierii SGGW,
mgr Michał Mazgajski,
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Warszawa,
grzegorz_wierzbicki@sggw.pl
michal.mazgajski@imgw.pl

Wezbranie zatorowe Wisły w Kotlinie Warszawskiej w lutym i marcu 2010

Rok 2010 w Polsce zostanie zapamiętany jako czas ekstremalnych wezbrań opadowych, podobnie jak rok 1997. Tymczasem rzeka Wisła w dolnym biegu, a szczególnie w Kotlinie Warszawskiej jest narażona na rozwój zatorów lodowych i śryżowych, które prowadzą do gwałtownych spiętrzeń wody mogących się przerodzić w katastrofalną powódź. Sytuacja taka prawie zaistniała w marcu 2010 roku, a więc zaledwie 2 miesiące przed wystąpieniem intensywnych opadów deszczu w Karpatach, które wywołały historyczne wezbranie i znaczne straty powodziowe na badanym terenie.

Intencją autorów niniejszej pracy jest podkreślenie potencjalnego zagrożenia powodziowego wynikającego z rozwoju zjawisk lodowych w korycie dolnej Wisły. Zagrożenie takie miało miejsce pod koniec zimy 2010 roku w Kotlinie Warszawskiej i może wystąpić w kolejnych sezonach zimowych w tym regionie. Jednocześnie problem ten wydaje się być niedoceniany na tle zaistniałych w maju i czerwcu 2010 roku katastrofalnych powodzi opadowych.

W pracy przeanalizowano rozwój zjawisk lodowych i przebieg wezbrania zatorowo – roztopowego rzeki Wisły w dolnej części Kotliny Warszawskiej, które miało miejsce na przełomie lutego i marca 2010. Stany wody w profilu Kępa Polska obserwowane w czasie tego zdarzenia porównano do stanów notowanych podczas ekstremalnych powodzi zaistniałych w tym regionie w styczniu 1982 i w maju 2010. Wykorzystano dane hydrologiczne rejestrowane w Systemie Telemetrii IMGW, komunikaty RZGW dotyczące zjawisk lodowych w polskich rzekach, dane meteorologiczne, przekroje poprzeczne koryta Wisły uzyskane na podstawie wierceń z pokrywy lodowej i pomiarów urządzeniem ADCP. Wykazano, że wezbranie miało gwałtowny przebieg i stanowiło duże zagrożenie powodziowe. Omówiono skutki wezbrania oraz podjęto próbę opisanie mechanizmu uszkodzenia wałów przeciwpowodziowych (w okolicy Rakowa i Kępy Polskiej) i wyjaśnienia przyczyny braku zaistnienia powodzi. Zwrócono uwagę na ochronną funkcję drzew rosnących na równinie zalewowej. Zauważono możliwość oddziaływania wychodni odpornych na erozję skał (które znajdują się w dnie doliny), na przebieg współczesnych procesów morfodynamicznych w korycie Wisły w Kotlinie Warszawskiej.

Sterowanie przebiegiem zlodzenia na Odrze w profilu Widuchowa

Możliwość sterowania zjawiskami lodowymi w przekroju Widuchowa na rzece Odrze badano na modelu fizycznym w hali Laboratorium Hydraulicznego im. prof. W. Balcerskiego Hydroprojektu Sp. z o.o. Oddział we Włocławku.

Celem badań przeprowadzonych w 1996 r. było sprawdzenie i weryfikacja na modelu hydraulicznym koncepcji zabudowy regulacyjnej sterującej zjawiskami lodowymi w hydrowężle Widuchowa. Zadaniem tej zabudowy było niedopuszczenie do wpływania lodu od Odry Zachodniej i kierowanie spływającego lodu wyłącznie do Odry Wschodniej. Na modelu fizycznym w skali geometrycznej 1:60 odwzorowano fragment hydrowężla tj. rozwidlone koryto Odry wraz z jazem na wlocie do Odry Zachodniej oraz budowlami regulacyjnymi.

Zakres badań:

Rozważono i sprawdzono trzy warianty regulacji zjawisk lodowych w hydrowężle Widuchowa:

- Wariant I: Zainstalowanie elastycznej przegrody śryżowej na Odrze Zachodniej przed jazem Widuchowa o działaniu ekwiwalentnym w stosunku do dotychczas obowiązującej instrukcji eksploatacji jazu.
- Wariant II: Zbudowanie stałej przegrody zatrzymującej śryż oraz krę lodową podczas rozpadu pokrywy lodowej. Zabezpieczy to Odrę Zachodnią przed pochodem wszelkiego lodu.
- Wariant III: Utworzenie kierownicy zbudowanej z trzech promów lub barek przycumowanych do lewego brzegu i do zakotwień dennych zlokalizowanych w korycie rzeki.

Badania polegały na obserwacji zachowania się poszczególnych wariantów zainstalowanej bądź zbudowanej przegrody podczas pochodu lodów wraz z pomiarami prędkości, przepływów oraz układem strug powierzchniowych w rejonie przegrody. Badania prowadzono przy całkowitym otwarciu jazu.

Podsumowanie i najważniejsze wnioski z badań.

1. Hydrauliczne badania modelowe przegród śryżowo – lodowych w hydrowężle Widuchowa pozwoliły na ocenę i weryfikację proponowanych rozwiązań regulacji zjawisk lodowych na wlocie do Odry Zachodniej.
2. Przegrodzenie wlotu od Odry Zachodniej budowlą stałą z postaci belki ślizgowej tzw. wariant II nie gwarantuje szczelności przegrody i nie spełnia oczekiwań odrzucenia kry w koryto Odry Wschodniej.
Rozwiązanie to oceniono negatywnie.
3. Pozostałe rozwiązania polegające na zainstalowaniu elastycznej przegrody śryżowej (tzw. wariant I) i elastycznej kierownicy zbudowanej z trzech promów lub barek (tzw. wariant III) spełniają oczekiwania uzyskania pokrywy lodowej i nadają się do realizacji.

Metody badań pokrywy śnieżnej

Badania pokrywy śnieżnej odgrywają istotną rolę w poznawaniu środowiska przyrodniczego i współczesnych zmian kriosfery. Śnieg odgrywa bardzo ważną rolę w wielu procesach zachodzących na ziemi, a także w życiu człowieka. Szczególnie w okresie coraz częściej występujących anomalii pogodowych i różnego rodzaju zjawisk ekstremalnych. Właściwe poznanie cech fizycznych, właściwości i struktury pokrywy śnieżnej stanowi ważny element oceny zagrożeń i problemów związanych z jej występowaniem. Również na obszarze Polski prowadzone są badania śniegu, jak np.: ocena zasobów wodnych zgromadzonych w pokrywie śnieżnej i związanego z tym zagrożenia powodziowego, czy też w celu oceny zagrożenia lawinowego na obszarach górskich.

Współcześnie maksymalna powierzchnia pokrywy śnieżnej na półkuli północnej zajmuje 45,2 mln km² (styczeń), a minimalna 1,9 mln km² (sierpień). Z kolei na półkuli południowej pokrywa śnieżna występuje przede wszystkim na lądolodzie Antarktydy, zajmując 14,5 mln km² (IPCC 2007). Należy zaznaczyć, że również w pokrywie śnieżnej obserwuje się pewne zmiany: średni miesięczny zasięg pokrywy śnieżnej na półkuli północnej zmniejszył się o 1,3% na dekadę w ciągu ostatnich 40 lat, a największe ubytki stwierdzono w okresie wiosennym i letnim. Największe zmiany ilości pokrywy śnieżnej są przewidywane dla umiarkowanych szerokości geograficznych (UNEP 2007)

Pokrywa śnieżna wywiera ogromny wpływ na klimat (albedo, właściwości izolacyjne, ochładzający wpływ na atmosferę), hydrologię powierzchniową (zmienia zasoby wodne w wielu częściach świata), równowagę energii w relacji Ziemia – atmosfera oraz życie na Ziemi. Śnieg jest ważnym czynnikiem zmian klimatu: posiada wysokie albedo, które jest głównym czynnikiem sprzyjającym wychładzaniu się powietrza, wyróżnia się niewielkim przewodnictwem cieplnym – izolator ciepła, skutecznie hamuje wymianę ciepła między powierzchnią gruntu a atmosferą, a także wpływa na cyrkulację atmosferyczną.

Szczególną rolę śnieg odgrywa na obszarach współcześnie zlodowaconych oraz strefy peryglacjalnej. Zasila lodowce i zapobiega ich roztopianiu, ochrania lądolody i lód morski przed roztopianiem, wpływa na stan termiczny wieloletniej zmarzliny oraz na czas i głębokość sezonowego zamarzania i tajania gruntu, jak również kształtuje wilgotność gleb.

Śnieg wywiera bezpośredni i pośredni wpływ na życie człowieka. Jest głównym źródłem odpływu wody z wielu regionów górskich, a tym samym, źródłem wody dla milionów ludzi. Umożliwia transport, turystykę i rekreację, które często stanowią główne źródło dochodu. Odgrywa ważną rolę w uprawie roślin i hodowli zwierząt. Wpływa na ekosystemy, przez co pokrywa śnieżna jest ważna dla zachowania bioróżnorodności (UNEP 2007).

Do pomiarów pokrywy śnieżnej stosuje się współcześnie wiele metod pośrednich i bezpośrednich. Są one stosowane zarówno w aspekcie naukowym (np. badania glaciologiczne, badania akumulacji śniegu na lodowcach czy obszarach ze stałe i okresowo występującą pokrywą śnieżną, badania bilansu masy lodowców), jak również w celu oceny związanych z jej występowaniem zagrożeń (np. ocena zagrożenia lawinowego, niebezpieczeństwa w ruchu komunikacyjnym czy chociażby zalegania śniegu na dachach budynków).

Najważniejszą metodą bezpośrednią jest pomiar, polegający na szczegółowej analizie profilu śniegowego „in situ”. Obejmuje on najczęściej takie elementy jak: całkowita głębokość, temperatura śniegu (T), identyfikacja granic pomiędzy warstwami śniegu, gęstość

śniegu każdej warstwy (ρ), wilgotność (zawartość wody) śniegu każdej warstwy (θ), twardość (zwartość) śniegu każdej warstwy (R), rozmiar ziaren śniegu każdej warstwy (E), forma ziaren śniegu każdej warstwy (F), a także opis i komentarz.

Gęstość śniegu najczęściej liczona jest w jednostkach masy na jednostkę objętości (kgm^{-3}). Innym ważnym parametrem jest wilgotność śniegu, którą możemy zdefiniować jako procentową zawartość wody w jednostce objętości lub w jednostce wagowej. Wyróżnia się śnieg suchy (dry), lekko wilgotny (moist), wilgotny (wet), mokry (very wet) i przesycony wodą (slush).

Kolejnym parametrem jest zwartość (twardość) śniegu, dla której wyróżnia się 6 stopni: bardzo niski (very low), niski (low), średni (medium), wysoki (high), bardzo wysoki (very high) i lód (ice).

Ze względu na rozmiar ziarna śniegu dzieli się na: bardzo drobnoziarnisty (very fine) $<0,2$ mm, drobnoziarnisty (fine) $0,2\text{--}0,5$ mm, średnioziarnisty (medium) $0,5\text{--}1,0$ mm, gruboziarnisty (coarse) $1,0\text{--}2,0$ mm, bardzo gruboziarnisty (very coarse) $2,0\text{--}5,0$ mm, ekstremalnie ziarnisty (extreme) >5 mm.

Dla określenia właściwości i warunków kształtowania się pokrywy śnieżnej, a także jej zmian w czasie szczególnie istotne jest poznanie formy (kształtu) ziaren śniegu. Pozwala ono ocenić rodzaj zachodzącej metamorfozy śniegu suchego (przy małym bądź dużym gradiencie temperatury) i śniegu mokrego. Wyróżniamy: 1. cząstki opadu – świeży opad (PP, precipitation particles – new snow); 2. cząstki fragmentaryczne (DF, decomposing and fragmented particles); 3. ziarna zaokrąglone (RG, grounded grains – monocrystalline); 4. ziarna otoczone powierzchniami płaskimi (FC, solid faceted crystals); 5. ziarna wydrążone (DH, cup shaded crystals – depth hoar etc.); 6. ziarna wilgotne (WG, wet grains); 7. kryształki pierzaste – szron (SH, surface hoar etc.); 8. wkładki lodu (IM, ice masses); 9. osady powierzchniowe i lodoszreń/szreń (CR, surface deposits and crusts).

Dokładna analiza profilu śniegowego pozwala określić wiele jego cech, jak również warunki jej powstawania. Rozpoznanie śniegu o odpowiedniej zwartości i formie ziaren jest ważnym wskaźnikiem stabilności pokrywy śnieżnej, a określenie jej gęstości daje możliwość oceny zasobów wodnych (ekwiwalent wodny).

Szczegółowy opis pomiarów pokrywy śnieżnej oraz klasyfikację śniegu przedstawiono w pracy *The international classification for seasonal snow on the ground* (Colbeck i in. 1990).

Literatura:

- Colbeck S.C., Akitaya E., Armstrong R., Gubler H., Lafeuille J., Lied K., Mcclung D., Morris E., 1990, *The international classification for seasonal snow on the ground*. Wallingford, Oxfordshire, International Association of Scientific Hydrology, International Commission on Snow and Ice (IAHS): 23 s.
- IPCC 2007, *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M.C. Marquis, K. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller). Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge and New York.
- UNEP 2007, United Nations Environment Programme, *Global Outlook For Ice & Snow*, Birkeland.

Wybrane ważne problemy związane z bezpiecznym projektowaniem i użytkowaniem budowli piętrzących wodę w warunkach zimowych na ciekach z okresowym ruchem rumowiska

Podstawowym elementem działalności związanej ze zrównoważonym rozwojem krajów są systemy wodno-gospodarcze, których granice wyznaczają zlewnie rzek. Rozwój gospodarczo-kulturowy obszarów jest uzależniony od istnienia sieci rzecznej i wykorzystania jej zasobów wodnych. Kanalizacja rzek oraz ich regulacja wymaga budowy obiektów (urządzeń) hydrotechnicznych tj. budowli piętrzących w postaci zapór i jazów oraz innych obiektów wodnych związanych gospodarką komunalną, przemysłem, energetyką itp., bez których żaden rozwój nie jest możliwy. Zadaniem budowli piętrzących jest kontrolowanie poziomów wody oraz przepływów, zaburzeniu wówczas ulega naturalny reżim rzek.

W sposób celowy jednak możemy wykorzystywać budowle hydrotechniczne do zmieniania reżimu przepływów w korytach rzek w kierunkach korzystnych, minimalizując wpływy negatywne [1, 2, 6, 11, 13-16, 19, 20, 23, 25]. Pełna kontrola przepływu w rzekach wymaga budowy obiektów piętrzących wyposażonych w ruchome zamknięcia, pozwalające na regulowany przepływ wody pobieranej zarówno z górnego poziomu piętrzenia (przelewy powierzchniowe), jak również z niższych poziomów (upusty denne), ustalonych wg potrzeb. W ten sposób możemy sterować parametrami przepływu wody, rumowiska i lodu przez strefę czaszy zbiornika, wymuszając wymagane napelnienie koryta oraz prędkość denną wody, większą od prędkości krytycznej[11].

W artykule podano ogólne uwagi o reżimie przepływów w ciekach, dokonano klasyfikacji reżimów przepływów w rzekach i kanałach z uwzględnieniem powszechnie występującego faktu zmian reżimu z upływem czasu. Wyróżniono reżim stabilny, pozornie niestabilny oraz niestabilny trwały.

Zmiany reżimu przepływów powodują zmianę położenia obwodu zwilżonego ciek, zarówno w jego łóżysku (najczęściej erozja) jak i na terenach zalewanych okresowo (zazwyczaj sedymentacja) [22].

Zmienność położenia obwodu zwilżonego jest wynikiem występowania przemian geomorfologicznych w dolinie rzeki wywołanych transportem rumowiska, który jest spowodowany procesami erozji i sedymentacji [9,10].

Należy wyróżnić dwa podstawowe rodzaje przemian geomorfologicznych:

- zmiany zachodzące w naturalnych warunkach na rzece niezabudowanej (reżim naturalny),
- zmiany na rzece zabudowanej stopniami wodnymi (jazy, zapory) oraz/lub uregulowanej (reżim wymuszony).

Występowanie erozji (dennej, bocznej) prowadzi do wzmożonego transportu rumowiska, którego najwyższa intensywność występuje w strefie przepływów odpowiadających wodzie brzegowej. Przepływy w tej strefie decydują o ukształtowaniu przekroju poprzecznego łóżyska oraz terenów międzywał rzeki. Jest to tzw. przepływ korytotworzący o powtarzalności co 2 lata, $p = 50\%$.

Sztuczne zmniejszenie prędkości wody powyżej budowli piętrzących wpływa na obniżenie wielkości siły unoszenia wody poniżej wartości krytycznej i związane z tym faktem zmniejszenie się energii przekazywanej na dno i skarpy koryta rzeki. W rezultacie następuje sedymentacja rumowiska, a w warunkach zimowych pojawiają się kłopoty z lodem [6].

Aby uniknąć, względnie ograniczyć rozmiar powyższych zjawisk część przelewowa budowli piętrzącej (jazy, zapory) powinna być skonstruowana w sposób umożliwiający przepuszczanie wód powodziowych przy obniżonych piętrzeniach, zapewniających na długości cofki prędkości nieco większych od prędkości krytycznych.

Przy prędkościach krytycznych obwód zwilżony jest stabilny, a krytyczna siła unoszenia (S_o) nie działa destrukcyjnie na obwód zwilżony, lecz zapewnia ciągłość przepływu wody, rumowiska i lodów [7].

Stwarzanie na pewien okres czasu warunków do swobodnego przepływu wody na normalnie spiętrzonej odcinku rzeki jest zatem konieczne, gdyż pozwala na:

- okresową wymianę wody z zastoiskowych przestrzeni zbiornika, co poprawia jakość wody i stan sanitarny zbiornika,
- usuwanie osadów dennych zgromadzonych w zbiorniku,
- prowadzenie skuteczniejszego przeciwdziałania powstawaniu zatorów śryżowych,
- uzyskiwanie wyższego położenia strefy kontaktowej między pokrywą lodową a wodą
- ograniczenie lub uniemożliwienie corocznej akumulacji osadów,
- ograniczenie występowania procesów biologicznych,

Sterowanie prędkościami wody w górnym stanowisku budowli piętrzących umożliwia wpływanie na kształtowanie się ustroju lodowego w zbiorniku, pozwalając na łagodzenie negatywnych procesów towarzyszących procesom lodowym i utrzymywanie zerowego bilansu transportu rumowiska.

Kontrolowanie prędkości przepływu w zbiorniku powyżej budowli piętrzących poprzez manewrowanie zamknięciami, pozwala na obniżanie wielkości potencjalnych sił unoszenia (S_p) do wartości nieszkodliwych (S_o), oraz na redukcję wolnej siły unoszenia ($S_w = S_p - S_o$) do wartości bezpiecznych.

Brak na szeregu stopni wodnych w świetle możliwości przepuszczania wód wezbraniowych przy zachowaniu prędkości wody w zbiorniku (V_z) na długości cofki zbliżonych do prędkości $V_z = (1,1 \div 1,3)V_{kryt.}$, pozwalających na ruch rumowiska, spowodował konieczność ich przebudowy.

W artykule podano opis sposobu rozwiązania problemu zamulania zbiornika przy zaporze San-Men na rzece Żółtej w Chinach, który polegał na generalnej przebudowie przelewów powierzchniowych oraz dobudowie upustów dennych. Zasada sterowania prędkością przepływającej wody o dużej koncentracji rumowiska została wprowadzona w Chinach (i nie tylko) jako wymóg normatywny i jest stosowana przy projektowaniu nowych budowli piętrzących [11].

Zmiany kształtu przekroju poprzecznego cieków w funkcji czasu (jako wynik naturalnych procesów geomorfologicznych) wpływają na zmianę zależności między stanami wody (H) a przepływem (Q) [15, 16]. Zmieniać mogą się zarówno stany wody jak i przepustowość koryta rzeki. Z tego względu konieczna jest zmiana dotychczasowego korzystania z krzywych natężenia przepływów $Q = f(H)$, ważnych dla określonego okresu czasu. Konieczne jest uwzględnianie w projektowaniu faktu podnoszenia się stanów wód powodziowych (miarodajnych i kontrolnych) wszędzie tam gdzie rozpozna się istnienie wznoszącego trendu stanów wody. Niestabilność stanów powodziowych powinna być uwzględniona przy ustalaniu rzędnych korony wałów przeciwpowodziowych oraz innych budowli wodnych [15, 16], natomiast niestabilność stanów niskich posiada znaczenie dla grawitacyjnego zasilania ujęć wody [17].

W świetle powyższych stwierdzeń nasuwają się następujące **wnioski**:

- Dane hydrologiczne miarodajne do projektowania powinny być opracowywane w ujęciu historycznym z uwzględnieniem rozpoznanego rzeczywistego reżimu zmian stanów wody i przepływów oraz z uwzględnieniem czasu użytkowania obiektu, a na podstawie analiz typu historycznego powinny być wykonywane prognozy futurystyczne.

- Przypadek obliczeniowy budowli piętrzącej pracującej okresowo przy obniżonym poziomie normalnego piętrzenia (NPP) powinien być uwzględniony w przepisach projektowania budowli wodnych.
- Kanalizacja rzek jest ekonomicznie uzasadnionym sposobem na stwarzanie warunków do prowadzenia zintegrowanej gospodarki wodnej i realizacji programu zrównoważonego rozwoju, szczególnie w zakresie wykorzystania energii wodnej. Redukcja wolnej siły unoszenia wody na odcinkach spiętrzonych stopniami ogranicza rozmiar procesów erozyjnych i rozprasza występowanie procesów lodowych na większych przestrzeniach, zmniejszając ich negatywne oddziaływania.
- Międzywałki rzek powinny być utrzymywane w stanie bez porostu drzewami, krzewami i roślinnością, gdyż porost powoduje gwałtowny wzrost współczynnika szorstkości "n" do wartości $n=0,2$ [25] zamiast na przykład $n=0,023$, zmniejszając wydatnie przepustowość rzek i wypiętrzanie profilu zwierciadła wód powodziowych ponad koronę istniejących wałów. Przy występowaniu porostu w międzywałki procesy sedymentacyjne przebiegają bardzo szybko. Sprzyja to również zatorom .

Literatura:

- Puciata M.A., O zatorach na Wiśle. Referat na 1 Zjazd działaczy dróg wodnych w roku 1894, s.274-261
- Maksymowicz N.J., Warunki ruszania lodów i walka z zatorami na Wiśle. Referat na X Zjazd rosyjskich specjalistów z zakresu dróg wodnych, Petersburg 1904, s. 1-34
- Prins J.E., Phenomena Related to Turbulent Flow in Water Control Structures, Delft Hydraulics Laboratory 1971, Publication no 76 III
- Mamak W., Regulacja rzek i potoków, Arkady, 1958, s.95-97
- Raudkivi A.J., Loose Boundary Hydraulics, 1976
- Grześ M, Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle, Mechanizmy i warunki, P.A.N Warszawa 1991
- Mamak W., Regulacja rzek i potoków, Arkady, 1958, s. 94-97
- Raczyński K., Projektowanie regulacji rzek i potoków górskich z uwzględnieniem ruchu rumowiska wlezonego, Gospodarka Wodna 1977, nr 9, str. 264-269
- Sundborg A., Reservoir sedimentation. General report for International Symposium on River Sedimentation, Beijing, China, 1980
- Sundborg A., Sedimentation problem in river basins, 1982
- Chen Lei, Sediment management in the Three Gorges reservoir. Hydropower and Dams, issue 6, 2008, s. 115-122
- Naprawa S., Prognozowanie przebiegu erozji koryt rzecznych poniżej budowli piętrzących. Materiały I Krajowej Konferencji Naukowej „Bezpieczeństwo i Trwałość Budowli Wodnych” Wrocław-Rydzyna 1993, s. 93-100
- Naprawa S., Procesy erozji i sedymentacji w korycie rzeki Tygrys i innych ciekach na obszarze Niziny Mezopotamskiej, Referat na Sympozjum dot. erozji i sedymentacji w krajach arabskich, Bagdad, 15-19.02.1986. Gospodarka Wodna , nr 9, 2001, s.388-391
- Naprawa S., Prognozowanie przebiegu erozji dennej koryt rzecznych poniżej budowli piętrzących wodę. Metody i przykłady obliczeń, maszynopis, 2011
- Jarominek E., Naprawa. S, Ocena naturalnego reżimu przepływów w rzece Odrze i wpływ zbiornika Racibórz Dolny na morfologię koryta poniżej zapory. Hydroprojekt Warszawa 2002, maszynopis
- Jarominek E., Naprawa S., Ocena przebiegu procesów morfologicznych w dolinie rzeki Wisły na odcinku stopień Włocławek-Tczew, oraz prognoza erozji i sedymentacji poniżej projektowanego stopnia Nieszawa z prognozą warunków przepływu wód powodziowych w warunkach zimowych, Hydroprojekt Warszawa, 2004, maszynopis

- Dymkowski A., Naprawa S., Wierciak A., Modernizacja ujęcia wody chłodzącej dla elektrowni Kozienice. Charakterystyka stanu istniejącego. Analiza warunków poboru wody. Hydroprojekt Warszawa , 2004
- D.L.Visher., W.H. Hager., Dam Hydraulics, ETH Zentrum, Zurich ,1999, s. 241-242
- Flushing of the Kuprun Power Plant , Tauernplan Consulting GmbH, Salzburg
- Alan S., The influence and management of sedimentation at hydroproject, Hydropower and Dams,2001, issue 1,s. 54-59
- Vesely J i in., Studium transportu rumowiska procesów erozyjnych i sedymentacyjnych w czesko polskim odcinku Odry (km 3,93 do3,978) , Brno 2002
- Dembowski R., Proces załadowania terenu międzywałą wybranego odcinka Górnej Wisły, IMGW, 1988
- Chin D.A., Water Resources Engineering, Pearson Prentis Hall, 2006
- Sniszchenko B.F., Rusłowje procesy riek, Gidrometeoizdat, 2002
- Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains, USGS, Water –Supply Paper 233, internet

Organizacja i zarządzanie systemem lodołamania na Dolnej Wiśle

Wisła była i jest nadal najbardziej niebezpieczną w czasie pochodu lodu rzeką w Europie. Sprzyjającą okolicznością występowania powodzi zatorowych ze strony rzeki stanowią uwarunkowania geomorfologiczne i klimatyczne, wynikające z położenia geograficznego naszego kraju. Tragiczne w skutkach powodzie zatorowe, w XIX wieku w delcie Wisły legły u podstaw regulacji ujściowego odcinka rzeki na wysoką wodę, z wykonaniem Przekopu Wisły pod Świbnem. 31 marca 2010 roku Żuławianie skromnie uczcili 115 rocznicę tego wydarzenia.

Wykonanie Przekopu Wisły nie gwarantowało 100% bezpieczeństwa od powodzi zatorowych. Wręcz przeciwnie, spotęgowało natychmiast ostrość występujących na 33km odcinku rzeki zjawisk lodowych (od Tczewa do ujścia) i zwiększyło rozmiar strat w przypadku przerwania wałów. Lodołamanie za pomocą lodołamaczy wiślanych (weich selesbrechen), stało się nieodzownym działaniem prewencyjnym, szczególnie na żuławskim odcinku rzeki. Początek formowania pierwszego systemu lodołamania na Wiśle datuje się od zimy 1881/1882. Wtedy, do kruszenia pokrywy lodowej na Wiśle Śmiałej (Przełom z 1840 roku), wprowadzono do eksploatacji pierwszy lodołamacz o napędzie parowym o mocy 120KM o nazwie „Wisła” (Weichsel). Po oddaniu do eksploatacji stopnia wodnego we Włocławku w 1970 roku, na Dolnej Wiśle zaczął się drugi system lodołamania. Niestety w tym, że od roku 1972 oba systemy nie są zintegrowane organizacyjnie z administracją dróg wodnych. Panujący od wielu lat w przeprowadzaniu akcji lodołamania „niezdrowy dualizm”, przyniósł krajowi więcej szkód niż pożytku.

Tak więc, kwintesencją dalszego bezpieczeństwa i zmniejszenia zagrożenia ze strony powodzi zatorowych dla obszarów nizinnych dorzecza Dolnej Wisły, jest istnienie mobilnych, zintegrowanych systemów lodołamania, zdolnych do realizacji zapisów prawa wodnego, w tym skutecznej likwidacji zagrożeń od zatorów lodowych na Dolnej Wiśle.

W referacie przedstawiona zostanie specyfika akcji lodołamania oraz wskazanie, jaki wpływ na przebieg akcji ma należyta jej organizacja i zarządzanie.



Lodołamacze na zbiorniku włocławskim, luty 2010, fot. B. Pawłowski

Dokumentacja fotograficzna zjawisk lodowych i śnieżnych

Na proces powstania dokumentacji fotograficznej, której ostatecznym efektem jest plik przygotowany do druku, składa się wykonanie zdjęć aparatem cyfrowym oraz odpowiednia obróbka plików w programie graficznym.

Optymalny sprzęt do zastosowań dokumentacyjnych w badaniach naukowych z zakresu szeroko rozumianych nauk geograficznych, zazwyczaj nie musi charakteryzować się bardzo dużą rozdzielczością mpix (dla przykładu - do wydruku dobrej jakości 10x15cm wystarcza około 2mpix). Jednak większa ilość pikseli daje komfort i swobodę późniejszej obróbki. Ponadto, nowszy sprzęt możliwościami i jakością obrazu zawsze wyprzedza ten z przed kilku lat.

Przy wyborze /zakupie/ aparatu, można zwrócić uwagę na takie funkcje i elementy wyposażenia jak:

- zapis nie tylko plików graficznych JPG, ale i numerycznych (RAW),
- jak najszerszy zakres dostępnych wartości czułości matrycy ISO (najwyższych wartości nie da się w większości warunków używać ze względu na duże tzw. szumy),
- fizyczną wielkość matrycy /w cm/ a więc i wielkość samych pikseli – im większa tym lepiej,
- stabilizacja obrazu, możliwość wygodnego używania filtrów, gwint mocowania statywu,
- ogniskową obiektywu adekwatną do planowanych zastosowań.

Lepiej pod tym względem, a także pod względem jakości samego obrazu będą wypadały lustrzanki, czyli aparaty z wymienną optyką. Jednak ze względu na cenę, masę i rozmiary to właśnie mniejsze „kompakty” są używane częściej. W zazwyczaj spotykanych warunkach w terenie, otrzymana z nich jakość plików, będzie wystarczająca do zastosowań naukowych. Problemy mogą pojawiać się w trudnych warunkach oświetleniowych lub przy wykonywaniu dużych (>A4), powiększeń na papierze.

Śnieg i lód to elementy, których poprawne odwzorowanie w przygotowywanej fotografii, wymaga w pierwszej kolejności właściwego dla jasnych partii obrazu pomiaru światła. W tym celu można stosować częściowy /lub punktowy/, dla interesującej nas części kadru pomiar światła, lub odpowiednią korektę ekspozycji. Analizę jasności zdjęcia umożliwia podgląd histogramu w aparacie /słupkowy wykres rozkładu jasności pikseli obrazu/. W przypadku znacznego prześwietlenia jasnych partii obrazu /zwłaszcza dla plików JPG/, zazwyczaj niewiele występujących w tych miejscach szczegółów daje się odzyskać w procesie obróbki.

Rozpiętość tonalna danej sceny, to różnica w ilości światła, jaka potrzebna jest do prawidłowego naświetlenia ciemnych i jasnych partii obrazu. Przy bardzo wysokim kontraście może zdarzyć się, że poprawne odwzorowanie bieli pociągnie za sobą zbyt ciemne odwzorowanie pozostałych partii obrazu. W zimie, mogą wystąpić tak duże rozpiętości tonalne (np. oświetlony słońcem śnieg i będące w cieniu pnie drzew), że matryca aparatu nie będzie w stanie przyjąć obrazu o takim kontraście. Część lustrzanek posiada możliwość sterowania kontrastem zapisywanego obrazu – w przypadku ryzyka utraty części informacji, kontrast należy zmniejszyć. Inną metodą może być zastosowanie naświetlenia i obróbki w tzw. technice HDR (patrz: <http://www.fotal.pl/hdr-driczyli-techniki-zwiekszenia-zakresu-tonalnegocz-1/>). Jeśli różnice w jasności dla danej sceny wyrażają się kontrastem pomiędzy np. zaśnieżonym terenem a ciemnym niebem, można stosować odpowiednie filtry, zakładane na obiektyw. Wśród nich, polecić należy szary, gradacyjny filtr połówkowy, który możemy stosować w pozycji odpowiedniej dla przyciemnienia interesującej nas części kadru. W

przypadku potrzeby eliminacji (bądź wzmocnienia) odbić na powierzchni lodu lub wody, sprawdzi się kołowy filtr polaryzacyjny.

W terenie należy wykonać kilka odmiennych ujęć danego zjawiska, różniących się głębią ostrości (różna wartość przesłony f), zbliżeniem (ogniskowa obiektywu), perspektywą (bliżej-dalej, wyżej-niżej), sprawdzając w każdym przypadku poprawność naświetlenia (histogram) oraz ostrość (brak poruszenia zdjęcia).

Oprócz strony technicznej istotna jest także estetyczna strona fotografii. Odpowiednie rozmieszczenie elementów w kadrze, nawet podczas wykonywania typowo dokumentacyjnych zdjęć, winno być podporządkowane pewnym regułom. Zastosowanie się do nich sprawi, że zdjęcia będą atrakcyjniejsze w odbiorze. Najważniejsze to:

- wybór ramki obrazu (kadr poziomy, pionowy, kwadrat, panorama), powinien być on dostosowany do przebiegu głównych linii kompozycyjnych na zdjęciu oraz do ujęcia istotnych dla nas elementów, a wyeliminowaniu nieistotnych,

- umieszczenie głównych elementów w tzw. mocnych punktach obrazu (ryc. 1 - nie w środku kadru!) i taki sposób, by obraz był w równowadze,

- odpowiedni, czytelny (wyróżniający obiekty z tła) dla nich układ tonalny. W przypadku dokumentacji zjawisk lodowych nie zawsze jest łatwe i może wymagać też odpowiedniego sterowania głębią ostrości poszczególnych planów na zdjęciu lub konieczności doświetlenia obiektu lampą błyskową.

Prostota ujęcia wpływa na większą czytelność zamysłu autora i zdjęcie jest łatwiejsze w odbiorze.

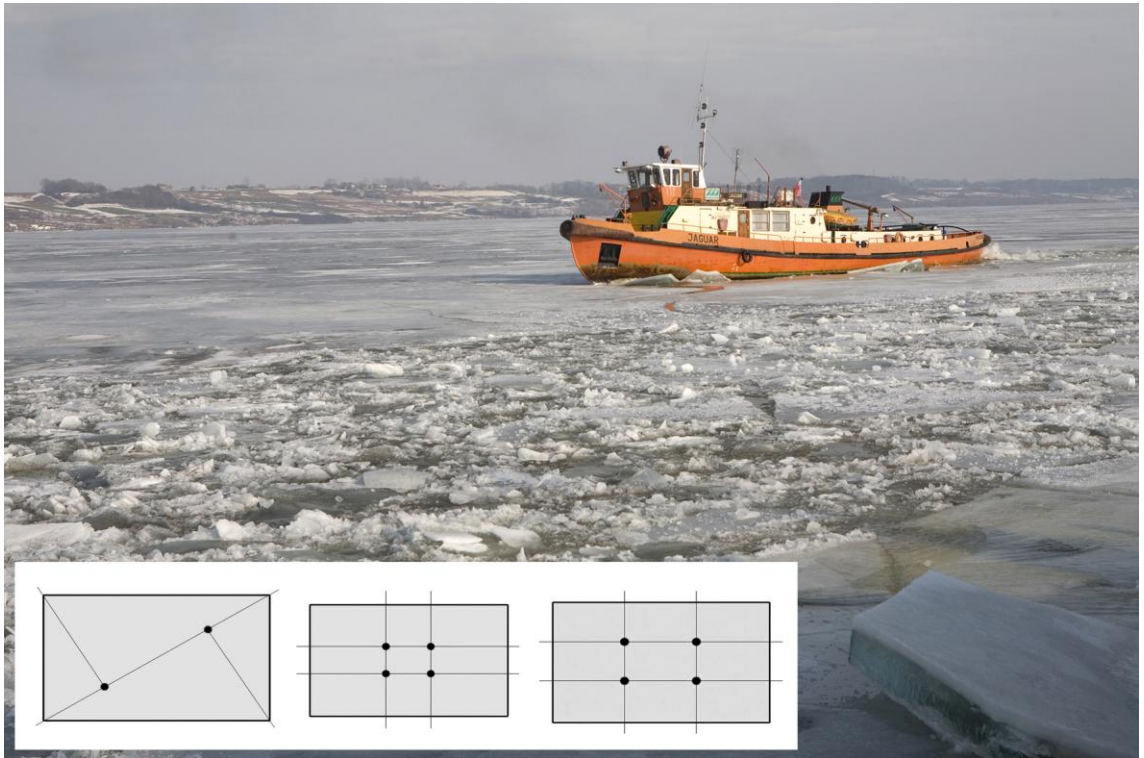
Niektóre sytuacje wymagają umieszczenia obok fotografowanego zjawiska przedmiotów, będących punktem odniesienia, skalą porównawczą ich wielkości /patrz zdjęcie zjawiska zwałowania lodu zamieszczone w „Sytuacja lodowa na zbiorniku..”/. W geomorfologii są to zazwyczaj składane miary lub łaty geodezyjne. W przypadku braku takiego sprzętu, może być to postać ludzka lub inny mały przedmiot, np. pudełko od zapalek czy zaślepka od obiektywu.

Obróbka w programach graficznych, w przypadku plików numerycznych jest dwuetapowa. Na poziomie RAW, będzie dotyczyć ustawień balansu bieli i korekcji ekspozycji, a także znalezienia odpowiedniego, dla najlepszej czytelności danego zjawiska kontrastu – oddzielnie dla jasnych i ciemnych partii obrazu. Funkcje te, w tej formie nie są dostępne w przypadku obróbki graficznych plików JPG. Zmiany jasności o kontrastu w plikach JPG nie umożliwiają w takim stopniu poprawy dynamiki tonalnej mało zróżnicowanych jasnością elementów w pliku wejściowym. Po przekonwertowaniu na plik graficzny (najlepiej bezstratny TIF), dokonuje się ostatecznej korekty kolorystycznej oraz jasności, najlepiej w programie Adobe Photoshop, ewentualnego odszumienia, przeskalowania i wyostrenia zdjęcia (w podanej kolejności), oraz zapisania go jako plik JPG.

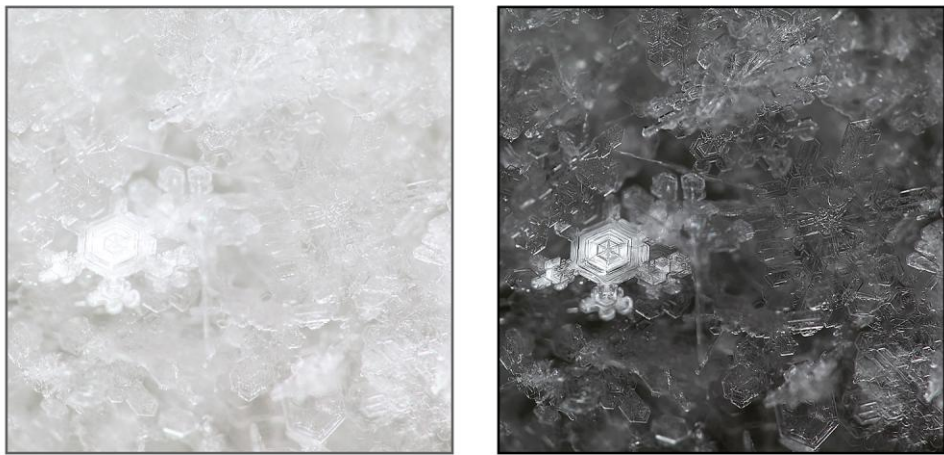
Przykład efektów obróbki pliku wykonanego jako RAW przedstawiono na rycinie 2. Do wykonania tej makrofotografii użyto aparatu Canon EOS 5d mkII i obiektywu EF 100mm/f2.8 macro USM z konwerterem Raynox M-250, oraz lampy błyskowej Speedlight 550EX, z dodatkowym, papierowym dyfuzorem.

Inne uwagi praktyczne:

- nie należy modyfikować na stałe plików oryginalnych a jedynie ich kopie,
- w komputerze najlepiej przechowywać pliki zmniejszone, co ułatwia dostęp i przeglądanie,
- rozmiar plików do zastosowań multimedialnych, np. prezentacje, to zazwyczaj maksymalnie 1024x768 pikseli,
- w pracach magisterskich i doktorskich dobrym rozwiązaniem jest umieszczenie rozdziału „dokumentacja fotograficzna” i wydrukowanie go na błyszczącym papierze o gramaturze większej od standardowej.



Ryc. 1. Mocne punkty obrazu przy różnych podziałach kadru oraz przykład zastosowania zasady w praktyce



Ryc. 2. Plik surowy /prześwietlony/ i plik po obróbce.

SESJA POSTEROWA

Powodzie w rejonie Bydgoszczy

Powodzie na terenach znajdujących się obecnie w granicach administracyjnych Bydgoszczy w zdecydowanej większości przypadków spowodowane były przez przybór wody na Wiśle. W przeszłości tereny nadwiślane wchodzące w skład jej terasy zalewowej (rejon Płatnowa, Łęgnowa, Brdyujścia, Pałcza i Łoskonia) były podtapiane przynajmniej raz w roku. Świadectwem przystosowania się tamtejszej ludności do współżycia z żywiołem są istniejące do dziś zabudowania gospodarskie lokalizowane na nasypach, w których konstrukcja budynków pozwalała na szybkie przeniesienie majątku i inwentarza na wyższe piętra. Obszary w sąsiedztwie Wisły stopniowo zabezpieczane były przed bezpośrednim napływem wody obwałowaniami. W przypadku rejonu Łęgnowa i Płatnowa stało się to ostatecznie na początku XX wieku, natomiast wał chroniący wschodnią część Fordonu domknięto w 1996 roku. Inwestycje te jednak nie mogły wyeliminować zagrożenia powodziowego w centralnej części Bydgoszczy, którego osią jest Brda. Specyficzne położenie hydrograficzne Bydgoszczy, od początku istnienia osadnictwa w tym rejonie musiało powodować, że w trakcie przyboru wody na Wiśle, następowało podpiętrzanie uchodzącej do niej Brdy i powstanie zjawiska tzw. cofki. W uproszczeniu polega ono na wstrzymaniu swobodnego odpływu wód do rzeki głównej. Zablokowana u ujścia przez Wisłę Brda płynie coraz wolniej, rekompensując to wylewaniem na przyległe tereny. Czasami nawet obserwować można było ruch wody w kierunku przeciwnym do normalnego. Według najnowszych badań spośród wielu miast położonych w dorzeczu Wisły, w Bydgoszczy zasięg wiślanej cofki należy do największych – około 20 kilometrów od ujścia Brdy. Najprawdopodobniej głównie z tego właśnie względu najstarszą część średniowiecznego miasta zlokalizowano na wyniosłościach terenu. Mimo to w źródłach do dziejów Bydgoszczy już we wczesnych fazach rozwoju miasta, można napotkać na wzmianki o powodziach, których skutkiem były znaczne straty materialne.

Obiektywna ocena zjawisk powodziowych jest możliwa dla ostatnich 150 lat istnienia miasta a zwłaszcza od lat 70. XIX wieku, kiedy to w rejonie Bydgoszczy zaczęto prowadzić systematyczne obserwacje wodowskazowe. Największa powódź w tym okresie wystąpiła na przełomie marca i kwietnia 1888 roku, kiedy w wyniku utworzenia się zatoru lodowego na Wiśle w pobliżu Fordonu, na blisko dwa tygodnie doszło do znacznego podpiętrzenia Brdy. W centralnej części miasta rzeka podtopiła między innymi strefę pomiędzy dzisiejszymi ulicami Grodzką i Stary Port, podchodząc aż pod zamek bydgoski. Częściowo pod wodą znalazła się także Wyspa Młyńska. Na wodowskazie w obrębie dawnej śluzie miejskiej odnotowano 2 kwietnia 1888 roku maksymalny stan wody równy 559cm, co odpowiada rzędnej terenu 35,74 m n.p.m. Kr.

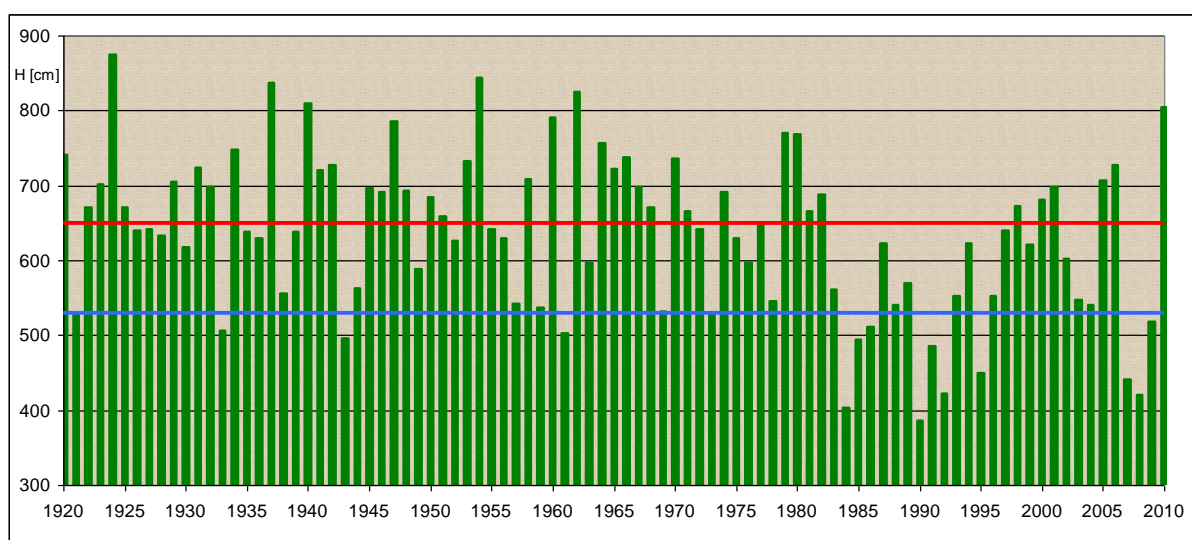
Po niej wystąpiły kolejne duże powodzie: w marcu 1889, na przełomie marca i kwietnia 1909 i 1924 roku (875 cm na wodowskazie w Fordonie – absolutne maksimum) , w marcu 1937 roku, w marcu i kwietniu 1940 roku i wreszcie w marcu 1947 i 1954 roku. Wszystkie z nich miały wspólną genezę - spiętrzenie kry na Wiśle w rejonie Bydgoszczy skutkowało wstrzymaniem odpływu na północ i rozwojem cofki w górę biegu Brdy. Obecnie najbardziej znane są skutki powodzi z 1924 roku i z 1937 roku, ze względu na bogatą dokumentację fotograficzną tych wydarzeń. W obu przypadkach pod wodą znalazły się spichrze bydgoskie, ulica Stary Port razem z gmachem Poczty Głównej oraz częściowo Rybi Rynek a także tereny bezpośrednio przyległe do Brdy od centrum aż do ujścia.

Jak dotąd największe powodzie występowały wiosną, w marcu i kwietniu. Nie można jednak lekceważyć zagrożenia powodziowego, które może pojawić się latem w wyniku

intensywnych i rozległych opadów dorzeczu Wisły. Dowodzą tego duże kulminacje z lipca 1934 roku, z maja 1960 roku, z czerwca 1962 roku, czy z maja 2010 roku.

Wezbranie opadowe na Wiśle w maju 2010 roku wywołało cofkę na Brdzie o zasięgu nienotowanym od blisko 50 lat. Bez precedensu w historii bydgoskich powodzi jest fakt iż w trakcie wezbrania o tej genezie stany wody aż przez dziewięć dni przekraczały poziom alarmowy oraz wreszcie to że już czerwcu Wisła ponownie wezbrała znacznie przekraczając stan alarmowy. W maju wody Wisły zalały ulice Promenada, Frycza-Modrzewskiego i Nad Wisłą oraz zaczęły się przesączać przez korpus wału chroniącego oczyszczalnię ścieków w Fordonie. Z kolei Brda podtopiła fragmenty ulic Przemysłowej i Toruńskiej a przede wszystkim bulwary nadrzeczne aż do Mostu Bernardyńskiego. Pod wodą znalazł się najniżej położony fragment bulwaru przy ulicy Stary Port. Podniesienie stanu wody na Brdzie wywołane cofką można było obserwować aż do Śluzy Miejskiej, czyli ponad 12 kilometrów od ujścia Brdy.

W kontekście powodzi warto wspomnieć, że na tle innych miast w Polsce, Bydgoszcz charakteryzuje się znaczną koncentracją tzw. znaków wielkiej wody – tablic upamiętniających i dokumentujących kulminacje fal powodziowych. Takich wiarygodnych znaków zinwentaryzowano tutaj jak dotąd dziewięć: pięć z 1888 roku (na moście kolejowym przy ul.Żeglarskiej, na dawnej śluzie miejskiej, na Młynach Rothera, na Elektrowni Wodnej „Kujawska” i przy ul.Stary Port), trzy z 1947 roku (na śluzie miejskiej, na śluzie Brdujście i na jazie Czersko Polskie) i jeden z 1846 roku (na Młynach Rothera).



Ryc. 1. Zestawienie najwyższych rocznych kulminacji na Wiśle w Fordonie w odniesieniu do stanu ostrzegawczego i stanu alarmowego w latach 1920-2010.

Zmienność geometrii koryta dolnej Wisły w okresie zlodzenia rzeki

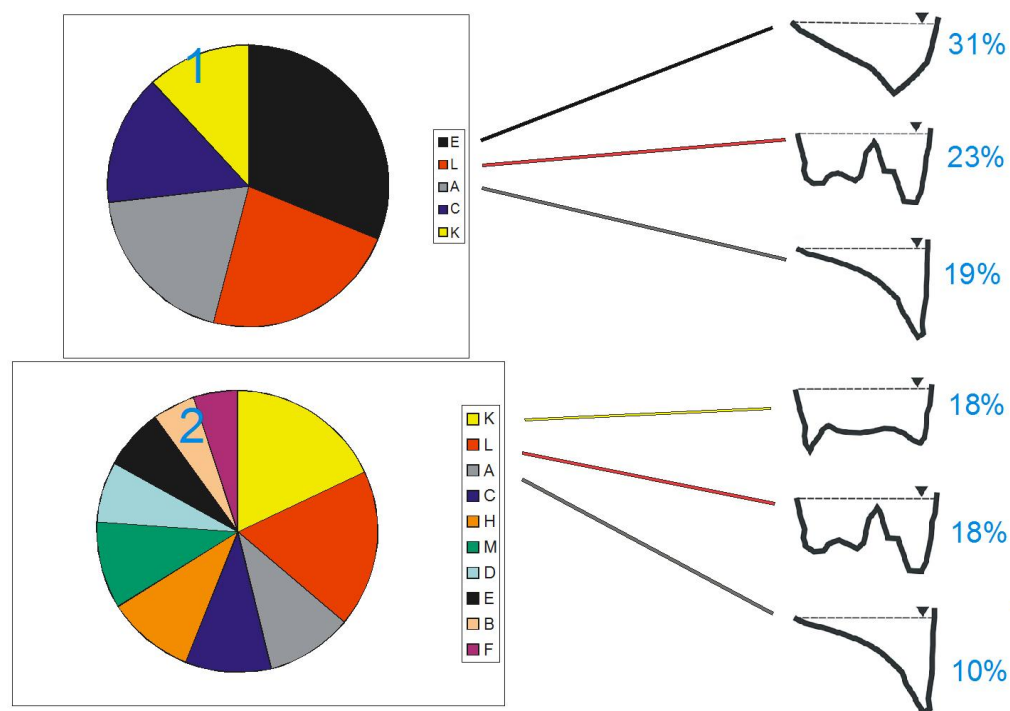
Badaniami objęto Dolną Wisłę od Modlina (km 550) do Tczewa (km 908). W opracowaniu ujęto 66 przekrojów poprzecznych koryta dolnej Wisły, wykonanych w latach 1996-2006. W wybranych profilach poprzecznych, badania zlodzenia prowadzone były przy zastosowaniu sond udarowych (Grześ 1991), a otwory w pokrywie lodowej wykonywano co 10-50m. Określenie położenia spągu warstwy poszczególnego rodzaju lodu, umożliwiło obliczenie lodowego wypełnienia koryta rzeki lodem [i%]. Opierając się na klasyfikacji bazującej na symetrii i układzie form korytowych, przeprowadzono typologię przekrojów poprzecznych. Obliczono dla nich szereg parametrów hydraulicznych.

Obliczono, że średnie wypełnienie lodem przekroju poprzecznego koryta rzeki na odcinku uregulowanym wyniosło 35%, natomiast na odcinku nieuregulowanym 43%. Analizując średnie wartości miąższości podbitki śryżowej, stwierdza się ich większą miąższość na odcinkach nieuregulowanych (odpowiednio 2,46 i 3,06 m). Maksymalne wypełnienie przekrojów poprzecznych lodem osiągnęło 88 % w Płocku (km 633) 9.02.2006 roku i było wynikiem nagromadzenia się lodu w górnej części czaszy Zbiornika Wodnego Włocławek.

Typologia przekrojów. W grupie badanych przekrojów, wyróżniono 10 typów wg zmodyfikowanej (rozszerzonej) klasyfikacji J. A. Milne (1979). Dla całej badanej grupy, najczęściej spotykanym okazał się typ L (asymetryczny z dużą centralną łachą piaszczystą). Na rzece nieuregulowanej, gdzie analizie podano 40 przekrojów (w przypadku kilku koryt w przekroju, typologii poddano tylko koryto główne), stwierdzono największą różnorodność typów. Dwa typy, jakie osiągnęły największy udział w całości wykonanych sondowań, to przekroje typu K (symetryczny, płytszy w środkowej części - 18%) oraz L (18%), a więc koryta płytsze w środkowej części przekroju. Udział żadnego z pozostałych, 8 typów nie przekroczył już 10%. Na rzece uregulowanej, przekroje (26) przyporządkowano do 5 typów, gdzie najczęściej spotykanym, okazał się być typ E (31%, asymetryczny), który wraz z typem L (23%) stanowił ponad 50% stwierdzonych przypadków. Nieco mniejszym udziałem charakteryzował się typ A (19%, bardzo asymetryczny), oraz typy: C (trójkątny asymetryczny) i K. **Porównując sytuację z rzeką nieuregulowaną, na drugim i trzecim miejscu pod względem liczebności znalazły się te same typy. W przypadku koryta po regulacji, dominujący typ zmienił się z typu K na typ E (ryc. 1).**

Zmiany wypełnienia lodowego i geometrii w czasie i przestrzeni. W profilu Płock, w styczniu 1997, wypełnienie koryta lodem w czasie pomiaru wykonanego bezpośrednio po rozbudowie pokrywy wynosiło 69%. Po upływie 25 dni, zmniejszyło się do 55%. W pionie pomiarowym, gdzie podczas pierwszego sondowania podbitka śryżowa sięgała prawie do dna, drugie sondowanie wykazało erozję do 1m. W rejonie Dobrzykowa, w wyniku występowania zabutki śryżowej, w ciągu 10 dni doszło do powstania przeszło 2m przegłębienia przy prawym brzegu. Miało ono szerokość 100-150m i długość około 1 km (Grześ 1999). Konsekwencją znacznego wypełnienia koryta lodem są zwykle zmiany w przebiegu nurtu.

Miedzy Modlinem a Płockiem, gdzie w korycie znajdują się wyspy, rolę „kanałów ulgi” spełniają w zimie boczne odnogi (ryc.2). W przypadku zatorów o ekstremalnym przebiegu, dochodzić może do powstania rozległych form erozyjnych na poziomie zalewowym. Formy takie, znane z równiny zalewowej dolnej Wisły opisywane były przez P. Gierszewskiego (1991), M. Grzesia (1999), a z odcinka Wisły środkowej przez J. Karabona (1980).



Ryc. 1. Typy geometryczne przekrojów poprzecznych i ich występowanie na Dolnej Wiśle /1- odcinek uregulowany, 2- odcinek nieuregulowany/



Ryc. 2. W przypadku znacznego wypełnienia głównego koryta lodem /A/, nurt bardzo często przerywa się do bocznej odnogi /B/

W okresie zlodzenia rzeki dochodzi do drastycznej zmiany warunków przepływu (Majewski, 1987, Paślawski, 1970). Składają się na to: przyrost obwodu zwilżonego wraz ze wzrostem oporów przepływu oraz zmiany czynnej powierzchni przekroju poprzecznego (Majewski, 1987, Majewski i Grześ, 1986).

Przedstawione tu wyniki badań pokazują dużą różnorodność geometrii zlodzonych przekrojów koryta dolnej Wisły, wyraźnie wskazują na dużą dynamikę ich zmian w okresie zimy.

Literatura:

- Gierszewski P., 1991, Zatorowe deformacje poziomu zalewowego Wisły w rejonie Ciechocinka, *Przeł. Geogr.* 63, 1-2, s. 133-141.
- Grześ M., 1991, Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle - mechanizmy i warunki, IGiPZ PAN, Warszawa, ss. 184.
- Grześ M., 1999, Rola zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta dolnej Wisły, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Toruń, Geografia XXIX -nauki matematyczno-przyrodnicze*, zeszyt 103, s. 113-128.
- Karabon J., 1980, Morfogenetyczna działalność wód wezbraniowych związana z zatorami lodowymi w dolinie Wisły Środkowej, *Przeł. Geologiczny* nr 9 (329), 512-515.
- Majewski W., 1987, Wpływ pokrywy lodowej na charakterystykę hydrauliczną zbiorników przepływowych na rzekach nizinnych na przykładzie zbiornika Włocławek, *Polska Akademia Nauk, Instytut Budownictwa Wodnego w Gdańsku*, ss. 132.
- Majewski W., Grześ M., 1986, Formation ice cover on impounding reservoir and its influence on roughness coefficients and flow conditions, *IAHR Ice Symposium, Iowa City, Proceedings I*, s. 63-73.
- Milne J.A., 1979, The morphological relationships of bends in confined stream channels in upland Britain, *Geographical Approaches to fluvial processes*, s. 215-
- Pasławski Z., 1970, Wpływ zjawisk lodowych na przepływ rzeczny, *Prace PIHM*, ss. 99.

Artykuł autora na ten temat w: Gospodarka Wodna 7/2008, s. 276-280.

Wieloletnia zmienność zlodzenia Wisły w Toruniu i Niemna w Smolnikach w XIX i XX wieku

Ciągi obserwacyjne zlodzenia na Wiśle i Niemnie należą do najdłuższych na świecie. Najstarsze zachowane wyniki obserwacji zjawisk lodowych na Wiśle pochodzą z lat 20. XVIII wieku z Torunia (Mikulski, 1965). Podobną serię posiada Niemen w miejscowości Smolniki (Stonevicius i inni, 2008).

W opracowaniu wykorzystano następujące serie danych:

- WISŁA – dane pochodzące z IMiGW, obejmujące okres 1814-2003 dla pokrywy lodowej (najdłuższy bez luk danych)
- NIEMEN – dane uzyskane dzięki uprzejmości prof. K. Kilkusa z Uniwersytetu Wileńskiego, obejmujące okres 1812-2000 dla pokrywy lodowej
- NAO – miesięczny indeks NAO z okresu 1821-2000 (Jones i inni, 1997) pozyskany ze strony internetowej Climatic Research Unit of the University of East Anglia (www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao). Dla dat rozpadu pokrywy lodowej wykorzystano tzw. „late winter NAO index” obliczony jako średnia dla miesięcy styczeń-marzec. W analizie dat powstawania pokrywy lodowej wykorzystano średnią z miesięcy październik-grudzień.
- WARSZAWSKA SERIA TEMPERATURY POWIETRZA – średnie miesięczne wartości temperatury powietrza dla stacji Warszawa-Observatorium z okresu 1779-1998 (seria jednorodna) pochodzące z pracy H. Lorenc *Studia nad 220-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*. Wykorzystano średnie temperatury dla miesięcy luty-marzec dla okresu 1814-1998. Obliczono korelację z datami rozpadu pokrywy lodowej na Wiśle. W przypadku korelacji z datami początku pokrywy lodowej wzięto pod uwagę średnią z miesięcy listopad-styczeń.

Od drugiej połowy XX wieku przeważają lata, gdy pokrywa lodowa na Wiśle nie występuje w ogóle. Na Niemnie lód zwykle utrzymuje się od 80 do 120 dni, jego brak stwierdzono jedynie w zimie 1974/75 i 1997/98. Jednakże na obu rzekach obserwowane są istotne statystycznie trendy skracania się czasu trwania pokrywy lodowej. Wyrażają się one w coraz późniejszym pojawianiu się pokrywy lodowej i w coraz wcześniejszym jej rozpadzie (tab. 1).

Tab.1. Trendy zmian zlodzenia Wisły i Niemna

Parametr	Zmiana [dni/100 lat]	
	Wisła	Niemen
Czas trwania	39 (krócej)	22 (krócej)
Początek	13 (później)	8 (później)
Koniec	13 (wcześniej)	11 (wcześniej)

Czas trwania pokrywy lodowej, zarówno na rzece Wiśle jak i na Niemnie, ulega wyraźnemu skracaniu. Tendencje zmian zachodzących w zlodzeniu Wisły i Niemna są typowe dla większości rzek półkuli północnej (Magnuson et al. 2000; Grześ, Ćmielewski 2008). Współczynniki korelacji dat rozpadu pokrywy lodowej ze wskaźnikiem NAO na poziomie -0,4 (Wisła) i -0,5 (Niemen) pozwalają wyjaśnić tym wskaźnikiem zaledwie do 30% zmian zlodzenia tych rzek. Korelacja temperatury powietrza z datami powstawania ($r =$

0,59) i rozpadu ($r = 0,67$) pokrywy lodowej na Wiśle wyjaśnia natomiast około 35% do 40% zmienności tych zjawisk. Wiele zmian w ustroju lodowym rzek spowodowanych jest czynnikami antropogenicznymi, takimi jak: lodołamanie, regulacja rzek, zanieczyszczenie, oddziaływanie elektrowni wodnych. Na tym etapie badań trudno określić rolę poszczególnych czynników. Z całą pewnością ogromną rolę w przyspieszeniu zejścia lodu na Wiśle (skróceniu czasu trwania pokrywy lodowej) od połowy XIX wieku odgrywa lodołamanie. Na Niemnie zejście lodu odbywa się w sposób naturalny (Stonevicius et al. 2008), a posterunek obserwacyjny w Smolnikach znajduje się poza zasięgiem oddziaływania piętrzenia w Kownie.

Literatura:

- Grześ M., Ćmielewski M., 2008, *Zmienność zlodzenia wybranych rzek Arktyki w XX wieku*, Problemy Klimatologii Polarnej, 18, Gdynia, s. 69-78
- Jones, P.D., Jónsson, T. and Wheeler, D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*, Int. J. Climatol, 17, s. 1433-1450
- Magnuson J.J., Robertson D.M., Benson B.J., Wynne R.H., Livingstone D.M., Arai T., Assel R.A., Barry R.G., Card V., Kuusisto E., Granin N.G., Prowse T.D., Stewart K.M., Vuglinski V.S., 2000, *Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere*, Science, 289/2000, s. 1743-1746
- Mikulski Z., 1965, *O najstarszych systematycznych obserwacjach wodowskazowych na ziemiach polskich*, Przegląd Geofizyczny 10, 2, s. 153-169
- Stonevicius E., Stankunavicius G., Kilkus K., 2008, *Ice regime in the Nemunas River, Lithuania*, Climate Research, 36, s. 17-28

Pełny tekst:

Ćmielewski M., Grześ M., 2010, *Wieloletnia zmienność zlodzenia Wisły w Toruniu i Niemna w Smolnikach w XIX i XX wieku*, Gospodarka Wodna, 3/2010, s.112-115

NOTATKI

NOTATKI

NOTATKI