

POLSKA AKADEMIA NAUK

**INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA**

Marek Grześ

***Zatory i powodzie zatorowe
na dolnej Wiśle***

MECHANIZMY I WARUNKI

WARSZAWA 1991

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

MAREK GRZEŚ

ZATORY I POWODZIE ZATOROWE

NA DOLNEJ WIŚLE

Mechanizmy i warunki

Wielce szanowny Panie Profesorze
Tereni Kozłowski - Jędrzej z wy
wypadami wypadami gwałtownego destrukcji na kana
przebieg o przebieg o przyjęciu tej pracy

20. XI. '91 20. XI. '91

Marek Grześ

**POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
AND SPATIAL ORGANIZATION**

MAREK GRZEŚ

**ICE JAMSAND FLOODS
ON THE LOWER VISTULA RIVER
Mechanism and processes**

**POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA**

**POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY
AND SPATIAL ORGANIZATION**

MAREK GRZEŚ

**ZATORY I POWODZIE ZATOROWE
NA DOLNEJ WIŚLE
Mechanizmy i warunki**

**ICE JAMS AND FLOODS
ON THE LOWER VISTULA RIVER
Mechanism and processes**

WARSZAWA

1991

Praca habilitacyjna wykonana w programie CPBP 03.09.4.01

Adres autora: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk, Zakład Geomorfologii
i Hydrologii Nizu
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19

ISBN 83-00-03450-1

SKŁAD: Pracownia Fotoskładu Kazimierz Krzeski, Warszawa ul. Wspólna 69. DRUK:
Kujawskie Zakłady Poligraficzne „Polfa“, Aleksandrów Kuj., ul. Wyspiańskiego 1.
Nakład 700 egz., objętość 11,5 ark. druk., papier offset gat. I 70 g 70 × 100 cm, ilustracje
kreda 2 str. 135 g 70 × 100 cm. OPRAWA: Toruńskie Zakłady Graficzne, ul. Katarzyny 4

SPIS TREŚCI

Str.

Wstęp	7
1. Cel i zakres pracy	9
2. Terminologia	10
3. Rys historyczny powodzi zatorowych	
3.1. Powódzie do końca XIX w.	20
3.1.1. Środki ochrony	22
3.2. Powódzie w XX w.	24
3.2.1. Środki ochrony	29
4. Podział dolnej Wisły ze względu na stan hydrotechnicznego zagospodarowania	32
5. Wybrane zagadnienia metod sondowania zatorów	34
6. Zjawiska zatorowe w zbiorniku stopnia wodnego Włocławek	
6.1. Zarysowanie problemu	41
6.2. Ogólna charakterystyka stopnia i jego zbiornika	41
6.3. Wpływ stopnia i zbiornika na przebieg zjawisk lodowych w granicach cofki	45
6.4. Formowanie pokrywy lodowej na zbiorniku	49
6.5. Rozpad pokrywy lodowej na zbiorniku	56
6.6. Analiza wybranych sytuacji zatorowych	57
6.6.1. Sezon zimowy 1981/82	58
6.6.2. Sezon zimowy 1982/83	62
6.6.3. Sezon zimowy 1983/84	64
6.6.4. Sezon zimowy 1984/85	68
6.6.5. Sezon zimowy 1985/86	70
6.6.6. Sezon zimowy 1986/87	74
6.7. Częstotliwość występowania i położenie zatorów	78
6.8. Nadpiętrzenia zatorowe na zbiorniku	82
6.9. Próby sterowania przebiegiem i natężeniem zlodzenia zbiornika	92
7. Rozwój zjawisk zatorowych na odcinku Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek	96
8. Zjawiska lodowe a morfologia koryta	
8.1. Faza formowania pokrywy lodowej	105
8.2. Faza zalegania pokrywy lodowej	108
8.3. Faza rozpadu pokrywy lodowej	114
9. Problem zatorów na nie uregulowanym odcinku dolnej Wisły	
9.1. Charakterystyka odcinka	118
9.2. Odcinki zatorowe	123
10. Struktura wewnętrzna zatorów śrężowych i śrężowo-lodowych	126
Podsumowanie	132
Podziękowania	137
Literatura	139
Summary	145
Dokumentacja fotograficzna	151

1. Introduction

2. Materials and Methods

3. Results

4. Discussion

5. Conclusions

6. Acknowledgements

7. References

8. Appendix

9. Summary

10. Index

WSTĘP

A. Symonowicz (1969), uważa że pojęcie powodzi tylko na pozór jest oczywiste i jednoznaczne. Przez określenie „powódź” należy rozumieć każde wezbranie rzeki, przekraczające ustalony przepływ nieszkodliwy, to jest każde wezbranie wyrządzające szkody społeczno-gospodarcze (Janc, Krukowicz 1987). „Powodziami nazywamy takie wezbrania wody w ciekach, zbiornikach lub na morzu, podczas których woda po przekroczeniu stanu brzegowego zalewa doliny rzeczne, albo tereny depresyjne, a przez to powoduje zniszczenia, straty finansowe i pozaekonomiczne (społeczne, moralne itp.)” (Ciepielowski, Kiciński 1988, s. 7). We wszystkich definicjach powodzi podkreśla się występowanie strat gospodarczych. Czy termin powódź zatem jest terminem hydrologicznym czy też ekonomicznym? Wobec braku precyzyjnych kryteriów hydrologicznych, najczęściej w literaturze za skalę powodzi przyjmuje się wielkość strat gospodarczych. W prawidłowo zagospodarowanych dnach dolin zagrożonych zalewaniem nie będzie więc dużych powodzi, gdyż nie będzie dużych strat. W przypadku gdy w dnie zalanej doliny znajduje się majątek o znacznej wartości, mówić można o dużej czy też katastrofalnej powodzi. Jest to więc problem prawidłowego inwestowania (gospodarowania) na obszarach zagrożonych zalewaniem, z jednej strony, i wysokości wezbrania, z drugiej.

Jedną z przyczyn katastrofalnych w swych skutkach wezbrań (powodzi) są zjawiska lodowe. Złożoność warunków doprowadzających do wezbrania zatorowego, jego lokalny zasięg (cofka zatoru), gwałtowny i krótkotrwały przebieg składa się na to, że jest to najtrudniejszy do prognozowania element ustroju hydrologicznego rzeki. Dotyczy to szczególnie nie uregulowanych jej fragmentów. Istnieją teoretyczne podstawy do określenia czasu, miejsca i wysokości wezbrania zatorowego. Weryfikacja modeli teoretycznych na potrzeby zimowej eksploatacji rzeki nie daje jeszcze w pełni zadowalających rezultatów. Wynika to głównie z braku odpowiednich badań w naturze. Wiąże się to też częściowo z niedoskonałością metod pomiarowych. Podstawowym źródłem informacji o zlodzeniu rzek są wyniki pomiarów i obserwacji prowadzonych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Niestety posterunki obserwacyjne na dolnej Wiśle oddalone są od siebie nawet o 50 km. Często zator występuje w takiej odległości od wodowskazu, że spiętrzenie zwierciadła wody około 2—3 m i związana z nimi cofka nie są na nim odnotowane. W zasadzie, poza okresowymi pomiarami grubości pokrywy lodowej nie prowadzi się innych „pomiarów lodowych” (pozostałe to obserwacje).

Brak jest precyzyjnych kryteriów zatorów. Dotyczy to nie tylko bezpośrednich badań terenowych ale i analiz kameralnych. Jedynym ogólnodostępnym kryterium zatoru i powodzi zatorowej jest wysokość strat, do których one doprowadziły. W trakcie zbierania danych stwierdzono, że odnotowywane są tylko powodzie zato-

rowe powodujące znaczne straty w skali regionu (gmina, województwo, odcinek rzeki). W takiej sytuacji określenie częstotliwości występowania analizowanego zjawiska pozostanie zawsze szacunkiem.

Powódź zatorową czy wezbranie zatorowe w związku z jego krótkotrwałością (od paru godzin do kilku dni), lokalnym zasięgiem i nieregularnością pojawienia się (co 2—4 lata) uważa się za zjawisko nadzwyczajne, a często jako incydentalne. Zator wraz z wezbraniem, które powoduje, jest elementem ustroju hydrologicznego rzeki.

Zjawiska zatorowe o przebiegu ekstremalnym, przynoszące straty gospodarcze i społeczne wywołują większe zainteresowanie. Dotyczy ono likwidacji szkód, analizy przyczyn i eliminacji niektórych zatorogennych czynników. Dla zilustrowania omówionego wyżej zagadnienia posłużono się dwoma przykładami.

Po serii powodzi zatorowych na Wiśle, w granicach zaboru rosyjskiego, ówczesne władze Guberni Warszawskiej powołały komisję. Jej zadaniem była analiza przyczyn tworzenia się zatorów, przeprowadzenie badań i opracowanie projektu likwidacji zatorów (Puciata 1894). Jak na ówczesne czasy osiągnięto znaczny postęp wiedzy na temat mechanizmów tworzenia się zatorów (Maksimowicz 1904). Niestety nie udało się odnaleźć dokumentacji technicznej z tego okresu. Prawdopodobnie były to pierwsze w świecie kompleksowe badania zatorów.

Po 88 latach od opublikowania raportu komisji M. Puciaty, w styczniu 1982 r. na Wiśle w rejonie Płocka wystąpiła katastrofalna powódź zatorowa. Prezes Rady Ministrów powołał międzyresortową komisję do zbadania przyczyn powodzi (*Raport...* 1982), a Rada Ministrów podjęła uchwałę (Nr 48/83, 13 04 1983) w sprawie działań zmierzających do ograniczenia zagrożenia powodzią na ziemi płockiej. Niektóre wyniki tych działań zostaną omówione w niniejszej pracy.

Potrzebę prowadzenia rozszerzonych badań nad powodzią zatorowymi w literaturze polskiej podkreślano wielokrotnie (m.in. Lambor 1933; Kobendzina 1954; Wokroj 1954; Mikulski 1963; Paślowski 1970; Arkuszewski 1982). Problem ten omawiany jest w opracowaniach o charakterze monograficznym (m.in. Kolberg 1861; Walewander 1932; Kobendzina 1954; Tyszcza 1954; Mikulski 1957), jak również w monotematycznych pracach dotyczących zjawisk lodowych (Lambor 1948; Gołek 1957, 1973; Paślowski 1970; Wiśniewski 1975; Majewski 1987). Stwierdza się brak szczegółowego omówienia problematyki zlodzenia rzek w akademickich podręcznikach hydrologii.

Większe zainteresowanie problematyką zjawisk lodowych nastąpiło w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych. W ramach programu rządowego (PR-7) „Podstawy inżynierskiej zabudowy rzek dla potrzeb gospodarki wodnej kraju” (*Hydroprojekt* 1985) realizowany był temat „Badania zjawisk lodowych na rzekach dla potrzeb prognoz i ochrony przeciwpowodziowej” (*Badania...* 1983). Natomiast w ramach Centralnego Programu Badań Podstawowych (CPBP 03.09), „Metody analizy użytkowania zasobów wodnych” realizowana była grupa tematyczna (04): „Modelowanie procesów lodowych w rzekach i zbiornikach przepływowych”. Niniejsza praca przygotowana została w ramach tematu (01), „Mechanizmy i warunki tworzenia się zatorów śryżowych i lodowych: techniki badawcze, morfologia, mechanizmy”.

1. CEL I ZAKRES PRACY

Próba problemowego ujęcia zjawisk zatorowych na dolnej Wiśle, to główny cel niniejszej pracy. Zamierzeniem autora nie było monograficzne opracowanie zatorów i wezbrań zatorowych na dolnej Wiśle. Uwagę skupiono na wybranych zagadnieniach ustroju lodowego rzeki, wiążących się bezpośrednio z hydrologią i zabudową hydrotechniczną rzeki. Praca jest próbą wypełnienia luki istniejącej pomiędzy badaniami o charakterze geograficznym i hydrotechnicznym.

Najwięcej miejsca w pracy poświęcono problematyce zjawisk lodowych na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek. Jest to najbardziej newralgiczne miejsce zatorowe w Polsce (Grześ 1983). Z uwagi na odrębność warunków formowania się zatorów w rejonie ujścia Wisły (Majewski, Bagińska, Walczak 1989), problem ten potraktowano marginesowo. Omówiono jedynie zdarzenia lodowe o wymiarze historycznym.

Uznano za celowe bliższe omówienie dwóch zagadnień nie wiążących się bezpośrednio z problematyką lodową dolnej Wisły. Pierwsze to terminologia lodowa, drugie to metody sondowań zatorów. Ustalenia terminologiczne oparte na literaturze i własnych przemyśleniach, to 68 definicji i terminów lodowych wraz z ich odpowiednikami w języku angielskim. Pozwalają one uniknąć nieporozumień wynikających z nieprecyzyjności i wieloznaczności stosowanych terminów. Wobec faktu, że znaczną część pracy poświęcono wynikom sondowań zatorów, uznano za niezbędne przedstawienie metodyki tych pomiarów. Umożliwia to ocenę reprezentatywności wyników.

Zasadnicza część pracy obejmuje następujące zagadnienia:

1. Przegląd największych znanych powodzi zatorowych na dolnej Wiśle do końca XIX w. i w XX w. Zebrany i usystematyzowany materiał wykorzystano w analizie przyczyn tworzenia się zatorów, skali tego zjawiska i jego częstotliwości. Dokonano również przeglądu metod i środków walki z lodowym żywiołem oraz oceny ich skuteczności.
2. Analizę warunków tworzenia się zatorów różnego typu. Oparto się głównie na wynikach własnych badań terenowych, wykorzystując specjalnie w tym celu opracowane metody, poczynając od zastosowania sond, a na zdjęciach lotniczych kończąc.
3. Analizę sytuacji zatorowych na rzece swobodnie płynącej, obejmującą mechanizmy i warunki formowania się zatorów.
4. Analizę warunków formowania się i rozpadu pokrywy lodowej na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek.
5. Rozwój zjawisk lodowych na odcinku Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek oraz ocenę zagrożenia zatorowego.

6. Strukturę wewnętrzną zatorów i morfologię powierzchni jako wskaźnik warunków formowania zatorów.
7. Analizę roli zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta i terenów zalewowych.
8. Ocenę możliwości sterowania przebiegiem zjawisk lodowych z uwzględnieniem takich metod jak: regulacja rzeki, budowa przegród lodowych, lodołamanie, podporządkowanie pracy stopnia wodnego sytuacji lodowej na rzece.
9. Typologię zjawisk zatorowych; kryteria klasyfikacyjne zatorów; charakterystykę zatorogennych odcinków rzeki.

Omówione zagadnienia obejmują tylko nieznaczną część obszernego problemu związanego z okresowym zlodzeniem Wisły. Dotyczy to w jednakowym stopniu prac o charakterze poznawczym jak i też aplikacyjnym. Niezbędna jest ścisła współpraca placówek badawczych z bezpośrednimi użytkownikami rzeki. Przemawia za tym nie tylko fakt znacznego rozproszenia informacji o zlodzeniu, ale i ich nieporównywalności. Z podobnymi problemami spotykano się w Kanadzie. T.D. Prowse (1985) opracował wskazówki dla różnych instytucji zajmujących się zbieraniem danych o zlodzeniu rzek. Tłumaczenie tej interesującej pracy udostępnione zostało służbom liniowym Okręgowych Dyrekcji Gospodarki Wodnej. Podkreślić należy, że dopiero wystąpienie realnego zagrożenia powodzią zatorową, zniszczenie wału, mostu czy też unieruchomienie ujść wody jest podstawą do powołania zespołu ekspertów. O takich przypadkach wspomniano w niniejszej pracy, pochodzącej od 1894 r. (Puciata 1894).

2. TERMINOLOGIA LODOWA

Wielu autorów (m.in. Lambor 1948; Gołek 1964; Paślowski 1970; Majewski 1987) podkreślało już wieloznaczność niektórych terminów lodowych i związaną z tym dużą dowolność ich stosowania. Podstawowym i najczęściej jedynym źródłem informacji o zjawiskach lodowych na wodach śródlądowych są roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych, opracowywane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Ograniczono się w nich do 5 form zlodzenia (sryż, kra, lód brzegowy, pokrywa lodowa, zator). We wskazówkach dla obserwatora posterunku wodowskazowego (*Wskazówki...* 1977) wydzielono 8 form zlodzenia. W analizie procesów lodowych w rzekach jest to niewystarczające. Rozszerzone terminologie wraz z krótkimi definicjami wybranych procesów lodowych przedstawili Z. Paślowski (1970) i W. Majewski (1987). W literaturze światowej przyjęto za obowiązującą terminologię opracowaną przez Sekcję Problemów Lodowych Międzynarodowej Asocjacji Badań Hydraulicznych (IAHR). Wielojęzyczna Terminologia Lodowa (*Multilingual Ice Terminology*, 1977) łącznie z uzupełnieniem (*Addendum I*, 1980), obejmującym również polską wersję, zawiera 106 pojęć w 21 językach. Terminologia ta z niewielkimi zmianami stosowana jest w niniejszej pracy. Wspomniana już wyżej wieloznaczność niektórych terminów lodowych dotyczy między innymi takich terminów jak „lód prądowy” (brak odpowiednika w języku angielskim), „sryż” i „lód denny”. Zagadnienie to zostało precyzyjnie wyjaśnione przez W. Majewskiego (1987).

Z uwagi na trudności związane z dostępnością Wielojęzycznej Terminologii Lodowej przedstawiono własną terminologię, obejmującą kilkadziesiąt definicji form zlodzenia i procesów lodowych. W poniższym zestawieniu wykorzystano

również raport grupy roboczej „Hydraulika lodu rzecznego” na temat „Zatory lodowe — ocena stanu wiedzy” (IAHR 1986), trzecią i czwartą część monografii zatorów lodowych (Beltaos 1988), wskazówki do programów zbierania danych o zlodzeniu rzek (Prowse 1985) oraz prace B. Michela (1971, 1978, 1986). W wykazie pominięto wiele terminów uznanych za oczywiste i nie budzące najmniejszych wątpliwości.

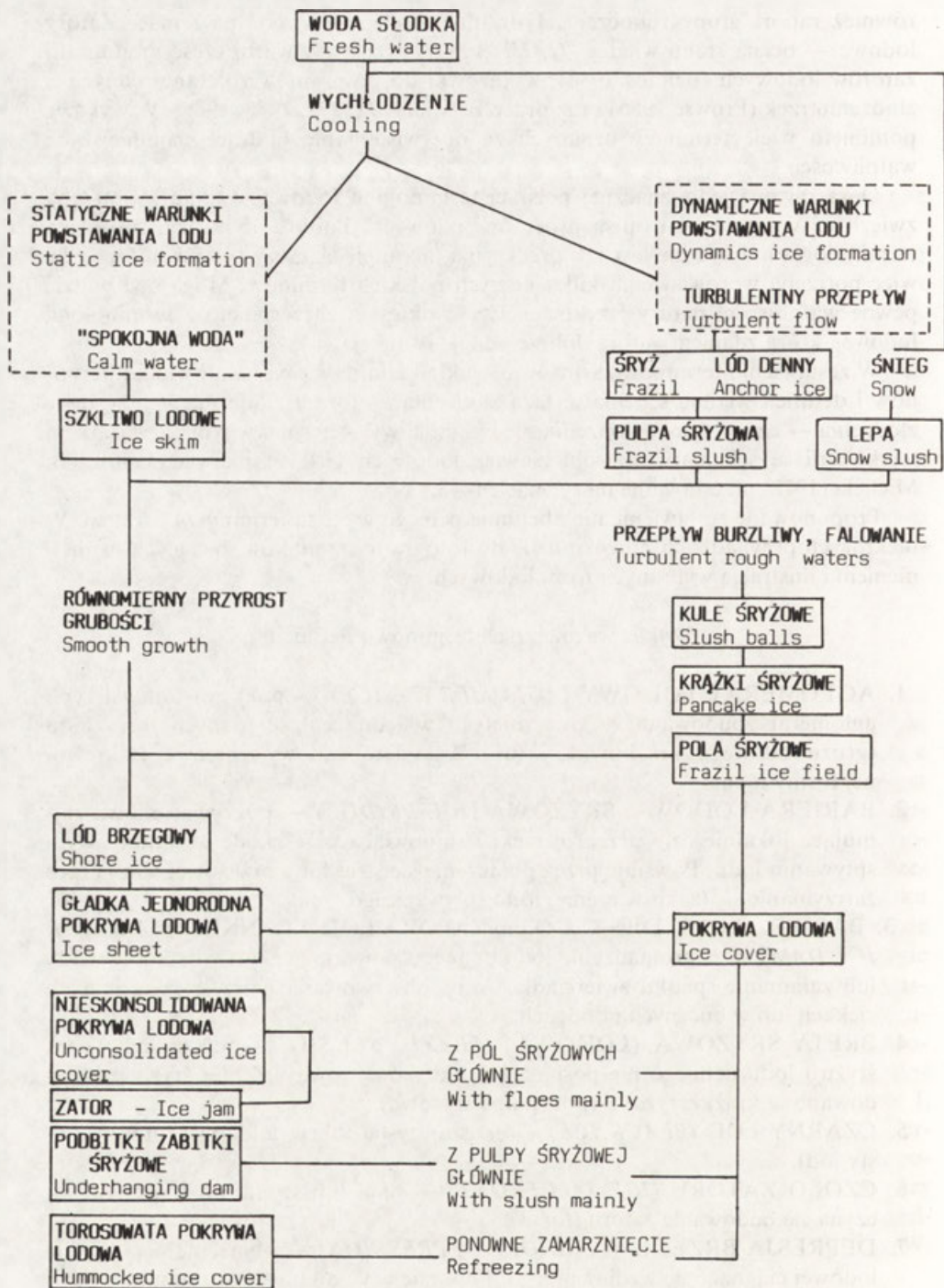
Opracowanie jednoznacznej polskiej terminologii lodowej wynika z potrzeby zwięzłości wypowiedzi i opisu procesów lodowych. Podkreślić należy, że polska terminologia lodowa nie jest tak precyzyjna jak angielska, czy rosyjska. Zachodzi więc potrzeba wprowadzenia kilku nowych polskich terminów. Mogą one budzić pewne wątpliwości natury językowej. Część określeń zaczerpnięto z terminologii ludowej, która zdaniem autora dobrze oddaje istotę zjawisk.

W zestawieniu terminów zastosowano układ alfabetyczny. Idealny układ terminów i definicji według schematu: faza zlodzenia — forma zlodzenia — natężenie zlodzenia — czas trwania zlodzenia nie był możliwy. Alternatywnym rozwiązaniem tej kwestii są schematy rozwoju zjawisk lodowych G.P. Williamsa (1970) i B. Michela (1972) przedstawione na rycinach 1—3.

Proponowane zestawienie nie obejmuje pełnego wykazu terminów i definicji. W niektórych przypadkach odwołano się do fotografii i rysunków, będących uzupełnieniem i ilustracją wybranych form lodowych.

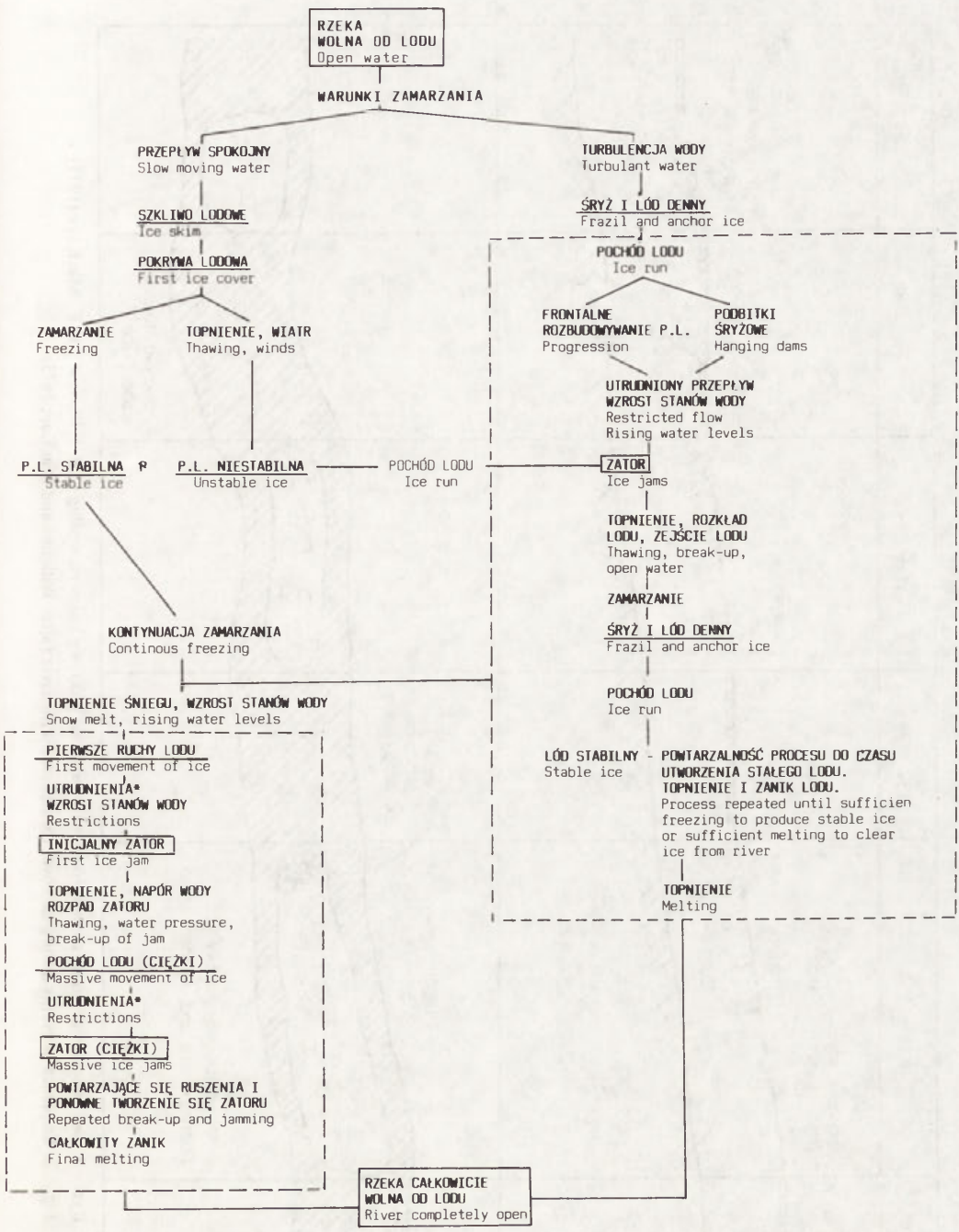
Wykaz ważniejszych terminów i definicji

1. **AGLOMERAT LODOWY** (*AGLOMERATE ICE*) — pokrywa lodowa typu aglomerat zbudowana ze zmarzniętych w jedną całość różnych form lodu (gruzu lodowego, krążków, kry, itp.). Aglomerat lodowy z przewagą określonej formy lodu.
2. **BARIERA LODOWA, ŚRYŻOWA** (*ICE BRIDGE*) — pokrywa lodowa zajmująca lokalnie cały przekrój rzeki i stanowiąca przeszkodę w tranzytowym spływananiu lodu. Powstaje przez połączenie się stref lodu brzegowego lub przez zatrzymanie się (zakotwiczenie) lodu spływającego rzeką.
3. **BARIERA LODU DENNEGO** lub **ZAPORA LODU DENNEGO** (*ANCHOR ICE DAM*) — nagromadzenie lodu dennego powodujące wzrost stanów wody lub załamanie spadku zwierciadła wody, obserwowana najczęściej na małych ciekach lub w bocznych odnogach.
4. **BREJA ŚRYŻOWA (LODOWA)** (*FRAZIL SLUSH*) — mieszanina wody, śryżu i lodu dennego nie posiadająca określonej formy. Z brei śryżowej zbudowane są krążki śryżowe (por. pulpa śryżowa).
5. **CZARNY LÓD** (*BLACK ICE*) — przezroczysta pokrywa lodowa (przezroczysty lód).
6. **CZOŁO ZATORU** (*ICE JAM FRONT*) — linia lub strefa, od której rozpoczyna się budowanie zatoru (fot. 1).
7. **DEPRESJA BRZEGOWA** (*SHORE DEPRESSION*) — obniżenie w pokrywie lodowej ciągnące się wzdłuż brzegu. Powstaje w wyniku wzrostu stanów wody i przymarznięcia wąskiej strefy pokrywy lodowej do dna. Na jeziorach i zbiornikach może być wynikiem naporu pokrywy lodowej na stromy brzeg (ugięcie lodu).



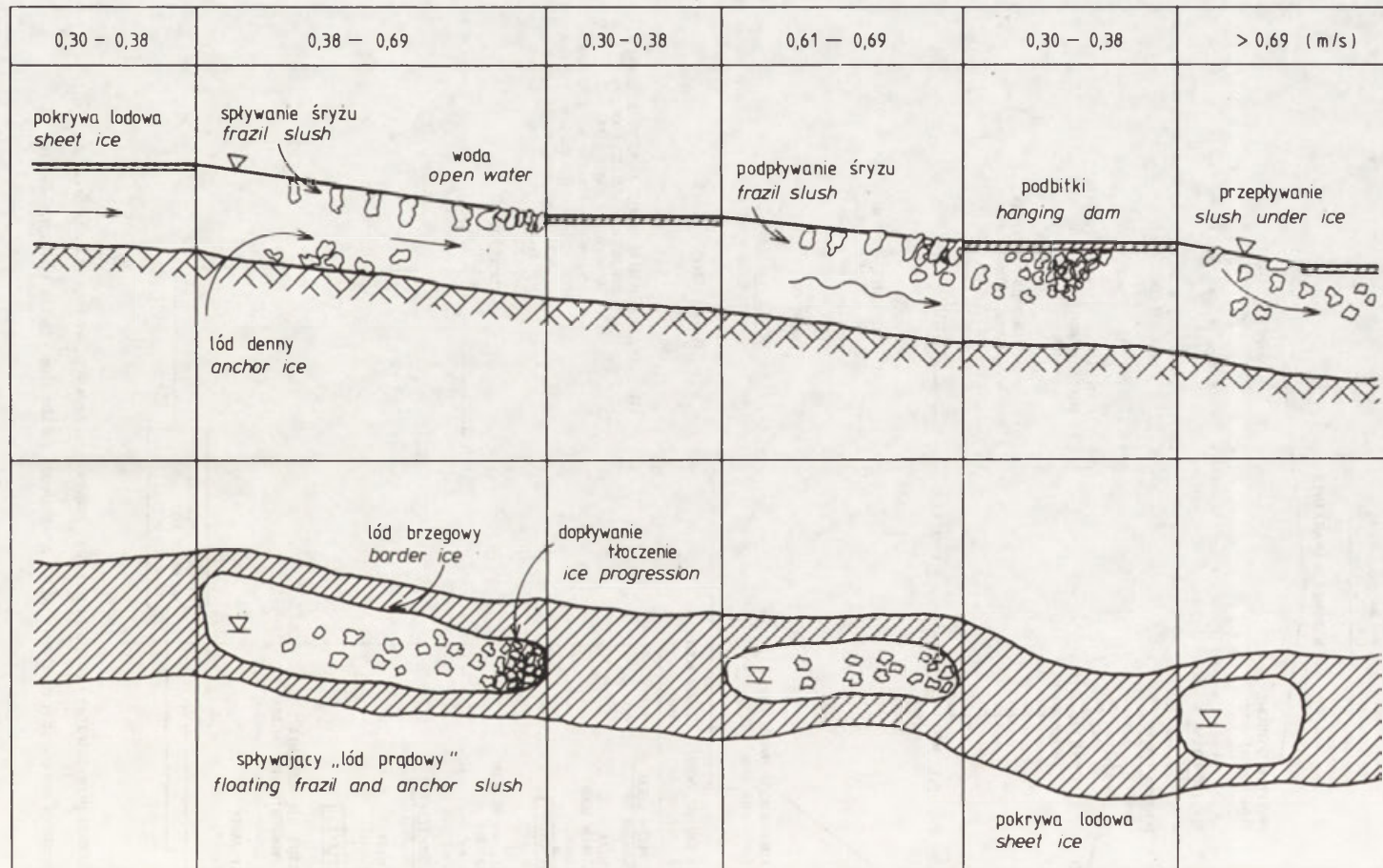
Ryc. 1. Schemat procesów powstawania lodu w rzekach i jeziorach, według B. Michela (1972)

Fig. 1. Processes of ice formation in rivers and lakes (after Michel, 1972)



Ryc. 2. Schemat powstawania i rozpadu pokrywy lodowej na rzekach, według G.P. Williamsa (1970)

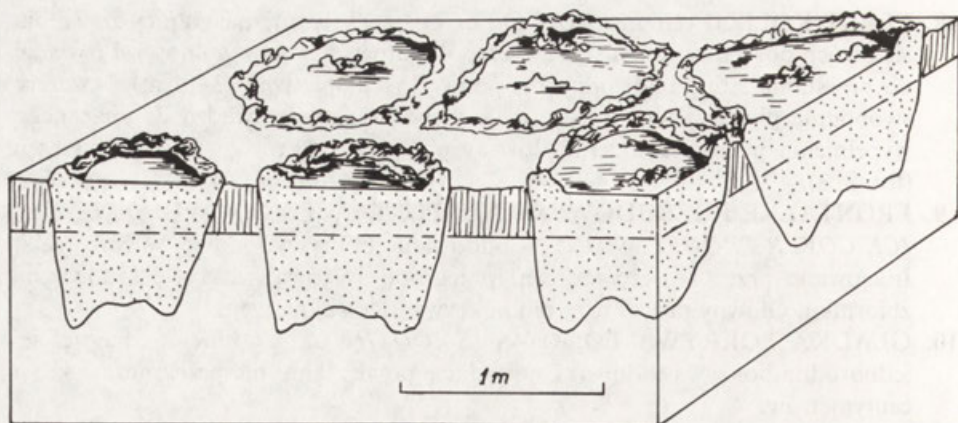
Fig. 2. Scheme of ice cover formation and ice cover decay on the rivers (after Williams, 1970)



Ryc. 3. Sekwencja zdarzeń na rzece w okresie formowania pokrywy lodowej, według G.P. Williamsa i D.K. MacKaya (1973)

Fig. 3. Sequence of events during ice cover formation on the river (after Williams and MacKay, 1973)

8. EFEKT KOLIZJI (*COLLISION EFFECT*) — występuje na granicy zderzenia się dwóch pól lodowych, a śryżowych pól lodowych w szczególności. Prowadzi do powstania strefy nadwodnych i podwodnych spiętrzeń (3—4 m). Na rzece swobodnie płynącej typu Wisła (małe głębokości) doprowadza do znacznego wypełnienia przekroju lodem, blokady przepływu i krótkotrwałych spiętrzeń (fot. 2, 3).
9. FRONTALNE ROZBUDOWYWANIE POKRYWY LODOWEJ (*FRONTAL ICE COVER PROGRESSION*) — budowanie pokrywy lodowej w górę rzeki. Inicjowane przez barierę lodową, przegrodę śryżową, pokrywę lodową na zbiorniku. Główny proces rozwoju pokrywy lodowej na rzece.
10. GŁADKA POKRYWA LODOWA (*SMOOTH ICE COVER*) — najczęściej jednorodna pokrywa lodowa. Deniwelacje powierzchni nie przekraczają kilku centymetrów.
11. GŁOWA ZATORU (*ICE JAM HEAD*) — nagromadzenie mas lodu w czołowej części zatoru. Najczęściej miejsce z największymi miąższościami lodu (ryc. 27).
12. GOŁY LÓD (*BARE ICE*) — pokrywa lodowa bez śniegu.
13. GRUZ LODOWY (*BRASH ICE*) — fragmenty drobno pokruszonej pokrywy lodowej. W warunkach Wisły, średnica okruszków mniejsza od 1 m.
14. JĘZOR ZATORU (*TOE OF ICE JAMS*) — charakterystyczny zarys zatoru wkomponowanego w koryto. Jęzor zatoru zajmuje całe koryto lub jego część (fot. 4, ryc. 27).
15. KANAŁ BRZEGOWY (*SHORE LEAD*) — kanał w lodzie, wzdłuż brzegu. Powstaje w wyniku zaniku lodu lub wzrostu stanów wody.
16. KIEROWNICA ŚRYŻOWA (*ANTI-FRAZIL SCREEN*) — konstrukcja, której zadaniem jest ukierunkowanie spływania śryżu.
17. KRA LODOWA (*ICE FLOE*) — fragmenty pokruszonej pokrywy lodowej. W warunkach Wisły o średnicy większej od 1 m.
18. KRĄŻKI LODOWE (*PANCAKE ICE*) — charakterystyczne okrągłe formy lodowe o średnicy do 3 m. Wyniesione nad zwierciadło wody białe wianki — efekt zderzeń i obracania. Grubość krążków dochodzi do 1 m. W terminologii ludowej zwane „babami śryżowymi” (fot. 6, ryc. 4).
19. LEPA (*SNOW SLUSH*) — powstaje z obfitego opadu śniegu na wychłodzoną „powierzchnię” wychłodzonej wody. Po zamrożeniu daje „biały lód” (fot. 7).
20. LINIE KOMPRESJI (*RIDGED LINE*) — linie lub wyraźnie wykształcone grzbiety, najczęściej w obrębie zatoru. Nawiązują do kształtu jęzora zatoru. Znaczą wyraźnie etapy frontального rozbudowywania pokrywy lodowej. Są wynikiem tłoczenia mas lodu, pchnięć lodu (fot. 8).
21. LINIA ŚCIĘCIA (*SHEAR LINE*) — zaznaczające się bardzo wyraźnie w morfologii pokrywy lodowej linie na granicy przemieszczeń lodu stabilnego i mobilnego. Linie układają się równoległe do brzegu, często znaczą etapy stania rzeki (fot. 9, 10).
22. LÓD BRZEGOWY (*BORDER ICE*) — strefy lodu układające się wzdłuż brzegów, dookoła łań piaszczystych i kęp.
23. LÓD DENNY (*ANCHOR ICE*) — gąbczasta i szara masa lodu zakotwiczona do dna, zatopionych zarośli, konstrukcji metalowych. Geneza nie została do tej pory ostatecznie wyjaśniona. W terminologii ludowej lód denny nazywany jest „sowami lodowymi”. Szare zabarwienie nadaje „sowom” materiał denny.



Ryc. 4. Blokdiagram budowy krążków śryżowych

Fig. 4. Schematic drawing of pans ice cover

24. **LÓD NA BRZEGU (STRANDED ICE)** — lód znajdujący się na brzegu powyżej aktualnego zwierciadła wody. Rozróżnia się lód brzegowy, powstały w wyniku opadnięcia stanów wody (a), wylegania lodu, wepchnięcia lodu (b), wypełniania lodu — termiczne zmiany objętości (c) (fot. 11—13).
25. **LÓD NAWARSTWIONY (RAFTED ICE)** — ponakładane na siebie różne formy lodu (kra, krążki).
26. **LÓD NIERÓWNY (ROUGH ICE)** — nierówna pokrywa lodowa. Charakter nierówności: spiętrzone (stłoczone) krążki lub kra. Nierówność określana jest wysokością spiętrzeń i grubością form lodu budującego spiętrzenie.
27. **LÓD ŚNIEŻNY (SNOW ICE)** — lód powstały z przemarzniętej lepy lub z nasączonego wodą i przemarzniętego śniegu na lodzie.
28. **LÓD ZATOPIONY (FLOODED ICE)** — lód (pokrywa lodowa), na który wpłynęła (wypłynęła) woda. Woda wypływa ze szczelin lub przerębli. Lód, na którym znajduje się woda roztopowa. Najczęściej woda wpływa do wykonanej przerębli.
29. **LÓD ZMURZAŁY (ROTTEN ICE)** — w powierzchni lodu widoczne wyparowane granice pomiędzy kryształami. Lód zmurszały rozpada się na pojedyncze kryształy (świece lodowe — *candy ice*). W pokrywie lodowej liczne przetainy i wypłuczyska (fot. 14, 15).
30. **ŁACHA ŚRYŻOWA (LONGITUDINAL FRAZIL BAR)** — śródkorytowe wydłużone wyspy lodowe zbudowane z różnych form śryżu, lodu dennego i lodu brzegowego. Do powstania łach niezbędny jest zaczep (płyuczna, łacha piaszczysta) na trasie spływania krążków śryżowych. Łachy śryżowe prowadzą do podziału koryta na koryta „lodowe” i przepływu na kilka strug (fot. 16, 17).
31. **MGŁA MROZOWA — „DYMIENIE” RZEKI (FROST SMOKE)** — intensywne parowanie z płoni i nie zamrożonych fragmentów wody przy bardzo niskich temperaturach powietrza.
32. **MORFOLOGIA POWIERZCHNI POKRYWY LODOWEJ (ICE COVER MORPHOLOGY)** — charakterystyczne cechy rzeźby powierzchni pokrywy lodowej: gładka, nierówna, torosowata, goła, itp.

33. OKNO (*ICE POT HOLE*) — niewielka powierzchnia swobodnego zwierciadła wody, o średnicy dochodzącej do kilku metrów. Najmniejsza forma płoni.
34. PCHNIĘCIE LODU, POPYCHANIE LODU (*ICE SHOVING*) — raptowne spłynięcie prowadzącego skraju pokrywy lodowej. Efekt stłoczenia lodu (upakowanie) w korycie. Zaznaczone linią kompresji.
35. PŁOŃ (*POLYNYA, OPEN WATER*) — obszar swobodnego zwierciadła wody bez względu na wielkość i genezę.
36. PŁOŃ DYNAMICZNA (*DYNAMICAL POLYNYA*) — płoń, która powstała w wyniku przemieszczeń niestabilnej pokrywy lodowej. Również „luka” przy frontalnym rozbudowywaniu pokrywy lodowej (fot. 2, 18, 19).
37. PŁOŃ „TERMICZNA”, PRZETAJNA — patrz wypłuczysko (fot. 20, 21).
38. PODBITKA (*UNDERHANGING ICE DAM*) — nagromadzenie pulpy śryżowej (śryżowo-lodowej) pod zwartą pokrywą lodową lub polem lodowym.
39. POLE LODOWE (*ICE FIELD*) — duży fragment pokrywy lodowej. Precyzyjne kryterium minimalnej wielkości pola nie istnieje. Skala wielkości zależy od skali rzeki. W warunkach Wisły jest to średnica większa od 50 m.
40. POLE ŚRYŻOWE (*FRAZIL ICE FIELD*) — połączone w pole lodowe krążki śryżowe. Wykazuje tendencje do rozrastania się wraz z odległością spływania. Często ulega rozpadowi na mniejsze pola. Brak ścisłego kryterium wielkości (fot. 22).
41. PRZEGRODA ŚRYŻOWA (LODOWA), (*ICE BOOM*) — pływająca konstrukcja przegradzająca koryto. Składa się z pływaków przymocowanych do liny nośnej. Przegroda składa się z jednego lub więcej przeseł. Zatrzymuje spływające rzeką krążki śryżowe i pola śryżowe. System przegród prowadzi do przyspieszenia powstania pokrywy lodowej i równoczesnego jej tworzenia się na długich odcinkach (fot. 23, 24).
42. PULPA ŚRYŻOWA (LODOWA) (*SLUDGE*) — masy lodu śryżowego i denego budującej podbitki (zabitki). Podstawowy komponent zatorów śryżowo-lodowych.
43. SKRAJ LODU (*ICE EDGE*) — granica lodu, zwykle brzegowego.
44. SKRAJ LODU PROWADZĄCY (*ICE COVER LEADING EDGE*) — skraj pokrywy lodowej, do którego dopływa spływający rzeką lód. Zwykle granica frontalnego budowania pokrywy lodowej. W pewnych sytuacjach koniec zatoku (fot. 25).
45. SPĘKANIA PROSTE (*CRACK*) — spękania pokrywy lodowej (poligenetyczne) o przebiegu zbliżonym do prostoliniowego.
46. SPĘKANIA „WPUSTOWE” („KRENELAŻOWE”) (*THRUST LINE*) — charakterystyczne „zębate-wpustowe” spękania pokrywy lodowej w początkowym etapie jej zalegania. Powstają w wyniku horyzontalnych zmian naprężeń w pokrywie lodowej (fot. 26).
47. STOPA LODOWA (*ICE FOOT*) — nagromadzenie lodu powstałe w strefie brzegowej (przyboju) (kule śryżowe, breja śryżowa, krążki śryżowe) w wyniku silnego falowania. Forma zlodzenia typowa dla jezior i zbiorników. Stopa lodowa powstać może również przy wielokrotnym wypływaniu wody na powierzchnię przymarzniętej do dna pokrywy lodowej.
48. STREFA ROZPADU (*FRACTURE ZONE*) — strefa rozpadu pokrywy lodo-

- wej. Objęta wyraźnymi spękaniem, szczelinami, spiętrzaniem, strefa płoni.
49. STRUKTURA WEWNĘTRZNA ZATORU (*ICE JAM INNER STRUCTURE*) — określony układ elementów budowy wewnętrznej zatoru, udział poszczególnych form lodu w masie zatoru (kra, pulpa śryżowa).
 50. SZCZELINA ZE ŚCIĘCIA (*SHEAR CRACK*) — szczelina powstała na linii ścięcia — rozwarcie lodu (fot. 27).
 51. SZKLIWO LODOWE (*ICE SKIN*) — inicjalna pokrywa lodowa powstała przy bezwietrznej pogodzie i niewielkich prędkościach przepływu; grubość do 3 cm.
 52. ŚCIANA ŚCIĘCIA (*SHEAR WALL*) — pionowa ściana lodowa powstała najczęściej po spłynięciu (ruszeniu) zatoru. Ściany ścięcia określają szerokość wyrwy w zatorze. Wysokość ściany ścięcia odpowiada wysokości spiętrzenia zatorowego (fot. 28, 29).
 53. ŚRYŻ (*FRAZIL*) — różnorodne formy lodu: ility, dyski, gwiazdki, ziarna o średnicy setnych milimetra do kilku milimetrów. Tworzą się w turbulენტnej i przechłodzonej masie wodnej. Wraz z lodem dennym tworzą breję, pulpę, krążki śryżowe, kule śryżowe (*frazil ball*). W odróżnieniu od lodu dennego (szary), śryż swym różnym postaciom nadaje białe zabarwienie (fot. 30).
 54. ŚRYŻ AKTYWNY (*ACTIVE FRAZIL*) — śryż wykazujący właściwości łączenia się w gąbczaste bryłki, występuje w przechłodzonej wodzie. Dzięki adhezji gromadzi się na przedmiotach znajdujących się w wodzie; śryż aktywny stanowi poważny problem eksploatacyjny ujęć wody i hydroelektrowni. Adhezja śryżu jako zjawisko fizyczne wykorzystywane jest w eksperymentalnych przegrodach śryżowych. Adhezja śryżu uniemożliwia nawigację przez podbijanie dna jednostek pływających.
 55. ŚRYŻ PASYWNY (*PASSIVE FRAZIL*) — śryż nie wykazujący właściwości łączenia się w bryłki i „przyklejania” się do przedmiotów znajdujących się w wodzie. Śryż pasywny występuje w wodzie o temperaturze wyższej od 0° C.
 56. TOROSY (*HUMMOCK*), TOROSOWATA POKRYWA LODOWA (*HUM-MOCKING ICE COVER*) — spiętrzona kra. Pokrywa lodowa zbudowana ze spiętrzonej kry (fot. 13, 45).
 57. WYRWA W ZATORZE (*ICE GORCE*) — wyrwa powstała w wyniku spłynięcia części zatoru. Ściany wyrwy — ściany ścięcia (*shear wall*).
 58. UPAKOWANIE LODU (*ICE PACKING*) — zjawisko wypełniania koryta lodem. Spłynięcie wcześniej uformowanego skraju niestabilnej pokrywy lodowej. Proces znany też jako „zsuw lodowy” i „dobicie lodu”. Prowadzi do wzrostu miąższości i gęstości mas lodu.
 59. WYPŁUCZYSKO (*CHANNEL LEAD*) — jedna z kilku płoni. Płoń w formie podłużnego kanału powstała po uformowaniu się pokrywy lodowej, w miejscach o znacznych prędkościach przepływu. Wypłuczyska znaczą nurt rzeki w okresie zlodzenia (fot. 20).
 60. ZABITKA ŚRYŻOWA (*FRAZIL HANGING DAM*) — termin stosowany często zamiennie z terminem zator śryżowy. Zabitka śryżowa — masy pulpy śryżowej sięgające dna. Bez pomiarów przekroju trudno o dokładne kryterium podziału między podbitką a zabitką.
 61. ZAGĘSZCZENIE PODBITEK ŚRYŻOWYCH (*SLUDGE THICKENING*) — wzrost gęstości pulpy śryżowej w wyniku lepszego upakowania. Wzrost gęsto-

ści podbitek dzięki obtapianiu kryształów i zmniejszaniu ich miąższości.

62. ZATOR (*ICE JAM*) — znaczne wypełnienie lodem stosunkowo krótkiego fragmentu koryta rzeki. Zmniejszenie lub zablokowanie przekroju czynnego i związane z tym piętrzenie stanów wody.
63. ZATOR CIĘŻKI — „GŁUCHY” (*MASSIVE ICE JAM, THICKENED ICE JAM, DRY ICE JAM*) — całkowite przegrodzenie koryta lodem. Masy lodu sięgają do dna. W wyniku zatoru powstaje paraboliczny układ zwierciadła wody w profilu podłużnym. Zator powoduje znaczne piętrzenie — w warunkach Wisły powyżej 2 m. Zator ciężki, w literaturze nazwany „pogrubionym” — na drodze upakowania lodu.
64. ZATOR CZĘŚCIOWY (*PARTIAL ICE JAM*) — obejmujący część koryta lub w przypadku koryta podzielonego jedną z odnóg (ramion).
65. ZATOR — kryteria klasyfikacyjne (*CRITERIA OF ICE JAMS TYPOLOGY*) — według: okresu powstania, miejsca powstania, czasu trwania, wysokości piętrzenia zatorowego i długości cofki, kształtu krzywej cofkowej, strefy charakterystycznych stanów, przy których powstał, rodzaju i stopnia wypełnienia koryta lodem, morfologii powierzchni zatoru, układu zatoru na planie koryta, hydrometeorologicznych warunków powstania, wysokości strat wywołanych zatorem i piętrzeniem zatorowym (itd.).
66. ZATOR LEKKI — POWIERZCHNIOWY (*SURFACE ICE JAM, SIMPLE ICE JAM*) — częściowe przegrodzenie koryta lodem. Stosunkowo niewielka miąższość lodu w zatorze. Masy lodu nie sięgają dna. Liniowy układ zwierciadła wody w profilu podłużnym. Stosunkowo niewielkie piętrzenie.
67. ZATOR PEŁNY — CAŁKOWITY (*COMPLETE ICE JAM*) — zator obejmujący całą szerokość koryta — koryta nie podzielonego lub wszystkie odnogi koryta podzielonego.
68. ZATOR ZAKOTWICZONY — OSIADŁY (*GROUNDED ICE JAM*) — zator, w którym masy lodu w nurtowej części koryta sięgają dna. Zator początkowo powierzchniowy, po opadnięciu stanów wody osiadły na dnie. Termin przeciwny — zator powierzchniowy.

3. RYS HISTORYCZNY POWODZI ZATOROWYCH

3.1. POWODZIE DO KOŃCA XIX W.

Odtworzenie liczby powodzi zatorowych na Wiśle jest trudne, a szczególnie jeśli chodzi o czasy historyczne. Fragmentaryczne informacje na ten temat znaleźć można w starych kronikach Bielskiego, Długosza, Kromera, Wapowskiego oraz w archiwach kościelnych i miejskich (Mamak, Tyszka 1954; Mikulski 1963; Giruś, Strupczewski, Rojecki 1965). Materiał ten jednak dotyczy tylko rejonu miast, portów i przepraw. Wystąpienie groźnych zatorów obserwuje się po długotrwałych zimach i to na długich odcinkach rzek. I tak na przykład w ujściu Wisły, na Nogacie i w rejonie Torunia powodzie zatorowe zarejestrowano w latach: 1415, 1427, 1456, 1465/66, 1518/19, 1544 i w 1548. Kulminacja ostatniego wezbrania zatorowego oznaczona jest tablicą na Bramie Mostowej w Toruniu (fot. 31, 32). Znaki wielkich wód znajdują się również na murach kościoła farnego we Włocławku (fot. 33). Najwyższy zaznaczony stan wody pochodzi z 1758 r. i znajduje się około 140 cm nad znakiem wezbrania zatorowego z marca 1924 r. Istnieją przesłanki co do zatorowej genezy tej kulminacji. O zalewaniu położonych nad Wisłą kościołów świadczy fakt, że do wspomnianego już wyżej kościoła we Włocławku, jak i też kościoła w Nieszawie wchodzi się kilkunastoma schodami w dół. Jak wynika z zapisków w aktach, po katastrofalnych zimowych i wiosennych wylewach teren wokół kościołów podnoszono.

Informacje o porównywalnej wartości sięgają XVIII w. W. Kolberg (1861) jako pierwszy w literaturze polskiej podejmuje próbę analizy przyczyn powstawania zatorów. Odnotował on występowanie katastrofalnych powodzi zatorowych na przełomie lat: 1828/29, 1839/40, 1844/45. Spowodowane były one przez wezbrania zatorowe w okresie tworzenia się pokrywy lodowej. Warto przytoczyć jedno stwierdzenie W. Kolberga (1861, s. 240—241) „Najniebezpieczniejszy stan objawia się wtenczas: gdy lody stawają przy wielkiej wysokości wody, gdy zamarznięcie trwało długo i gdy stan wody podczas zamarzania jest niezwyčajnie wysoki”. Na odcinku Warszawa — Wyszogród W. Kolberg odnotował kilka zatorowych wezbrań wiosennych w latach: 1817, 1839, 1845, 1846 i 1855. Lód zniszczył wtedy wszystkie mosty, głównie ze względu na zbyt małe odległości pomiędzy podporami. Takie konstrukcje były często przyczyną powstawania zatorów (1829, 1839). Do największych znanych powodzi zatorowych na dolnej Wiśle doszło w marcu 1855 r. Od Warszawy do ujścia w 66 miejscach przerwane zostały wały, 126 wsi uległo całkowitemu zniszczeniu. Śmierć poniosły 102 osoby (Tyszka 1954). Powierzchnia terenów zalanych na skutek przerwania wału w rejonie Tczewa wynosiła 440 km² (Maksimowicz 1904). Najwięcej wyrw powstało w wałach w rejonie Torunia (42) i Chełmna (29) (Wojtkiewicz 1926).

W latach 1817—1864 tylko w rejonie Warszawy zarejestrowano 14 wielkich powodzi, z tego połowa to powódzie zatorowe (Orleański 1934; Kobendzina 1954). Jak podaje W. Danielewicz (1983), w latach 1328—1896 w rejonie ujścia Wisły zarejestrowano 174 przypadki przerwania wałów na skutek wezbrań zatorowych. Stwierdzono, że rzędna kulminacji wezbrania zatorowego nie musi być wcale wyższa od korony wału aby doszło do jego przerwania. zdaniem M. Zajberta (1975) napór kry (pola lodowego) na wał może doprowadzić do powstania inicjalnej wyrwy. Konstrukcja starych wałów nie była tak wytrzymała jak współczesnych, stąd też chyba notowano tak dużą liczbę przerwania wałów i zalania przyległych terenów.

Uprowadzając niejako rolę zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta, warto wspomnieć o uformowaniu się zatoru w styczniu 1840 r. w rejonie Pleniewa. Spiętrzona woda przerwała mierzęję około 1,5 km szeroką. W dniu 1 lutego w Górkach Wschodnich Wisła utworzyła sobie nowe ujście do Zatoki Gdańskiej. Nowe ramię rzeki nazwane zostało przez W. Pola Śmiałą Wisłą (E. Piasecka, *vide* Mikulski 1989). W ciągu jednej nocy powstało koryto 300 m szerokości, a w ciągu kilku następnych dni poszerzyło się do 750 m. Interesujący opis tego zjawiska dał w 1843 r. A. Krzyżanowski (Mikulski 1989). Dalszego skrócenia biegu rzeki dokonał już człowiek. W 1885 r. w Świbinie wykonano przekop. Głównym zadaniem skrócenia biegu rzeki było ułatwienie spływu lodu do Zatoki Gdańskiej (Matakiewicz 1920; Wojtkiewicz 1926; Kowalczyk 1954).

W końcu XVIII w. była podjęta nieudana próba pokierowania dopływem lodu z Wisły do Nogatu za pomocą wałów i tak zwanego jazu lodowego. Zabieg ten nie dał oczekiwanych rezultatów i podczas wiosennego pochodu lodów, szczególnie przy zachodnim wietrze, znaczne ilości lodu wpływały do Nogatu. Ostatecznie w 1915 r. Nogat zamknięto śluzą i całość lodu pokierowano głównym korytem wprost do zatoki Gdańskiej (Wojtkiewicz 1926).

Już w XIX w. stwierdzono wiele prawidłowości związanych z powstawaniem zatorów. J. Słowikowski (1881, 1892) pełniący funkcję dyrektora wodociągów warszawskich, jako jeden z pierwszych na świecie próbował wyjaśnić tworzenie się śryżu i lodu dennego oraz wskazał na związki występujące pomiędzy tworzeniem się zatorów a regulacją rzeki. Opisuje zjawisko formowania pokrywy lodowej przy różnych stanach wody. Szczególnie interesujące są wyniki jego obserwacji na temat wpływu zatorów na układ nurtu rzeki, pogłębianie pozanurtowych partii koryta i bocznych odnóg. Do groźnych sytuacji dochodzi gdy na skutek zmiany warunków przepływu, nurt znajdzie się u podstawy wału. Znane są warunki przepływu gdy rozmycia wału nastąpiły w ciągu kilku godzin. Sytuacje takie opisuje M. Raczyński (1935) w rejonie Nieszawy i Cieclocinka w latach 1868 i 1892.

Tak jak już wspomniano we wstępie, powtarzające się każdej prawie zimy groźne sytuacje zatorowe na Wiśle w granicach byłego zaboru rosyjskiego doprowadziły do powołania pięciosobowej komisji pod przewodnictwem polskiego inżyniera M. Puciaty. Wyniki prac tej komisji zostały opublikowane (Puciata 1894). Komisja dokonała krytycznej oceny zabezpieczenia przeciwpowodziowego. Wały uznano za zbyt słabe i wadliwego kształtu. Zmienna szerokość rozstawu wałów była często przyczyną formowania się zatorów. Komisja prowadziła bezpośrednie badania zatorów. Niestety wyników tych badań nie udało się odnaleźć. W związku

z ograniczonymi możliwościami technicznymi za ważne uznano wczesne ostrzeżenie przed wezbraniem zatorowym. W tym celu na specjalnie zainstalowanych wodowskazach prowadzono systematyczne pomiary, a ich wyniki drogą telegraficzną przekazywano do Warszawy. M. Puciata w swoim raporcie dokonał pierwszej w świecie typologii zatorów. Uwzględnił w niej okres powstawania zatoru i czas jego trwania. Na uwagę zasługuje fakt, że opracowana została instrukcja pirotechnicznej walki z zatorami różnego typu. W tym celu w Petersburgu przeszkolone były również grupy instruktorów-minerów. W raporcie komisji postulowano prowadzenie systematycznych badań morfologii koryta Wisły, jako głównego czynnika decydującego o powstaniu zatoru. Stwierdzono, że budowie nowych i przebudowie starych wałów towarzyszyć musi regulacja rzeki. Wiele wniosków komisji M. Puciaty pozostaje aktualnymi do dnia dzisiejszego.

Stan zabezpieczenia przeciwpowodziowego Wisły w granicach zaboru pruskiego już na przełomie XIX i XX w. uznano za wystarczający. Jak się okazało jeszcze w trakcie regulacji i obwałowywania rzeki, nie dotyczyło to podwyższenia wezbrań roztopowych spiętrzeniami zatorowymi. Jak twierdzi M. Wojtkiewicz (1926) prawie wszystkie powodzie w XIX w. wywołane były zatorami. Szczególnie groźny przebieg miały powodzie w marcu 1888 r. i w marcu 1891 r. Rozpad pokrywy lodowej rozpoczął się najpierw w górnym odcinku dolnej Wisły. Sływający lód zatrzymał się w rejonie km 887, tworząc ogromne zatory. Niestety brak jest bliższych danych na temat powierzchni obszarów zalanych. Wiadomo, że poziom spiętrzenia był wyższy od korony wałów. Podobny przebieg miała powódź w marcu 1891 r. Zator utworzył się w rejonie Kępy Korzeniewskiej. Wezbranie roztopowe podwyższone zostało przez zator o 2 m (Wojtkiewicz 1926). Obserwowane było wtedy interesujące zjawisko ruszenia zatoru. Spiętrzone wody popłynęły bocznym korytem i nie obwałowanym fragmentem doliny za Kępę Korzeniewską. Czoło zatoru zostało podniesione od dolnej wody, inicjując jego ruszenie (W. Keller *vide* Wojtkiewicz 1926).

Zdaniem M. Matakiewicza (1920) i M. Wojtkiewicza (1926) regulacja rzeki przeprowadzona w zaborze pruskim nie spełniła oczekiwanych rezultatów jeśli chodzi o bezzatorowe spływanie lodu. Twierdzono nawet, że budowle regulacyjne (ostrogi) utrudniają spływ lodu. Ten dyskusyjny problem omówiony będzie szerzej w dalszej części pracy. Nadmienić należy, że na dolnej Wiśle już w 1896 r. wprowadzono systematyczne łamanie lodu za pomocą lodołamaczy parowych, aby rzekę „przygotować” do wiosennego bezzatorowego zejścia lodu.

Na podstawie zebranych historycznych informacji o powodziach zatorowych trudno precyzyjnie powiedzieć o częstotliwości występowania tego zjawiska. Krótkie ciągi danych z różnych okresów i różnych miejsc upoważniają jedynie do szacunku. Duże powodzie zatorowe na dolnej Wiśle występowały przeciętnie co 2—4 zimą, a zatorowe zejście lodu było nierozłącznym elementem ustroju lodowego dolnej Wisły.

3.1.1. ŚRODKI OCHRONY

Po serii katastrofalnych powodzi letnich i zimowych (zatorowych) władze pruskie rozpoczęły w połowie XIX w. kompleksową regulację już obwałowanej Wisły. Jednym z głównych celów regulacji było zmniejszenie zagrożenia występowania

powodzi zatorowej, a nawet całkowita jej likwidacja. Ten bierny system ochrony przeciwpowodziowej nie wyeliminował całkowitej groźby powodzi zatorowych. Zwykle pokrywa lodowa na rzece tworzy się przy niskich stanach. Średnio na 1 km biegu uregulowanej Wisły przypada 7 ostróg (Jędrzyk, Rusak 1982). Odgrywają one rolę dobrego „zakotwiczenia” pokrywy lodowej. Dopiero po podniesieniu się stanu wody ponad ich rzędną, możliwy jest ruch lodu (Niese, Schmidt 1918). Okazało się, że zmienna rozstawa wałów wraz z wałami nieodpowiedniej konstrukcji nie chroniły doliny przed zalewami, tak jak to zakładano w projektach. Wielokrotnie lód niszczył koronę wałów, zanim przelała się przez nie woda. Stwierdzono liczne zmiany w układzie nurtu po okresach intensywnego zlodzenia rzek. Już w trakcie realizacji projektu regulacji Wisły dokonano w nim wielu zmian (W. Keller *vide* Wojtkiewicz 1926).

W kilka lat po rozpoczęciu zabudowy hydrotechnicznej (obrona bierna przed powodzią) zaszła potrzeba stosowania doraźnych środków, ułatwiających bezzatorowe spływanie lodu (obrona czynna). Na odcinku Wisły od Nogatu do ujścia już w latach sześćdziesiątych XIX w. w kruszeniu pokrywy lodowej stosowano na szeroką skalę niewielkie ładunki prochu. W ten sposób wykonane były rynny o szerokości 40—200 m i długości 35—66 km. W 1879 i 1880 r. do lodołamania używano sani w kształcie płaskiej łodzi. Dociążone kamieniami sanie ciągnięte były przez dwie grupy robotników, każda licząca po 220 osób. Lód łamiący się pod ciężarem sań spływał do zatoki Gdańskiej (Maksimowicz 1904; Wojtkiewicz 1926; Wiśniewski 1975). Z metody tej szybko zrezygnowano, gdyż w 1881 r. w Gdańsku wybudowano pierwszy lodołamacz „Weichsel”, o mocy 120 KM (Maksimowicz 1904). Już w 1886 r. w rejonie ujścia Wisły eksploatowano 11 takich jednostek. Ze względu na duże zanurzenie (do 1,9 m) stosowanie lodołamaczy na całej Wiśle Pomorskiej było ograniczone. Na Wiśle nigdy nie osiągnięto projektowanej na średnią niską wodę głębokości żeglownej 1,67 m (Niese, Schmidt 1918). Od 1982 do 1902 r. tylko raz lodołamacze dotarły do granicy zaboru, 5 razy do Grudziądza i 2 razy do Torunia (Wojtkiewicz 1926).

Na dzikim i nie uregulowanym odcinku Wisły w granicach zaboru rosyjskiego rozważano również wprowadzenie do eksploatacji lodołamaczy parowych. Okazało się to niemożliwe już przy średnich stanach wody (trudności te występują do dnia dzisiejszego). Najczęściej jednak zejście lodów odbywało się w sposób naturalny i każdej zimy towarzyszyło mu powstanie zatorów lodowych. W szczególnie groźnych sytuacjach stosowano ładunki wybuchowe. Po raz pierwszy zastosowano je w 1829 r. (Kolberg 1861), a na większą skalę dopiero w latach 1888, 1890 i 1891 na odcinku od Warszawy do Wyszogrodu. Opracowana została nawet specjalna instrukcja dla grup minerów (Puciata 1894; Maksimowicz 1904). Wielu groźnych powodzi uniknięto dzięki sprawnie przeprowadzonej akcji ostrzegawczej (wodowskazy — telegraf) i szybkiemu wkroczeniu do akcji oddziałów minerskich. N.I. Maksimowicz (1904) stwierdził, że w pirotechnicznej walce z zatorami należy uwzględnić ich wewnętrzną strukturę. W przypadku zatoru sryżowego stosowanie nawet dużych ładunków wybuchowych nie daje tak dobrych rezultatów jak w przypadku zatoru lodowego. Przekonano się o tym również w czasie likwidowania zatorów na zbiorniku zimą 1982 r.

Projekt regulacji Wisły w granicach zaboru rosyjskiego nie doczekał się realizacji. Jedynie w rejonie Włocławka i kilku mniejszych miejscowościach (Nieszawa,

Wyszogród, Czerwińsk) wykonano wstępne roboty regulacyjne. Obwałowanie rzeki było fragmentaryczne, a wały niskie i słabej konstrukcji. Dlatego też prawie każda zima doprowadzała do powodzi zatorowych na 419-kilometrowym odcinku Wisły w granicach zaboru rosyjskiego. Jak podkreślali to M. Puciata (1894) i N.I. Maksimowicz (1904) jedynym sposobem ochrony przed powodzią zatorowymi jest prawidłowe uregulowanie obwałowanej rzeki, podobnie jak to zrobiono w Prusach i w Austrii. Dopiero po regulacji rzeki możliwe jest zastosowanie w większym stopniu lodołamaczy — najskuteczniejszego środka ochrony przed powodzią zatorowymi.

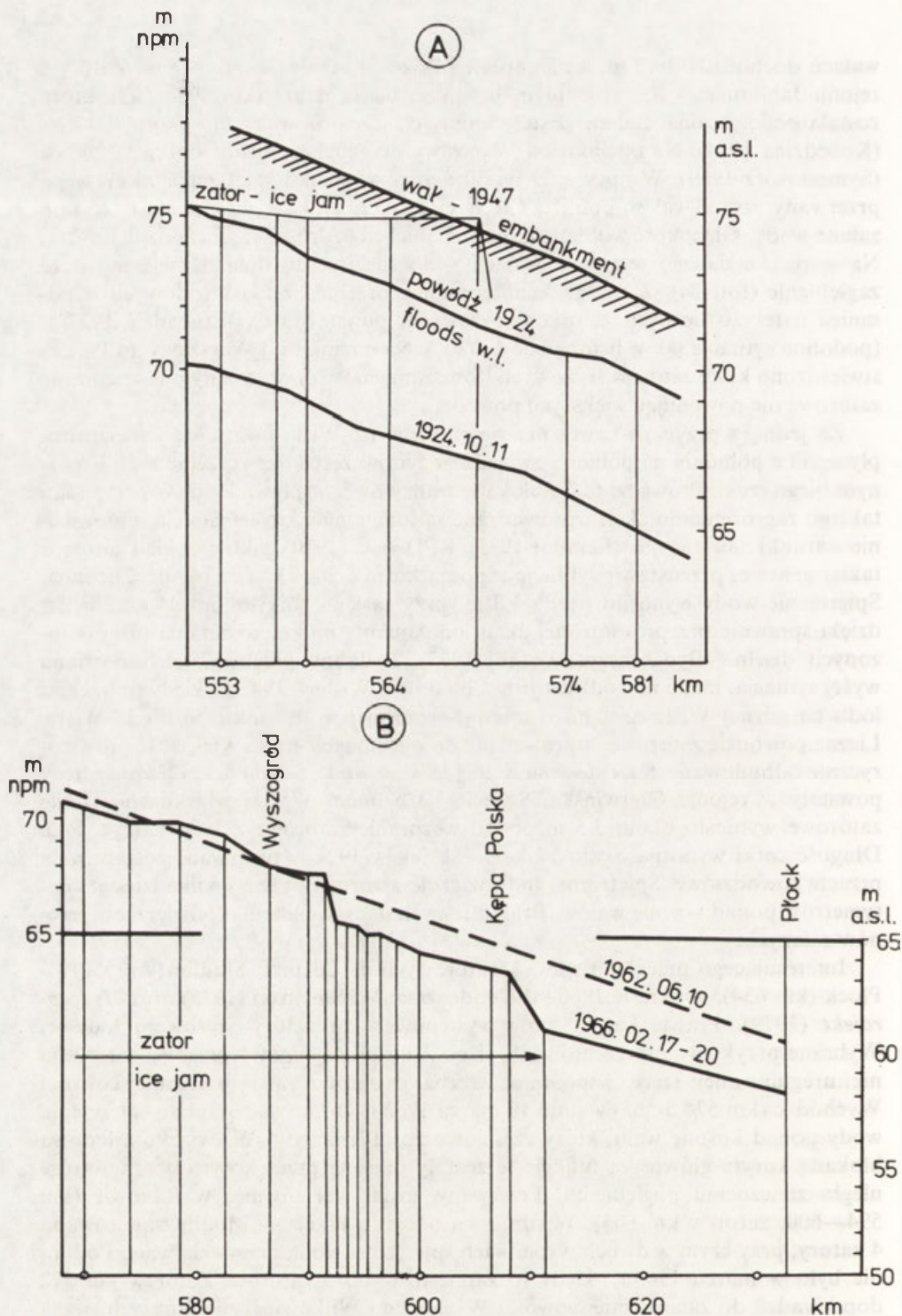
3.2. POWODZIE W XX W.

Pracom projektowym i realizacyjnym regulacji dolnej Wisły towarzyszyły systematyczne obserwacje hydrologiczne. Wzrosła liczba informacji o przebiegu zjawisk zatorowych. W kilkanaście lat po rozpoczęciu prac stwierdzono zmniejszenie częstotliwości występowania zjawisk zatorowych na odcinku Wisły od Silna (km 718) do ujścia do morza. Trudno dokonać efektywności regulacji rzeki z tego punktu widzenia. Wielu groźnym wezbraniom zapobiegnięto dzięki zastosowaniu lodołamaczy. Na nie uregulowanej rzece w zaborze rosyjskim na wniosek komisji M. Puciaty (1894) kontynuowano obserwacje zatorów i udoskonalano metody pirotechnicznego ich zwalczania (Maksimowicz 1904). Systematyczne obserwacje w okresie 1888—1902 pozwoliły określić średni czas trwania zjawisk lodowych na Wiśle w rejonie Warszawa — Wyszogród na 110 dni, a pokrywy lodowej na 76 dni. N.I. Maksimowicz analizuje szczegółowo warunki lodowe w czasie zimy 1902/1903. Z uwagi na jej ekstremalny przebieg warto przytoczyć kilka danych. Pokrywa lodowa uformowała się już w połowie listopada. W tym czasie na rozległych łachach śródkorytowych powstało 11 zatorów śryżowych (?). Tak wczesne pojawienie się zjawisk lodowych było ogromnym zaskoczeniem. W lodzie uwięzionych zostało 37 statków parowych i 563 jednostki bez napędu własnego. Najwyższe wezbranie zatorowe stwierdzono w rejonie Czerwińska (km 577). Pochód lodu rozpoczął się w końcu stycznia. Na odcinku Warszawa — Wyszogród doszło do powstania kilku zatorów lodowych (lodowo-śryżowych). Spiętrzenie zatorowe było wyższe od korony wałów przecipowodziowych. Największe zatory w Jabłonie, Zakroczymiu, Miączynku, Wychódzcu i Drwałach kruszono ładunkami wybuchowymi. Tworzenie się tak dużej liczby zatorów na odcinku rzeki o długości 60 km tłumaczono dzikim charakterem koryta i ogromną zmiennością nurtu. Cytowana praca N.I. Maksimowicza (1904) jest jednym z pierwszych monograficznych opracowań zlodzenia rzeki. Do groźnej sytuacji doszło w czasie pochodu lodu w 1909 r. W rejonie Czerwińsk — Wyszogród (km 578—587) uformował się zator lodowy. Spiętrzona woda sięgnęła Puszczy Kampinoskiej. Po długotrwałej i mroźnej zimie 1923/24, w marcu 1924 r. na całej dolnej Wiśle odnotowano kilka katastrofalnych w skutkach zatorów. W wyniku ocieplenia i wezbrania roztopowego 17 marca w Warszawie rozpoczął się pochód lodu. W rejonie Jabłonnej (powyżej ujścia Narwi) utworzył się zator (Czetwertyński 1958). Niżej położone dzielnice Warszawy znalazły się pod wodą. Pod Rajszewem doszło do przerwania lewobrzeżnego wału. Na odcinku kilkunastu kilometrów lód sięgał dna rzeki. Wysokość spiętrzeń lodu na

wałach dochodziła do 2 m, a na kępach śródkorytowych nawet 4—5 m. Zatory z rejonu Jabłonna — Rajszew spłynęły poniżej ujścia Bzury (km 590—592), która została podpiętrzona. Zalane zostały tereny o łącznej powierzchni około 100 km² (Kobędzina 1954). Na odcinku od Warszawy do Płocka powódź dotknęła 20 wsi (Symonowicz 1969). W nocy z 29 na 30 marca w wyniku spiętrzenia zatorowego przerwany został wał w pobliżu Ciechocinka. Prawie w całości miasto zostało zalane wodą. Głębokość wody na głównych ulicach uzdrowiska dochodziła do 2 m. Na wypadzie dawnej wyrwy w wałach widoczne jest do dnia dzisiejszego duże zagłębienie (fot. 34). Z uwagi na interesujący przebieg zjawisk lodowych wspomnieć należy o licznych zatorach śryżowych, powstałych w listopadzie 1927 r. (podobna sytuacja jak w listopadzie 1902 r.). Na odcinku od Warszawy do Płocka stwierdzono kilka zatorów śryżowych (Szachtmajer 1928), wywołały one wezbrania zatorowe nie powodując większych powodzi.

Za jedną z przyczyn tworzenia się zatorów na Wiśle uważa się jej kierunek płynięcia z południa na północ i związane z tym wcześniejsze ruszenie lodu w górnym biegu rzeki. Prowadzi to do blokady tranzytowego spływu lodu. W przypadku takiego zagrożenia do akcji wprowadzane są lodołamacze, o ile istnieją odpowiednie warunki nawigacyjne (Lambor 1933). K. Dębski (1970), jako przykład zatoru o takiej genezie, przedstawił sytuację z początku marca 1937 r. z okolic Chełmna. Spiętrzenie wody wynosiło wtedy 4,3 m, przy zasięgu cofki około 24 km. Tylko dzięki sprawnie przeprowadzonej akcji lodołamania uniknięto zalania niżej położonych dzielnic Bydgoszczy (Wokroj 1937). Podobny przebieg, jak omówiona wyżej sytuacja, miała powódź zatorowa na dolnej Wiśle w 1947 r., kiedy to pochód lodu na górnej Wiśle nastąpił o miesiąc wcześniej w stosunku do ujścia Wisły. Liczne powodzie zatorowe doprowadziły do ogromnych strat. Większość prowizorycznie odbudowanych mostów na dolnej Wiśle zostało zerwanych. Groźne zatory powstały w rejonie Czerwińska, Świecia i Chełmna. W Czerwińsku spiętrzenie zatorowe wyniosło około 3,5 m ponad wezbranie zatorowe z 1924 r. (ryc. 5A). Długość cofki wynosiła około 17 km. Tak jak w 1924 r. przerwane zostały wały przeciwpowodziowe. Spiętrzenia lodu w czole zatoru wystawały kilkadziesiąt centymetrów ponad koronę wałów. Brak bliższych danych na temat powierzchni terenów zalanych.

Interesującego przeglądu zjawisk zatorowych na odcinku Modlin (km 550) — Płock (km 634), w okresie 1960—1979, dokonał W. Śliwiński (1975) oraz *Hydroprojekt* (1979). Prawie każdej zimy występowały tu zatory śryżowe i lodowe. Wybrane przykłady zaprezentowano niżej. Z uwagi na typowy przebieg zatoru na nie uregulowanej rzece wspomnieć trzeba o zatorze w rejonie miejscowości Wychódź (km 574,5-563) w dniu 10 marca 1962 r. Doprowadził on do spiętrzenia wody ponad koronę wału, który częściowo został rozmyty. W związku z lodową blokadą koryta głównego, funkcje te zostały przejęte przez koryta boczne, które uległo znacznemu pogłębieniu. Przerwany został wał również w Rakowie (km 594—600, zator w km 603). W sumie na odcinku Płock — Modlin zanotowano 4 zatory, przy czym w dwóch wypadkach spiętrzona woda przerwała wały. Podobnie było w marcu 1963 r., kiedy to zarejestrowano 5 zatorów. Zator w km 572 doprowadził do zalania miejscowości Wychódź i Wilkowiec, znajdujących się na zawału. Piętrzenie zatorowe trwało 40 minut. Podobny przebieg jak powódzie



Ryc. 5. Przykłady profili podłużnych zwierciadła wody w czasie spiętrzeń zatorowych, według K. Dębskiego (1970)

Fig. 5. Examples of ice jams backwater profiles (after Dębski, 1970)

zatorowe w latach 1937 i 1947 miała powódź w 1966 r. (Kostrzewa 1966). Na początku lutego w górnej części dorzecza nastąpiło ocieplenie, a w dolnej i środkowej notowano jeszcze temperaturę do -20°C . Na Wiśle uregulowanej do Dębina pochód lodu odbywał się bez przeszkód. Do zatorowego zejścia lodu doszło na odcinku nie uregulowanym. Groźny zator powstał w końcu lutego w km 584—610 (ryc. 5B). Wysokość spiętrzenia zatorowego oceniono na około 3 m (tab. 1). Stanowiło ono poważne zagrożenie dla 100 km^2 doliny (zalanej w styczniu 1982 r.). Kulminacja wezbrania zatorowego z 19 lutego (791 cm, stan alarmowy 550 cm) jest najwyższym zanotowanym stanem wody na wodowskaziu Wyszogród. W obronie mostu drogowego brały udział lodołamacze i saperzy. W okresie 1967—1973 na analizowanym odcinku większego zagrożenia powodzią zatorowymi nie stwierdzono. Złożony przebieg miały zjawiska lodowe w okresie zimy 1973/74. Do poważnego zagrożenia doprowadził zator w km 601—606. Blokada lodowa koryta głównego spowodowała drażnienie nowego koryta w nieczynnej bocznej odnodze (km 604,5). Prędkość przepływu dochodziła tu do $2,5\text{ m/s}$. U podnóża nowo pobudowanego (prawobrzeżnego) wału rozmycie dna sięgało do głębokości 5—6 m. Na odcinku 400 m wał został w poważnym stopniu uszkodzony. Szczególnie niebezpieczna sytuacja lodowa na nie uregulowanym odcinku Modlin — Płock wystąpiła po długotrwałej i śnieżnej zimie w marcu 1979 r. Pod wieloma względami przypomina ona sytuację z 1924 r. Rozpad pokrywy lodowej rozpoczął się przy gwałtownie rosnących przepływach z około $1000\text{ m}^3/\text{s}$ do około $6000\text{ m}^3/\text{s}$. W związku z trudnościami dojazdu do koryta głównego, szczegółowych obserwacji nie prowadzono. Tworzące się zatory likwidowane były przez lodołamacze i saperów. Zjawiska zatorowe spowodowały wyższe kulminacje niż powódź wiosenna bez zjawisk lodowych.

Z danych przedstawionych w tabelach 1 i 2 wynika, że na wszystkich wodowskazach dolnej Wisły maksymalne obserwowane stany wody miały miejsce w półroczu zimowym. Kulminacje zimowe były wyższe od kulminacji letnich nawet o około 2 m (tab. 2). Wszystkie kulminacje zimowe związane były z piętrzeniami zatorowymi. Wysokość maksymalnych stwierdzonych piętrzeń zatorowych wynosiła około 3,5 m. Biorąc pod uwagę rzędne znaków wielkich wód, posiadających wartość historyczną, maksymalną wysokość piętrzeń zatorowych oszacować należy na 5 a nawet 7 m. Problem ten wart jest dokładnych studiów historycznych. W świetle zebranego materiału za normalne uznać należy piętrzenia zatorowe o wysokości 2—2,5 m.

W przeglądzie historycznym celowo pominięto katastrofalną powódź zatorową w styczniu 1982 r. ($100,5\text{ km}^2$ zalane). Po przegrodzeniu Wisły w 1969 r. i ostatecznym napełnieniu zbiornika w 1970 r. (Grześ 1983) doszło do istotnych zmian ustroju lodowego rzeki (Grześ 1986a). Dlatego też problem ten omówiony zostanie szczegółowo w dalszej części pracy. Podkreślić należy, że górna część zbiornika Włocławek pomimo wielu zabiegów hydrotechnicznych pozostaje najbardziej newralgicznym miejscem zatorowym w Polsce. Oprócz wspomnianej wyżej powodzi, w marcu 1979 r. a także w styczniu 1981 r. do przelania się wody przez zapory boczne brakowało zaledwie 12—26 cm. Poważne zagrożenie powodzią zatorowymi występujące na zbiorniku wiąże się z faktem, że został on zaprojektowany i wykonany jako element kaskady dolnej Wisły.

Tabela 1. Charakterystyka typowych spiętrzeń zatorowych na odcinku od Modlina (km 550) do Płocka (km 632,4)

Wodowskaz	Kilometr biegu rzeki	Data	Stan wody alarmowy (cm)	Stan wody (H cm)		Różnica (H cm)
				przed	po	
				piętrzeniem zatorowym		
Modlin	551,5	08-09.03.1954	700	437	782	345
Modlin		04-13.03.1976	700	604	820	216
Wyszogród	586,9	18-24.03.1963	550	386	719	333
Wyszogród		12-19.02.1966	550	486	791	323
Wyszogród		26.03.1970	550	538	682	144
Wyszogród		08-15.03.1979	550	500	777	277
Wyszogród		09-11.01.1982	550	567	765	198
Kępa Polska	606,5	10-23.03.1979	400	480	670	190
Kępa Polska		09-11.01.1982	400	550	682	132
Płock	632,4	11-23.03.1979	650*	651	822	171
Płock		01-10.01.1982	650	720	948	228

* obecnie 700 cm

Tabela 2. Najwyższe obserwowane stany wody w półroczu zimowym (XI—IV) i letnim (V—X) na dolnej Wiśle

km	Wodowskaz	XI—IV		V—X		Różnica (cm)
		Stan wody (cm)	Data	Stan wody (cm)	Data	
551,5	Modlin	886	01.04.1942	872	01.06.1962	14
586,6	Wyszogród	791	19.02.1966	764	10.06.1962	27
606,5	Kępa Polska	670	10.01.1982	610	31.07.1980	60*
632,4	Płock	948	10.01.1982	850	19.07.1844	98*
679,4	Włocławek	838	30.03.1924	812	11.06.1962	26
719,8	Silno	978	31.03.1924	904	11.06.1962	74
734,7	Toruń	979	01.03.1871	879	11.06.1962	100
762,0	Solec Kuj.	862	31.03.1924	835	12.06.1962	27
774,9	Fordon	875	31.03.1924	824	12.06.1962	51
806,8	Chełmno	958	11.03.1946	876	12.06.1962	82
835,0	Grudziądz	1053	26.03.1877	875	13.06.1962	178
867,0	Korzeniewo	1106	26.03.1877	876	13.06.1962	230
886,6	Mątański Cypel	1094	28.03.1855	901	13.06.1962	193
908,6	Tczew	1210	20.03.1816	1020	13.06.1962	10

Źródło: Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych, Wisła. IMGW, Wyd. Geologiczne. Warszawa.

* Wodowskazy w granicach cofki st.w. Włocławek.

W niniejszym przeglądzie ograniczono się w zasadzie do omówienia technicznych środków ochrony przed powodzią. W tej dużej grupie zagadnień wyróżnia się środki obrony (ochrony) czynnej i środki ochrony (obrony) biernej. Ogólnie można stwierdzić, że w przypadku obrony czynnej przed powodzią zatorowymi i zatorami w ogóle, są to wszystkie środki mające na celu ingerencję w przebieg zjawisk lodowych. Obrona bierna, to zapobieganie ujemnym skutkom wezbrań zatorowych. Jak podkreśla T. Kiciński i A. Ciepielowski (1975), umiejętność wyboru środków ochrony przed powodzią i ich kojarzenie jest zagadnieniem bardzo trudnym. Zdaniem autora ich powodzenie w znacznym stopniu uwarunkowane jest znajomością mechanizmów decydujących o powstaniu zatoru i jego budową wewnętrzną. Od nich bowiem zależy dobór optymalnego wariantu ochrony przeciwpowodziowej. Bezpośrednie pomiary i obserwacje stanowią podstawę prognozowania hydrologicznego, które w znacznym stopniu eliminuje tak groźny czynnik jakim jest zaskoczenie (*Zarys monografii powodzi w Polsce*, 1988).

Podstawowym środkiem ochrony przeciwpowodziowej jest kompleksowa regulacja rzeki i jej obwałowanie. Zmiana geometrii koryta likwiduje wiele przyczyn tworzenia się zatorów (Wierzbicki 1986). Oprócz tego przez regulację rzeki osiąga się zmniejszenie powierzchni zwierciadła wody (o ok. 30—50%), a więc i ilości tworzącego się lodu. Regulacja rzeki prowadzi do wyrównania spadku, którego zmienność uważana jest za ważny element zatorogenny. Wyrównanemu spadkowi rzeki towarzyszy równoczesne powstanie pokrywy lodowej na długich odcinkach. W takim przypadku pokrywa lodowa jest znacznie cieńsza z niewielkiej miąższości podbitkami. W wyniku zróżnicowanej zabudowy hydrotechnicznej rzeki oraz zanieczyszczenia chemicznego i termicznego na dolnej Wiśle dochodzi do czasowego i przestrzennego zróżnicowania poszczególnych faz zlodzenia, będącego jedną z przyczyn tworzenia zatorów.

Nawet zaawansowana regulacja dolnej Wisły od Silna (km 718) do ujścia nie zlikwidowała niebezpieczeństwa występowania powodzi zatorowych. Ich występowanie spowodowane było wielokrotnie zróżnicowaniem warunków meteorologicznych i hydrologicznych w zlewni. Przytoczono wyżej kilka przykładów zatorów na uregulowanym odcinku dolnej Wisły, które powstały w wyniku wcześniejszego ruszenia lodu w górze rzeki. W połowie ubiegłego stulecia stwierdzono, że niezbędne jest „przygotowanie rzeki” do wczesnego pochodzenia lodu. Osiąga się to przez łamanie pokrywy lodowej i jej kruszenie ładunkami wybuchowymi w celu swobodnego, bezzatorowego i tranzytowego spływania lodu. W ten sposób wkraczamy w zagadnienia związane z obroną (ochroną) czynną przed powodzią zatorowymi.

Jednym z licznych zadań kompleksowo rozumianej regulacji Wisły była możliwość zastosowania lodołamaczy. Już w 1894 r. M.A. Puciata, a później N.I. Maksimowicz (1904) łączyli obwałowanie rzeki z regulacją, a tą z większym wykorzystaniem lodołamaczy. Wiąże się to z dużym zanurzeniem (ok. 2 m) tego typu jednostek. Jak wykazała przeszło stuletnia praktyka (Danielewicz 1983), łamanie lodów jest najskuteczniejszym sposobem walki z żywiołem lodowym. Kruszenie pokrywy lodowej ładunkami wybuchowymi pozostaje zawsze środkiem pomocniczym. Tylko w przypadku braku możliwości zastosowania lodołamaczy jest to śro-

dek podstawowy. Podkreślić należy, że pomimo ogromnego postępu wiedzy i zdobytego doświadczenia, dobór metod i środków skutecznej dezintegracji lodu na Wiśle nie zawsze jest zadowalający.

Do 1939 r. na dolnej Wiśle eksploatowano 12 lodołamaczy o mocy od 110 do 500 KM (Rozwadowski 1974). Wielu groźnych wezbrań zatorowych w porę uniknięto, dzięki sprawnie przeprowadzonej akcji łamania lodu (m.in. Lambor 1933; Wokroj 1937). Większość lodołamaczy ze względu na głębokość zanurzenia przystosowana była do pracy na odcinku od ujścia do Tczewa. Jedyne przy stanach wody powyżej średnich, docierały one do Silna (km 7182). Sporadycznie lodołamacze miały zapewnioną odpowiednią głębokość do nawigacji na nie uregulowanym odcinku dolnej Wisły. Tak więc z całego odcinka rzeki od Modlina (km 550) do Silna (km 718), o długości 170 km, zejście lodu odbywało się w sposób niekontrolowany, jeśli nie liczyć lokalnego stosowania metod pirotechnicznych.

Pod koniec wojny część taboru została przez Niemców uprowadzona, a część uszkodzona lub zatopiona. Uruchomione już w 1946 r. 3 jednostki nie były w stanie zapobiec klęsce powodzi zatorowych w marcu 1947 r. Do 1961 r. liczba lodołamaczy wzrosła do 7 jednostek, z tego 3 zbudowane zostały jeszcze pod koniec XIX w., a 4 w latach trzydziestych. W stosunku do lat poprzednich operatywność lodołamaczy nie uległa zmianie. Za duże osiągnięcie należy uznać dotarcie lodołamaczy do mostu drogowego w Wyszogrodzie w 1966 r. W okresie 1960—1970

Tabela 3. Wykaz i rozmieszczenie lodołamaczy przeznaczonych do akcji lodołamania na dolnej Wiśle. Stan na koniec 1988 r.

Lp.	Nazwa jednostki	Moc silnika (KM)	Rok budowy	Rejon działania
I.	Wisła: ujście — st. w. Włocławek — ODGW Gdańsk			
1.	Pantera	1000	1987	Lodołamacze na Wiśle od ujścia do morza do st. w. Włocławek oraz na Martwej Wiśle. Lodołamacze po dojściu do Włocławka włączane są do akcji lodołamania na zbiorniku Włocławek.
2.	Kangur	770	1970	
3.	Basior	750	1969	
4.	Ocelot	408	1962	
5.	Tapir	408	1962	
6.	Lampart	375	1962	
7.	Tur	375	1962	
8.	Panda	400	1983	
II.	Zbiornik st. w. Włocławek — ODGW — Warszawa			
1.	Bawół	1000	1986	
2.	Jaguar	1000	1985	
3.	Lew	1000	1985	
4.	Tygrys	1000	1985	
5.	Niedźwiedź	1000	1987	
6.	Gepard	1000	1987	
7.	Rosomak	500	1961	
8.	Żubr	500	1962	
9.	Lemur	408	1969	
10.	Wydra	408	1969	

wybudowano w Polsce 15 jednostek o mocy od 400 do 770 KM. Z tego 9 sztuk przeznaczono do pracy na dolnej Wiśle. Stare jednostki stopniowo wycofano z eksploatacji. Po katastrofalnej powodzi zatorowej w 1982 r. podjęto decyzję o budowie całej rodziny nowoczesnych lodołamaczy. Pierwszą jednostkę zbudowano już w 1983 r. W końcu 1988 r. stan lodołamaczy na dolnej Wiśle to: 18 jednostek o łącznej mocy 12302 KM. Wykaz i rozmieszczenie lodołamaczy przedstawiono w tabeli 3. Ogólne zasady rejonizacji lodołamania mogą ulegać zmianie. Zależy to od rozwoju sytuacji lodowej na całej dolnej Wiśle.

Pomijając trudności związane z nawigacją na Wiśle, za najważniejszy element skuteczności lodołamania uznać należy wybór terminu jej rozpoczęcia. Związane jest to bezpośrednio z trafnością prognoz meteorologiczno-hydrologicznych i postępowaniem lodołamania. Postęp lodołamania, a więc i likwidacja zagrożenia zatorowego zależy między innymi od: głębokości na trasie, grubości pokrywy lodowej, miąższości podbitek, wielkości płoni i struktury lodu na odcinkach zatorowych. W warunkach dolnej Wisły postęp lodołamania wynosi od kilkuset metrów do 20 km na dobę. Lodołamanie prowadzone jest tylko w porze dziennej.

W 1986 r. na Wiśle rozpoczęto instalowanie tak zwanych przegród lodowych (*ice boom*). Mają one zatrzymywać napływające do zbiornika różne formy sryżu i przyspieszać powstawanie pokrywy lodowej (Polak 1990). Konstrukcje tego typu z powodzeniem stosowano w USA już w latach dwudziestych (zagadnienie to omówiono w rozdziale 6.9).

4. PODZIAŁ DOLNEJ WISŁY ZE WZGLĘDU NA STAN HYDROTECHNICZNEGO ZAGOSPODAROWANIA

Morfologia koryta, charakter międzywala i dna doliny w granicach wielkiej wody (WW) należą do grupy czynników decydujących o powstaniu i lokalizacji zatoru oraz zalaniu określonego obszaru. Jak wykazano w rozdziale 8, geometria ogólnie pojętego koryta decyduje w dużym stopniu o rozwoju zjawisk lodowych. Uznano więc za niezbędne przedstawienie krótkiej charakterystyki zagospodarowania dolnej Wisły. Przemawia za tym jeszcze fakt, że jednym z ważniejszych celów zabudowy hydrotechnicznej rzeki jest zmniejszenie zagrożenia wystąpienia powodzi zatorowych.

Dolną Wisłę podzielić można na 4 charakterystyczne odcinki:

Odcinek I: km 550 (ujście Narwi) — km 618. Na tym odcinku rzeka praktycznie jest nie uregulowana i zachowała swój naturalny charakter, z dużą ilością kęp i łąch. Pewną koncentrację łóżyska osiągnięto nielicznymi przetamowaniami bocznych ramion. Nurt rzeki wykazuje dużą zmienność i niestabilność. Szerokość koryta średniej wody waha się od 360 do 800 m, a koryta wielkiej wody od 560 do 2000 m; najmniejsza szerokość międzywala 700 m, największa 1700 m. Długość wałów przeciwpowodziowych na tym odcinku wynosi 72 km (*Monografia hydrologiczna Dolnej Wisły*, 1979). Podkreślić należy, że od 1983 r. realizowane są tu prace regulacyjne, mające na celu zmniejszenie zagrożenia powodziami zatorowymi (Wierzbicki 1986).

Odcinek II: km 618—674,85. Zbiornik wodny Włocławek (charakterystykę zbiornika przedstawiono w rozdziale 6).

Odcinek III: km 674,85 (stopień wodny Włocławek) — km 718 (Silno). Na odcinku tym rzeka jest częściowo uregulowana. Zabudowa hydrotechniczna jest ograniczona do lokalnych umocnień brzegów i przetamowań. Szerokość koryta średniej wody waha się od 400 do 700 m, lokalnie 300—360 m. Szerokość koryta wielkiej wody zmienia się od 600 do 2100 m. Całkowita długość wałów wynosi 22,6 km. Aktualny stan koryta na tym odcinku jest efektem szczytowo-interwencyjnego rytmu pracy elektrowni wodnej. Uformował się 27-kilometrowy erozyjny odcinek dziczej rzeki o charakterze roztokowym (Babiński 1985). Całkowita długość wałów przeciwpowodziowych wynosi 14 km. Analizę tego odcinka przedstawiono w części pracy poświęconej zjawiskom zatorowym poniżej stopnia wodnego Włocławek (rozdz. 7).

Odcinek IV: km 718—941 (ujście) — rzeka uregulowana. Ogólne założenie regulacji to utrzymanie szerokości koryta około 375 m i głębokości 1,67 m. Z wielu względów warunków tych nie osiągnięto (Babiński 1985). Rozstawa wałów przeciwpowodziowych zależnie od miejsca utrzymana jest w granicach 750—1850 m;

średni rozstaw 1125 m. Nurt w korycie silnie meandruje; przy niskich stanach wody wystają nad zwierciadło piaszczyte ławice. Obserwuje się pewną regularność występowania przemiałów co 1,0—1,5 km (Babiński 1987). Podkreślić należy, że głównym celem regulacji tego odcinka było nie tylko ułatwienie spływu wielkich wód i poprawa nawigacji, ale i zmniejszenie zagrożenia powodziami zatorowymi. Z uwagi na inne warunki hydromorfologiczne (Manthey 1981), z odcinka IV powinno się wydzielić odcinek ujściowy rzeki (km 910—941). Warunki formowania zatorów w tym rejonie odbiegają od warunków na rzece powyżej. Wiąże się to głównie z oddziaływaniem morza (Majewski, Bagińska, Walczak 1989).

Łączna długość wałów przeciwpowodziowych dolnej Wisły, to jest od Narwi do Nogatu, wynosi około 642 km, w tym 351 km na lewym brzegu i 291 km na prawym. Powierzchnia obszarów chronionych wałami wynosi około 68 530 ha. Większość wałów wykonana jest na wodę stuletnią (1%). Około 60 700 ha jest jeszcze potencjalnie zagrożone powodzią (Rusak 1982). Związane jest to głównie z podwyższeniem wezbrań roztopowych przez zatory lodowe (np. marzec 1924).

5. WYBRANE ZAGADNIENIA METOD SONDOWANIA ZATORÓW

Na potrzeby własnych badań terenowych autor zaprojektował i wykonał proste sondy. Umożliwiają one nie tylko dokładny pomiar miąższości lodu nagromadzonego w korycie, ale i wgląd w jego budowę wewnętrzną. W literaturze brak jest opisów konkretnych rozwiązań technicznych urządzeń, umożliwiających nie tylko dokładny pomiar miąższości podbitek, ale i pobór próby rdzeniowej. Zalecane do stosowania rozwiązanie śrzyzomierza (Wiśniewski 1975) nie zapewnia dokładnego wyniku pomiaru. W przypadku podbitek o luźnej konstystencji błąd pomiaru może sięgać 1—1,5 m. Stosowany w ZSRR i w Czechosłowacji batometr śrzyzowy (Matoušek 1980) podobny jest w swej zasadzie działania do batometru hydrobiologicznego typu Patalasa. To rozwiązanie również nie gwarantuje dokładnego pomiaru.

W projektowaniu własnych rozwiązań kierowano się prostotą działania sond oraz dostępnością materiałów do ich wykonywania. Przedstawione niżej sondy testowane były w sezonach zimowych 1984—85, 1985—86, 1986—87 na Wiśle i na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek. Dokładniejszy opis techniczny sond wraz z zasadą ich działania może posłużyć zainteresowanym do ich wykonania (Grześ 1986b, 1987a).

Podstawą sporządzenia przekroju poprzecznego koryta do oceny stopnia i charakteru jego wypełnienia (lodem) są pojedyncze sondowania. W warunkach dolnej Wisły wykonuje się je co 25—50 m. Sondowania są odpowiednio zagęszczane w miejscach o zmiennej morfologii powierzchni pokrywy lodowej. Trzeba podkreślić, że każdej zmianie morfologii pokrywy lodowej musi odpowiadać pomiar głębokości i miąższości mas lodu.

W prowadzeniu badań terenowych przydatną okazała się praca T.D. Prowsego (1985) będąca formą instrukcji zbierania danych o zlodzeniu rzek. Instrukcja ta, adaptowana do warunków Wisły, obowiązuje grupy pomiarowe w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN.

Sondy rdzeniowe oprócz dokładnego pomiaru miąższości mas lodu dają możliwość określenia fizycznych cech wypełnienia lodowego. Jednym z prostych urządzeń jest sonda rdzeniowa z zaworem stożkowym (ryc. 6). Przeznaczona jest ona głównie do badań podbitek śrzyzowych. Składa się z zaworu stożkowego oraz rury osłonowej. Zawór jest wykonany z drewna dębowego powleczonego gumą silikonową i osadzony na rurze duraluminiowej o średnicy 25 mm. Po wykonaniu otworu w pokrywie lodowej, w gąbczastą masę śrzyżu wciskany jest zawór. W trakcie wciskania struktura podbitki ulega nieznacznej zmianie. Dlatego też, jeżeli jest to możliwe, za pomocą rury zawór należy przesunąć w bok o około 20—30 cm. Następnie wciskana jest rura osłonowa. Dzięki gumie silikonowej sonda zostaje

szczelnie zamknięta. Po założeniu blokady całość wyciąga się na powierzchnię lodu. Przezroczysta rura pleksiglasowa umożliwia wgląd w budowę wewnętrzną podbitki i jej opis. Po zmierzeniu miąższości podbitki i opisanu jej struktury wewnętrznej, próbę należy odsączyć. Po przesypaniu próby do wytarowanego pojemnika, jest ona ważona na wadze dynamometrycznej.

Aby uniknąć zmian struktury podbitki, do których dochodzi w trakcie wciskania zaworu stożkowego, zaprojektowano zawór o małej średnicy nazywany pneumatycznym (ryc. 7). Składa się on z fragmentu dętki rowerowej o długości 230 mm, po obu końcach zaciśniętej opaskami taśmowymi. Stalowy grot osłania gumową część zaworu. Po wciśnięciu zaworu nakłada się rurę pleksiglasową (ryc. 7). Następnie, za pomocą pompki ręcznej wtłacza się powietrze przez zaworek (ryc. 7). Fragment dętki wypełnia się sprężonym powietrzem, zamykając szczelnie całą przekrój rury osłonowej. Odsączenie próby odbywa się przez „upuszczenie powietrza”. Jeden zawór pneumatyczny stosować można do rur osłonowych o różnej średnicy. Podobnie jak w wyżej omówionej sondzie, w miejsce pleksiglasowej rury osłonowej (trudno dostępną) można użyć rur z laminatu poliestrowo-szklanego (półprzezroczyste) lub nieprzezroczystych rur z PCV.

W przypadku obecności kry w podbitkach, stosowanie opisanych wyżej sond jest utrudnione. Zaprojektowano więc sondę rdzeniową z zaworem uchylnym. Składa się ona z grubociennej rury z PCV o średnicy 150 mm (ryc. 8, fot. 37). Zawór składa się z dwóch uchylnych blach o grubości 6 mm. Wytrzymałymi zawiasami przymocowane są one do stalowego płaskownika (50x12). Płaskownik ten odgrywa też rolę ostrza tnącego gąbczastą masę śryżu i rozbijającego fragmenty krystalicznego lodu znajdującego się na jego drodze. Gwałtowny spadek oporu wciskania sondy odpowiada spągowi podbitki. W momencie zatrzymania sondy, klapki zaworu opadają. W ten sposób pobierana próba lodu zabezpieczona jest przed wypadnięciem. Szczelina pomiędzy ścianą rury osłonowej i klapkami zaworu nie powinna przekraczać 2 mm. W trakcie wyciągania przez nieszczelności zaworu wypływa woda. Całkowite odsączenie próby trwa 3—4 minuty. Pobraną w ten sposób próbę lodu górnym końcem rury osłonowej przesypuje się do tarowanych pojemników. Błąd w ocenie miąższości podbitej jest tu znaczny i sięga ± 25 cm. Dlatego też należy wykonać dodatkowy pomiar sondą bezrdzeniową. Gdy pod pokrywą lodową znajduje się duża ilość stłoczonej kry, utrudnia to pobieranie próby. Dlatego pomiar należy ponawiać w innym miejscu, a fakt ten odpowiednio opisać.

Jedną z podstawowych fizycznych wielkości charakteryzujących podbitki śryżowe jest ich gęstość. Określano ją metodą S. Beltaosa i A.M. Deana (1981). Polega ona na ocenie wagi odsączonej próby lodu o znanej objętości w stanie naturalnym (przed odsączeniem). Wielkość ta określana jest jako „the dry density of the slush” i wyrażona została w kg/m^3 . Po wyciągnięciu sondy określa się miąższość podbitki (l) lub jej części. Odsączoną próbę ważono (w). Wartości uzyskane z pomiaru posłużyły do obliczenia gęstości podbitki (p).

$$p = \frac{w \text{ (kg)}}{\pi r^2 l} - e = \frac{w \text{ (kg)}}{V \text{ (m}^3)} - e$$

gdzie: V — objętość próby przed odsączeniem w przypadku sondy z zaworem stożkowym i pneumatycznym; uwzględnić poprawkę (e) na objętość jaką zajmuje rura duraluminiowa wewnątrz rdzenia.

Stwierdzona zmienność gęstości podbitek zamyka się w granicach od 100 do 700 kg/m³. Wydzielono 3 klasy gęstości:

A₁ — podbitki luźne o gęstości 100—300 kg/m³

B₁ — podbitki zwarte o gęstości 300—500 kg/m³

C₁ — podbitki zbite o gęstości powyżej 500 kg/m³.

Gęstość podbitki oszacować można również za pomocą sondy udarowej. Sonda udarowa, to rura duraluminowa o średnicy 30 mm. Zakończona jest ona stalowym stożkiem o kącie 60° i średnicy 50 mm. Ciężar jednego segmentu o długości 2,5 m wynosi 3,5 kg. Szacunek gęstości odbywa się na podstawie następujących cech:

A₂ — podbitki luźne, sonda zagłębia się pod własnym ciężarem,

B₂ — podbitki zwarte, sonda stoi w podbitce,

C₂ — podbitki zbite, sondę należy wbijać.

W przypadku luźnych i bardzo luźnych podbitek ocena ich miąższości metodami opisanymi wyżej jest niedokładna. W tym celu opracowano tak zwaną udarową sondę hydrofonową (ryc. 9). Mikrofony specjalnej konstrukcji zainstalowane są w grocie sondy. W trakcie wciskania sondy osoba wykonująca pomiar (dysponująca słuchawkami) rejestruje zmiany dźwięku. W zasadzie każda wyraźna zmiana gęstości podbitki jest słyszalna. Dotyczy to szczególnie spągowej warstwy podbitek. Sonda hydrofonowa okazała się przydatna do poznania procesu zaniku podbitek i dokładnego określenia miąższości ruchomej subwarstwy podbitki.

Zimą 1982 r. podjęto pierwsze próby oceny miąższości mas lodu w zatorze na podstawie związku pomiędzy grubością podbitek lodowych (śryżowych) i „wysokością” warstwy lodu nad zwierciadłem wody (Banach, Grześ 1985). Metoda ta, opierająca się na znajomości wielkości wyporu hydrostatycznego, jest szacunkowa. Wspomniana zależność przestaje obowiązywać w przypadku bezpośredniego kontaktu mas lodu z dnem (zabitki). W.P. Bierdiennikow (1965) uważa, że gdy zatory lodowe zbudowane są z drobnej kry, to iloraz całkowitej miąższości warstwy lodu i wysokości tej warstwy nad zwierciadłem wody wynosi 12.

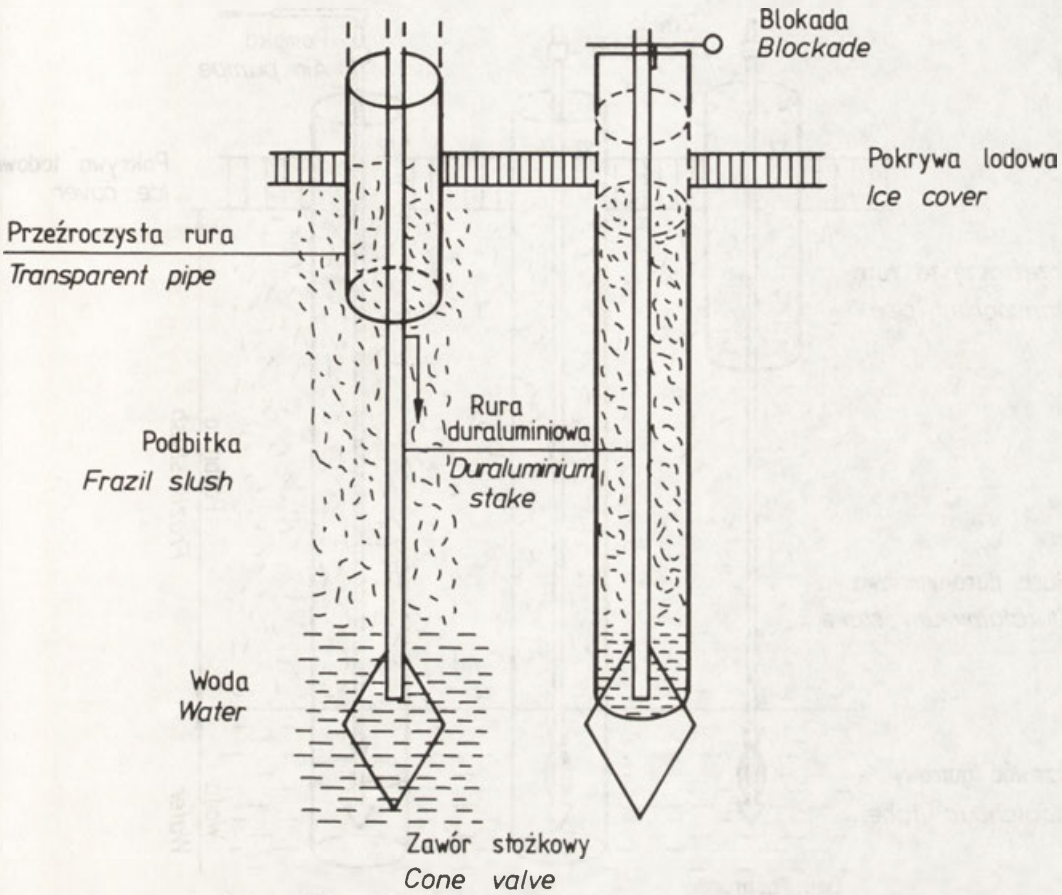
$$\frac{lc}{lw} = \frac{1}{0,084} = 12 \quad (\text{Bierdiennikow 1965})$$

$$\frac{lc}{lw} = \frac{1}{lw} = 15 - 40 \text{ (Wisła), } lw = 0,025 - 0,060 \text{ m}$$

gdzie: lc — całkowita miąższość masy lodu w m; lw — „wysokość” tej warstwy ponad zwierciadłem wody w m.

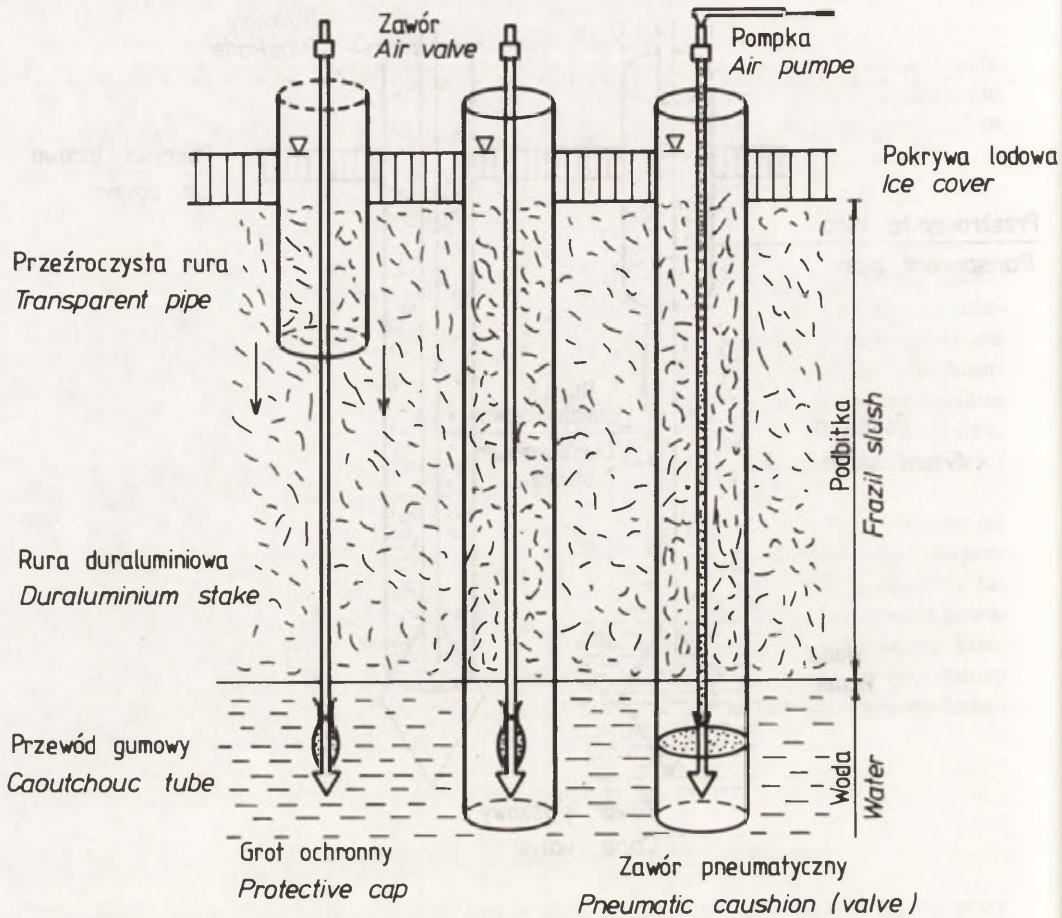
Dla warunków Wisły (podbitki śryżowe, śryżowo-lodowe) stwierdzona zmienność tej warstwy świadczy o dużym zróżnicowaniu właściwości fizycznych (gęstości) masy lodu wypełniającego koryto. Z szerszego stosowania tej metody zrezygnowano do czasu przeprowadzenia szczegółowych badań.

W niniejszym rozdziale ograniczono się do wybranych zagadnień związanych z sondowaniem zatorów różnego typu. Dokonano tego w takim zakresie, w jakim jest to niezbędne do oceny reprezentatywności przedstawionych wyników. Pominęto całkowicie sprawy związane z bezpieczeństwem grup pomiarowych pracujących na lodzie.



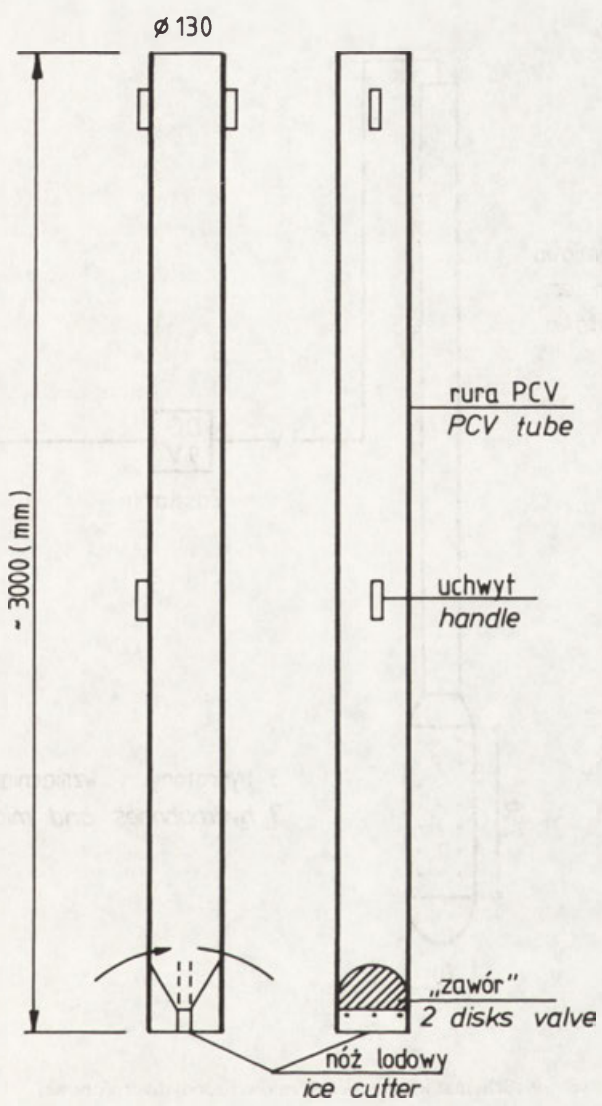
Ryc. 6. Schemat ideowy rdzeniowej sondy śrężowej z zaworem stożkowym (por. fot. 35)

Fig. 6. Idea of the frazil slush sounding core with cone valve



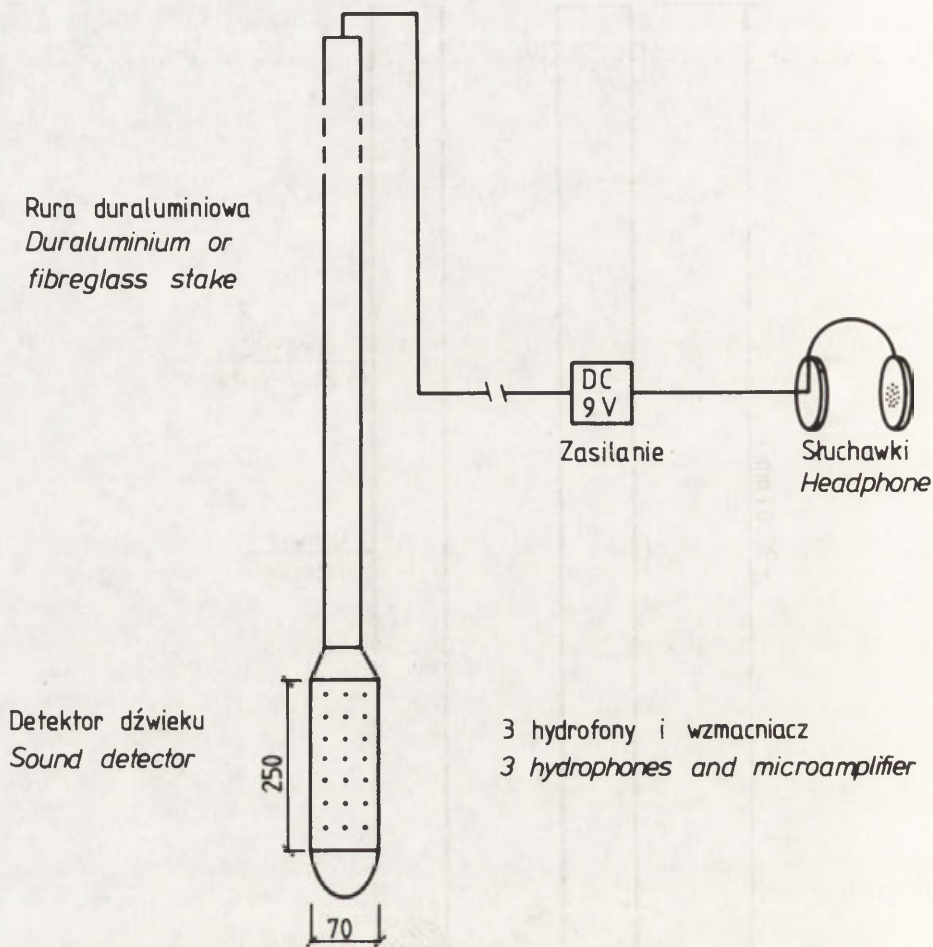
Ryc. 7. Schemat ideowy rdzeniowej sondy śryżowej z zaworem pneumatycznym

Fig. 7. Idea of the frazil slush sounding core with pneumatic valve



Ryc. 8. Schemat ideowy sondy śryżowo-lodowej z zaworem klapkowym (por. fot. 37)

Fig. 8. Idea of the frazil slush sounding core with disks valve



Ryc. 9. Schemat ideowy bezrdzeniowej sondy hydrofonowej

Fig. 9. Upon frazil slush „sound locator”

6. ZJAWISKA ZATOROWE W ZBIORNIKU STOPNIA WODNEGO WŁOCLAWEK

6.1. ZARYSOWANIE PROBLEMU

Zbiornik stopnia wodnego Włocławek, a dokładniej środkowa i górna jego część jest najbardziej newralgicznym miejscem zatorowym w Polsce. Na okres zlożenia zbiornika przypadają największe trudności eksploatacyjne. Obecnie ze zbiornikiem włocławskim wiążą się bezpośrednio i pośrednio prawie wszystkie problemy lodowe na dolnej Wiśle. Stopień wodny Włocławek jest pierwszym i jak dotychczas jedynym elementem kaskady dolnej Wisły. Wyniki badań tu przeprowadzonych mogą stanowić podstawę aktualizacji dokumentacji technicznych kolejnych stopni. Dlatego też problematyka ta wymaga dokładniejszego omówienia. Wymaga tego również wiele niejasności, które nagromadziły się w ciągu 20 lat eksploatacji zbiornika.

W założeniach projektowych przyjęto, że ilość lodu napływającego do zbiornika nie będzie przekraczać 2—3% jego całkowitej objętości. Miał się on gromadzić w czaszy zbiornika, aż do momentu całkowitego stopnienia. Tylko w ekstremalnych sytuacjach (raz na 14 lat) zachodziłaby potrzeba przepuszczania lodu przez jaz. Nie przewidywano również lodołamania na większą skalę. Większość tych założeń nie znalazła potwierdzenia w praktyce eksploatacyjnej. Należy zwrócić uwagę na fakt, że stopień wodny Włocławek, jako obiekt hydrotechniczny II klasy, został zaprojektowany i wykonany do pracy w systemie kaskady. Większość problemów dwudziestoletniej jego eksploatacji wynika z braku towarzyszących stopni. Wszystkie podjęte działania, zmierzające do zmniejszenia zagrożenia zatorowego, mają doraźny i interwencyjny charakter.

6.2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA STOPNIA I JEGO ZBIORNIKA

Stopień wodny Włocławek zlokalizowano w km 674,5. Zamyka on dorzecze o powierzchni 171,25 tys. km². Przy piętrze 10,7 m ponad średnią wieloletnią wodę, do rzędnej 57,3 m npm (NPP), zbiornik ma powierzchnię około 70 km² i objętość około 400 mln m³. Warstwa użyteczna stanowi zaledwie 13,5% (55 mln m³) jego całkowitej objętości. Przy przewodzie dopływu nad zrzutem wód na stopniu około 1000 m³/s, warstwa użyteczna wypełniona może być w 15 godzin. Redukcja wezbrania wynosi około 200—300 m³/s, co dla Wisły jest wielkością znikomą, a przy przepływach 2000—3000 m³ s jest praktycznie niezauważalne. Jaz uruchamiany bywa dopiero, gdy przepływ naturalny w rzece wyższy jest od instalowanego przepływu elektrowni, to jest 2190 m³/s. Maksymalna przepustowość jazu składającego się z 10 przesł o szerokości 20 m wynosi 10 100 m³/s. Jest to możliwe przy całkowitym podniesieniu wszystkich zasów. Całkowite podniesienie zasów prowadzi do

znaczej koncentracji przepływu i niszczenia umocnień na wypadzie jazu. Sytuacja taka wystąpiła w okresie przepuszczenia lodu przez jaz, przy przepływie całkowitym 5000—6400 m³/s, w marcu 1979 r. (Meler 1987). W normalnych warunkach przepuszczanie wody wraz z krą odbywa się przez opuszczenie zasów o 2,5 m. Daje to łączny wydatek jazu 1200 m³/s. Jaz wyposażony jest w instalację napowietrzającą, instalację ciepłej wody oraz indukcyjne ogrzewanie ograniczające oblodzenie zasów.

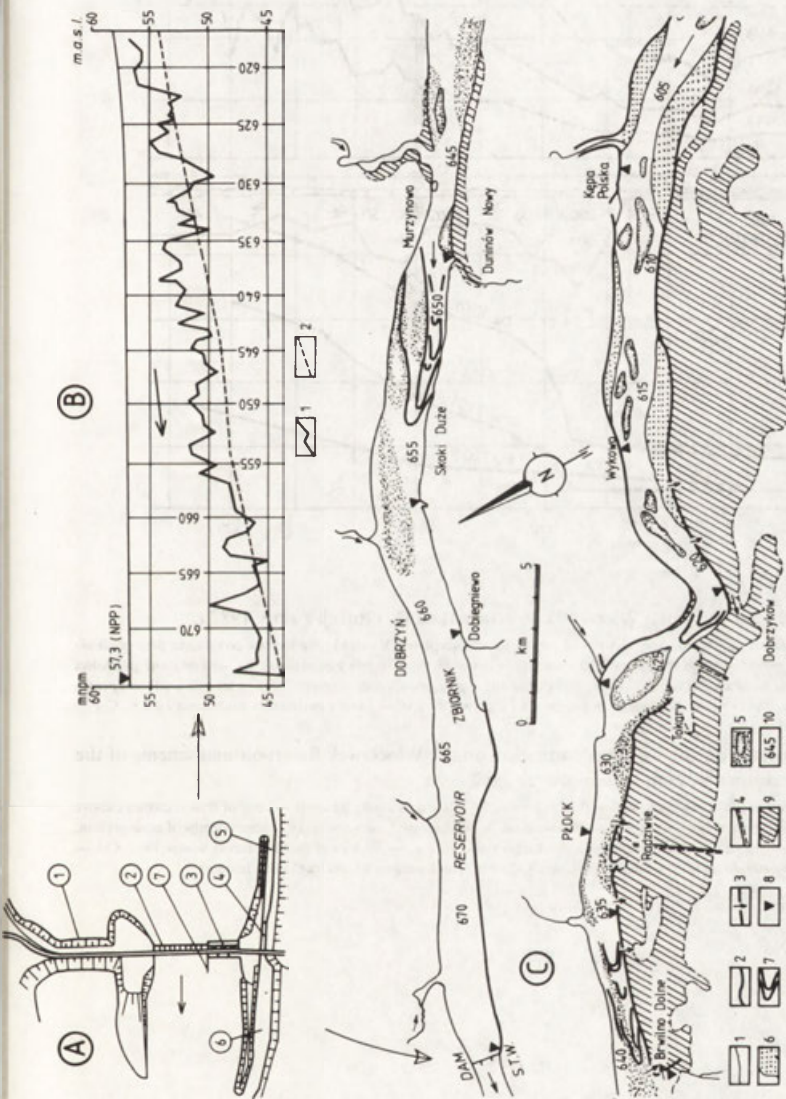
Hydroelektrownia Włocławek, zaprojektowana jako elektrownia szczytowa, ze względu na brak obiektów towarzyszących pracuje w systemie interwencyjnym, podszczytowo i przepływowo.

Na długości około 40 km brzegi zbiornika stanowią zapory boczne i wały przeciwpowodziowe, z tego 30 km zapór chroni obszary depresyjne (ryc. 10). Szerokość zbiornika waha się od 500 do 2500 m, średnio 1210 m. Maksymalna głębokość zbiornika wynosi 15 m, średnia głębokość zaraz po wypełnieniu wahała się około 5 m. Długość zbiornika (zasięg cofki) zmienia się w granicach 55—58 km. Układ krzywej cofkowej przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP — 57,3 m n.p.m.) i dopływie do zbiornika odpowiadającym średniej wieloletniej wartości przedstawiono na rycinie 11. W granicach zbiornika wydzielić można dwie części. Dolna część od stopnia wodnego do km 640—645. Górna część od km 640—645 do km 618, gdzie przy normalnym poziomie piętrzenia (57,3 m n.p.m.) i dopływie około 900 m³/s zbiornik przechodzi w swobodnie płynącą rzekę. Podział taki, widoczny w układzie zwierciadła, znajduje potwierdzenie w rozkładzie prędkości przepływu, w ilości i w charakterze sedymentacji oraz w przebiegu zjawisk lodowych.

Uwagę zwrócić należy na wartości prędkości przepływu i ich rozkład w profilu podłużnym zbiornika (ryc. 11), a w szczególności na ich zróżnicowanie zależne od natężenia przepływu. Od prędkości przepływu zależy nie tylko przebieg zlodzenia zbiornika, ale też wielkość i charakter sedymentacji w jego czaszy (Branicki, Śliwiński 1981).

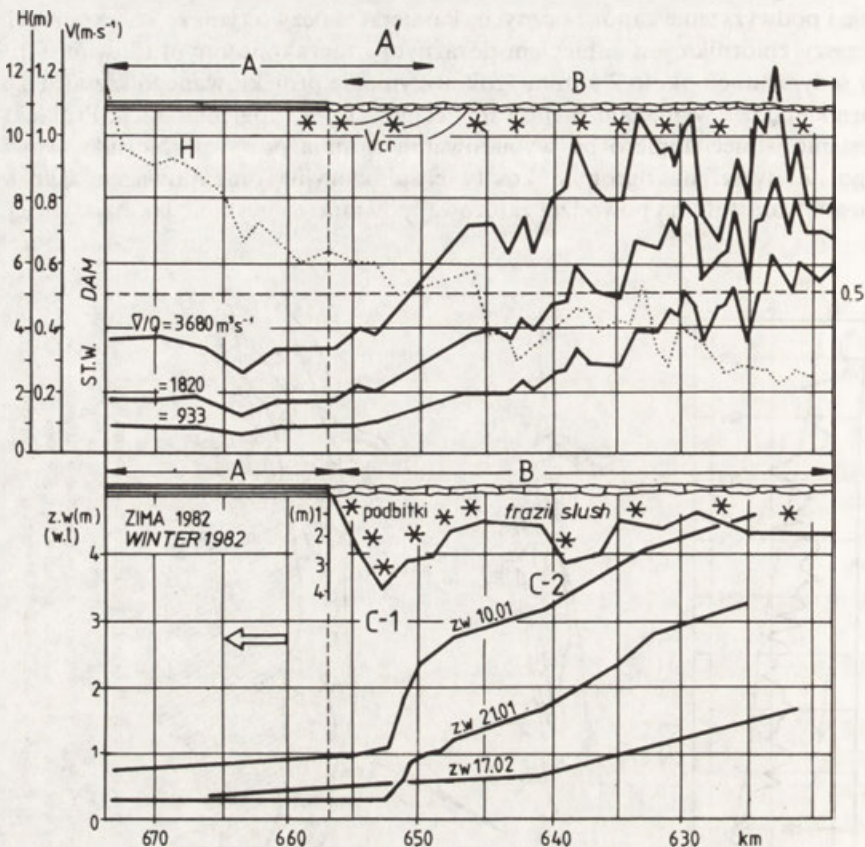
Pomiędzy procesami sedymentacyjnymi i niektórymi procesami lodowymi w zbiorniku włocławskim istnieje kilka wspólnych cech. Obserwuje się wzajemne oddziaływanie tych procesów (Śliwiński 1985b). Odłożony w zbiorniku materiał osiągnął miejscami miąższość 5 m. Doprowadziło to do zmiany warunków przepływu. Odkłady piaszczyste (delta) utrudniają tranzytowe przepływanie lodu, są też inicjalnymi zaczepami dla zatorów. Prowadzą do przewyższenia krzywej cofkowej, utrudniają i ograniczają możliwości akcji lodołamania. Od 1971 r., kiedy to wykonano reperowy pomiar, do 1987 r. w czaszy zbiornika osadziło się 29,8 mln m³ materiału piaszczystego. Odpowiada to średniej rocznej wartości 1,9 mln m³, przy średnim rocznym dopływie wody do zbiornika 870 m³/s (Król 1988). Około 50—60% sedymentacji przypadało na krótki odcinek zbiornika, od km 654 do km 638. Jest to równocześnie najbardziej predysponowany rejon tworzenia się zatorów. Kształt czaszy zbiornika zaraz po spiętrzeniu wraz ze wszystkimi zmianami wywołanymi sedymentacją jest jedną z przyczyn poważnego zagrożenia zatorowego. W latach 1973—1987 prowadzono na zbiorniku prace pogłębiarskie o łącznej objętości około 15 mln m³ (Śliwiński 1987). Celem tych prac, zwanych też „korektą morfologii” czaszy zbiornika, było zmniejszenie stopnia zagrożenia powodziami zatorowymi. Objęto nimi również część zatopionych kęp. Pogłębianiu

zbiornika, głównie górnej i środkowej części, towarzyszyło między innymi wzmocnienie i podwyższenie zapór bocznych. Pamiętać należy o tym, że korekta morfologii czasy zbiornika jest zabiegiem doraźnym i niezakończonym (Śliwiński 1987). Przy sedymentacji około 2 mln m³/rok utrzymanie projektowanego kształtu czasy zbiornika będzie wymagało zachowania ciągłości prac pogłębiarskich. Problem ten przestanie istnieć dopiero po wybudowaniu stopnia powyżej zbiornika wrocławskiego. Z uwagi na ogromne koszty eksploatacyjne oraz poważne zagrożenie ponowną katastrofalną powodzią zatorową, powinno to nastąpić jak najszybciej.



Ryc. 10. A. Schemat stopnia wodnego Wrocławek: 1 — zapora ziarna, 2 — jaz, 3 — elektrownia, 4 — śluza, 5, 6 — awanporty. B. Profil podłużny dna zbiornika Wrocławek: 1 — dno z 1980 r., 2 — projektowana linia dna (na podstawie danych CBSiRB Hydroprojekt we Wrocławku) C. Szkieł zbiornika Wrocławek: 1 — naturalny brzeg, 2 — zapory boczne, 3 — wyrwy powstałe w zaporach w styczniu 1982 r., 4 — przegroda dolinowa, 5 — wyspy ponad zwierciałem wody i płytko zalane kępy, 6 — poziomy terasowe w granicach międzywale, 7 — lokalizacja czół wybranych zatorów, 8 — wodowkazy, 9 — tereny zalane w styczniu 1982 r., 10 — kilometry biegu rzeki.

Fig. 10. Scheme of the Wrocław Dam
 1 — earth dam, 2 — spillway section, 3 — hydro-power plant, 4 — navigation lock, 5 — upper outer port, 6 — lower outer port, 7 — fish passing facility. B. Longitudinal profiles of the Wrocław Reservoir: 1 — bottom line, 2 — designed bottom line, C. Scheme of the Wrocław Reservoir: 1 — natural banks, 2 — side dams and embankments, 3 — gaps in side dam, 4 — submerged islands and sand bars, 5 — submerged terraces, 6 — selected ice jam fronts positions, 7 — areas flooded in January 1982, 8 — water gauges, 9 — flooded area in January 1982, 10 — river course in km



Ryc. 11. Przebieg zlodzenia zbiornika Włocławek — schemat na tle sytuacji z zimy 1982 r.

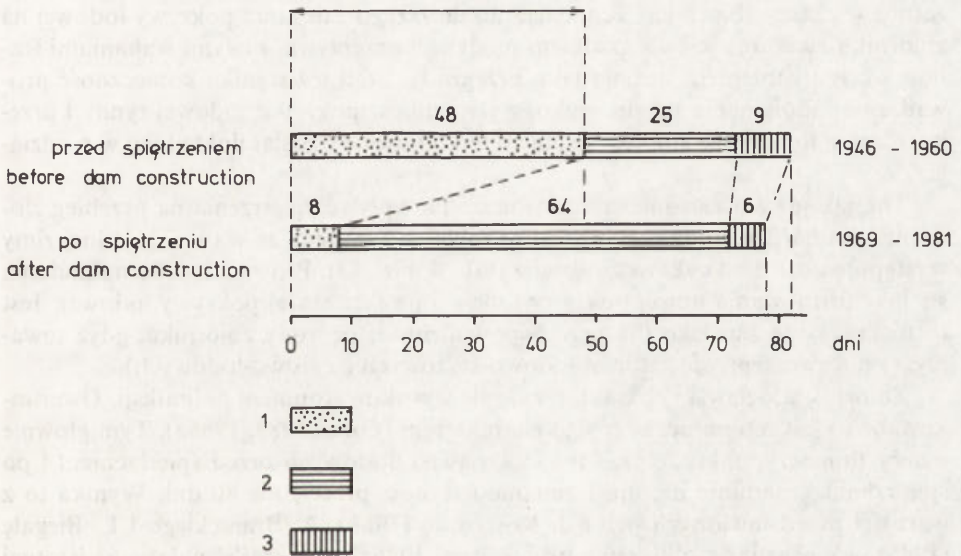
A — pokrywa lodowa powstająca przy niewielkich prędkościach przepływu, B — pokrywa lodowa powstająca przy prędkościach przepływu powyżej $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, zbudowana z tranzytowego lodu, A' — strefa kontaktowa, V_{Cr} — krytyczne prędkości przepływu (podpływanie i kompresja), H — średnie głębokości w przekrojach poprzecznych, V/Q — średnie prędkości przepływu w przekrojach przy różnych natężeniach przepływu (dopływach), z.w. — układy zwierciadła wody zimą 1982 r., C-1 — zator śrżyzowo-lodowy, C-2 — zator śrżyzowy

Fig. 11. Sequence of events during ice cover formation on the Włocławek Reservoir and scheme of the ice cover formation an example from winter 1982

A — early developing ice cover — zone of low flow velocities, B — late developing ice cover — zone of flow velocities i above $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ — zone of agglomerate ice cover A — contact zone, V_{Cr} — critical flow velocity, H — mean depths of cross-section, V/Q — mean flow velocity during characteristic discharges (inflow), z.w. — backwater profiles during winter 1982, C-1 — main ice jam (composed from frazil slush and ice floes), C-2 — ice jam (composed from frazil slush mainly)

6.3. WPLYW STOPNIA I ZBIÓRNIKA NA PRZEBIEG ZJAWISK
 LODOWYCH W GRANICACH COFKI

Precyzyjna ocena zmian dat wystąpienia, czasu trwania i zaniku poszczególnych faz zlodzenia, wywołanych powstaniem zbiornika włocławskiego, jest bardzo trudna. W zasięgu cofki znalazł się tylko jeden posterunek wodowskazowy z długoletnim cyklem obserwacyjnym, przed spiętrzeniem i po spiętrzeniu. Jest to położony w górnej części zbiornika wodowskaz IMGW w Płocku (km 632,4), 43 km od stopnia. Przy znacznym zróżnicowaniu czasu trwania zjawisk lodowych i form zlodzenia wzdłuż zbiornika, dane z Płocka reprezentatywne są tylko dla tego regionu. Podkreślić należy, że przed przewidywanym (prognozowanym) ruszeniem lodu na Wiśle, na zbiorniku włocławskim prowadzone jest intensywne lodołamanie i przepuszczanie lodu przez jaz. Termin ruszania lodu na zbiorniku jest w znacznym stopniu wynikiem tej akcji. Od 1986 r., w km 629,9 na okres zimowy instalowana jest przegroda śryżowa. Jest to kolejny czynnik zmieniający przebieg zlodzenia. Wobec powyższych zastrzeżeń co do porównywalności danych, uwagę zwrócono na zmiany w strukturze zlodzenia przed spiętrzeniem i po spiętrzeniu (ryc. 12).



Ryc. 12. Struktura zlodzenia Wisły w rejonie Płocka przed i po piętrzeniu
 1 — formowanie pokrywy lodowej, 2 — pokrywa lodowa, 3 — rozpad pokrywy lodowej

Fig. 12. Vistula River ice season structure before and after damming near Plock
 1 — ice cover formation period, freeze-up, 2 — solid ice cover period, 3 — break-up period

Strukturę zlodzenia autor rozumie jako czas trwania poszczególnych faz zlodzenia. Podkreślić trzeba, że obok zmiany warunków przepływu, już sam stopień, jako ściśle usytuowana przeszkoda, zmienił warunki formowania i rozpadu pokrywy lodowej, szczególnie w środkowej i dolnej części. Wisła jest rzeką o wybitnie „sry-

żogennych” cechach (Lambor 1948; Gołek 1964; Kupczyk *et. al* 1986). Dominującą formą zlodzenia Wisły jest pochod krążków sryżowych i pól sryżowych. Okres ten określany jest jako faza formowania pokrywy lodowej. Stanowi on przeciętnie 50—60% czasu trwania zjawisk lodowych w ogóle. Podczas łagodnych zim faza formowania pokrywy lodowej jest jedyną fazą w pełnym cyklu zjawisk lodowych na rzece swobodnie płynącej (por. ryc. 13, tab. 4); zdarza się to przeciętnie co 3—4 sezon zimowy (Gołek 1964).

Z porównania wyników obserwacji przeprowadzonych przed spiętrzeniem (1960—1969) i po spiętrzeniu (1970—1979) wynika, że pokrywa lodowa na zbiorniku powstaje około 20 dni wcześniej, a czas jej zalegania uległ wydłużeniu o około 35 dni (Grześ 1985b, 1986a). Skróceniu z 40—45 dni do 8 dni uległa faza formowania pokrywy lodowej (pochód „sryżu”). Sprowadza się to do wcześniejszego uformowania pokrywy lodowej w dolnej i środkowej części zbiornika wrocławskiego i blokady tranzytowego spływania lodu prądowego. Strefa kontaktu jest szczególnie predysponowana do tworzenia się zatorów sryżowych. Pokrywa lodowa na zbiorniku zalega przeciętnie 60-65 dni. Zaznacza się równocześnie tendencja do dłuższego jej utrzymywania się w stosunku do okresu przed piętrzeniem i w stosunku do rzeki swobodnie płynącej. Stwarza to poważne zagrożenie powstania zatoru w czaszy zbiornika. Tendencja do dłuższego zalegania pokrywy lodowej na zbiorniku związana jest ze spadkiem prędkości przepływu, małymi wahaniami stanów wody i istnieniem stopnia jako przegrody. Stąd też wynika konieczność prowadzenia lodołamania na zbiorniku, wyłamania w pokrywie lodowej rynny i przepuszczania lodu przez stopień. Problem ten omówiony został dokładniej w rozdziale 6.9.

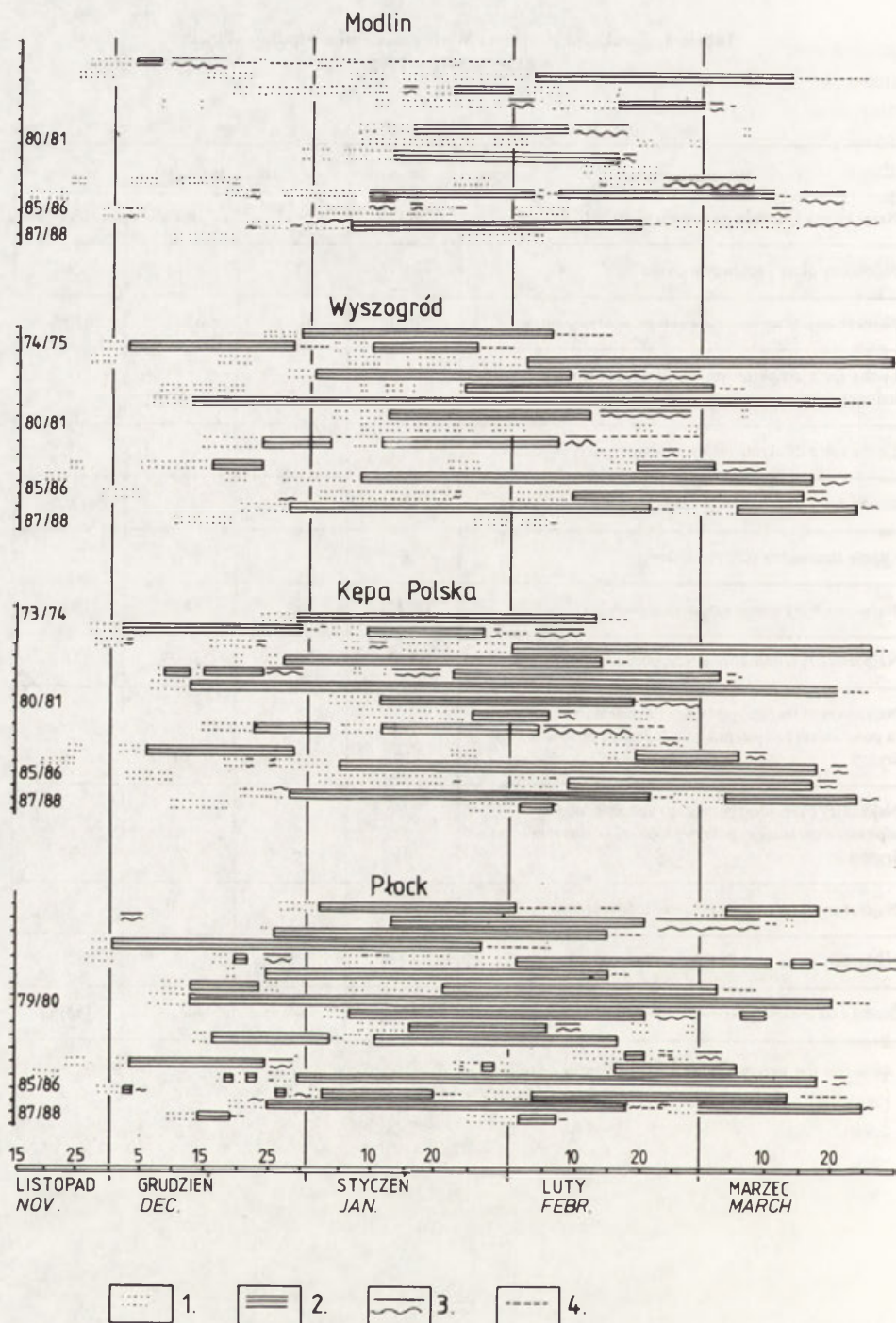
Tak jak już zaznaczono, precyzyjna ocena wpływu spiętrzenia na przebieg zlodzenia jest bardzo trudna. Wiąże się to również z faktem, że w okresie jednej zimy występuje od 1 do 4 cykli zlodzenia (tab. 4, ryc. 13). Prowadzi to do nakładania się fazy formowania nowej pokrywy lodowej na fazę starej pokrywy lodowej. Jest to niekorzystne zjawisko dla przeciwpowodziowej ochrony zbiornika, gdyż towarzyszy mu tworzenie się zatorów lodowo-sryżowych (sryżowo-lodowych).

Zbiornik wrocławski charakteryzuje się wysokim stopniem polimiksji. Uwarunkowane to jest reolimnicznym jego charakterem (Grześ 1983, 1986a). Tym głównie należy tłumaczyć fakt, że czas trwania zjawisk lodowych przed spiętrzeniem i po spiętrzeniu generalnie nie uległ zmianie i wynosi przeciętnie 80 dni. Wynika to z wartości przedstawionych przez J. Kostrzewę (1985), A. Branickiego i L. Biegałę (1985), jak również z obliczeń autora (Grześ 1986a). Podkreślić należy, że istotnej przebudowie uległa struktura zlodzenia (ryc. 12, 13) i właśnie w tym upatrywać należy większość trudności eksploatacyjnych. Związane są one głównie z napiętrzeniami spowodowanymi zatorami sryżowymi i sryżowo-lodowymi (lodowo-sryżowymi).

Tabela 4. Struktura zlodzenia Wisły na odcinku Modlin—Płock
w okresie 1970—1985

Wyszczególnienie	Płock	Kępa Polska	Wyszogród	Modlin
Najwcześniejszy termin pojawienia się śryżu	18.11.	19.11.	18.11.	16.11
Najdłuższy okres z pochodem „śryżu”	9	17	18	20
Najwcześniejszy termin pojawienia się pokrywy lodowej	30.11.	01.12.	02.12.	03.12.
Liczba zim z jednokrotnym wystąpieniem pokrywy lodowej	6	7	7	4
Liczba zim z dwukrotnym wystąpieniem pokrywy lodowej	4	2	2	3
Liczba zim z trzykrotnym wystąpieniem pokrywy lodowej	3*	1	0	0
Okresy zimowe bez pokrywy lodowej	0	1	1	2
Najwcześniejszy termin rozpoczęcia pochodu lodu	22.12.	30.12.	29.12.	18.12.
Najpóźniejszy termin rozpoczęcia pochodu lodu	19.03.	25.03.	28.03.	13.03.
Najkrótszy okres (dni) pomiędzy ruszeniem lodu a powstaniem kolejnej pokrywy lodowej z obserwowanym śryżem	18	9	11	10
Najdłuższy okres (dni) pomiędzy ruszeniem lodu a powstaniem kolejnej pokrywy lodowej z obserwowanym śryżem	41	52	57	33
Najdłuższy okres trwania pokrywy lodowej (dni)	99	100	100	41
Najkrótszy okres trwania pokrywy lodowej	1	6	9	2
Średni czas trwania pokrywy lodowej (dni)	27/602	38/527	40/443	15/138

* — w tym trzy okresy zimowe z czterokrotnym zlodzeniem



Ryc. 13. Przebieg zlodzenia Wisły w wybranych profilach wodowskazowych

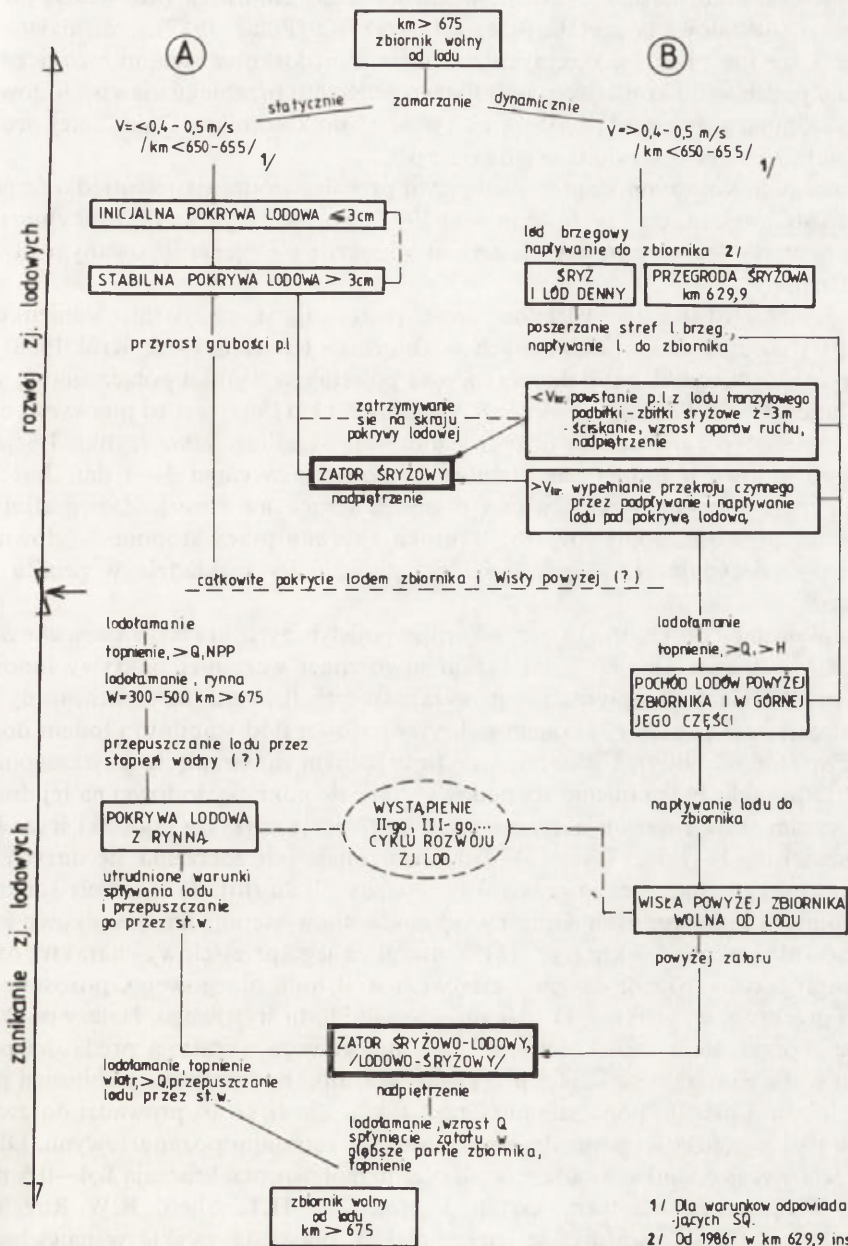
1 — pochód krążków śryzowych, 2 — pokrywa lodowa, 3 — lód brzegowy, 4 — pochód kry

Fig. 13. Ice phenomena course in the selected gauge profiles

1 — freeze-up periods, 2 — solid ice cover, 3 — border ice, 4 — break-up period

6.4. FORMOWANIE POKRYWY LODOWEJ NA ZBIORNIKU

Przebieg formowania i rozpadu pokrywy lodowej wraz z zatorami różnego typu zilustrowano schematem (ryc. 14). Zaznaczyć trzeba, że jest on prawdziwy dla



Ryc. 14. Schemat przebiegu zjawisk lodowych na zbiorniku Włocławek

km — kilometry biegu rzeki, V_{kr} — prędkość krytyczna, przy której zachwiana jest równowaga pomiędzy skrajem pokrywy lodowej i dopływającym lodem Q — natężenie przepływu, H — stan wody, NPP — naturalny poziom piętrzenia, A i B — strefy wynikające z podziału zbiornika (por. ryc. 11)

Fig. 14. Scheme of the ice phenomena course in the Włocławek Reservoir

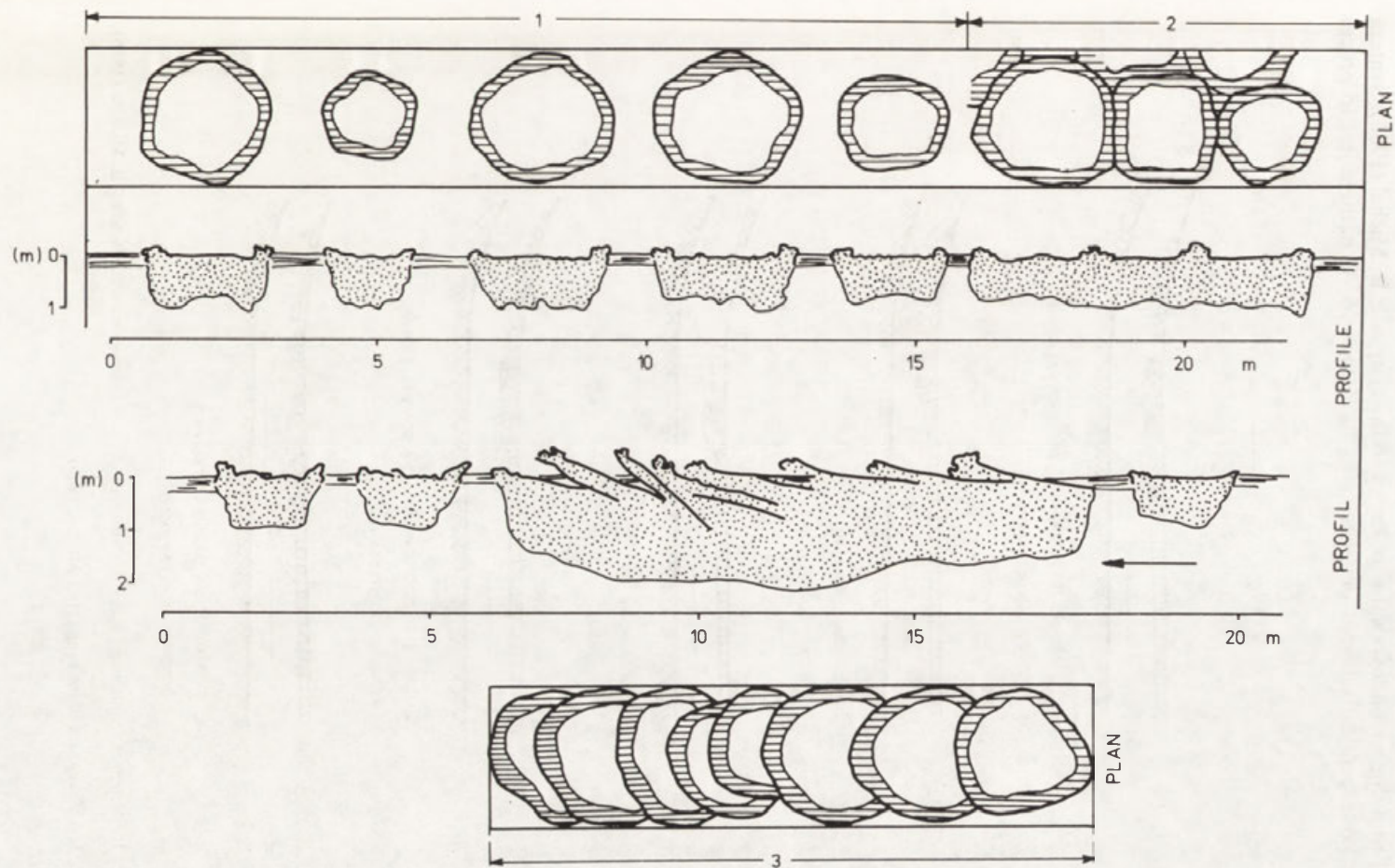
km — course of river in km, V_{kr} — critical flow velocity, Q — discharge (inflow), H — water elevation, NPP — normal water elevation, A and B — characteristic zones of the reservoir (compare Fig. 11)

warunków średniej wieloletniej wody, odpowiadającej dopływowi do zbiornika około 900 m³/s. Schemat jest próbą kompleksowego ujęcia przebiegu zjawisk lodowych na zbiorniku. W 1986 r., w górnej części zbiornika (km 629,9) po raz pierwszy zainstalowana została przegroda śryżowa (Polak 1987), zmieniająca sytuację. Łagodny przebieg kolejnych zim wraz z niedoskonałościami technicznymi nie daje podstaw do konstrukcji podobnego schematu przebiegu zjawisk lodowych z funkcjonującą przegrodą lodową na „wlocie” do zbiornika. Dokładniej problematyka ta zostanie omówiona w rozdziale 6.9.

Podstawowym czynnikiem modelującym przebieg zlodzenia jest prędkość przepływu (Majewski, Grześ 1986; Majewski 1987). Stąd też wynika podział zbiornika na dwie charakterystyczne części. Jest to widoczne na zgeneralizowanym profilu podłużnym (ryc. 10).

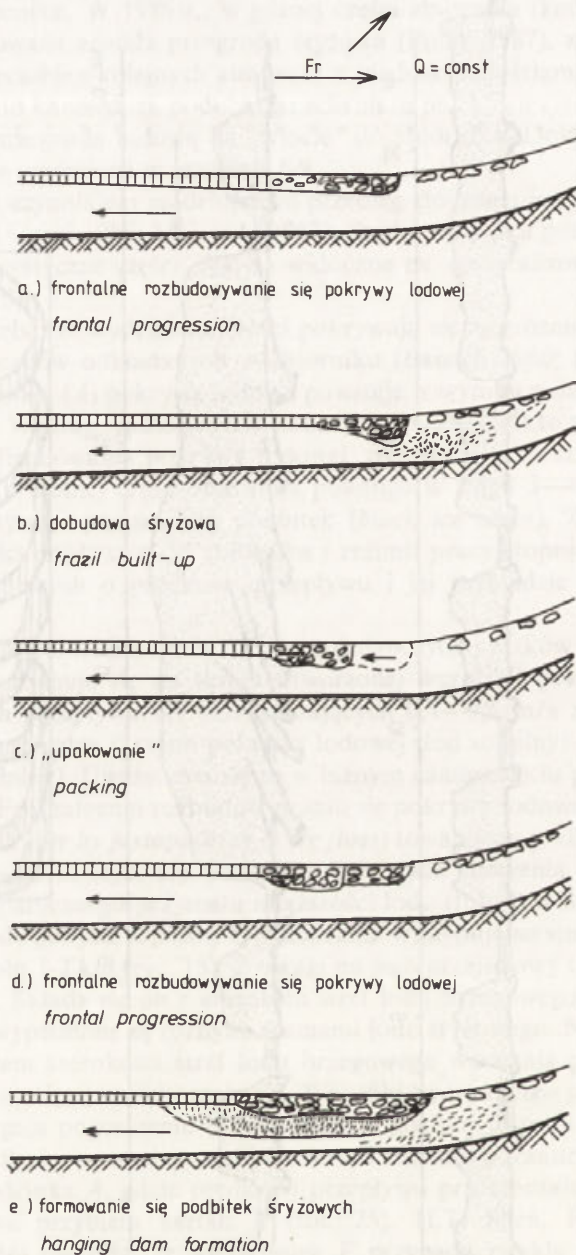
Nadmienić trzeba, że wydzielone części pokrywają się ze zróżnicowaniem charakteru i ilości osadów odkładanych w zbiorniku (Banach 1986; Król 1988). W dolnej części zbiornika (*A*) pokrywa lodowa powstaje w wyniku połączenia się stref lodu brzegowego. Według typologii R.W. Donczeki (1987) jest to pierwszy i częściowo drugi typ formowania pokrywy lodowej, określony jako szybki. Inicjalna pokrywa lodowa w dolnej części zbiornika powstaje w ciągu 3—4 dni. Jest ona gładka, przezroczysta i pozbawiona podbitek (*black ice cover*). Zasięg strefy *A* zależy od wielkości dopływów do zbiornika i reżimu pracy stopnia — głównych czynników decydujących o prędkości przepływu i jej rozkładzie w profilu podłużnym.

Napływający do zbiornika lód w formie pojedynczych krążków (*pancake ice*) i pól lodowych zatrzymuje się na skraju utworzonej wcześniej pokrywy lodowej. Przy prędkościach przepływu nie przekraczających 0,4—0,5 m/s zachowany jest stan równowagi pomiędzy skrajem pokrywy lodowej (lód stabilny) i lodem dopływającym (lód mobilny). Uwidacznia się to w luźnym zamarznięciu poszczególnych form lodowych. Frontalnemu rozbudowywaniu się pokrywy lodowej na tej drodze (*progression of ice cover by juxtaposition of ice floes*) towarzyszą podbitki śryżowe o miąższości do 1—1,5 m (ryc. 15). Jedynie w miejscach zderzenia się dużych pól dochodzi do mechanicznego przyrostu miąższości lodu (fot. 3) w formie spiętrzeń nadwodnych i podwodnych. Opisany typ zlodzenia występuje na stosunkowo krótkim odcinku, około 1-2 km (ryc. 15). Z uwagi na jego przejściowy charakter oznaczono go jako *A*. Składa się on z szerokich stref lodu brzegowego, pozostałe zaś części przekroju wypełnione są różnymi formami lodu śryżowego. Należy podkreślić, że z przyrostem szerokości stref lodu brzegowego wzrastają prędkości przepływu w nie zamarzniętej części przekroju. Warunki hydrauliczne stabilizacji pokrywy lodowej ulegają pogorszeniu (Grześ 1989). Zjawisko to prowadzi do zwiększenia różnic prędkości pomiędzy strefą nurtową i strefami pozanurtowymi. Dlatego też powyżej odcinka *A*, gdzie prędkości przepływu przekraczają 0,4—0,5 m/s, strefa kontaktowa przybiera kształt *V* (fot. 25). H.T. Shen, R.W. Ruggles i G.B. Batson (1984) uważają, że wierzchołek *V* przypada zwykle w najgłębszym miejscu przekroju, w którym liczba Frouda osiąga maksymalną wartość. W ten sposób przeszliśmy w rejon zbiornika, gdzie stan równowagi pomiędzy lodem stabilnym i mobilnym jest zachwiany. Z uwagi na wyraźną zmianę warunków formowania pokrywy lodowej oznaczono go jako *B*.



Ryc. 15. Typy pokrywy lodowej zbudowanej z krążków śryżowych
 Fig. 15. Types of ice covers built from pancake ice

Frontalne rozbudowywanie pokrywy lodowej opisuje B. Michel (1986). Syntezą jego koncepcji jest schemat przedstawiony na rycinie 16. W naturze jest to proces



Ryc. 16. Schemat frontalnego rozbudowywania pokrywy lodowej na rzece, według B. Michela (1986)

Fig. 16. Mechanics of packing (after Michel, 1986)

skomplikowany, zależny nie tylko od warunków hydraulicznych, właściwości fizycznych lodu ale i od warunków meteorologicznych. Należy podkreślić, że warunki hydrauliczne formowania pokrywy lodowej ulegają ciągłej zmianie. Jest to związane z generowaniem się wielu form zlodzenia: od szkliwa lodowego do kilkumetrowej miąższości zabitek śryżowych.

Jak już wcześniej stwierdzono, pod każdym krążkiem lodowym (*pancake ice*) znajduje się gąbczasta masa śryżu ($p = 200\text{--}150 \text{ kg/m}^3$) o miąższości do 1 m. Napływaniu tych form lodowych na skraj pokrywy lodowej lub na lód stabilny (np. łacha śryżowa) przy prędkości 0,4—0,5 do 0,6—0,7 m/s, towarzyszy ściskanie i najeżdżanie na siebie krążków. Tworzy się charakterystyczna dachówkowa morfologia pokrywy lodowej (fot. 15). Prowadzi to do przyrostu miąższości i podbitek śryżowych do 2 m, a nawet 3 m (Grześ 1985c). Zjawisko to obejmuje rozległe odcinki zbiornika i jest charakterystyczne dla początkowej fazy napływania lodu do zbiornika. W trakcie spływania pojedyncze krążki zmarzają w pola lodowe. Osiągają one średnicę od 50 do 100 m. W wyniku wspomnianego już wyżej mechanicznego wzrostu miąższości lodu (Michel 1986), który sięgał lokalnie 3,8 m, dochodzić może do znacznego wypełnienia przekrojów lodem (*Ai*). Przy wypełnieniu około 0,7—0,8, nadpiętrzenie zwierciadła wody osiągać może 2—2,5 m.

Frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej nie jest jednostajne i odbywa się pulsacyjnie. Związane jest to z wytrzymałością krążków i pól lodowych na ściskanie. Dopływający do skraju pokrywy lodowej lód rozbudowuje się na odległość do 400—600 m. Zjawisko to można nazwać wepchnięciem lodu (*shoving*). Prowadzi to do zagęszczenia podbitek (zabitek) do $500\text{--}600 \text{ kg/m}^3$ i wzrostu ich miąższości. Jednorazowy „zsuw” jest wyraźnie zaznaczony w morfologii pokrywy lodowej. Są to linie ścięcia (*shear lines*) oraz spiętrzenia czołowe (jęzory — *ice toe*). Najczęściej obserwuje się (zdjęcia lotnicze, zwiad lotniczy) całe generacje „włożonych w siebie” jęzorów lodowych.

Mechanizm podpływanego lodu pod pokrywą lodową jest bardzo złożony i nie został jeszcze ostatecznie wyjaśniony (Shen 1985). Istnieje kilka dowodów, że ma on swój udział w powstaniu kilkumetrowej miąższości podbitek i zabitek śryżowych i śryżowo-lodowych na zbiorniku wrocławskim. Bezpośrednie obserwacje połączone z analizą zdjęć lotniczych pozwalają sądzić, że podpływanie w zbiorniku wrocławskim jest procesem drugorzędny. Dowodem na to jest wyraźna dwudzielność budowy mas lodu zgromadzonego w zbiorniku. Do 2,5—3,0 m jest to gąbczasta masa śryżu z postawionymi niekiedy pionowo krążkami ($p = 500\text{--}600 \text{ kg/m}^3$). Niżej zalegająca warstwa pozbawiona krążków, o znacznie mniejszej gęstości ($p = 150\text{--}400 \text{ kg/m}^3$) jest wynikiem podpływania. Zjawisko to wymaga przeprowadzenia szczegółowych badań polowych. Stwierdzono przypadki transportu śryżu pod pokrywą lodową (*A*) na odległość 2,5 km (ryc. 20).

Tę część zbiornika, w której gromadzą się napływające masy lodu, na schemacie oznaczono literą *B* (ryc. 11). Wobec złożonego procesu wypełnienia lodem górnej części czaszy zbiornika, wyznaczenie granicznych wielkości dla oceny stanu równowagi na granicy lód stabilny — lód mobilny jest bardzo trudne. W związku z różnorodnością form zlodzenia, biorących udział we frontálním rozbudowywaniu pokrywy lodowej, operować należy dużym przedziałem wartości granicznej liczby Frouda (Michel 1986).

$$0,06 < F_{gr} < 0,13$$

gdzie: $F = \sqrt{gd}$, V — prędkość napływaną lodu — „nachodząca” prędkość przepływu, d — głębokość, g — przyspieszenie ziemskie.

Graniczne (krytyczne) prędkości napływaną lodu do zbiornika wynoszą od 0,4 do 0,8 m/s. Z. Paślawski (1970) stwierdził, że przy prędkościach do 0,5 m/s istnieją optymalne warunki tworzenia się pokrywy lodowej. W prognozie kształtowania się zjawisk lodowych na zbiorniku (*Hydroprojekt* 1983; Śliwiński 1985a) obliczono ze wzoru H.R. Kivisilda (1959): $F_{gr} = 0,95$, $V_{gr} = 0,73—0,85$ m/s dla głębokości przepływu 6—8 m. Szacowanie wielkości granicznych ma sens dla konkretnych sytuacji hydrologiczno-meteorologicznych. Wynika to między innymi ze zróżnicowania prędkości przepływu, głębokości i porowatości masy lodu. Wyrazem tego jest empiryczna zależność B. Michela (1971):

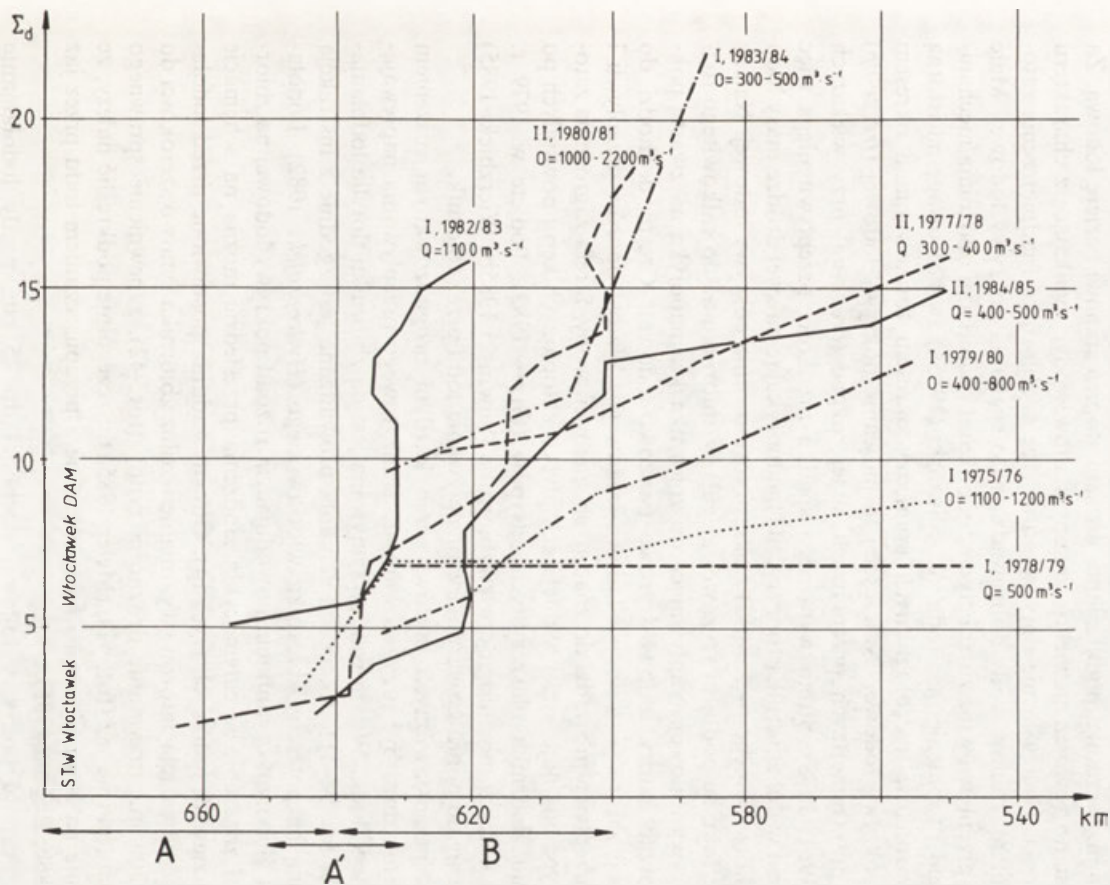
$$F_{gr} = 0,154\sqrt{1-p}$$

gdzie: p — gęstość podbitek lodowych.

Wzór sprawdzalny jest dla sytuacji, gdy stosunek miąższości masy lodu (pokrywa lodowa łącznie z podbitkami) do całej głębokości wynosi 0,33. W warunkach zbiornika wrocławskiego odpowiada to miąższości masy lodu 2 m i głębokości 6 m. W przypadku $F > F_{gr}$ formowanie pokrywy lodowej jest utrudnione i prowadzi do podpływaną lodu.

Charakter procesu lodowego jest wypadkową elementów takich jak: prędkość przepływu, termika — wymiana ciepła z atmosferą, cechy morfologiczne koryta, prędkość i kierunek wiatru. Dlatego też frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej na drodze swobodnego dopływaną lodu, kompresji mas lodu i podpływaną, nawet przy zbliżonych dopływach do zbiornika, może mieć inny przebieg. Prześledzić to można na krzywych kumulacyjnych czasu (dni) formowania się pokrywy lodowej wzdłuż zbiornika (ryc. 17). Odzwierciedlają one przebieg frontального rozbudowywania się pokrywy lodowej. Na podstawie układu krzywych wnioskować można o przebiegu wspomnianych wyżej procesów. Długotrwałemu formowaniu się pokrywy lodowej w jednym rejonie towarzyszy wypełnianie lodem czaszy zbiornika (załamanie krzywej). W kilku przypadkach zaobserwować można zsuwy uformowanej pokrywy lodowej (np. 1980/81, 1982/83).

Stosując terminologię P.R. Asvalla (1972) można zbiornik wrocławski podzielić na dwa odcinki. Dolny ze statycznym formowaniem się pokrywy lodowej (*A*, ryc. 11, 17) i górny z dynamicznym formowaniem się pokrywy lodowej (*B*, ryc. 11, 17). Stefa kontaktu przybiera różnorodne formy. Zilustrowano to kilkoma przykładami w rozdziale 6.6 (ryc. 18—27). Ocenę położenia strefy kontaktu i jej charakter uznano za jeden z najważniejszych problemów zimowej praktyki eksploatacyjnej zbiornika. Jest to najczęściej strefa zatorowa.



Ryc. 17. Wybrane przykłady krzywych kumulacyjnych frontalnego rozbudowywania pokrywy lodowej na zbiorniku Włocławek i Wiśle powyżej
 d — suma dni, I, II — cykl zlodzenia w danym sezonie zimowym, Q — natężenie przepływu w okresie formowania pokrywy lodowej

Fig. 17. Selected examples of the frontal ice cover progression cumulative curves on the Włocławek Reservoir and on the free flowing upstream Vistula

W okresie rozpadu pokrywy lodowej, podobnie jak podczas jej formowania, występuje poważne zagrożenie powodzią zatorową. Główną przyczyną takiego stanu jest wcześniejszy w stosunku do zbiornika naturalny pochód lodu na Wiśle. Istnieje kilka przyczyn dłuższego utrzymywania się pokrywy lodowej na zbiorniku. Tak jak to już wcześniej podkreślano, już sam stopień stanowi barierę lodową. Za istotne uznano również niewielkie zmiany stanów wody, wynikające z charakteru pracy stopnia. Uwaga ta nie dotyczy górnej części zbiornika (nadpiętrzenia zatorowe). Zmiany stanów wody doprowadzają do spękania pokrywy lodowej. Małe prędkości przepływu wraz z rozległymi podbitkami i zabitkami opóźniają mechaniczny rozpad i topnienie mas lodu. W. Śliwiński (1985a) zwraca uwagę na istotną różnicę warunków hydrologicznych pomiędzy okresem formowania a okresem rozpadu pokrywy lodowej. Najczęściej formowanie pokrywy lodowej (*freeze-up*) zachodzi przy mniejszych przepływach, a jej rozpad (*break-up*) przy większych (Beltaos 1981, 1988). Strefa wyraźnego spadku prędkości przepływu ulega więc przesunięciu w dół zbiornika (por. ryc. 11), napotykając na swej drodze masy lodu (często zakotwiczonego — zabitki) z okresu formowania pokrywy lodowej. Należy uwypuklić fakt, że podbitki śryżowe zalegają w zbiorniku aż do całkowitego rozpadu pokrywy lodowej. Napływająca do zbiornika kora napotyka na zwartą pokrywę, tworząc zatory lodowo-śryżowe (śryżowo-lodowe). Często dochodzi do inkorporacji zatoru śryżowego i lodowo-śryżowego. Wzrost oporów przepływu i blokada przepływu prowadzi do znacznych spiętrzeń wody. Strefa zagrożenia zatorowego wypadła najczęściej w miejscach płytko zatopionych kęp i powstałych po wypełnieniu zbiornika piaszczystych odsypów (Grześ 1983). Podjęte w 1979 r. prace nad korektą morfologii czaszy zbiornika (Śliwiński 1985b; Wierzbicki 1985) doprowadziły do poprawy warunków przepływania lodu przez zbiornik.

Wobec przedstawionych faktów, przed każdym prognozowanym ruszeniem lodu zbiornik musi być przygotowany do tranzytowego przepływania napływającego do niego lodu. W tym celu utrzymywana jest na zbiorniku flotylla lodołamaczy (tab. 3, fot. 38-41). Akcja lodołamania prowadzona jest zgodnie z instrukcją opracowaną na potrzeby zbiornika wrocławskiego (*Hydroprojekt* 1982). Lodołamanie jest głównym czynnikiem powodującym rozpad pokrywy lodowej na zbiorniku. Jego znaczenie w całym cyklu zlodzenia przeszedł można na schemacie przebiegu zjawisk lodowych (ryc. 14). Główne zadania postawione przed lodołamaniami to: likwidacja zatorów, wykonanie wzdłuż zbiornika rynny o szerokości do najmniej 500 m, utrzymanie drożności rynny (fot. 42), zapewnienie sprawnego napływania lodu na jaz (fot. 41), (Meler 1985a). Szczególnie podkreślić należy, że lodołamanie na zbiorniku musi być połączone z przepuszczaniem lodu przez jaz (Meler 1985b; Biegała 1985).

Kiedy grubość pokrywy lodowej dochodzi do 25 cm, wtedy lodołamanie odbywa się w sposób ciągły siłą trzech czołowo pracujących jednostek (1000 KMx3). W rejonie zatorów praca jednostek jest utrudniona. Wynika to nie tylko ze znacznej miąższości lodu, ale i z małych głębokości na trasie lodołamania. Dotyczy to szczególnie zwięzłych i zbitych mas lodu (zabitek lodowych). Osiadłe na dnie masy lodu pozostają często w formie wysp lodowych (fot. 43). O postępie lodołamania decydują również warunki odpływania lodu. Dobre rozpoznanie sytuacji

lodowej na zbiorniku umożliwić powinno dobór optymalnego wariantu lodołamania.

W przypadku pokrywy lodowej z podbitkami, stosowanie ładunków wybuchowych nie daje oczekiwanych rezultatów. Gąbczasta masa śryżu skutecznie tłumi rozchodzenie się fali uderzeniowej (fot. 44).

Optymalne warunki lodołamania, to wiatr z sektora wschodniego. Występujący przyrost prędkości przepływu w rynnę wspomagany jest wiatrowym dryfem. Najczęściej ociepleniom (wtedy prowadzi się lodołamanie) towarzyszy cyrkulacja zachodnia. Już przy prędkości wiatru 3—4 ustaje napływanie lodu na jaz. Niekorzystne warunki napływania lodu na jaz występują również przy kierunkach wiatru zbliżonych do osi stopnia. Dlatego też przepuszczanie lodu odbywa się najczęściej ograniczoną liczbą przeseł. Planowana rozbudowa jazu, a właściwie powrót do pierwotnego planu, poprawi warunki przepuszczania lodu przez stopień. Zmniejszeniu ulegnie też niekorzystna dla dolnego stanowiska (wypad jazu) koncentracja przepływu.

Charakterystyczną cechą sezonów zimowych na Wiśle jest występowanie dwóch i więcej cykli ze zjawiskami lodowymi (tab. 4, ryc. 13). W niektórych sytuacjach prowadzi to do groźnego zjawiska nakładania się fazy formowania nowej pokrywy lodowej (pochód lodu prądowego łącznie z krą) na fazę rozpadu (starej) pokrywy lodowej na zbiorniku. Tworzące się w tym okresie zatory śryżowo-lodowe (lodowo-śryżowe) należą do najgroźniejszych (powódź zatorowa, styczeń 1982).

6.6. ANALIZA WYBRANYCH SYTUACJI ZATOROWYCH

W okresie 20 lat eksploatacji zbiornika Włocławek powstało w nim około 20 zatorów różnego typu; wszystkie powyżej km 655. Różnorodność warunków meteorologicznych (tab. 5) i hydrologicznych prowadzących do powstania zatorów ma swoje odzwierciedlenie w ich strukturze wewnętrznej, morfologii powierzchni i lokalizacji. Od struktury wewnętrznej zatoru i jego położenia na planie koryta zależy w znacznym stopniu wysokość spiętrzenia zatorowego. Szczegółowe badania struktury wewnętrznej zatorów podjęto 1982 r. Badań tego typu wcześniej w Polsce nie prowadzono. Do niniejszej analizy wybrano typowe sytuacje zatorowe z okresu 1981—1988. Celem jej jest prześledzenie przebiegu, charakteru i miejsc zatrzymywania napływających do zbiornika mas lodu, w różnych sytuacjach hydrometeorologicznych.

Tabela 5. Charakterystyka sezonów zimowych 1981/82 — 1987/88

Sezon zimowy	Średnie miesięczne temperatury powietrza*					Liczba cykli zlodzenia	Dni ze zjawiskami lodowymi	Suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza
	listopad	grudzień	styczeń	luty	marzec			
1981/82	0,3	-3,1	-3,8	-1,7	3,8	2	25 + 48	132, 210
1982/83	5,1	0,9	3,7	-1,9	4,2	1	48	61
1983/84	2,9	-1,0	0,6	-0,5	1,1	2	43 + 58	100, 80
1984/85	2,8	-0,5	-7,6	-8,2	2,4	2	7 + 98	16, 543
1985/86	1,2	2,5	-1,1	-9,5	2,0	3	7 + 25 + 51	40, 67, 275
1986/87	5,3	0,5	-12,4	-1,3	-3,0	2	50 + 32	449, 167
1987/88	4,2	1,3	1,0	1,3	1,8	2	12 + 20	32, 32

* Według danych stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie

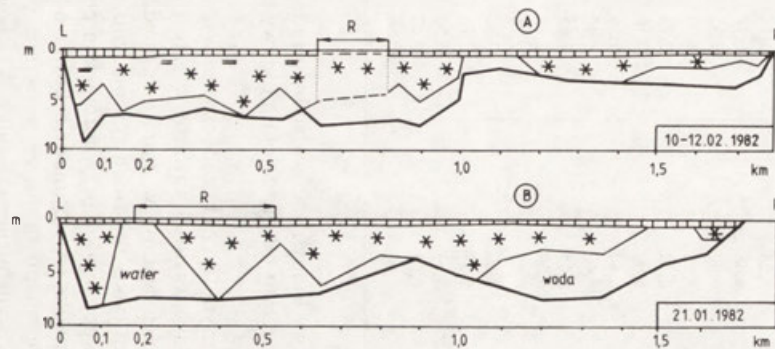
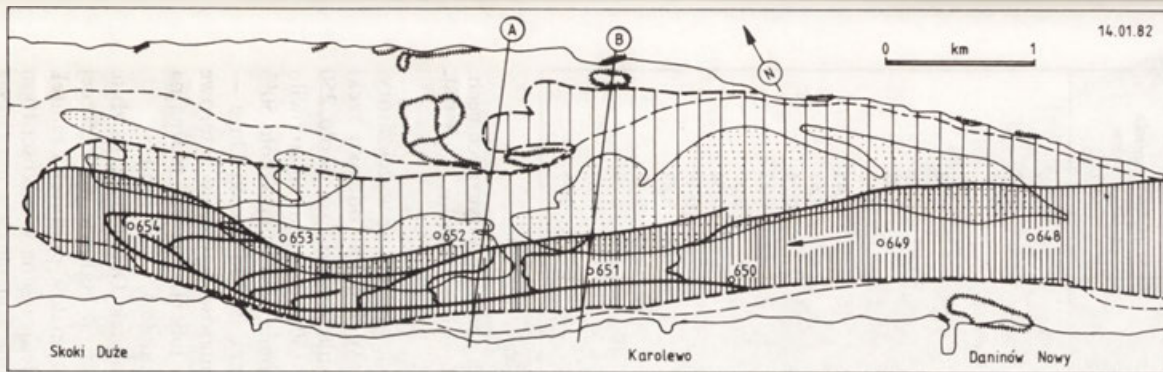
Ekstremalny przebieg zjawisk lodowych wraz z katastrofalną powodzią w styczniu 1982 r. były przedmiotem wielu analiz i ekspertyz (m.in. Grześ, Banach 1983; *Powódź zatorowa...* 1985). Dlatego też ograniczono się do omówienia wybranych zagadnień.

Główną przyczyną powodzi zatorowej był niekorzystny układ warunków hydrometeorologicznych, które w połączeniu z zatorogennymi cechami górnej części zbiornika doprowadziły do lodowej blokady przepływu. Na zanikanie pokrywy lodowej z pierwszego cyklu zlodzenia (12.1981 — 01.1982) (por. ryc. 13) nałożyło się gwałtowne ochłodzenie, intensywne napływanie ogromnych mas śryżu i tworzenie się gigantycznych rozmiarów zatoru śryżowo-lodowego. Szczęólnego podkreślenia wymaga fakt, że zjawisko to wystąpiło w okresie przechodzenia wezbrania roztopowego, przy zmniejszających się dopływach z około 4000 m³/s do 2300m³/s. Rzeka niosła znaczne ilości zawiesiny i kry lodowej, co przy niewielkim zachmurzeniu i wypromieniowaniu ciepła z wody sprzyjało tworzeniu się ogromnych ilości lodu w masie wodnej. Biorąc pod uwagę ilość lodu budującego zator, czas tworzenia — około 3 dni — uznać należy za bardzo krótki. Napływanie lodu do zbiornika, któremu towarzyszyło podpływanie, tłoczenie kry i śryżu, doprowadziło do nadpiętrzenia zatorowego około 3 m. Zbiornik nie był przygotowany na taką sytuację. Nastąpiło przelanie się wody przez wały i zapory boczne i zalanie 100,5 km² doliny.

Zator śryżowo-lodowy (główny), który uformował się w rejonie wsi Skoki Duże (ryc. 18) miał kształt łobu 700 m szerokiego w km 654. W km 651 zajmował już całą szerokość zbiornika, to jest 1800 m. Długość zatoru oceniono na 5,5 km. W jego obrębie wyróżniono dwie strefy. Pierwsza obejmowała głębsze partie zbiornika wraz z płytkimi strefami je okalającymi, które przy średniej wodzie przed piętrzeniem były ładem. Druga natomiast obejmowała dawny nurt rzeki. W układzie linii znaczących etapy stabilizacji pokrywy lodowej widać całą sekwencję zdarzeń. Zator główny ze względu na ilość kier lodowych w stłoczonej masie zbitego i zwięzłego śryżu określono jako zator śryżowo-lodowy. Podbitki zaliczono na ogół do zbitych z krami. Największa koncentracja kier miała miejsce w warstwie 0—2 m, pojedyncze kry występowały na głębokości 4—6 m. Udział kier malał w miarę oddalania się od czoła. Stwierdzony maksymalny stopień wypełnienia lodem przekroju poprzecznego wyniósł 0,82 (ryc. 18, tab. 6).

Drugi zator stwierdzono w km 639,4—635,7 (Brwilno—Popłacin). Od zatoru głównego różniło go kilka istotnych cech. Z porównania szkiców fatointerpretacyjnych (ryc. 18 i 19) wynika, że czoło zatoru głównego miało kształt łobu. Czoło zatoru w Brwilnie ułożyło się frontalnie i to tylko w dawnym nurcie rzeki. Przekrój czynny ograniczony był wylegającym na dnie (kępy, odsypy) lodem wzdłuż lewego brzegu. Etapy stawania w tym zatorze nie były już tak wyraźne. W morfologii powierzchni widoczne były krążki lodu prądowego. Maksymalne wypełnienie przekroju poprzecznego wynosiło 60%. Zator w Brwilnie powstał w cofce zatoru głównego w Skokach Dużych.

Trzeci i ostatni odcinek zatorowy w rejonie Kępy Polskiej (km 608) wyróżniono tylko dlatego, że 50% powierzchni przekroju poprzecznego zajęte było przez lód.



Ryc. 18. Zator śrężowo-lodowy w rejonie wsi Skoki Duże — styczeń 1982 r. (szkic fotointerpretacyjny)

1 — naturalny brzeg, 2 — linia brzegowa koryta średniej wody przed spiętrzeniem, 3 — płytko zatopione kępy śródkorytowe, 4 — większe skupienia spiętrzeń i wypiętrzeń lodu (np. fot. 53, 56), 5 — zarys łobu zatoru — pierwsza faza, 6 — zarys łobu „włożonego” — stabilizacja zatoru, 7 — linie kompresji lodu, 8 — kilometr biegu rzeki, 9 — pokrywa lodowa ze spiętrzonej kry i stłoczonych krązków śrężowych (por. fot. 12, 44), 10 — podbitki i zabitki śrężowo-lodowe, 11 — miejsce wykonania rynny

Fig. 18. Ice jam near Skoki Duże locality — January 1982 (air photo interpretation sketch)

1 — natural bank, 2 — natural river bank before damming, 3 — submerged islands, 4 — hummocked and ridged ice floes (for example photo 53, 56), 5 — surface contour of main ice jam — first stage of jamming, 6 — surface contour of incorporated ice jam — second stage of jamming, 7 — compression lines, 8 — course of river in km, 9 — aglomerate ice cover (compare photo 12, 14), 10 — hanging dams, 11 — channel in ice cover made by icebreakers

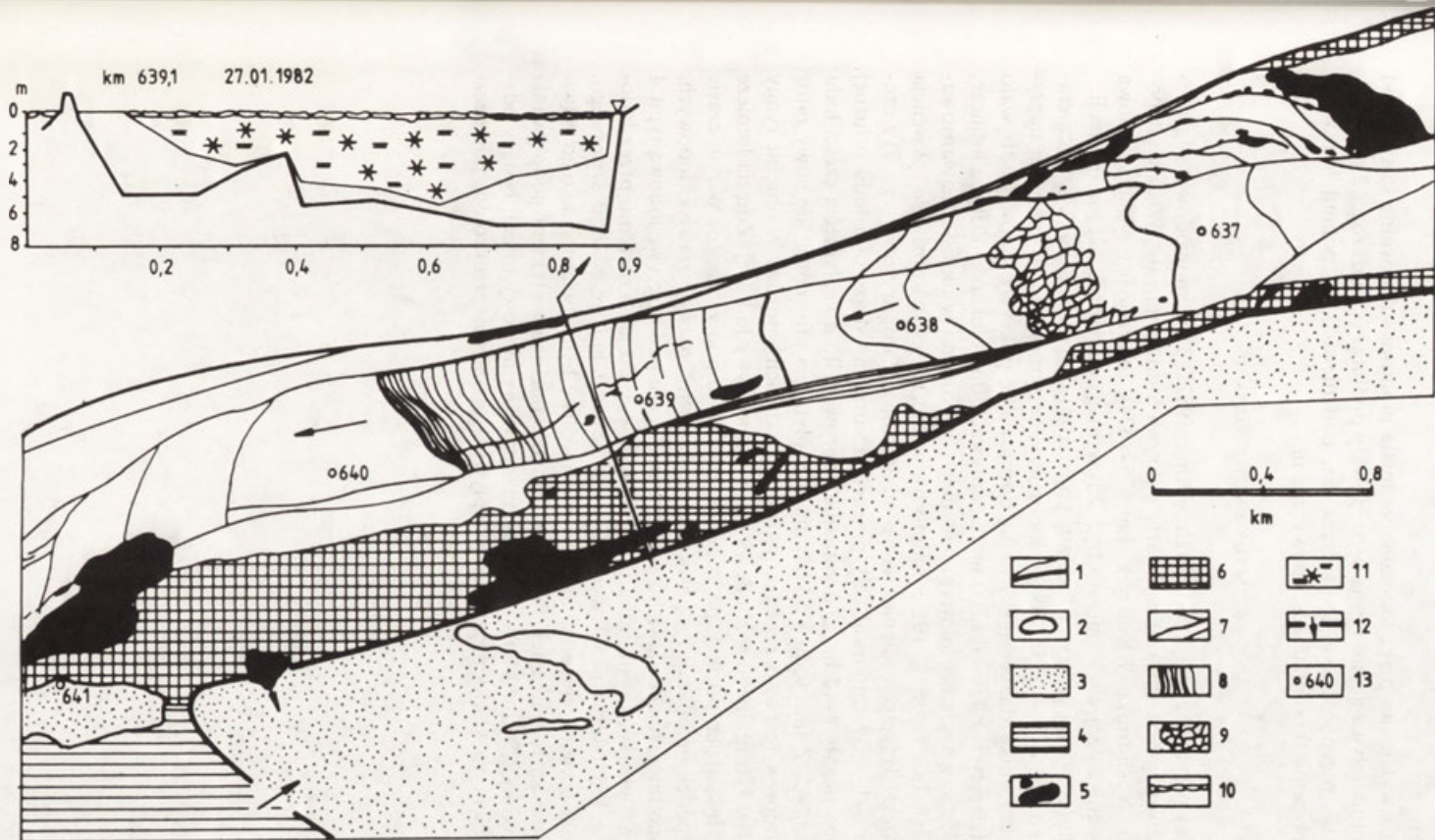
Tabela 6. Charakterystyka wybranych przekrojów poprzecznych zbiornika Włocławek i Wisły powyżej w styczniu i lutym 1982 r.

km przekroju	Średnia głębokość przekroju (m)	Średnia miąższość podbitek lodowych (m)	Stopień wypełnienia przekroju lodem (Ai)
579,1	4,20	1,20	0,29
587,0	4,10	1,55	0,37
608,0	3,29	1,62	0,49
625,0	4,57	1,80	0,39
629,0	5,28	1,18	0,22
629,0	4,48	0,78	0,18
632,5	6,00	1,35	0,22
635,2	5,15	1,00	0,35
636,6	6,12	2,73	0,45
639,1	5,00	3,10	0,61
641,5	6,40	1,55	0,24
645,5	6,40	1,40	0,22
647,4	5,45	1,65	0,30
648,5	5,03	2,74	0,54
651,0	5,78	2,76	0,48
651,95	4,60	3,80	0,82
654,2	5,57	2,70	0,49
655,5	5,94	0,50	0,08
661,0	6,69	0,47	0,07
668,0	8,80	0,56	0,06

W morfologii pokrywy lodowej nie widać było żadnych charakterystycznych cech. Nie różniła się ona niczym od morfologii pokrywy lodowej na odcinku Kępa Polska — Zakroczym.

W profilu podłużnym (ryc. 11) widoczne są wszystkie wydzielone wyżej zatory. Skalę zjawiska oddają wartości zawarte w tabeli 6. W 116 km odcinku rzeki (Zakroczym — stopień wodny) w granicach międzywala znalazło się około 250 mln³ lodu. W samym tylko zbiorniku zgromadziło się 150 mln³ lodu, co stnowiło 37% jego całkowitej pojemności przy normalnym poziomie piętrzenia. Około 50% objętości lodu przypadło na stosunkowo krótki odcinek 20 km, Skoki Duże — Popłacin. Po uwzględnieniu faktu, że w okresie pomiarów piętrzenie zatorowe wynosiło około 2 m, wypełnienie zbiornika Włocławek lodem szacować można na 20-25%. W zatorze głównym na 1 km biegu rzeki przypadało 5,7 mln³ lodu.

Na uwagę zasługuje znaczna zwięzłość podbitek i zabitek. Oceniono je na zbite w górnej części (do 3 m) i zwięzłe poniżej 3 m. Rolę kry w budowie wewnętrznej podbitek porównać można do prętów w betonie. Wytrzymałość podbitek i zabitek ilustruje przeprowadzony eksperyment. Ze śmigłowca lecącego na wysokości 10 m zrzucono blok betonowy o wadze 3 ton. Blok nieznacznie zagłębił się w lód i przez kilkadziesiąt godzin pozostawał na powierzchni. W wybranych testowych przekrojach powtórzono pomiary. Stwierdzony po 2—3 tygodniach ubytek miąższości podbitek wynosił około 20—25%. O znacznej zwięzłości podbitek niech świadczy



Ryc. 19. Zator śrzyżowo lodowy w rejonie Brwilna — styczeń 1982 r. (szkic fotointerpretacyjny)

1 — linia brzegowa — brzeg naturalny, zapory boczne, 2 — wyspy, 3 — tereny zalane, 4 — gładka pokrywa lodowa bez podbitek (A), 5 — plonice, 6 — lód wylegający na dnie, 7 — zarys łobu zatoru, 8 — linie kompresji, 9 — zmarznięte pola lodowe, 10 — pokrywa lodowa, 11 — podbitki śrzyżowo-lodowe, 12 — wyrwy w zaporzach bocznych, 13 — kilometry biegu rzeki

Fig. 19. Ice jam near Brwilno locality — January 1982 (air photo interpretation sketch)

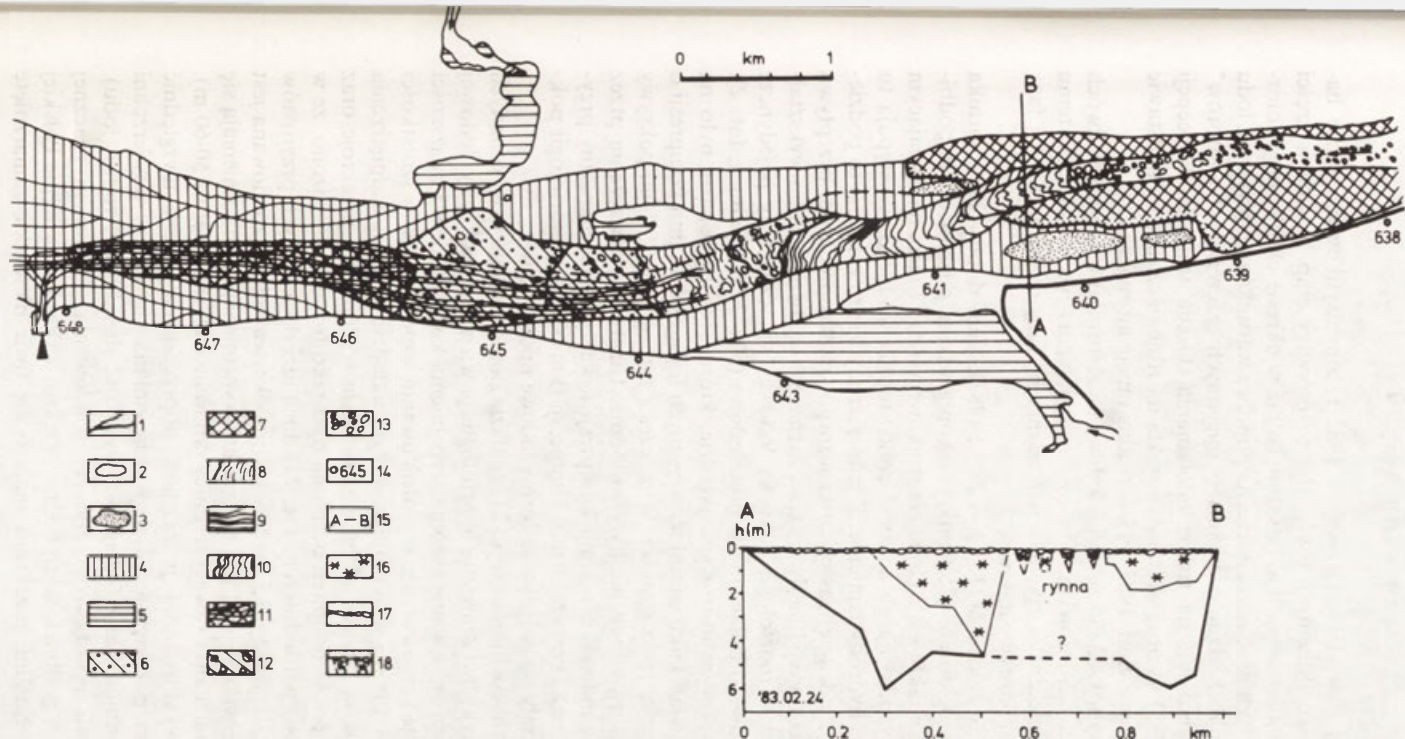
1 — natural bank, 2 — islands, 3 — flooded area, 4 — smooth ice cover without hanging dams (A), 5 — polynas (open water) 6 — grounded ice, 7 — surface contour of ice jam toe, 8 — compression lines, 9 — frozen ice fields, 10 — ice cover, 11 — hanging dams, 12 — gaps in side dams, 13 — course of river in km

to, że rynna wylamana przez lodołamacze miała pionowe subakwalne ściany. Pod dużymi krami spływającymi rynną występowały podbitki o miąższości 3 m. Również podczas przepuszczania lodu przez jaz, pod niewielkimi polami lodowymi stwierdzono podbitki o miąższości powyżej 2 m.

6.6.2. SEZON ZIMOWY 1982/83

Łagodny przebieg zjawisk lodowych w zimie 1982/83 nie spowodował zagrożenia powodziowego na zbiorniku. Zwarta pokrywa lodowa na całej Wiśle występowała tylko na zbiorniku Włocławek (km 675—624). Interesująca sytuacja lodowa zarejestrowana na zdjęciu lotniczym (ryc. 20) wymaga dokładniejszej interpretacji.

Powstanie zwartej pokrywy lodowej poprzedzał długotrwały okres z temperaturą powietrza -5° — 0° C. Podkreślić należy, że sytuacje takie sprzyjają napływowi do zbiornika dużych ilości lodu. Formowanie pokrywy lodowej odbywało się przy malejących z 1300 do 800 m³/s dopływach do zbiornika. Zdjęcie lotnicze, będące podstawą szkicu fotointerpretacyjnego, wykonano w okresie zaawansowanego lodołamania (ryc. 18, 19). Pomimo to, widoczna jest na nim cała sekwencja zdarzeń poprzedzających również akcję lodołamania. Zator śryżowy (ryc. 7) z czołem w km 641—639 zajmował cały przekrój zbiornika. Miąższości lodu o luźnej konsystencji sięgały 4—5 m. Lodołamanie doprowadziło do spłynięcia części lodu w rejon km 645. Z mas lodu z tak zwanego napłynięcia uformował się nowy zator śryżowo-lodowy. Jest to przypadek inkorporacji dwóch zatorów. W obrębie rynny dochodziło do frontального rozbudowywania się pokrywy lodowej. Zdjęcia lotnicze wykonane były dzień później, po pomiarze przekroju poprzecznego. W tym czasie nastąpił spadek temperatury powietrza i ponowny rozwój zjawisk lodowych. Stwierdzono interesujące zjawisko podpływania śryżu pod pokrywą lodową typu A (jednorodna, gładka, krystaliczna pokrywa lodowa). Po jej skruszeniu przez lodołamacze, w km 648,5—645,7 wypłynęły ku powierzchni masy lodu śryżowego. Tylko dzięki takiemu zbiegowi okoliczności możliwe było stwierdzenie tego zjawiska w formie kartograficznej. Pierwotna długość odcinka z efektem podpływania wynosiła około 2,5 km. Miała ona charakterystyczny nurtowy układ, będący odzwierciedleniem rozkładu prędkości przepływu i geometrii przekrojów poprzecznych.



Ryc. 20. Szkic fotointerpretacyjny strefy kontaktowej (A) pomiędzy lodem zbiornikowym (A') i lodem z napłyńnięcia (B) w rejonie Brwilna — luty 1983 r.

1 — linia brzegowa, 2 — wyspy, 3 — płytko zalane kępy, 4 — lód zbiornikowy, 5 — lód z pierwszego cyklu zlodzenia, 6 — pokrywa lodowa zbudowana ze zmarzniętych pól lodowych, 7 — strefa zabitki śryżowej (zatoru śryżowego), 8 — strefa rozbudowywania pokrywy lodowej w górę rzeki, 9 — trasa lodolamania, 10 — etapy „stawania lodu” — strefa kompresji lodu, 11 — strefa podpyływania śryżu pod pokrywą lodową typu zbiornikowego (A), 12 — zmarznięte pola lodowe, 13 — napływające do zbiornika krążki i pola śryżowe, 14 — kilometry biegu rzeki, 15 — linia przekroju pomiarowego, 16 — pokrywa lodowa wraz z podbitkami, 17 — spiętrzenia lodu, 18 — „podbite śryżem” kry w rynnice

Fig. 20. Air photo interpretation sketch of contact zone (A') between smooth ice cover (A) and inflow ice (B) near Brwilno locality — February 1983

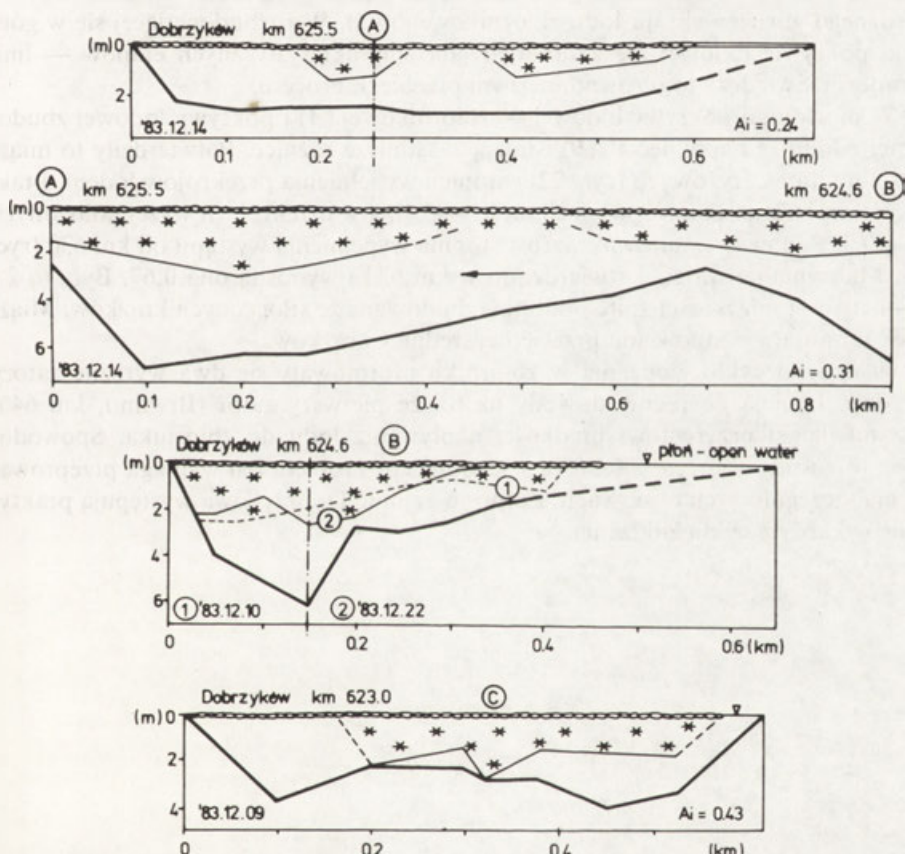
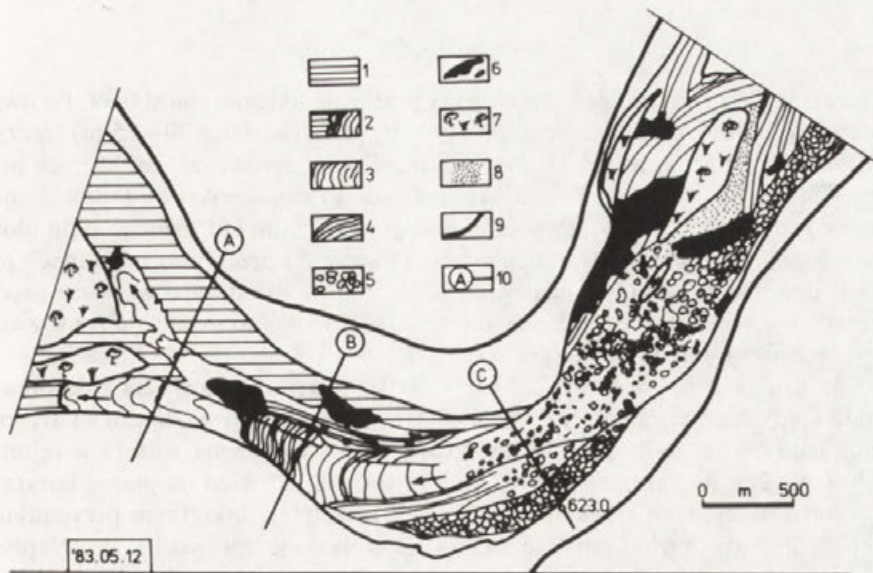
1 — natural bank, 2 — islands, 3 — submerged island, 4 — reservoir ice, 5 — old ice from first cycle, 6 — aglomerate ice cover, 7 — ice jam zone, 8 — zone of frontal ice cover progression, 9 — zone of ice breaking, 10 — zone of ice panning compression, 11 — zone where ice pans are forced to pass underneath the ice cover (A), 12 — frozen ice fields, 13 — inflowing ice pans and frazil fields, 14 — course of river in km, 15 — cross-section line, 16 — ice cover with hanging dams, 17 — ridged ice, 18 — big ice floes with hanging dams

Po katastrofalnej powodzi zatorowej w 1982 r. zintensyfikowano prace bagrownicze w zbiorniku (Śliwiński 1987). Był to pierwszy etap likwidacji części zatopionych kęp i odkładów piasku, odłożonych już w okresie eksploatacji zbiornika. Po wykonaniu tych prac oczekiwano na poprawę warunków napływania lodu do zbiornika. Głównie chodziło o eliminację inicjalnych „zaczepów dla zatorów” oraz zwiększenie głębokości na trasie lodołamania. Ocena trafności koncepcji J. Wierzbickiego (1985), zwanej wcześniej korektą morfologii czaszy, na podstawie badań przeprowadzonych zimą 1983/84 jest trudna i niejednoznaczna.

W sezonie zimowym 1983/84 zjawiska lodowe na zbiorniku wystąpiły w dwóch cyklach rozdzielonych 22-dniowym okresem bez lodu (por. ryc. 13). Dzięki temu nie doszło do niebezpiecznego zjawiska nakładania się fazy rozpadu starej i fazy formowania się nowej pokrywy lodowej.

W pierwszym cyklu zlodzenia (13 11 — 29 12 1983), kiedy dopływ do zbiornika wynosił około 450 m³/s, do km 625,5 pokrył się on gładkim, pozbawionym podbitek lodem. Miejsce kontaktu (*A/B*) lodu zbiornikowego (*A*) z lodem napływającym z góry rzeki (*B*) przypadło na górną część cofki stopnia wodnego. Występują tu niekorzystne warunki hydrodynamiczne. Z jednej strony jest to zakole, i to podzielone wyspą (ryc. 21), z drugiej zaś rejon znacznego spadku prędkości przepływu (ryc. 28). Podział nurtu wyspą na dwie części zaznaczył się dwoma słabo wykształconymi jezorama. Tu w morfologii pokrywy lodowej widoczne były pojedyncze formy lodu talerzykowego połączone w pola lodowe (50—70 m średnicy, fot. 2). Właściwy zator o typowym nurtowym układzie, którego czoło wsparte było na lewym brzegu, miał układ kilku charakterystycznych linii ścicia i linii kompresji o zmniejszającej się w górę rzeki gęstości. W tej części zatoru w morfologii pokrywy lodowej pojedyncze formy lodu nie były widoczne. Uległy one zniszczeniu przez tłoczenie i kompresję lodu. Każdej linii kompresji towarzyszy mechaniczny przyrost miąższości podbitek. Powyżej strefy kompresji (km 623,5) w morfologii pokrywy lodowej zaznaczały się pojedyncze formy lodowe i pola lodowe.

Opisana wyżej sytuacja lodowa (ryc. 21) znalazła potwierdzenie w wykonanych przekrojach poprzecznych. Zmiennej morfologii powierzchni pokrywy lodowej odpowiada znaczne zróżnicowanie stopnia wypełnienia koryta lodem i miąższości mas lodu. Ma to swoje konsekwencje w zróżnicowaniu współczynników szorstkości Manninga (Majewski 1987) i w skomplikowanym układzie krzywej nadpiętrzenia zatorowego. Na krótkim 2,5 km odcinku zatorowym wykonano 3 przekroje oraz profil podłużny. Zwięzłość podbitek oceniona była jako luźna. Stwierdzono, że w miejscach zderzenia się pól lodowych (ryc. 21) dochodzi do lokalnych przyrostów miąższości lodu, sięgających 3—3,5 m. Jeżeli więc pokrywa lodowa zbudowana jest z pól lodowych, „deniwelacje” dolnej powierzchni wypełnienia koryta zmieniają się od 0,5 do 3,5 m na odległości równej średnicy pól lodowych (przeciętnie 50-60 m). Dlatego też przy wykonywaniu przekrojów poprzecznych należy uwzględnić zmienność morfologii pokrywy lodowej. Każda zmiana charakteru powierzchni lodu powinna być odnotowana (odległość, wysokość deniwelacji, rodzaj lodu). Powinna też stanowić podstawę w doborze sondowania. Dowodem znacznej zmienności miąższości podbitek niech będzie przekrój wykonany w Kępie Polskiej (km 606,5, ryc. 21). Na linii przekroju znalazły się dwie niewielkie zamrożone



Ryc. 21. Szkic fotointerpretacyjny zatoru śrzyżowego w rejonie Dobrzykowa — grudzień 1983 r.

1 — pokrywa lodowa typu zbiornikowego (A), 2 — strefa kontaktowa, 3 — etapy stawania lodu — strefa linii kompresji lodu, 4 — linie ścięcia, 5 — pokrywa lodowa zbudowana ze zmarzniętych pól śrzyżowych, 6 — plonie, 7 — kępy, 8 — odsypy piaszczyste, 9 — wały powodziowe, 10 — lokalizacja przekrojów, A_i — stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem

Fig. 21. Air photo interpretation sketch of ice jam near Dobrzyków locality — December 1983

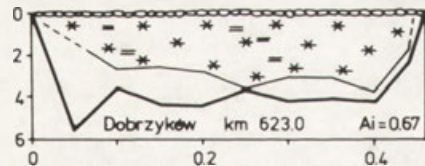
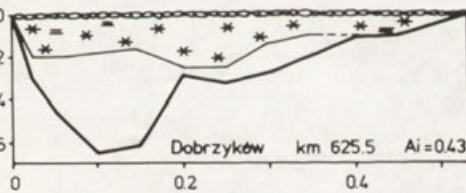
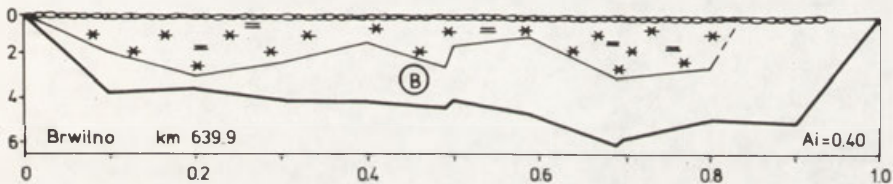
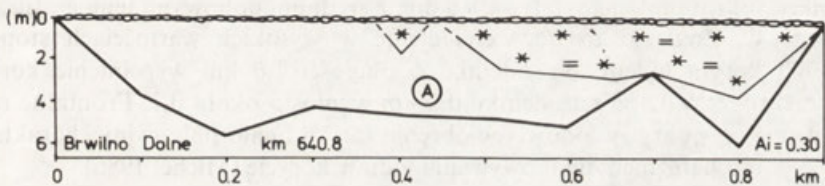
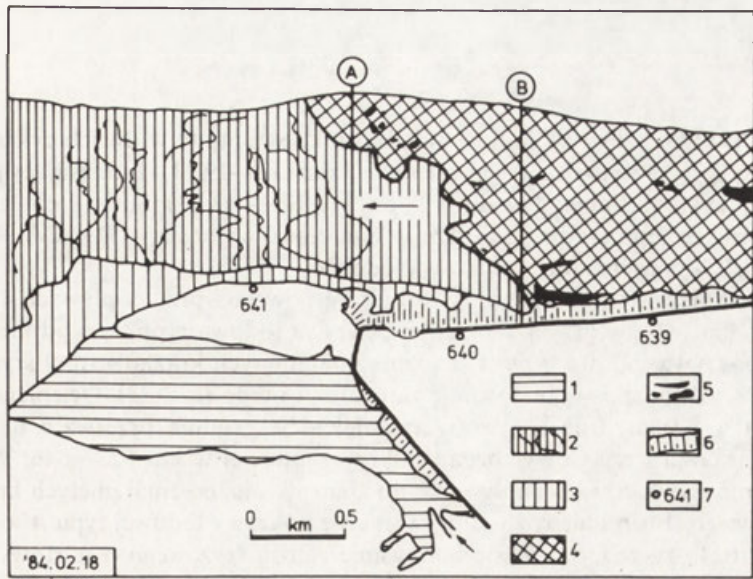
1 — smoth ice cover (A), 2 — contact zone, 3 — zone of pancake ice compression, 4 — shear lines, 5 — agglomerate ice cover, 6 — polynyas (open water), 7 — islands, 8 — sand bars, 9 — embankments, 10 — cross-section lines, A_i — degree of ice filling in cross-section

plonie. Stwierdzony stopień wypełnienia przekroju lodem wyniósł 0,39. Po uwzględnieniu wyników sondowań powyżej i poniżej płoni (średnica 20—25 m) rzeczywisty stopień wypełnienia wyniósł 0,49. Większość płoni dynamicznych, których powstanie wiąże się z „luką” we frontalnym rozbudowywaniu pokrywy lodowej, ma pionowe subakwalne ściany. Zwroćenia uwagi wymaga układ różnego typu płoni. Są one bogatym źródłem informacji o ukierunkowaniu przepływu i zmianach morfologii dna. Na przykład płoń poniżej czoła zatoru świadczy o wzroście prędkości przepływu — efekt upustu dennego (ryc. 21). Płoń w linii przekroju B i C związana jest ze zmianą układu nurtu (ryc. 21).

W drugim cylu zlodzenia (22 01 — 20 03) pokrywa lodowa na zbiorniku powstała kiedy dopływy zmalały z 800 do 400 m³/s i wiał silny wschodni wiatr, sprzyjający napływananiu lodu. Strefa kontaktowa A/B stwierdzona została w rejonie km 640 (ryc. 22). Kształt strefy kontaktowej, tak jak jej układ na planie koryta, zbliżony był do sytuacji z 1983 r. (por. ryc. 20). W tym konkretnym przypadku koncepcja korekty morfologii dna czaszy zbiornika nie sprawdziła się. Napływanie lodu do zbiornika odbywało się całą szerokością przekroju (wiatr E), aż do bardzo wyraźnego górnego skraju lodu zbiornikowego (A). W rozbudowującej się w górę rzeki pokrywie lodowej nie zaobserwowano charakterystycznych etapów — linii kompresji. Świadczy to o równomiernym przebiegu procesu.

W morfologii pokrywy lodowej — zbiornikowej (A) i pokrywy lodowej zbudowanej z lodu „z napłynięcia” (B) istnieją zasadnicze różnice. Potwierdziły to miąższości podbitek śryżowych (ryc. 22) i stopień wypełnienia przekrojów lodem. I tak, w krótkiej strefie czołowej wynosił on 0,3—0,41, a w przekrojach wyżej położonych 0,1—0,3. Ponowny gwałtowny wzrost stopnia wypełnienia wystąpił od km 630 (ryc. 22). Maksymalną wartość stwierdzono w km 623 i wynosiła ona 0,67. Były to 2 i 2,5-metrowej miąższości zbite podbitki, zbudowane ze stłoczonych krążków. Miąższość tej warstwy odpowiada przeciętnej średnicy krążków.

W drugim cyklu zlodzenia w zbiorniku uformowały się dwa wyraźne zatory śryżowe. Istnieją pośrednie dowody na to, że pierwszy zator (Brwilno, km 640) powstał dzięki przyrostowi prędkości napływania lodu do zbiornika. Spowodowane to zostało wiatrem z sektora wschodniego. Problem ten wymaga przeprowadzenia szczegółowych obserwacji. Zatory w rejonie Dobrzykowa występują praktycznie w każdym cyklu zlodzenia.



Ryc. 22. Szkic fotointerpretacyjny strefy kontaktowej (A') lodu zbiornikowego (A) i lodu z napłyńnięcia (B) w rejonie miejscowości Brwilno — luty 1984 r.

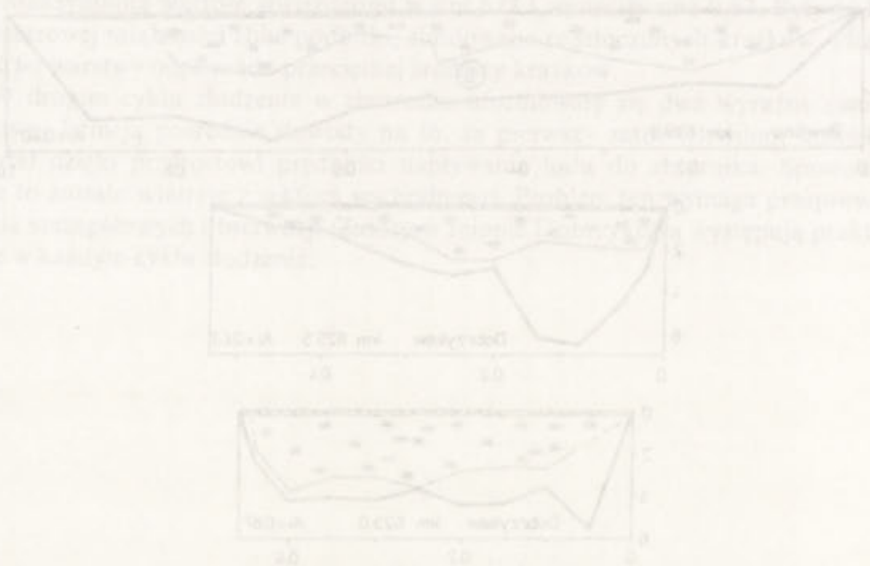
1 — pokrywa lodowa typu zbiornikowego (A), 2 — pokrywa lodowa z zaznaczającymi się etapami frontального rozbudowywania (B), 3 — pokrywa lodowa powstała w strefie „zaprządowej” półwyspu, 4 — pokrywa lodowa powstała z napłyńnięcia do zbiornika różnych form lodu śrzyćowego, 5 — pólnie, 6 — zapora boczna, 7 — kilometry biegu rzeki

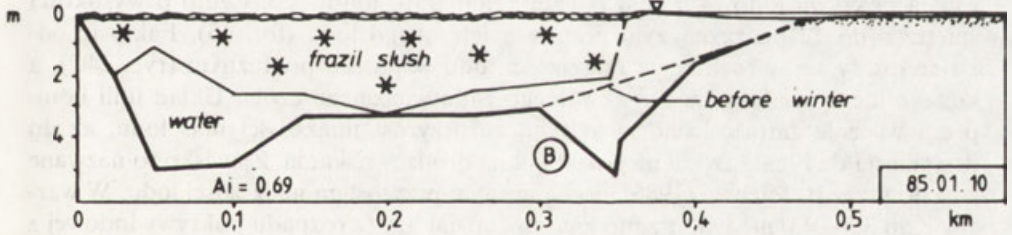
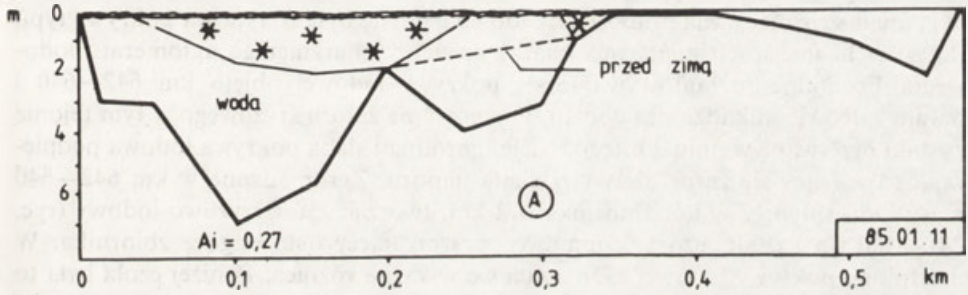
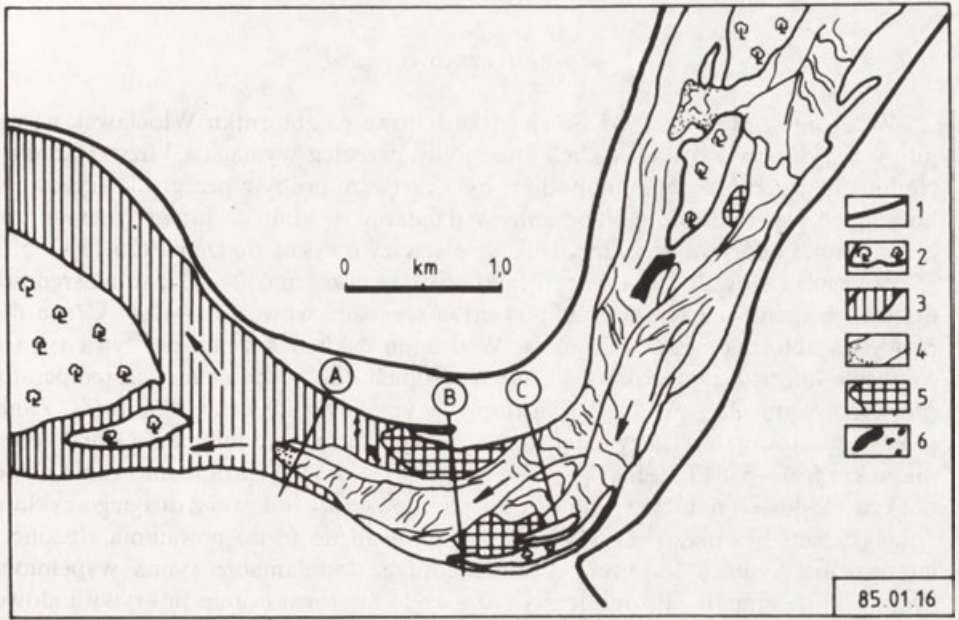
Fig. 22. Air photo interpretation sketch of contact zone (A') between smooth ice cover (A) and inflow ice (B) near Brwilno locality — February 1984

1 — smooth ice cover (A), 2 — inflow ice with compression lines, 3 — ice cover developed downstream the peninsula, 4 — agglomerate ice cover, 5 — polynias, 6 — side dam, 7 — course of river in km

Zimą 1984/85 zjawiska lodowe na zbiorniku wystąpiły w dwóch cyklach (ryc. 13). Pierwszy cykl zlodzenia trwał zaledwie 7 dni (12—19 11). Interesujący przebieg miał drugi cykl zlodzenia. Trwał on 98 dni (19 12 — 12 03). Suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza w tym czasie wyniosła -543°C/n . Na całej dolnej Wiśle wystąpiła zwarta pokrywa lodowa.

Na zbiorniku Włocławek pokrywa lodowa powstała przy dopływach $450\text{--}500\text{ m}^3/\text{s}$. Do km 640 utworzyła się gładka pokrywa lodowa typu A, a od km 640 do km 623 pokrywa lodowa typu A' z luźno zmarzniętych krążków i pól śryżowych. W km 623 rozpoczęło się budowanie zatoru śryżowego (ryc. 23). Ocieplenie, które wystąpiło w końcu drugiej i w trzeciej dekadzie grudnia przerwało na krótko napływanie lodu i częściowy rozpad pokrywy lodowej w km 623—646. Ponowne ochłodzenie spowodowało napływanie do zbiornika luźno zmarzniętych krążków i pól śryżowych. Frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej typu A' osiągnęło rejon km 624. Tu rozpoczęło się budowanie zatoru śryżowego o nurtowym układzie w części czołowej. Długość zatoru oceniono na 2,5 km. Gromadzenie się lodu w stosunkowo krótkim odcinku trwało 6 dni, z średnimi dobowymi temperaturami około -5°C . Znalazło to odzwierciedlenie w wysokich wartościach stopnia wypełnienia koryta lodem. Na odcinku o długości 1,6 km wypełnienie koryta lodem przekroczyło 0,5, a na odcinku 0,8 km wyniosło około 0,7. Frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej w obrębie zatoru miało pulsacyjny charakter i wiązało się z mechanizmem upakowywania lodu w korycie (Michel 1986).





Ryc. 23. Szkic fotointerpretacyjny zatoru śrężowego w rejonie Dobrzykowa — styczeń 1985 r.

1 — waly powodziowe, 2 — kępy zadrzewione, 3 — pokrywa lodowa typu zbiornikowego (A), 4 — czoło zatoru i etapy frontального rozbudowywania pokrywy lodowej, 5 — strefy lodu osiadłego na dnie, 6 — płonie

Fig. 23. Air photo interpretation sketch of the ice jam near Dobrzyków locality — January 1985

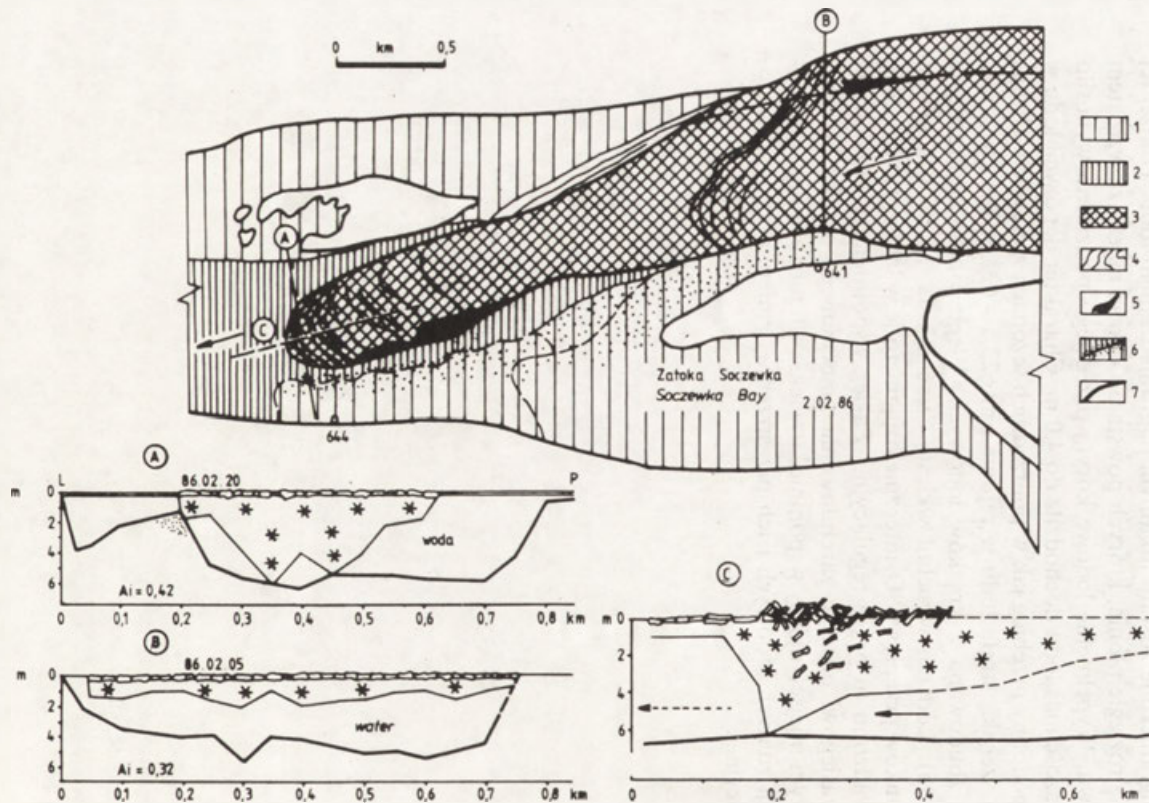
1 — embankments, 2 — bushed islands, 3 — smooth ice cover (A), 4 — ice jam front and stages of ice cover frontal progression, 5 — zones of grounded ice, 6 — polynyas

W sezonie zimowym 1985/86 zjawiska lodowe na zbiorniku Włocławek wystąpiły w 3 cyklach. Z uwagi na ich szczególny przebieg wymagają bliższej analizy. Nadmienić trzeba, że tej zimy podjęte były pierwsze próby z przegradą sryżową w km 629,9. Po zaledwie półgodzinnym działaniu w dniu 2 lutego została ona zerwana, nie odgrywając żadnej roli. W pierwszym cyklu zlodzenia (25.11 — 5.12 85) pokrywa lodowa typu *A* osiągnęła km 630, typu *B* km 630—631; suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza wynosiła wówczas $-40,1^{\circ}\text{C/n}$ a dopływy do zbiornika 500—600 m³/s. W drugim cyklu zlodzenia pokrywa typu *A* osiągnęła km 640, typu *B* km 630; suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza wynosiła $-67,7^{\circ}\text{C/n}$, a dopływy zmalały z 2000 do 1000 m³/s. Zanik pokrywy lodowej, a właściwie jej rozpad w wyniku akcji lodołamania objął zbiornik w km 630—658. Trzeci cykl zlodzenia (27.01 — 21.03) (faza formowania nowej pokrywy lodowej) nałożył się na fazę rozpadu pokrywy lodowej z drugiego cyklu w dolnej części zbiornika (km 675—658). Doprowadziło to do powstania złożonej i interesującej sytuacji lodowej. Wyłamana przez lodołamacze rynna wypełniona drobną krą zamarzła. Po raz trzeci rozpoczęło się formowanie pokrywy lodowej przy dopływach malejących z 1800 do 800 m³/s. W ciągu 4 dni osiągnęła ona km 642, miała zróżnicowaną grubość od 5 do 40 cm. Nie była to typowa pokrywa typu *A*. W wielu miejscach miała ona charakter słabo zmarzniętego aglomeratu lodowego. Frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej objęło km 642—640 i trwało zaledwie kilkadziesiąt godzin. Formowanie zatoru sryżowego w tym rejonie zostało przerwane w dniu 2 lutego. Niejednorodna i słaba pokrywa lodowa podpieirająca tworzący się zator nie wytrzymała naporu. Zgromadzone w km 642—640 masy lodu spłynęły w dół zbiornika o 2 km, tworząc zator sryżowo-lodowy (ryc. 24). Miał on kształt jezora stopniowo rozszerzającego się w górę zbiornika. W morfologii pokrywy lodowej zaznaczała się wyraźna różnica. Poniżej czoła była to równa pokrywa lodowa o charakterze aglomeratu lodowego. Czoło o wysokości spiętrzeń do 1,0 m zaznaczyło granicę spiętrzonego lodu (fot. 45). Fakty te odzwierciedliły się w rozkładzie miąższości lodu w profilu podłużnym (ryc. 24C), a szczególnie w charakterze subakwalnego zakotwiczonego czoła. Układ linii kompresji w czole zatoru świadczy o tym, że przyrost miąższości mas lodu, aż do osiągnięcia dna (zakotwiczenie), nastąpił na drodze ściskania. Zjawisko to nazwane zostało przez B. Michela (1986) mechanicznym przyrostem miąższości lodu. W warstwie do 3,5—4,0 m stwierdzono znaczny udział kry (z rozpadu pokrywy lodowej z drugiego cyklu). Zwiększyły one wyraźnie mechaniczną wytrzymałość podbitek.

W sezonie nawigacyjnym 1985 w km 640—644 zaawansowano znacznie prace bagrownicze. Materiał wybrany z czaszy zbiornika przeznaczono na „odcięcie” zatoki Soczewka (ryc. 24). Na subakwalnych odsypach oparł się lewy skraj czoła zatoru. O jego układzie zadecydowało przewężenie w km 644 pomiędzy wyspą i subakwalnymi odkładami z bagrowania.

Szczególną sytuację lodową stwierdzono w rejonie Dobrzykowa, w km 623—628 (ryc. 25). Zarówno wcześniej jak i później podobne sytuacje w tym miejscu nie występowały. Formowanie pokrywy lodowej odbywało się przy wietrze z sektora północno-wschodniego (ok. 10 m/s). Doprowadziło to do ukierunkowania napły-

wających mas lodu w boczne koryto (Tokarka). Uformował się tu zator sryżowy. Objął on całą odnogę, od km 628 do km 625. Wypełnienie lodowe osiągnęło wartość 0,6—0,7. W tej szczególnej sytuacji Tokarka nie odegrała roli kanału ulgi, którą zwykle pełni. W korycie głównym powstała pokrywa lodowa z luźno zamrożonych krążków i pól lodowych z dużą ilością płoni dynamicznych. Wejście do koryta głównego ograniczone zostało lokalnym nagromadzeniem lodu. Poniżej tej strefy utworzyły się rozległe płonie, których powstanie wiązać należy ze wzrostem prędkości przepływu. Wypełnienie lodowe koryta przed jego podziałem wynosiło około 0,45, a miąższość mas lodu dochodziła do 4,0 m. Charakter depozycji lodu w tym miejscu miał podobny przebieg jak w poprzednich sezonach zimowych. Uwagę należy zwrócić na szeroką strefę lodu w rejonie km 623,5—622,5. Była to strefa lodu brzegowego, zbudowana z krążków lodowych. Uległa ona wielokrotnemu przycinaniu (ryc. 25). Lód ten wypełnił wklęsłą część zakola, aż do osiągnięcia optymalnych warunków przepływu. Ostatecznie osiągnięto je w latach 1987—1989, kiedy to przeprowadzono tu prace regulacyjne. Zasięg wspomnianej wyżej strefy lodu odpowiada zasięgowi obszaru zarefulowania umocnionego opaską faszyno-wo-kamienną. W tym miejscu należy wspomnieć o większych możliwościach wykorzystania sekwencji zdarzeń lodowych i ich przestrzennej zmienności w projektowaniu trasy regulacyjnej.

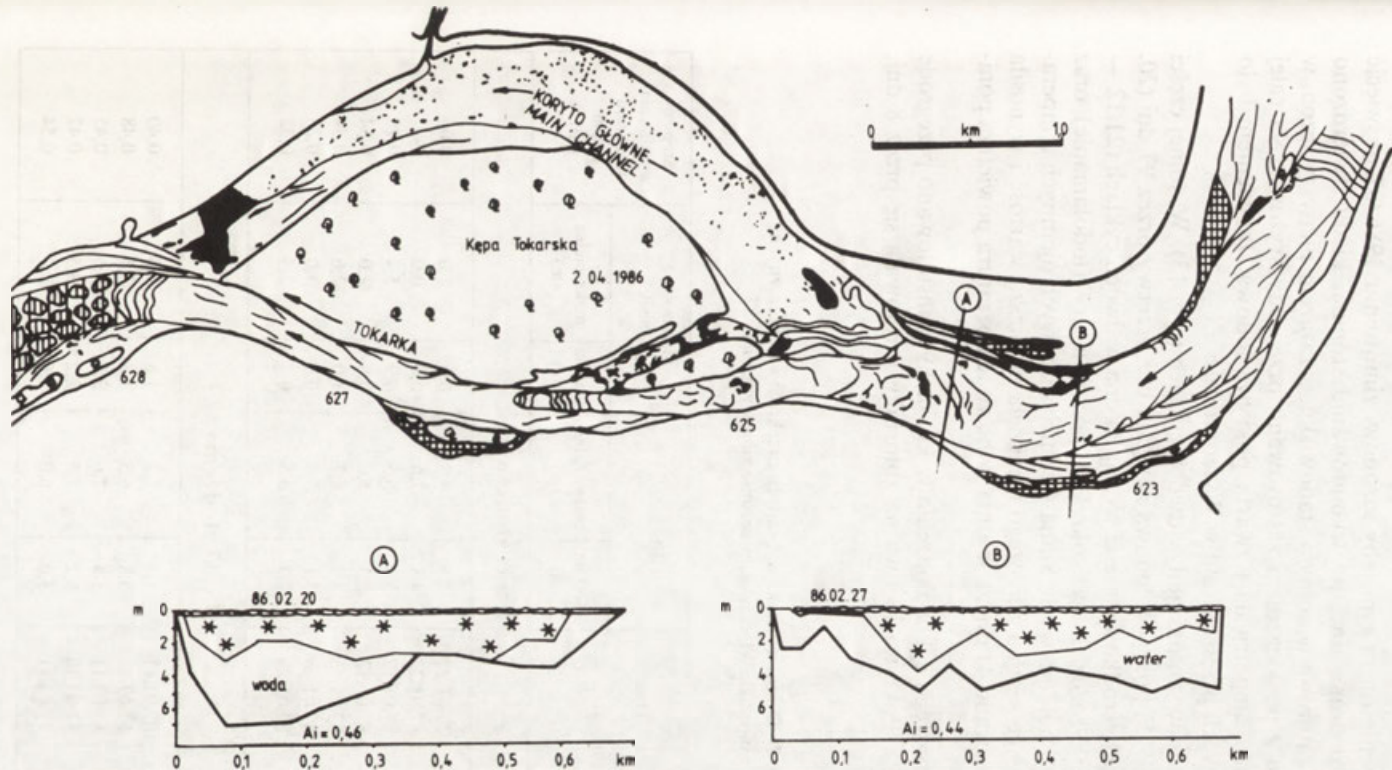


Ryc. 24. Szkic fotointerpretacyjny zatoru śrżywo-lodowego w rejonie Duninów Stary — Popłacin — luty 1986 r.

1 — pokrywa lodowa powstała w „zaprawdowej” strefie półwyspu, 2 — pokrywa lodowa typu zbiornikowego (A), 3 — łob zatoru, 4 — wyraźne etapy frontального rozbudowywania pokrywy lodowej w zatorze, 5 — płonice, 6 — strefa kontaktowa na granicy odsypu z bagrowania, 7 — zapora boczna, A, B — przekroje poprzeczne, C — profil podłużny

Fig. 24. Air photo interpretation sketch of the ice jam near Duninów Stary and Popłacin — February 1986

1 — ice cover developed downstream from the peninsula, 2 — smooth ice cover (A), 3 — ice jam toe, 4 — ice cover progression stages, 5 — polynyas, 6 — contact zone on the refuted-fixed sand bar, 7 — side dam, A and B — cross section, C — longitudinal profile



Ryc. 25. Szkic fotointerpretacyjny sytuacji lodowej w rejonie Tokary — Dobrzyków — luty 1986 r.

1 — pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych pól śróżowych, 2 — strefy czołowe zabitek, 3 — wyraźne etapy frontального rozbudowywania pokrywy lodowej, 4 — strefy linii ścięcia, 5 — masy lodu osiadłego na dnie, 6 — okna lodowe, 7 — płotnie, 8 — wały powodziowe, 9 — zadrzewione kępy, 10 — kilometry biegu rzeki

Fig. 25. Air photo interpretation sketch of the ice features near Tokary-Dobrzyków — February 1986

1 — agglomerate ice cover from frozen frazil ice fields, 2 — ice jam zones, 3 — ice cover frontal progression stages, 4 — shear line zones, 5 — grounded ice masses, 6 — ice pot holes, 7 — polyfloras, 8 — embankments, 9 — bushed islands, 10 — course of river in km

Wiele faktów przemawia za tym, aby sezonowi zimowemu 1986/87 poświęcić więcej uwagi. Była to druga zima po wybudowaniu stopnia, kiedy stwierdzono poważne zagrożenie zatorowe w dolnym stanowisku, a zarazem pierwszy sezon, w którym na zbiorniku z powodzeniem zastosowano przegrody śryżowe. Na całej dolnej Wiśle wystąpiła długotrwała i zwarta pokrywa lodowa. Incydem było zerwanie przez łód dwóch przęseł mostu w Wyszogrodzie.

Rozwój zjawisk lodowych nastąpił w dwóch cyklach (ryc. 13). W dolnej części zbiornika (km 645—675) pokrywa lodowa zalegała bez przerwy przez 97 dni (20.12 — 27.03). W górnej i środkowej części wystąpiła ona w dwóch cyklach (21.12 — 8.02, 23.02 — 27.03), rozdzielonych okresem pochodzenia kry (lodołamanie) oraz napływania krążków i pól lodowych. Suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza dla całego sezonu zimowego osiągnęła najniższą wartość i wynosiła $-615,9^{\circ}\text{C/n}$. Odnotowano 41 dni ze średnią dobową temperaturą powietrza poniżej -10°C .

Na początku pierwszego cyklu zlodzenia w km 629,9 zainstalowano przegrodę śryżową (Polak 1987). Pokrywa lodowa na zbiorniku formowała się przez 8 dni,

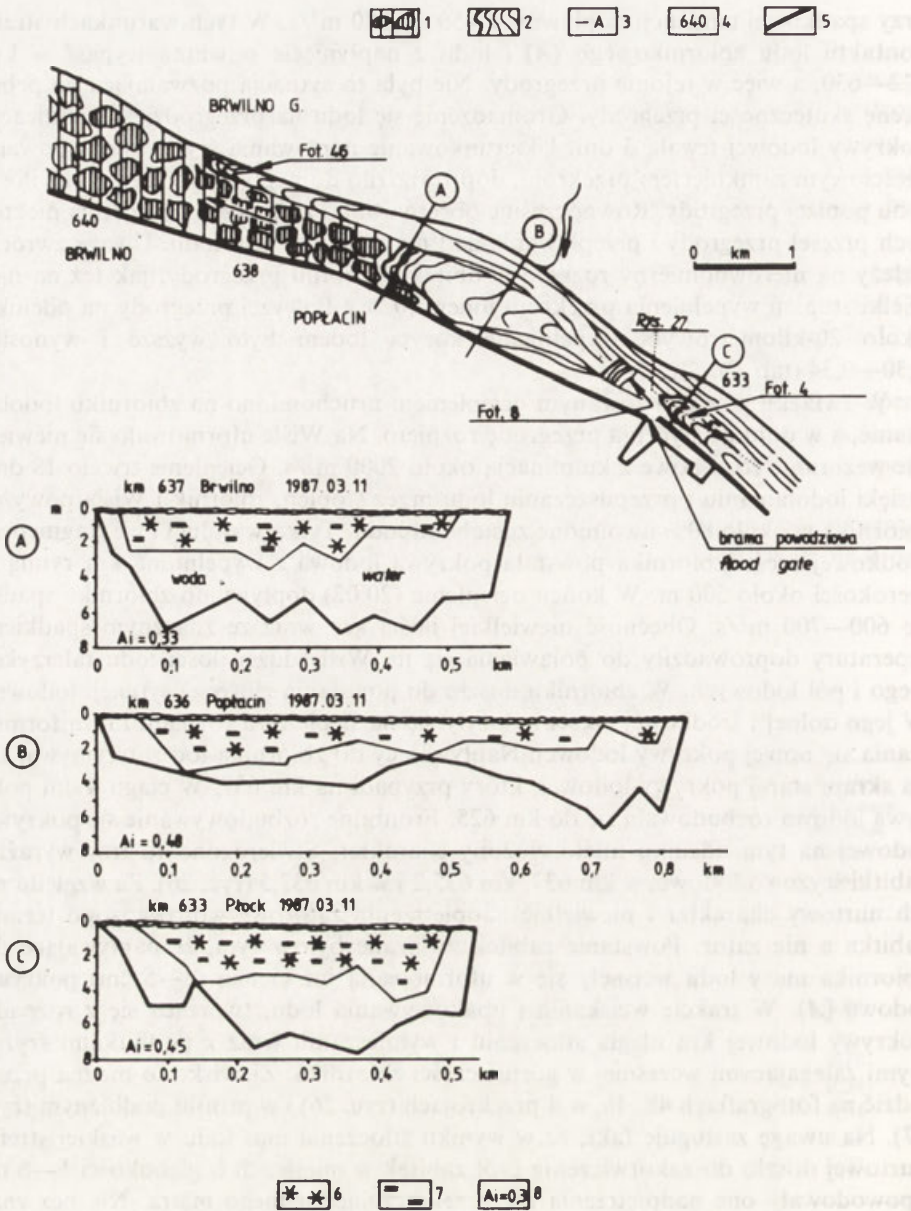
Tabela 7. Charakterystyka wybranych przekrojów poprzecznych zbiornika Włocławek, w sezonie zimowym 1986/87

Miejscowość	km	Data	Głębokość		Miąższość podbitek		Stopień wypełnienia przekroju lodem (Ai)
			średnia (m)	maksymalna (m)	średnia (m)	maksymalna (m)	
I cykl zlodzenia							
Brwilno	637,0	87.01.27	4,5	6,5	0,02	1,0	0,06
Płock	632,4	87.01.27	4,8	7,6	0,0	0,0	—
Płock*	629,9	87.01.12	3,4	5,5	0,9	5,4	0,26
Dobrzyków	623,8	87.01.13	2,3	5,0	0,8	2,0	0,34
Dobrzyków	623,3	87.01.13	2,9	4,7	1,0	2,6	0,34
Wykowo	618,5	87.01.28	3,1	5,5	0,9	3,0	0,28
Kępa Polska	606,0	87.01.28	2,3	3,5	0,7	2,5	0,32
II cykl zlodzenia							
Brwilno	637,1	87.03.11	5,3	7,2	1,8	3,5	0,40
Popłacin	636,0	87.03.11	3,8	6,5	1,8	3,5	0,48
Płock	633,0	87.03.11	5,4	7,6	2,5	4,5	0,45
Płock	632,4	87.03.10	5,2	7,6	2,2	3,5	0,42
Dobrzyków	623,6	87.03.11	3,0	6,0	1,6	2,7	0,54

* przekrój wykonany w profilu przegrody śryżowej

przy spadkowej tendencji dopływów z 450 do 280 m³/s. W tych warunkach strefa kontaktu lodu zbiornikowego (A) i lodu z napłynięcia powinna wypaść w km 622—630, a więc w rejonie przegrody. Nie była to sytuacja pozwalająca na pełną ocenę skuteczności przegrody. Gromadzenie się lodu na przegrodzie i stabilizacja pokrywy lodowej trwała 3 dni. Ukierunkowanie napływania śryżu, spowodowane częściowym zamknięciem przekroju, doprowadziło do napłynięcia niewielkiej ilości lodu poniżej przegrody. Równocześnie obserwowano zjawisko przytapienia niektórych przęseł przegrody i przepływanie nad nią różnych form lodu. Uwagę zwrócić należy na nierównomierny rozkład podbitek w profilu przegrody, jak też na niewielki stopień wypełnienia przekroju lodem (0,26). Powyżej przegrody na odcinku około 20-kilometrowym wypełnienie koryta lodem było wyższe i wynosiło 0,30—0,34 (tab. 7).

W związku z prognozowanym ociepleniem uruchomiono na zbiorniku lodołamanie, a w dniu 28 stycznia przegrodę rozpięto. Na Wiśle uformowało się niewielkie wezbranie roztopowe z kulminacją około 2000 m³/s. Ocieplenie trwało 18 dni. Dzięki lodołamaniam i przepuszczaniu lodu przez stopień, zbiornik i Wisła powyżej zbiornika w około 80% uwolnione zostały od lodu. Tylko w dolnej i we fragmencie środkowej części zbiornika powstała pokrywa lodowa z wypełnioną krą rynną o szerokości około 500 m. W końcu ocieplenia (20.02) dopływy do zbiornika spadły do 600—700 m³/s. Obecność niewielkiej ilości kry wraz ze znacznym spadkiem temperatury doprowadziły do pojawienia się na Wiśle dużej ilości lodu talerzykowego i pól lodowych. W zbiorniku doszło do powstania złożonej sytuacji lodowej. W jego dolnej i środkowej części nałożyły się na siebie faza rozpadu i faza formowania się nowej pokrywy lodowej. Napływający do zbiornika lód zatrzymywał się na skraju starej pokrywy lodowej, który przypadł na km 637. W ciągu 4 dni pokrywa lodowa rozbudowała się do km 625. Frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej na tym odcinku miało złożony charakter. Stwierdzono tu trzy wyraźne zabitki śryżowo-lodowe: w km 637, km 635,2 i w km 633,5 (ryc. 26). Ze względu na ich nurtowy charakter i niewielkie nadpiętrzenia zatorowe wprowadzono termin zabitka a nie zator. Powstanie zabitek związane było z tym, że napływające do zbiornika masy lodu wcisnęły się w uformowaną już cienką (3—5 cm) pokrywę lodową (A). W trakcie wciskania i upakowywania lodu, tworząca się z rozpadu pokrywy lodowej kra uległa stłoczeniu i wymieszaniu wraz z podbitkami śryżowymi zalegającymi wcześniej w górnej części zbiornika. Zjawisko to można prześledzić na fotografiach 48, 46, w 4 przekrojach (ryc. 26) i w profilu podłużnym (ryc. 27). Na uwagę zasługuje fakt, że w wyniku stłoczenia mas lodu w wąskiej strefie nurtowej doszło do zakotwiczenia czół zabitek w miejscach o głębokości 5—6 m. Spowodowały one nadpiętrzenia nie przekraczające jednego metra. Nie bez znaczenia była tu niewielka zwięźłość podbitek śryżowo-lodowych.

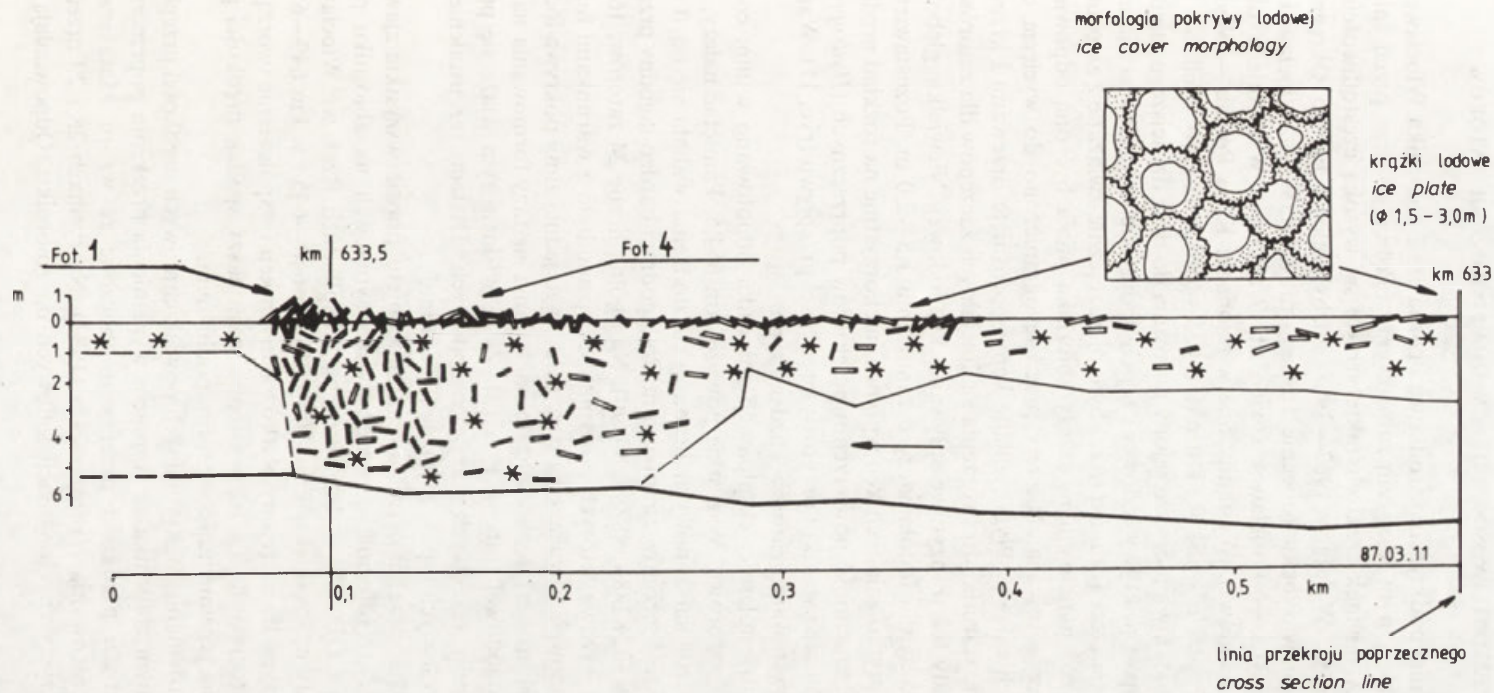


Ryc. 26. Szkic fotointerpretacyjny sytuacji lodowej w rejonie Brwilno — Płock — luty/marzec 1987 r.

1 — pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych pól śrzychowych, 2 — czoła zabitek i główne linie kompresji, 3 — linie przekrojów poprzecznych, 4 — kilometry biegu rzeki, 5 — zapory boczne, 6 — podbitki śrzychowo-lodowe, 7 — kry w podbitkach śrzychowych, 8 — stopień wypełnienia przekroju poprzecznego

Fig. 26. Air photo interpretation sketch of the ice features near Brwilno-Płock — February/March 1987

1 — ice cover from loosely frozen frazil ice fields, 2 — ice jams fronts and compression lines, 3 — cross-section lines, 4 — course of river in km, 5 — side dams, 6 — hanging dams, 7 — ice flocs closed in the frazil slush, 8 — degree of ice filling in cross-section



Ryc. 27. Profil podłużny przez zabitkę śrutowo-łodową (układ nurtowy) w Płocku — marzec 1987 r.
(por. ryc. 26)

Fig. 27. Longitudinal profile through the ice jam (thalweg filled by ice only) near Płock — March 1987
(compare Fig. 26)

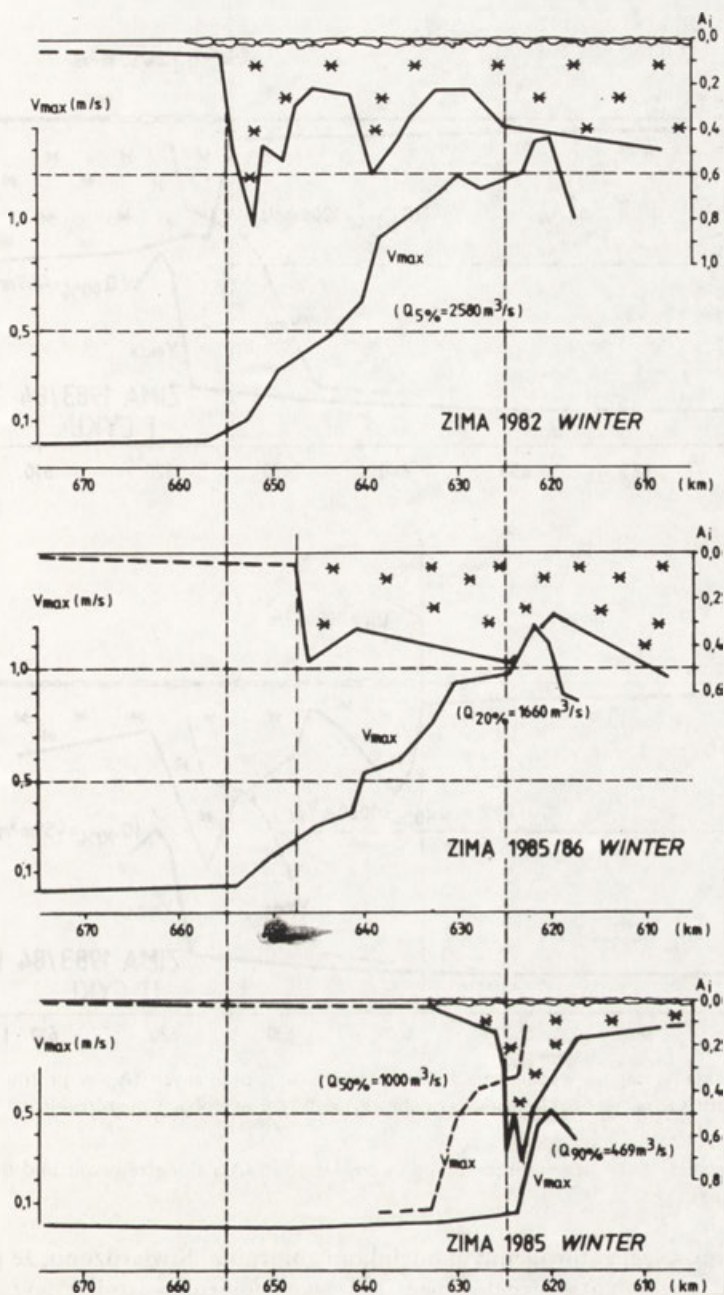
6.7. CZĘSTOSTLIWOŚĆ WYSTĘPOWANIA I POŁOŻENIE ZATORÓW

Jak już wcześniej podkreślano środkowa i górna część zbiornika Włocławek jest najbardziej newralgicznym miejscem zatorowym w Polsce. Jeszcze przed spiętrzeniem analizowany odcinek rzeki charakteryzował się wysoką częstotliwością występowania zatorów. W latach 1962—1968 służby liniowe byłego Okręgowego Zarządu Wodnego w Płocku (obecnie Inspektorat ODGW — Włocławek), na odcinku Kępa Polska — Włocławek stwierdziły 7 zatorów. Wszystkie w okresie rozpadu pokrywy lodowej. Wystąpiły one w rejonach: Kępa Polska — Wykowo (km 608—615), Popłacin — Skoki Duże (km 635—658) oraz Dąb Wielki — Dobrzyń (km 659—661). Dwa pierwsze rejonu pozostają do dnia dzisiejszego miejscami zatorowymi. Rozpad pokrywy lodowej i zejście lodu (pochód lodu) na nie uregulowanej roztokowej rzece (*braided river*) było nierozłącznie związane z zatorowymi spiętrzeniami. Przed napełnieniem czaszy zbiornika miała być ona odpowiednio uformowana i przygotowana. Niestety prace te ograniczono do wycięcia części drzew w granicach zalewu. Płytko zalane kępy, porośnięte drzewami i krzewami stworzyły dogodne warunki do tworzenia się inicjalnych zaczepów dla zatorów śryżowych. Utrudniały też tranzytowe spływanie kry lodowej. Niewielkie głębokości stanowiły przeszkodę dla lodołamaczy o zanurzeniu 1,5—2,0 m. Pozostawienie w czaszy zbiornika płytko zalanych kęp wpłynęło niekorzystnie na rozkład prędkości przepływu. Duża zmienność powierzchni przekrojów poprzecznych (*Hydroprojekt* 1983) powoduje lokalne spadki i przyrosty prędkości przepływu (ryc. 11). Warunki takie sprzyjają powstawaniu zatorów każdego typu.

W ciągu dwudziestoletniej eksploatacji zbiornika odnotowano w nim co najmniej 24 zjawiska zatorowe. Wszystkie powyżej km 654,5. Pamiętać należy, że w poszczególnych sezonach zimowych liczba cykli zlodzenia wahała się od 0 do 4 (ryc. 13, tab. 4). Sześć sezonów zimowych miało łagodny i bardzo łagodny przebieg (74/75, 77/78, 79/80, 82/83, 88/89, 89/90). Na ogólną liczbę 24 zatorów, 16—18 to typowe zatory śryżowe, których powstanie związane było z warunkami formowania pokrywy lodowej. W związku z tym, że w ciągu jednej zimy pokrywa lodowa pojawiła się więcej niż raz, dochodziło do nakładania się fazy formowania na fazę rozpadu pokrywy lodowej (tab. 4, ryc. 13). Ze zjawiskiem tym wiąże się proces inkorporacji zatorów śryżowych i śryżowo-lodowych. Dlatego też ustalenie dokładnej liczby określonych typów zatorów jest trudne.

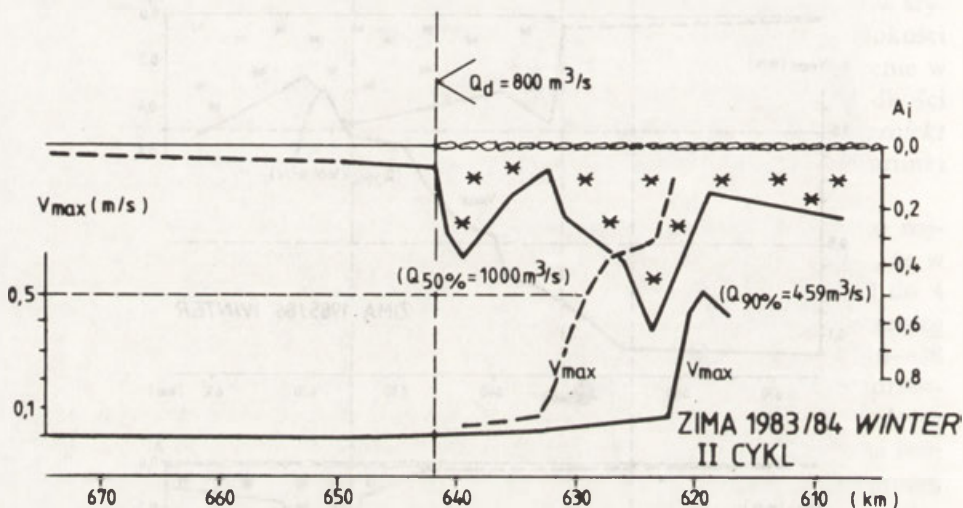
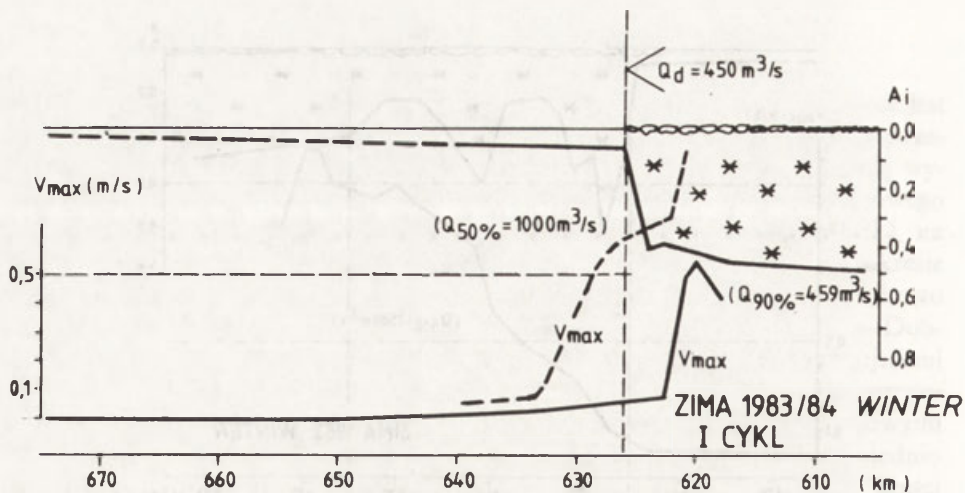
Inwentaryzacją i szczegółowymi pomiarami objęto prawie wszystkie zjawiska zatorowe od 1982 r. Informacje o zatorowych sytuacjach na zbiorniku przed 1982 r. uzyskano z ODGW — Inspektoracie Eksploatacji Rzek we Włocławku. Zatory powstawały najczęściej w km 620—625, km 640—645 i w km 649—654,5. Ich lokalizacja przypadła na rejonu płytko zalanych kęp i współcześnie tworzących się odsypów piaszczystych. Tu też występuje największy spadek prędkości przepływu oraz znaczna jej zmienność w profilu podłużnym.

Dokonano porównania maksymalnych powierzchniowych prędkości przepływu w profilu podłużnym zbiornika ze stopniem wypełnienia przekroju poprzecznego lodem (*A_l*). Wartości prędkości przepływu obliczone ze wzoru Matakiewicza zaczerpnięto z opracowania *Hydroprojektu* (1983). Na rycinach 28 i 29 przedstawiono 5 charakterystycznych sytuacji lodowych na zbiorniku. Odpowiadają one



Ryc. 28. Przykłady stopnia wypełnienia lodem przekrojów poprzecznych (A_i) w profilu podłużnym zbiornika, na tle rozkładu maksymalnych prędkości przepływu poszczególnych przekrojów (V_{max})

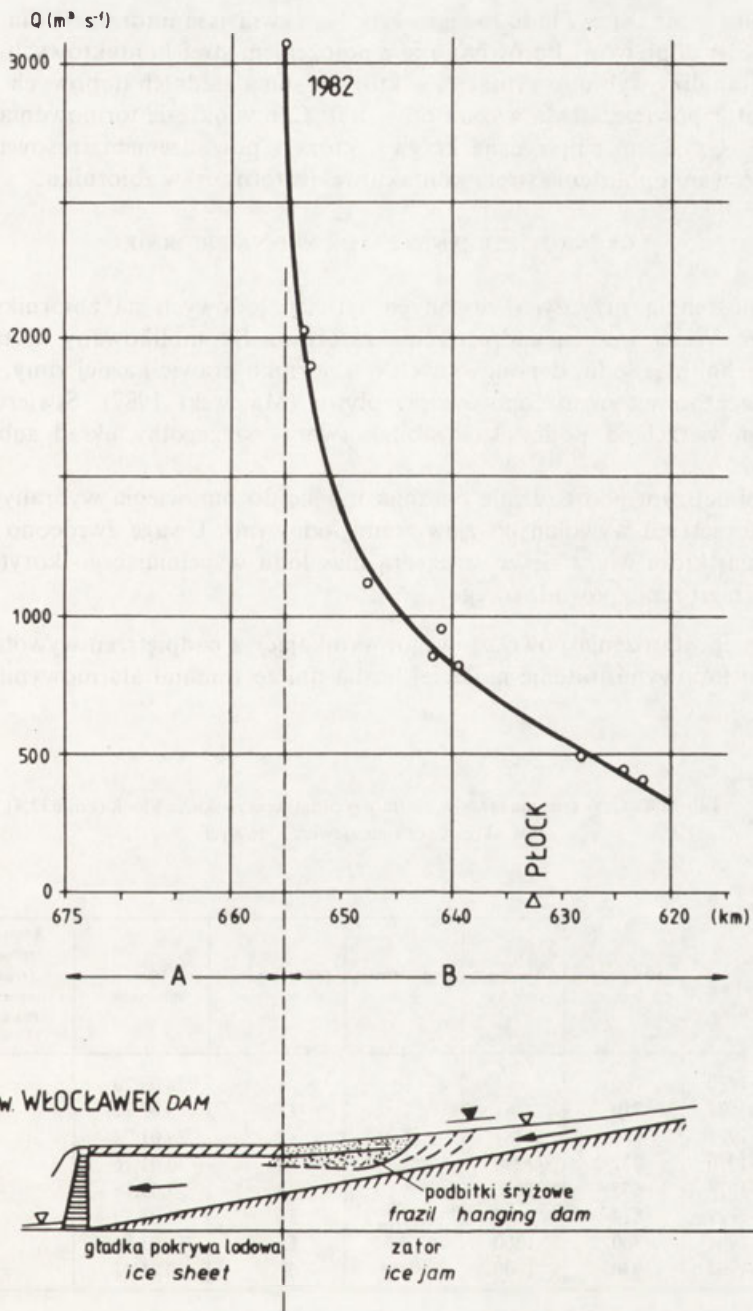
Fig. 28. Examples of the degree of ice filling in cross-sections (A_i) along reservoir and flow velocity (V_{max})



Ryc. 29. Przykłady stopnia wypełnienia lodem przekrojów poprzecznych (A_i) w profilu podłużnym zbiornika, na tle rozkładu maksymalnych prędkości przepływu poszczególnych przekrojów (V_{max})

Fig. 29. Examples of the degree of ice filling in cross-section (A_i) along reservoir and flow velocity (V_{max})

wydzielonym wyżej zatorogennym odcinkom zbiornika. Stwierdzono, że pomiędzy prędkością przepływu a wypełnieniem lodowym zbiornika istnieje wyraźna zależność. Granicą pomiędzy statycznymi i dynamicznymi warunkami formowania pokrywy lodowej jest prędkość przepływu około 0,5 m/s. Jest to zgodne z wartością podaną przez Z. Paślawskiego (1970). Jak już wyżej wspomniano precyzyjne kryterium granicznej prędkości przepływu nie istnieje. Operować należy dość szerokimi przedziałami wartości. Prędkość przepływu w zbiorniku zależy od natężenia przepływu (dopływu) oraz rytmu pracy stopnia wodnego. Czynnikiem modelują-



Ryc. 30. Zależność pomiędzy natężeniem przepływu (Q , dopływ do zbiornika) a lokalizacją czoł zatorów (km)

Fig. 30. Relation between the discharge (Q) and frazil ice jam fronts location (km) during ice cover formation on the Włocławek Reservoir

cymi są tu wiatr i strefy lodu brzegowego. Najpewniejszą informacją dla zbiornika są wartości dopływów. Porównano je z położeniem stref kontaktowych A/B (ryc. 30). Do analizy wybrano sytuacje, w których suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza była wyższa od -100°C/n w okresie formowania pokrywy lodowej. Uzyskano empiryczną krzywą, która z powodzeniem stosowana jest w prognozowaniu położenia strefy kontaktowej (zatorowej) w zbiorniku.

6.8. NADPIĘTRZENIA ZATOROWE NA ZBIORNIKU*

Bezpośrednią przyczyną złożonych sytuacji lodowych na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek są nadpiętrzenia zatorowe. Skomplikowany kształt dolnej powierzchni mas lodu, deponowanych w zbiorniku prawie każdej zimy, prowadzi do znacznego przyrostu oporów przepływu (Majewski 1987). Stwierdzono, że dolna powierzchnia podbitek i zabitek tworzy szczególnie układ subkoryt lodowych.

W niniejszym podrozdziale ograniczono się do omówienia wybranych zagadnień nadpiętrzeń wywołanych zjawiskami lodowymi. Uwagę zwrócono na te zagadnienia, które wiążą się ze strukturą mas lodu wypełniającego koryto i oceną stopnia zagrożenia powodziowego.

Stopień zagrożenia powodziowego, wynikający z nadpiętrzeń wywołanych zjawiskami lodowymi, oddaje najlepiej liczba dni ze stanami alarmowymi i różnice

Tabela 8. Czas trwania stanów alarmowych na wodowskaziu Płock (km 632,4), w okresie trwania zjawisk lodowych

Okres zimowy	Stan wody (cm)	Przepływ (m^3/s)	Stan alarmowy (cm)	Dni ze stanami alarmowymi	Data kulminacji	Różnica pomiędzy rzędną kulminacji i rzędną korony zapory bocznej w Płocku-Radziwiu (cm)
1969—1970	700	—	650	4	28.03.70	-126
1970—1971	750	3181	"	13	3.02.71	-76
1973—1974	680	1481	"	2	29.01.74	-146
1975—1976	732	1234	"	33	30.01.76	-94
1976—1977	675	2126	"	3	5.03.78	-151
1978—1979	814	3047	"	56	14.03.79	12
1980—1981	800	1300	"	55	15.01.81	-26
1981—1982	930	1600	"	67	10.01.82	+122*

** przelanie się wody przez zapórę boczną, $100,5\text{ km}^2$ doliny objęte powodzią. Po 1982 r. wzmocniono i podwyższono zapory boczne

* W związku z tym, że zatorowe piętrzenie wody występuje na odcinku rzeki objętej piętrzeniem przez stopień wodny wprowadzono termin nadpiętrzenie.

między rzędną kulminacji wezbrania zatorowego a rzędną korony zapór bocznych. Na wodowskazie w Płocku, w okresie dwudziestoletniej eksploatacji zbiornika, czterokrotnie stany alarmowe występowały dłużej niż miesiąc (tab. 8). Dwukrotnie brakowało kilkunastu centymetrów do przelania się wody przez zapórę boczną Radziwie — Popłacin. W styczniu 1982 r. woda przelała się przez zapórę boczną warstwą około 120 cm. Pod wodą znalazło się wtedy 100,5 km² doliny.

Na uwagę zasługuje fakt niskich natężeń przepływów w okresie wysokich wezbrań zatorowych (tab. 9). Świadczy to o roli jaką pełnią deponowane w zbiorniku

Tabela 9. Wartości natężenia przepływu i odpowiadających im stanom wody w okresie piętrzeń zatorowych, w profilu Płock i Kępa Polska

Rok	Wodowskaz Płock, km 632,4					Wodowskaz Kępa Polska, km 606,5				
	Q _a (m ³ /s)	H (cm)	Q _o (m ³ /s)	Q _o -Q _a (m ³ /s)	Δ H _z (cm)	Q _a (m ³ /s)	H (cm)	Q _o (m ³ /s)	Q _o -Q _a (m ³ /s)	Δ H _z (cm)
1971	3181	750	4450	1269	74	660	410	2625	1965	190
1974	1481	680	2950	1469	46	400	450	3100	2700	257
1975						1000	620	5750	4750	350
1976	1200	773	5000	3800	148					
1978	2126	675	2750	624	24					
1979	3047	814	6000	2953	130					
1981	1300	800	5650	4350	171					
1982	1600	930*	8650	7050	293					
1983	850	690	3250	2400	75					
1984	430	636	1600	1170	32	430	360	1975	1545	257
1985						360	320	1500	1140	260

Q_a — rzeczywiste natężenie przepływu w okresie kulminacji piętrzenia zatorowego

H — stan wody — kulminacja wezbrania zatorowego

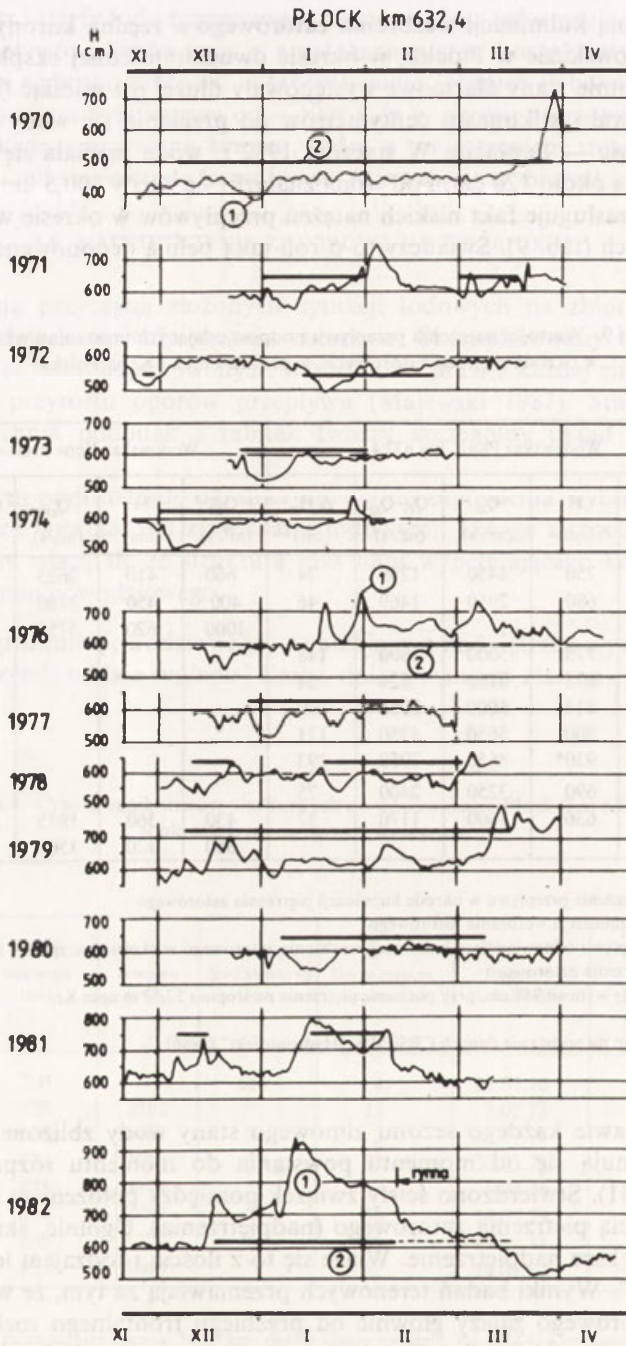
Q_o — natężenie przepływu odpowiadające kulminacji wezbrania zatorowego w okresie bez zjawisk lodowych

H_z — wysokość piętrzenia zatorowego

* faktyczny stan wody wynosił 948 cm, przy poziomie piętrzenia na stopniu 57,52 m npm Kr.

Zestawienie wykonano na podstawie danych CBSiPBW „Hydroprojekt” (1986)

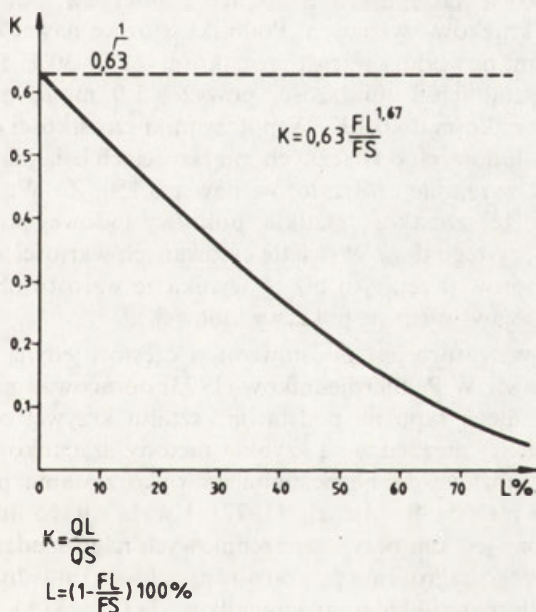
masy lodu. Prawie każdego sezonu zimowego stany wody zbliżone do ostrzegawczych utrzymują się od momentu powstania do momentu rozpadu pokrywy lodowej (ryc. 31). Stwierdzono ścisły związek pomiędzy położeniem strefy zatorowej i wysokością piętrzenia zatorowego (nadpiętrzenia). Ogólnie, skróceniu strefy towarzyszy większe nadpiętrzenie. Wiąże się to z ilością i rodzajem lodu „blokującego przepływ”. Wyniki badań terenowych przemawiają za tym, że wysokość nadpiętrzenia zatorowego zależy głównie od przebiegu frontального rozbudowywania pokrywy lodowej na zbiorniku. Natężenie tego złożonego i mało jeszcze poznanego procesu decyduje nie tylko o miąższości mas lodu tworzących podbitki i zabitki sryżowe (sryżwo-lodowe), ale i o subakwalnej rzeźbie ich dolnej powierzchni. Rzeczywista powierzchnia podwodnej części podbitek znacznie przekracza powierzchnię zbiornika.



Ryc. 31. Przebieg stanów wody (1) i okresy zalegania pokrywy lodowej (2) w profilu Płock

Fig. 31. Hydrographs of water level (1) and period with ice cover (2) of the Włocławek Reservoir observed in the Płock water gage

Tak jak już wcześniej omówiono, położenie strefy kontaktowej A/B (ryc. 28—30) uwarunkowane jest rozkładem prędkości przepływu, generowanym przez natężenie przepływu — dopływem do zbiornika. Istnieją przesłanki co do tego, że samo natężenie przepływu odgrywa już mniejszą rolę. Świadczy o tym brak związku pomiędzy natężeniem przepływu (dopływem) a wysokością napięcia (tab. 9). W tym przypadku zastosowanie standardowych współczynników redukcji lodowej nie dało to pozytywnych rezultatów. Przyjmowane w służbie hydrologicznej wartości: dla śryżu i lodu brzegowego $k = 0,75$, dla pokrywy lodowej $k = 0,50$ i pochodzących kry $k = 0,85$ okazały się zanizone. Wynika to z tego, że pulpa śryżowa (podbitki śryżowe) zalega pod pokrywą lodową na zbiorniku i Wiśle od chwili utworzenia pokrywy lodowej do jej całkowitego rozpadu na małe pola lodowe i krę. Pod dużymi polami lodowymi, podobnie jak pod pokrywą lodową, utrzymują się często podbitki śryżowe. Trzeba wyraźnie podkreślić, że na dolnej Wiśle nie występują typowe zatory lodowe, chociaż wiosenne zatory uważa się zawsze za zatory lodowe. Wykazano, że pulpa śryżowa zawsze ma udział w budowie zatoru (lodowo-śryżowego). Na tym polega między innymi specyficzność śryżogennej rzeki, jaką jest Wisła. Na podstawie wyników badań przeprowadzonych zimą 1982 r. (Grześ, Banach 1983), J. Żelaziński (1983) opracował zależność pomiędzy współczynnikiem redukcji lodowej QI/QS i procentowym wskaźnikiem wypełnienia przekroju poprzecznego lodem (ryc. 32). Autor ten dokonał kilku zamierzonych



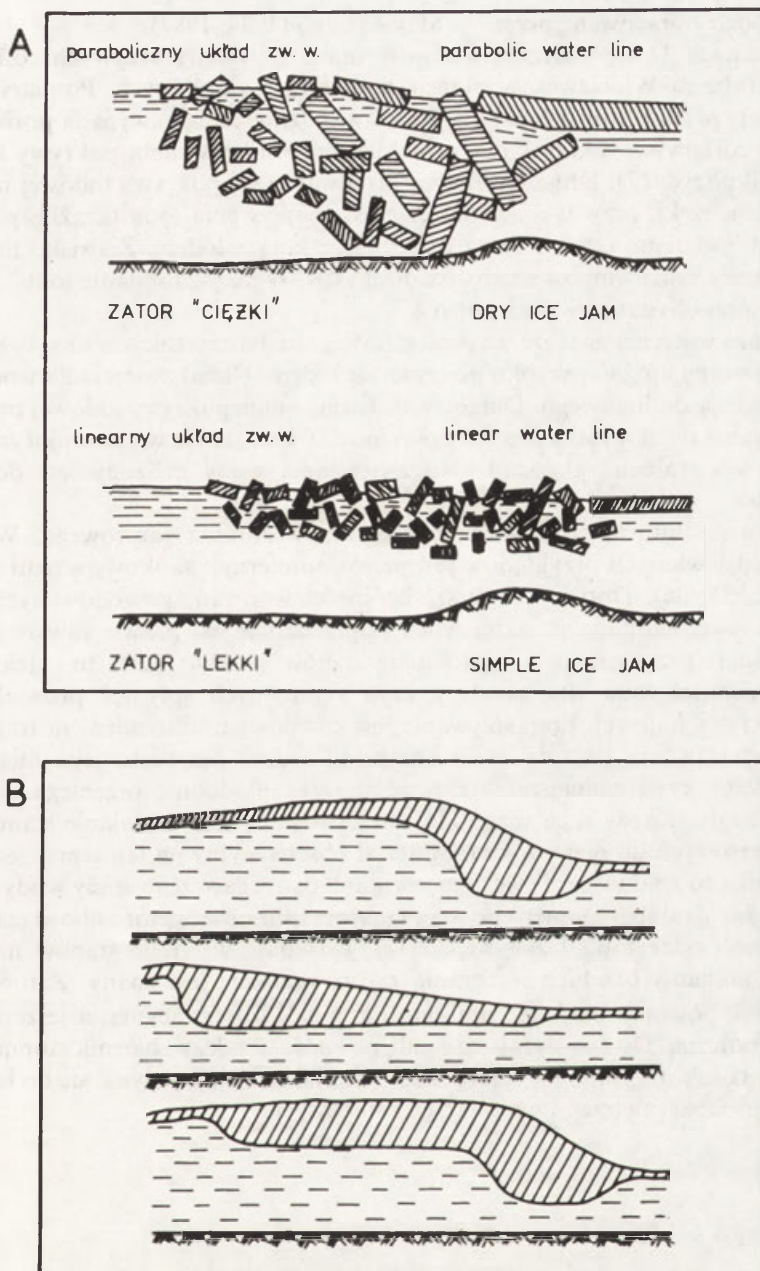
Ryc. 32. Zależność pomiędzy współczynnikiem redukcji lodowej (K) i procentowym wypełnieniem przekroju czynnego lodem (%), według J. Żelazińskiego (1983)

Fig. 32. Relation between coefficient of winter discharge reduction of discharge (K) and degree of ice filling in cross-sections (%)

uproszczeń w wyprowadzeniu równania. Jest ono prawdziwe dla prostokątnego koryta o jednostkowej szerokości, poziomej dolnej powierzchni wypełnienia lodowego i identycznych współczynnikach szorstkości Manninga dla dna i lodu. Przy współczynniku redukcji lodowej rzędu 0,2 przekrój poprzeczny rzeki wypełniony powinien być lodem w 50%. Najniższa wartość współczynnika podana przez J. Żelazińskiego (1985) wynosiła 0,16 (Płock, styczeń 1982). Przeprowadzone badania wykazały, że stosowane w obliczeniach „sztywne” wartości współczynników redukcji lodowej wymagają korekty.

Wszelchstronną hydrauliczną analizę zbiorników przepływowych ze zróżnicowaną przestrzennie pokrywą lodową, uwzględniającą między innymi obecność podbitek i zabitek lodowych (śryżowych) przeprowadził W. Majewski (1987). Opracowane przez tego autora modele krzywych cofkowych uwzględniają kilka wariantów zlodzenia. Prawidłowość funkcjonowania modeli sprawdzona została na wynikach pomiarów na Wiśle i zbiorniku. Osiągnięto tu znaczną zgodność. Zakres pracy nie pozwala na bliższe omówienie modeli krzywych cofkowych opracowanych przez W. Majewskiego. Wspomnieć należy jednak o wynikach obliczeń podstawowego parametru modeli, jakim są współczynniki szorstkości dolnej powierzchni wypełnienia lodowego koryta. Pozwala to na zrozumienie mechanizmu znacznych nadpiętrzeń lodowych i ich niezgodności z natężeniem przepływu. Gładka pokrywa lodowa, typowa dla dolnej części zbiornika, charakteryzuje się współczynnikami szorstkości w granicach $nl = 0,010—0,015$. Wzrost współczynników do $0,050—0,070$ następuje w miejscach z pokrywą lodową zbudowaną ze zmarzniętej kry i krążków śryżowych. Podbitki śryżowe nawet o niewielkiej miąższości, około 0,5 m, powodują wzrost szorstkości o 25—30%. Podbitki śryżowe o nieregularnych kształtach i miąższości powyżej 1,0 mogą powodować wzrost współczynnika szorstkości do 0,100. Współczynniki szorstkości dolnej powierzchni podbitek śryżowo-lodowych o znacznych miąższościach osiągnąć mogą wartości $nl = 0,120—0,140$, a w rejonie czoł zatorów nawet 0,150. Za W. Majewskim (1987) należy podkreślić, że szorstkość gładkiej pokrywy lodowej porównywalna jest z szorstkością piaszczystego dna. W świetle cytowanych wartości zrozumiały stał się fakt większych oporów przepływu niż to wynika ze wzrostu obwodu zwilżonego, spowodowanego pojawieniem się pokrywy lodowej.

Krzywa cofkowa zatoru jest podstawową a często i jedyną o nim informacją. B.W. Proskuriakow i W.P. Bierdiennikow (1973) opracowali metodę oceny miąższości zatorów różnego typu na podstawie kształtu krzywej cofkowej. Często w praktyce inżynierskiej niezbędne są szybkie metody szacunkowe, nawet kosztem ich dokładności, możliwe do bezpośredniego wykorzystania podczas pomiarów. Do takich należy metoda B. Michela (1972). Uważa on, że liniowy układ zwierciadła wody typowy jest dla przypowierzchniowych nagromadzeń lodu. Zator taki nie stanowi większego zagrożenia powodziowego. Może on jednak przekształcić się w zator o parabolicznym układzie zwierciadła wody (ryc. 33A). Takie sytuacje często występują na zbiorniku Włocławek. Dalej w swej typologii poszedł A.N. Cziżow (1975). Wydzielił on 3 charakterystyczne układy krzywych cofkowych i odpowiadające im profile podłużne mas lodu (ryc. 33B). Wykazał on ponadto, że krzywa cofkowa jest źródłem informacji o rodzaju lodu i przebiegu procesu tworzenia się zatoru. Potwierdzeniem tych ogólnych prawidłowości są wyniki pomiarów tereno-



Ryc. 33. Schematy układu zwierciadła wody w profilach podłużnych zatorów
 A — według B. Michela (1972), B — według A.N. Cziżowa (1975)

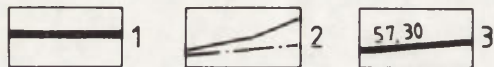
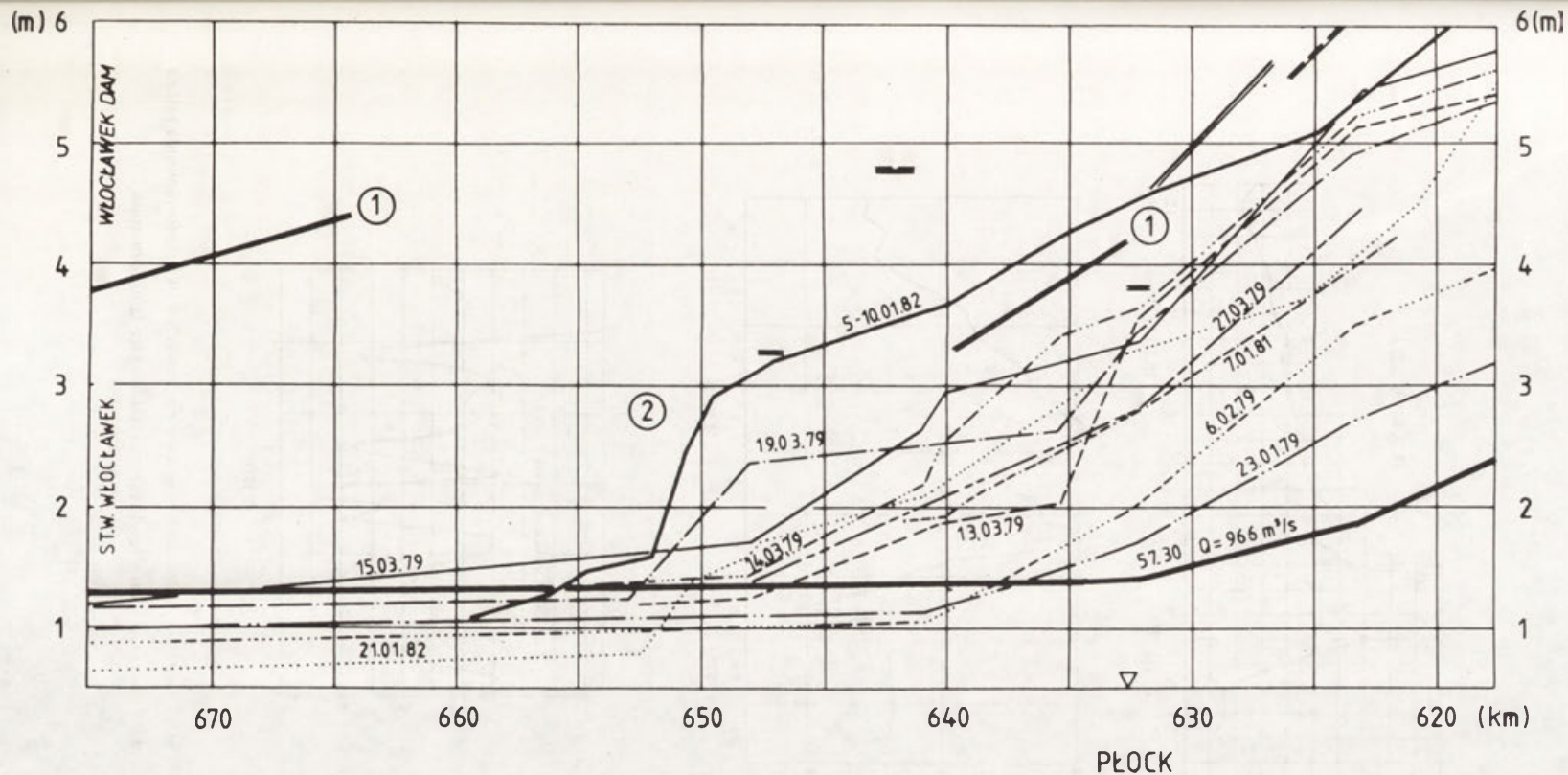
Fig. 33. Types of longitudinal ice jam profiles
 A — after Michel (1972), B — after Czizow (1975)

wych i modele opracowane przez W. Majewskiego (1984, 1987).

Na rycinach 11 i 34 przedstawiono wybrane przykłady krzywych cofkowych stopnia wodnego Włocławek w okresie nadpiętrzeń zatorowych. Pomiarów wykonano zostały przez Hydroprojekt we Włocławku. Interesująco wypada porównanie krzywych cofkowych z krzywymi frontalnego rozbudowywania pokrywy lodowej na zbiorniku (ryc. 17). Długotrwałemu formowaniu się pokrywy lodowej na krótkim odcinku rzeki, przy zachowaniu ciągłości napływania lodu (krążki, pola sryżowe, sryż, lód denny), towarzyszy wypełnianie koryta lodem. Zjawisko to określane jest przez pracowników służby liniowej ODGW jako „dobijanie lodu”. Proces ten omówiono obszernie w rozdziale 6.4.

Z punktu widzenia zagrożenia powodziowego najkorzystniejsze są sytuacje gdy zbiornik na całej długości szybko pokrywa się lodem. Układ zwierciadła wody zbliżony jest wtedy do liniowego. Długotrwałe formowanie pokrywy lodowej prowadzi do napływania do zbiornika dużych ilości lodu. Tworzący się w zbiorniku zator ma wyraźnie wykształconą głowę. Układ zwierciadła wody zbliżony jest do parabolicznego.

Interesujące informacje zawiera hydrogram wezbrania zatorowego. Wspólną cechą przedstawionych przykładów jest nierównomierny i skokowy wzrost stanów wody (ryc. 35, 36). Dotyczy to w szczególności wezbrań spowodowanych przez zatory sryżowe. Kulminacja stanu wody poprzedzona jest prawie zawsze jednym lub kilkoma przyrostami i spadkami stanów wody. Jest to efekt tak zwanych pchnięć lodu (*ice shoving*), czyli raptownych spłynięć prowadzącego skraju pokrywy lodowej. Etap spływania jest chwilowym udroźnieniem fragmentu rzeki. Etap stawania jest procesem kompresji lodu i przyrostu jego miąższości (Michel 1986), czyli zmniejszenia drożności rzeki. Podobnie przebiega zjawisko ruszania zatoru. Każdy ruch mas lodu zarejestrowany jest w zmianie stanu wody (od milimetrycznych do metrowych). Materiał obserwacyjny na ten temat jest skromny. Wynika to z faktu, że do osiągnięcia stanu ostrzegawczego stany wody odczytywane są raz na dobę. Dopiero po ich przekroczeniu obserwator zobowiązany jest do częstszych odczytów. Jeżeli więc zator występuje w strefie stanów niskich i średnich, dokładny przebieg wezbrania zatorowego nie jest znany. Zatorogenne odcinki rzek powinny posiadać limnigraficzną sieć obserwacyjną, a jeszcze lepiej telelimnigraficzną. Do takich miejsc z całą pewnością należy zbiornik stopnia wodnego Włocławek. Uzyskany w ten sposób materiał może przyczynić się do lepszego poznania procesu spiętrzeń i nadpiętrzeń zatorowych.

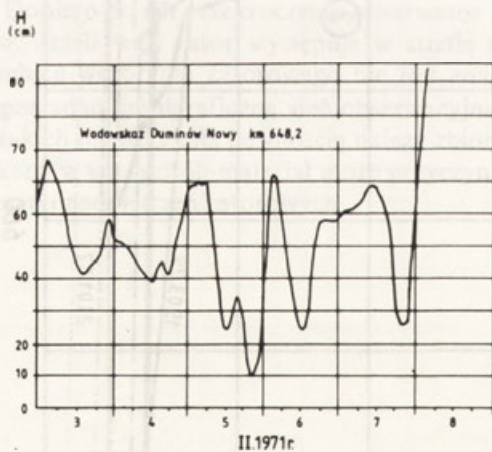
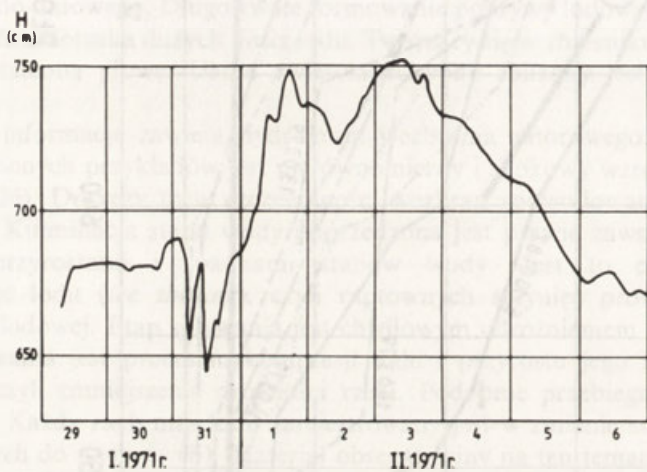
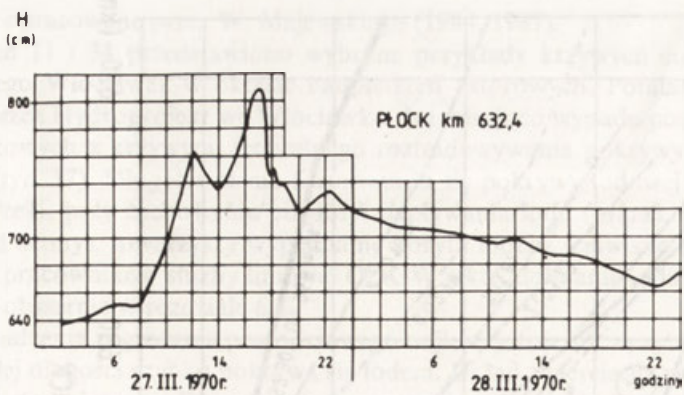


Ryc. 34. Charakterystyczne krzywe cofkowe stopnia wodnego Włocławek w okresie zlodzenia

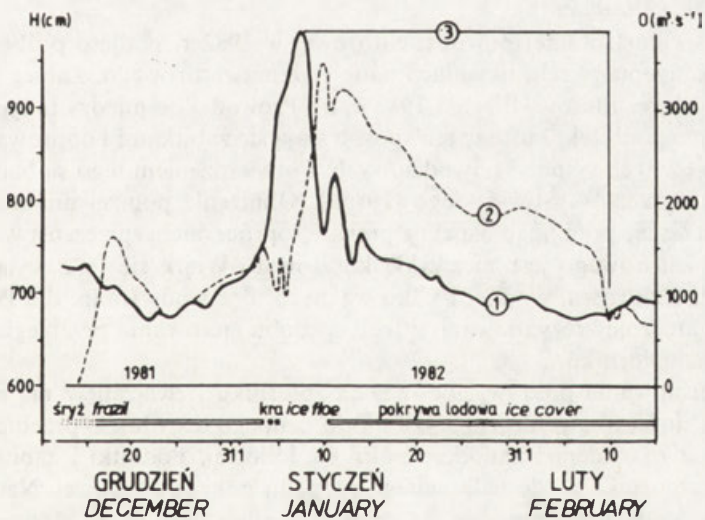
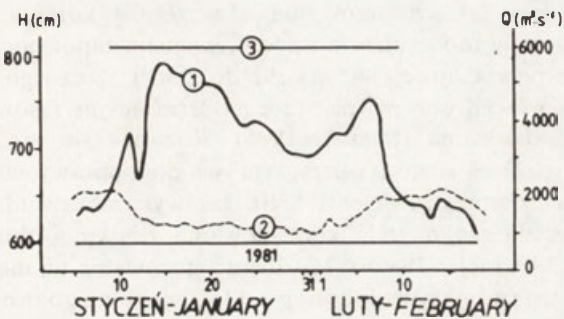
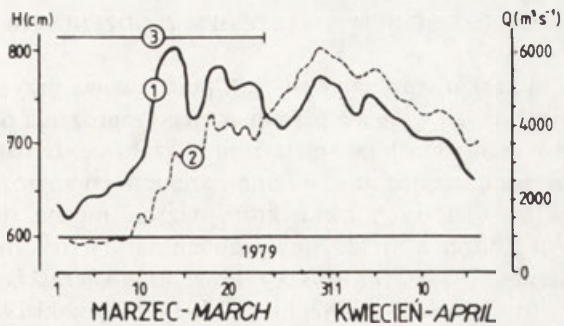
1 — zapory boczne, 2 — krzywe cofkowe, 3 — układ krzywej cofkowej bez zjawisk lodowych, przy normalnym poziomie piętrzenia i dopływie odpowiadającym średniej wieloletniej wartości (na podstawie danych CBSiPBW Hydroprojekt Włocławek)

Fig. 34. Typical backwater profiles with ice cover on Włocławek Reservoir

1 — side dams, 2 — backwater profiles with ice cover, 3 — typical backwater profile without ice cover (after CBSiPBW Hydroprojekt data)



Ryc. 35. Przykłady krótkookresowych zmian napiężeń zatorowych w okresie formowania zatoru
 Fig. 35. Examples of the short term water levels variations during ice jams formation



Ryc. 36. Przykłady przebiegu stanów wody (1) i natężenia przepływu (2), w okresie nadpiętrzeń zatorowych (3), w profilu wodowskazowym Płock (km 632,4)

Fig. 36. Examples of hydrographs of water levels (1) and discharges (2) during ice jams damming (3) observed on the Płock water gauge

Brak kolejnych stopni kaskady dolnej Wisły jest podstawową przyczyną większości trudności eksploatacyjnych, głównie permanentnego zagrożenia powodziami zatorowymi. Już w pierwszych zimach po spiętrzeniu okazało się, że należy podjąć próby sterowania zlodzeniem, mające na celu zmniejszenie tego zagrożenia. Kontrolowana ingerencja w ustrój lodowy rzeki, którą nazwać można sterowaniem przebiegiem i natężeniem zlodzenia, to złożony problem natury fizycznej i hydrotechnicznej (m.in. Bolsenga 1968; Starosolszky 1969; *Mietodiczeskije ukazanija* 1970; Ficke, Ficke 1977; *Ice Engineering* 1982; Michel 1984, Majewski 1988).

Na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek podjęto pośrednie i bezpośrednie działania zmierzające w kierunku zbliżenia się do kontrolowanego przebiegu i natężenia zlodzenia. Należy do nich, omówiona już wcześniej, korekta morfologii czaszy zbiornika połączona z modernizacją i podwyższeniem zapór bocznych oraz budową bramy przeciwpowodziowej na wejściu do portu rzecznego w Płocku (Piątkowski 1987). Przeprowadzono pewne prace modernizacyjne zasów jazu łącznie z systemem jego odladzania (Missala 1985). Rozważa się też możliwość budowy dodatkowych przęseł jazu, co przyczyni się do poprawy efektywności przepuszczania lodu przez stopień (Meler 1985b). Jak wykazała dwudziestoletnia już praktyka, najskuteczniejszą metodą kontrolowania zlodzenia zbiornika jest lodołamanie (Biegała 1985; Meler 1985b). Możliwość stosowania tej metody ograniczona jest do fazy rozpadu pokrywy lodowej. Lodołamanie na zbiorniku i Wiśle powyżej jest integralnie związane z przepuszczaniem lodu przez stopień. Całość działań określa specjalnie w tym celu opracowana „Instrukcja lodołamania i przepuszczania lodów przez stopień wodny Włocławek” (*Hydroprojekt* 1982, łącznie z kolejnymi aktualizacjami).

Podczas katastrofalnej powodzi zatorowej w 1982 r. podjęto próbę obniżenia poziomu piętrzenia w celu likwidacji nadpiętrzenia zatorowego. Zabieg ten nie dał oczekiwanych rezultatów (Biegała 1983 a, b). Prowadzi on między innymi do osiadanania na dnie podbitek, które w ten sposób stają się zabitkami i doprowadzić mogą do niebezpiecznych sytuacji powodziowych. Potwierdzeniem tego są badania przeprowadzone przez W. Śliwińskiego (1985a). Obniżenie poniżej minimalnego poziomu piętrzenia, pomijając aspekty prawne, oprócz niebezpieczeństwa wtórnego spiętrzenia zatorowego jest niezwykle kosztowne. Wiąże się to z wyłączeniem z eksploatacji elektrowni wodnej i kilku ważnych ujęć wody (m.in. dla Petrochemii Płock). Ostatecznie zrezygnowano z tego sposobu sterowania przebiegiem zjawisk lodowych na zbiorniku.

Faza formowania pokrywy lodowej na zbiorniku i związane z nią napływanie ogromnych ilości różnych form śryżu i lodu dennego decyduje o przebiegu zlodzenia łącznie z rozpadem i zanikiem pokrywy lodowej. Podbitki i zabitki śryżowe zalegają w zbiorniku aż do całkowitego rozpadu pokrywy lodowej. Nadpiętrzenia zwierciadła wody utrzymują się na zbiorniku przez cały okres zlodzenia. Pulpa śryżowa stanowi ważny komponent zatorów śryżowo-lodowych i lodowo-śryżowych tworzących się w fazie rozpadu pokrywy lodowej. Należy więc ograniczyć do minimum napływanie do zbiornika krążków i pól śryżowych, eliminując w ten sposób tworzenie się podbitek i zabitek. Dążyć należy do przyspieszenia uformowania

się pokrywy lodowej w granicach cofki. Zatrzymanie spływającego (napływającego) rzeką lodu doprowadzić może do przyspieszenia i równoczesnego utworzenia się zwartej pokrywy lodowej na długich odcinkach rzeki swobodnie płynącej.

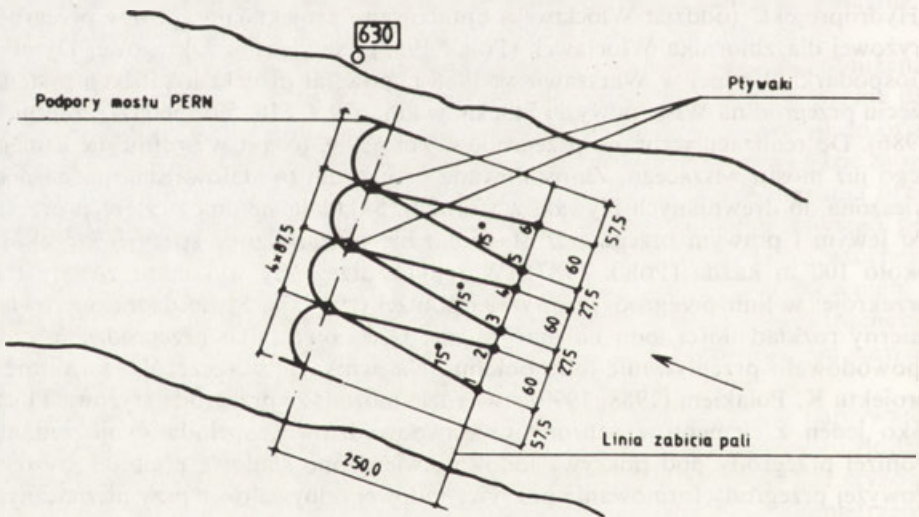
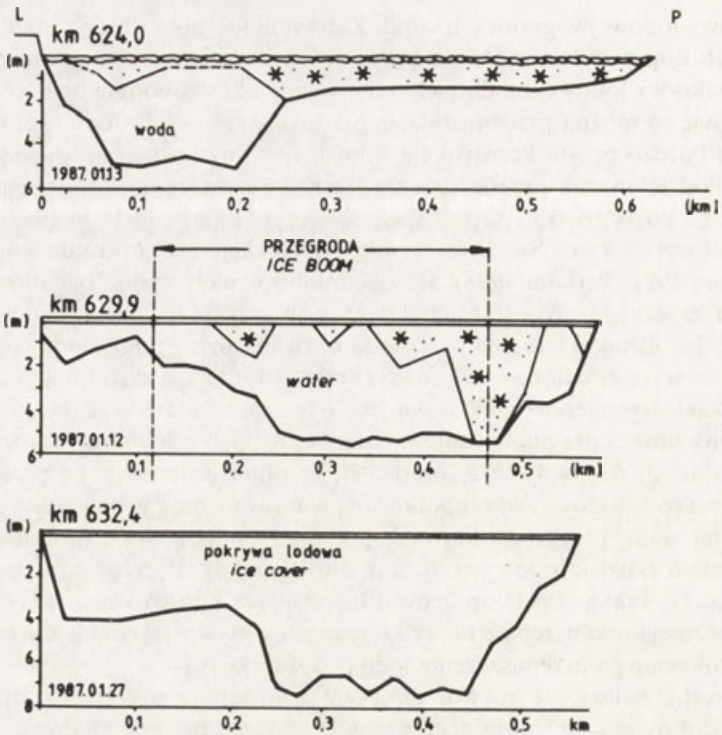
Osiągnąć to można przez instalację przegród śryżowych (lodowych) (Majewski 1988). Ta bardzo prosta konstrukcja składa się z liny nośnej podwieszanej do pływaków. Podzielona na przęsła przegradza rzekę i zatrzymuje spływający nią lód. Od 1920 r., kiedy to B.F. Groat (*vide* Bolsenga 1968) opisał zastosowanie przegrody lodowej na rzece Św. Wawrzyńca, konstrukcje przegród udoskonalono (*Ice Engineering* 1982; Perham 1988). Uwzględniono w nich wyniki badań nad hydrauliką lodu rzecznoego. W ostatnich latach powstały różne interesujące koncepcje przegród. Na uwagę zasługuje przegroda nazwana przez pomysłodawcę linkowym kolektorem śryżu (*frazil collector lines*) (Perham 1981). Ta ekstremalna konstrukcja w warunkach śryżogennej rzeki, jaką jest Wisła, powinna zdać egzamin. Do syntetycznej liny nośnej przymocowane są wiązki krótkich odcinków lin o zróżnicowanej pływalności. Aktywny śryż „osadza się” na linach, tworząc po przemarznięciu trwałą przegrodę lodową, wkomponowaną w uformowaną w niej pokrywę lodową.

Główną wadą przegród lodowych jest to, że muszą być zainstalowane przed wystąpieniem zjawisk lodowych, to jest w okresie gdy na rzece odbywa się jeszcze nawigacja. G. Tsang (1981) opracował interesującą konstrukcję bramy w przegrodzie. Umożliwia ona przejście nie tylko jednostek pływających, ale i przeprowadzenie kontrolowanego przepuszczenia lodu w dół rzeki.

Podkreślić należy, że rozwój pokrywy lodowej na przegrodzie lodowej (*ice boom*) podobny jest do frontalnego rozbudowywania pokrywy lodowej na barierze lodowej (*ice bridge*).

W 1974 r. w Centralnym Biurze Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” (oddział Włocławek) opracowano projekt koncepcyjny przegrody śryżowej dla zbiornika Włocławek (Polak 1987). Na zlecenie Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej w Warszawie w 1986 r. powstał projekt lokalizacji systemu pięciu przegród na Wiśle powyżej Płocka, w km: 629,9, 610, 591, 560 (*Hydroprojekt* 1986). Do realizacji wybrano przegrodę w km 629,9, to jest w profilu nie istniejącego już mostu wiszącego. Zainstalowana przegroda, to stalowa lina nośna podwieszona do drewnianych pływaków (fot. 24). Składała się ona z czterech przęseł. Po lewym i prawym brzegu pozostawiono nie przegrodzone strefy o szerokości około 100 m każda (Polak 1987). W rejonie przegrody wykonane zostały trzy przekroje: w linii przegrody, powyżej i poniżej (ryc. 37). Stwierdzono nierównomierny rozkład ilości lodu na przegrodzie. Częściowe tylko przegrodzenie rzeki spowodowało przepływanie lodu bokami. Nie wnikając w szczegóły, za autorem projektu K. Polakiem (1988, 1990) stwierdzić można, że przegroda śryżowa Płock, jako jeden z elementów ochrony przeciwpowodziowej, spełniła swoje zadanie. Poniżej przegrody pod pokrywą lodową stwierdzono śladowe podbitki śryżowe. Powyżej przegrody formowanie pokrywy lodowej odbywało się przy nieznacznych przyrostach stanów wody. Przegroda nie dała oznak zatorogennych.

W sezonie zimowym 1987/88 zainstalowano ponownie przegrodę w km 629,9. Jej skuteczność porównywalna była z poprzednim sezonem (fot. 23). Powyżej przegrody uformowała się pokrywa lodowa z luźno zamrażniętych i lekko stłoczonych krążków śryżowych. Miąższość podbitek sięgała 2,5—3,0 m. Poniżej przegrody



Ryc. 37. Rozkład miąższości podbitek sryżowych w rejonie przegrody lodowej w Płocku, w styczniu 1987 r.

Fig. 37. Frazil deposits thickness distribution on the ice boom installed in upper part of reservoir

utrzymywał się rozległy obszar wolnego od lodu zwierciadła wody (fot. 23). Drugą przegradę rozpięto w rejonie Kępy Polskiej (km 607,13), to jest 22 km od przegrady w Płocku. Pracowała ona w warunkach rzeki swobodnie płynącej, przy niestabilnym dnie, znacznych obciążeniach liny nośnej oraz braku możliwości rozpięcia jej w okresie rozpadu pokrywy lodowej. Stabilizacja pokrywy lodowej była znacznie utrudniona (fot. 47). Krążki śryżowe i niewielkie pola śryżowe przepływały luką pozostawioną przy lewym brzegu. Przegroda nie stanowiła przeszkody dla niewielkich krążków. Przepływały one zarówno nad jak i pod pływakami. Przegroda stanowiła natomiast przeszkodę dla spływających pól śryżowych. Niewielkie ich ilości wraz z małą wytrzymałością na ściskanie nie sprzyjały uformowaniu się zwartej i jednolitej pokrywy lodowej.

Dotychczas zebrany materiał faktograficzny dotyczący efektywności zastosowanych przegród śryżowych jest niewystarczający do wyciągnięcia daleko idących wniosków. Eksploatacja przegród przypadła na okresy z niskimi natężeniami przepływu (ok. 300—600 m³/s) i łagodnymi warunkami pogodowymi (tab. 5). Biorąc pod uwagę empiryczną zależność pomiędzy natężeniem przepływu i położeniem czoł zatorów (ryc. 30), stwierdzić należy, że strefa kontaktowa (zatorowa) znajdowała się w rejonie przegrady w Płocku (Grześ 1987b, 1988). Metoda przegród lodowych (śryżowych) jest obiecująca, wymaga jednak pewnych korekt konstrukcyjnych. Wobec braku innych możliwości i stosunkowo niskich kosztów, Okręgowa Dyrekcja Gospodarki Wodnej uznała przegrady za stały element ochrony przeciwpowodziowej zbiornika i Wisły powyżej. Eksploatacja przegród lodowych (śryżowych) musi być połączona ze szczegółowymi obserwacjami ilości i rodzaju lodu przez nie zatrzymywanego.

7. ROZWÓJ ZJAWISK ZATOROWYCH NA ODCINKU WISŁY PONIŻEJ STOPNIA WODNEGO WŁOCLĄWEK

Problem zjawisk lodowych, a zjawisk zatorowych w szczególności, w szeroko pojętym dolnym stanowisku stopnia wodnego Włocławek wymaga dokładniejszego omówienia. Jak już wcześniej stwierdzono, zagrożenie powodziami zatorowymi na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek odnotowano w pierwszych zimowych okresach jego eksploatacji. W dolnym stanowisku (na odcinku intensywnego oddziaływania stopnia) dopiero po 15 latach po raz pierwszy wystąpiła skomplikowana sytuacja zatorowa. Wyniki badań sytuacji zatorowych z zim 1984/85 i 1986/87 pozwalają zweryfikować dość powszechny pogląd, że jest to odcinek bezpieczny.

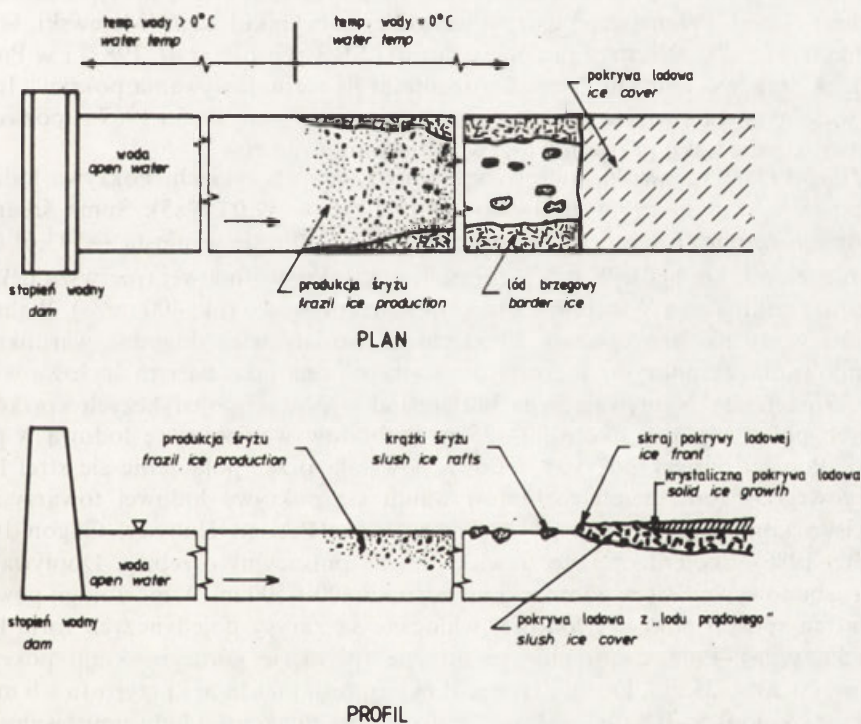
Badaniami objęty został odcinek rzeki od stopnia wodnego Włocławek (km 675) do Silna (km 718). Pomimo fragmentarycznej regulacji, odcinek ten uważa należy za nie uregulowany (*Monografia hydrologiczna Dolnej Wisły*, 1979). Szczytowo-interwencyjny rytm pracy elektrowni doprowadził do uformowania się 16-kilometrowego odcinka erozyjnego i odcinka akumulacyjnego położonego poniżej (Babiński 1986). Na odcinku erozyjnym z uwagi na wzrost średnicy ziarn budujących dno istnieją dogodne warunki do tworzenia się lodu dennego (Michel 1972). Przy szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni dobowe amplitudy stanów wody bezpośrednio poniżej stopnia sięgają 3 m (Babiński 1986). Wyraźny wpływ dobowego rytmu pracy elektrowni na pogłębianie koryta widoczny jest na odcinku 20—25 km (Babiński 1986). Znaczne wahania stanów wody wraz z krótkotrwałymi prędkościami przepływu utrudniają rozwój stałej pokrywy lodowej. Permanentne dziczenie koryta, widoczne między innymi w zmiennym i niestabilizowanym nurcie oraz w dużej ilości centralnych łach piaszczystych, wywołane jest pracą elektrowni wodnej. Taka morfologia koryta sprzyja formowaniu się barier lodowych (*ice bridge*), które mogą inicjować powstanie zatoru. Podkreślić należy, że nawigacja lodołamaczy w tych warunkach jest bardzo trudna, a często nawet niemożliwa, tak jak na przykład w końcu lutego 1985 r.

Za jedną z przyczyn braku pokrywy lodowej w dolnym stanowisku podaje się podwyższoną temperaturę wody wypływającej ze zbiorników (Paślawski 1970). Wpływ zbiornika Włocławek w tym przypadku jest znikomy. Wynika to z tego, że charakteryzuje się on dużą polimiksją i krótkim czasem całkowitej wymiany wody w zbiorniku, który wynosi przy średnim rocznym przepływie około 4,5 doby (Grześ 1983). Nie bez znaczenia jest fakt, że w zbiorniku każdej zimy zalegają duże ilości lodu w formie podbitek i zabitek. W nawiązaniu do teorii lodu prądowego J. Lambora (1948), czynnikiem sprzyjającym powstawaniu kryształków śryżu jest obecność jąder krystalizacji. Według J. Lambora (1948, 1959) Wisła należy do rzek wybitnie śryżogennych. Przeprowadzono próbę oceny roli zbiornika Włocławek w

zatrzymaniu rumowiska unoszonego. Wykazano, że w półtroczu zimowym zbiornik zatrzymuje około 50% ładunku zawiesiny (Grześ 1983), co może odgrywać pewną rolę w rozwoju zjawisk lodowych w dolnym stanowisku.

Blіsza charakterystyka hydrologiczna analizowanego odcinka rzeki jest trudna. Około 5 km poniżej stopnia (km 679,4) znajduje się limnigraf, następny wodowskaz oddalony jest o 44 km (Silno, km 749,1) od stopnia. Cennymi okazały się badania nad stanami wody przy ruchu nieustalonym, przeprowadzone przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (*Monografia hydrologiczna Dolnej Wisły*, 1979).

Przebieg zjawisk lodowych poniżej dużych budowli piętrzących nie był do tej pory dokładniej omawiany w polskiej literaturze. Wymagają one przeprowadzenia szczegółowych badań. Materiał zaprezentowany w niniejszym rozdziale jest zaledwie przyczynkiem. Do 1985 r. dominującą formą zlodzenia w profilu wodowskazowym Włocławek był lód brzegowy oraz pochod śryżu o niewielkiej koncentracji, nie przekraczającej 10—20% pokrycia zwierciadła wody (Grześ 1990). Najczęściej był to bezpostaciowy śryż. Wyraźne formy krążków obserwowano dopiero 6—7 km poniżej stopnia. Specyfikę warunków termiczno-lodowych panujących poniżej stopnia ilustruje schemat N.W. Paschke i H.W. Colemana (1986) (ryc. 38).



Ryc. 38. Schemat przebiegu zjawisk lodowych poniżej stopnia wodnego. Według N.W. Paschke i H.W. Colemana (1986)

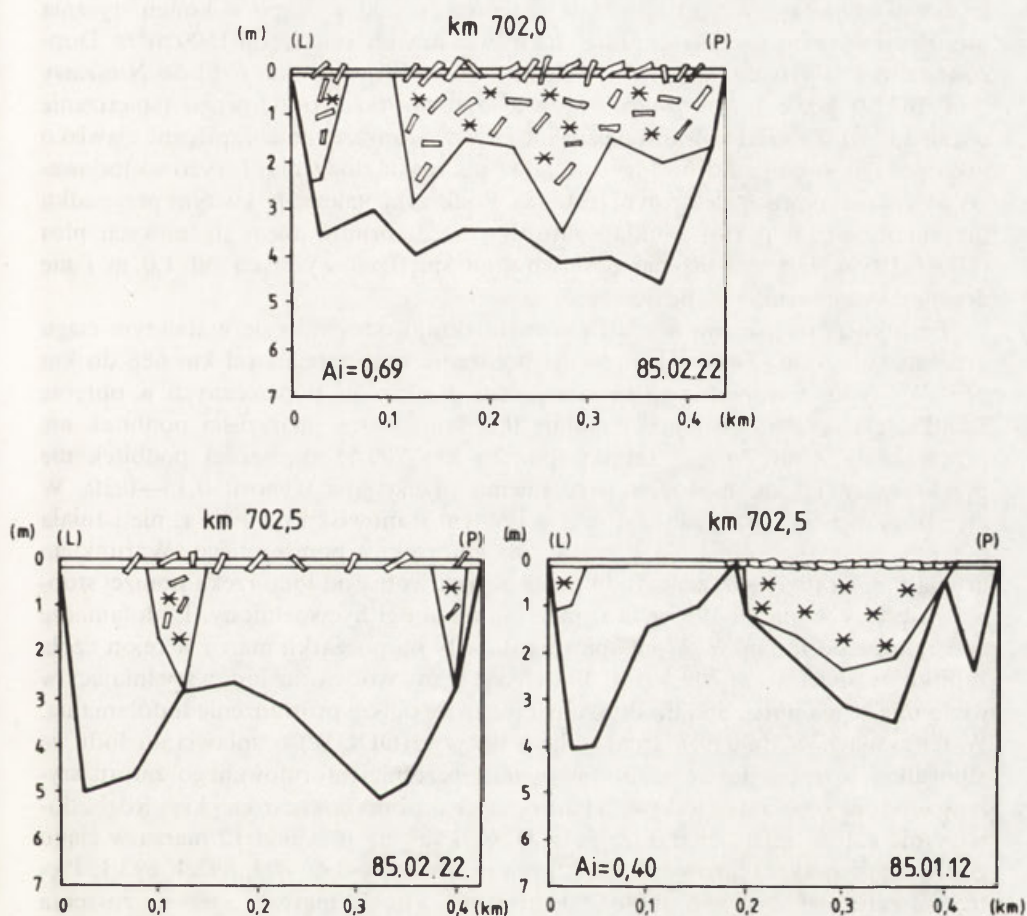
Fig. 38. Model of the ice cover formation downstream from the dam (after Paschke and Coleman, 1986)

Z punktu widzenia zagrożenia zatorowego, w przebiegu zjawisk lodowych poniżej stopnia istotne jest położenie skraju pokrywy lodowej. Określa on rozmiary wolnej od lodu rzeki. W zależności od warunków hydrometeorologicznych długość odcinka rzeki wolnego od lodu ulega ciągłej zmianie. Jednym z decydujących czynników jest reżim pracy elektrowni wodnej. W ciągu 20 lat pokrywa lodowa tylko dwukrotnie osiągnęła stopień wodny. Było to zimą 1985 i 1987 r. Od 1985 r. górny skraj występowania pokrywy lodowej w różnych sezonach zimowych zmieniał położenie od 3,7 do 14,2 km od stopnia (według informacji służb liniowych ODGW). W 1970 r. podczas przepływowej pracy elektrowni pokrywa lodowa była oddalona o 3,7 km od stopnia. Bariery śryżowo-lodowe utworzone na przemiałach i w miejscach lokalnych spadków prędkości przepływu ulegają rozpadowi w czasie szczytowo-interwencyjnej pracy elektrowni. W zasadzie nie obserwuje się dłuższych okresów przepływowej pracy elektrowni niż 3—4 dni, przy przepływie naturalnym 300—600 m³/s. Najdogodniejsze warunki do powstawania barier śryżowo-lodowych występują w km 698—700. W tym rejonie zaznacza się wyraźnie spłaszczenie fali wezbraniowej, wywołanej pracą elektrowni. Jest to też rejon przejścia z odcinka erozyjnego w akumulacyjny. Od inicjalnej bariery śryżowo-lodowej rozpoczyna się frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej w górę rzeki. Spośród wielu teorii frontального rozbudowywania się pokrywy lodowej przyjęto teorię B. Michela (1986). Przemawiają za tym wcześniejsze wyniki badań (Majewski, Grześ 1986; Grześ 1988). Niestety podobnie jak w ZSRR (Gotlib *et al.* 1983) i w Polsce również brak specjalnych obserwacji frontального rozbudowywania pokrywy lodowej w dolnym stanowisku. Badania przeprowadzone zimą 1985 i 1987 r. pozwoliły na stwierdzenie kilku prawidłowości w formowaniu zatorów.

Zimą 1984/85 zjawiska lodowe wystąpiły w dwóch cyklach. Pokrywa lodowa wystąpiła w drugim cyklu zlodzenia (14.12.1984 — 12.03.1985). Suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza w tym okresie wyniosła —543,6° C/n (Dobiegiewo, km 660). W czasie formowania pokrywy lodowej (pierwsza dekada stycznia) elektrownia Włocławek pracowała przepływowo (ok. 400 m³/s). Wahania stanów wody nie przekraczały 20-30 cm. Zaistniały więc dogodne warunki do uformowania się pokrywy lodowej. Pojawiła się ona jako bariera śryżowa w km 709,5 (przemiał). Napływający na barierę lód w postaci pojedynczych krążków i małych pól o średnicy około 20—25 m rozbudowywał pokrywę lodową w górę rzeki. Poniżej bariery pokrywa lodowa powstała przez połączenie się stref lodu brzegowego. Frontalnemu rozbudowywaniu się pokrywy lodowej towarzyszyło zjawisko kompresji gromadzącej się masy lodu (Pariset, Hausser, Gagon 1966; Michel 1986). Stwierdzono, że zjawisko to ma pulsacyjny przebieg. Dopływający lód rozbudowuje się w górę rzeki na odcinku 400—500 m. W morfologii powstałej w ten sposób pokrywy lodowej widoczne są zarysy pojedynczych form lodu (krążki, pola). Potem następuje gwałtowne spłynięcie górnego skraju pokrywy lodowej o 200—250 m. Dochodzi więc do kompresji mas lodu i przyrostu ich miąższości z około 0,5—0,8 do 2—3 m. Często wzrost miąższości lodu limitowany jest głębokością. Efektem kompresji jest zanik w morfologii pokrywy lodowej pojedynczych form lodu.

Opisane zjawisko powtarzało się trzykrotnie, a każde jego wystąpienie uwidocznione było w formie charakterystycznych jęzorów-lobów. Zaprezentowany wyżej

proces nazwany został przez E. Pariseta, R. Haussera i A. Gagona (1966) *periodic mechanical compression* lub przez B. Michela (1986) jako *shoving*. Zjawisko to obserwowane było przez N.W. Paschke i H.W. Colemana (1986) przy szerokości „strefy ściskania” powyżej 800 m. Trudno podjąć dyskusję na ten temat, szczególnie jeśli chodzi o wartości graniczne. Zmienność właściwości mechanicznych lodu, warunków hydraulicznych i meteorologicznych daje zapewne wiele kombinacji. Znalazło to potwierdzenie w wykonanych przekrojach poprzecznych (ryc. 39).



Ryc. 39. Przykłady profili poprzecznych zlodzonego koryta Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek” w rejonie zatoru lodowo-śrężowego w Nieszawie — zimą 1985 r.

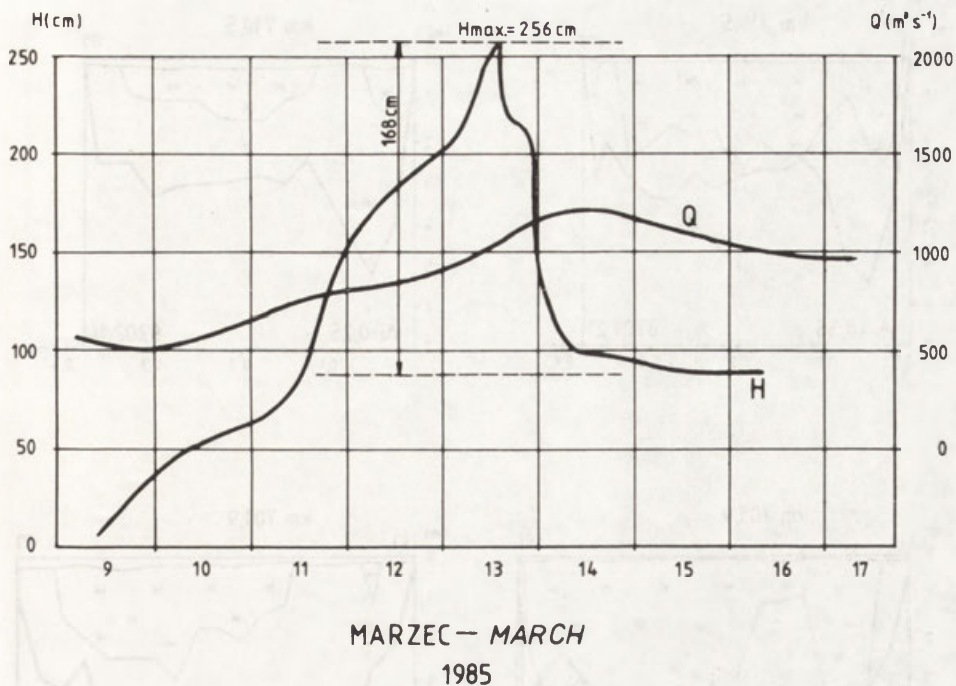
A_i — stopień wypełnienia koryta lodem (por. fot. 48)

Fig. 39. Examples of the cross-sections downstream the Włocławek Dam at the ice jam reach in Nieszawa vicinity — winter 1985

Stwierdzono, że w km 709,5—696 powstała rozległa zabitka śryżowa o układzie nurtowym. Doprowadziło to do zmiany układu nurtu na długich odcinkach rzeki. Miejsca formowania się nowego nurtu zaznaczyły charakterystyczne płonie (Grześ 1989). Zabitka śryżowa stanowiła doskonale podparcie dla spływających mas lodu. Powyżej km 696 w podbitkach i zabitkach lodowych stwierdzono znaczny udział kry o grubości do 10 cm. Tak wysoki udział kry spowodowany był krótkotrwałymi okresami szczytowej pracy elektrowni wywołującej podrywanie, pękanie i spływanie lodu brzegowego. Akumulacja lodu w tym rejonie miała charakter zatoru śryżowo-lodowego. Wzrost natężenia przepływów jaki wystąpił w końcu stycznia umożliwił wyraźną szczytową pracę elektrowni przepływem rzędu 1500 m³/s. Doprowadziło to do ruszenia lodu na odcinku od Bobrownik (km 696) do Nieszawy (km 702,6), gdzie uformowało się czoło zatoru śryżowo-lodowego (spiętrzenie około 1,0 m). Zaobserwowano niezwykle ciekawe i zarazem niebezpieczne zjawisko inkorporacji dwóch zatorów: śryżowego (z początku zlodzenia) i śryżowo-lodowego wywołanego pracą elektrowni (fot. 48). Podkreślić należy, że i w tym przypadku utrzymany został nurtowy układ zatoru wraz z formowaniem się nowych plos (Grześ 1989). Dlatego też nie obserwowano spiętrzeń wyższych od 1,0 m i nie doszło do zagrożenia powodziowego.

Po inkorporacji zatorów na ich górnym skraju odbywało się w dalszym ciągu gromadzenie lodu. Zmieniał on swoje położenie w przedziale od km 688 do km 687. W styczniu stopień wypełnienia lodem przekrojów poprzecznych w obrębie zabitki śryżowej wynosił maksymalnie 0,5. Największe miąższości podbitek nie przekraczały 3 m. Poniżej zabitki (poniżej km 709,5) miąższości podbitek nie przekraczały 1,5 m, a stopień wypełnienia przekrojów wynosił 0,15—0,20. W związku z brakiem pokrywy lodowej w dolnym stanowisku do 1985 r. nie istniała potrzeba koordynowania akcji lodowej na zbiorniku i poniżej niego. Warunkiem uruchomienia przepuszczenia lodu przez jaz jest wolna od lodu rzeka poniżej stopnia. Niestety w marcu 1985 r. warunek ten nie mógł być spełniony. Lodołamacze zmierzające od ujścia Wisły na zbiornik dotarły na początku marca w rejon czoła zabitki śryżowej w km 709,5 (fot. 49). Niskie stany wody oraz lód, wypełniający w wielu miejscach nurt rzeki do dna, uniemożliwiły dalsze prowadzenie lodołamania. W tej sytuacji w dniu 9 marca podjęto decyzję (ODGW) o spławianiu lodu ze zbiornika. Rozpoczęło się rozbudowywanie wcześniej uformowanego zatoru śryżowo-lodowego w zator lodowy, zbudowany z drobno pokruszonej kry. Rozbudowywanie zatoru miało charakter pulsacyjny. I tak na przykład 12 marca w ciągu godziny górny skraj pokrywy lodowej notowany był w km: 693, 692,4, 693,1. Piętrzenie zatorowe wyniosło około 200 cm i trwało do 13 marca, to jest do ruszenia zatoru (ryc. 40, fot. 29). Prędkość spływu spiętrzonej wody dochodziła do 1,5 m/s (Grześ 1990).

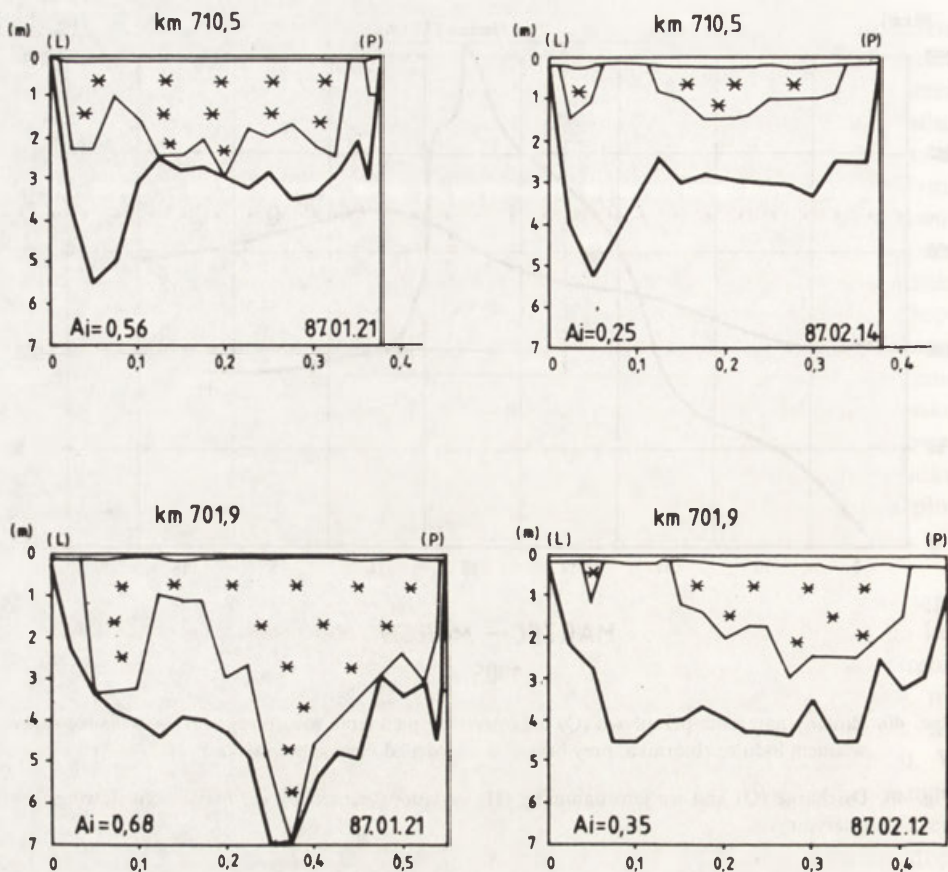
Do złożonej sytuacji lodowej doszło ponownie zimą 1986/87, która należała do najdłuższych w ciągu ostatnich 20 lat. Zjawiska lodowe trwały około 100 dni, a suma średnich dobowych ujemnych temperatur powietrza wynosiła —615,9°C/n. Fakt nieprzerwanego i długotrwałego, wynoszącego 46 dni, okresu ze średnimi dobowymi ujemnymi temperaturami powietrza zadecydował o tym, że zjawiska lodowe nie stworzyły poważnego zagrożenia powodziowego. W pierwszej dekadzie stycznia 1987 r. przy przepływie 300—400 m³/s elektrownia pracowała przepły-



Ryc. 40. Zmiany natężenia przepływu (Q) oraz przebieg piętrzenia zatorowego (H) wywołanego spławianiem lodu ze zbiornika, przy braku „drożności” dolnego stanowiska

Fig. 40. Discharge (Q) and ice jam damming (H) variations caused by ice masses out-flowing from reservoir

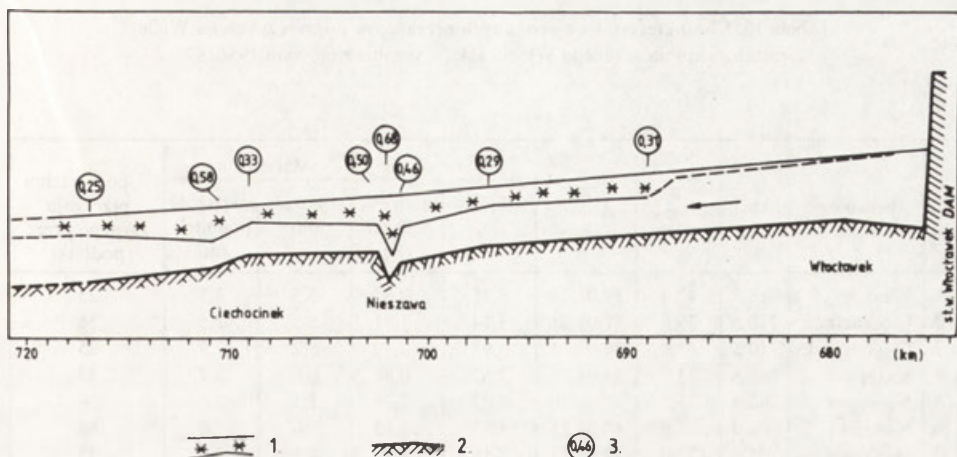
wowo. Podobnie jak w 1985 r. w rejonie Ciechocinka (km 710—714) uformowała się bariera śryżowa. Dała ona początek frontalnemu rozbudowywaniu pokrywy lodowej w górę rzeki. W końcu pierwszej dekady bariera osiągnęła km 687 (12 km poniżej stopnia). Najdłuższe formowanie pokrywy lodowej (3 dni) wystąpiło w rejonie Nieszawy (km 700—702). Znalazło to swoje odzwierciedlenie w ilości lodu zgromadzonego na tym odcinku rzeki (ryc. 41). W profilu Włocławek (km 679,4) pokrywa lodowa powstała 16 stycznia, a 17 stycznia osiągnęła stopień wodny. Na odcinku od stopnia wodnego (km 675) do km 687 pokrywa lodowa zbudowana była z gładkiego krystalicznego lodu. Powstała ona przez połączenie się stref lodu brzegowego. Ociepleniu w końcu pierwszej dekady lutego towarzyszył wzrost przepływów, elektrownia ponownie rozpoczęła szczytową pracę. Na odcinku około 4 km od stopnia w dół nastąpił rozpad pokrywy lodowej. W rejonie km 697—698 stwierdzono formowanie się zatoru lodowo-śryżowego. Podobnie jak w 1985 r. i tym razem przed prognozowanym ruszeniem lodu rozpoczęto akcję lodołamania, postępującą w górę rzeki. Tym razem również lodołamacze natrafili na bardzo trudne warunki lodowe i niewielkie głębokości. Pomimo rozległego zatoru, rozpoczęto spławianie lodu ze zbiornika. Sytuacja ta trwała zaledwie dwa dni, gdyż 21 lutego lodołamacze dotarły do stopnia.



Ryc. 41. Wybrane przekroje poprzeczne odcinka Włocławek (km 675) — Ciechocinek (711), wykonane w styczniu 1987 r.

Fig. 41. Selected cross-sections of the Vistula reach from Włocławek (km 675) to Ciechocinek (km 711) — measured January 1987

Pełniejszy obraz sytuacji łodowej w dolnym stanowisku stopnia uzyskano wykonując profil podłużny (ryc. 24). Zwrócić należy uwagę na fakt, że od pierwszego pomiaru do wykonania ostatniego przekroju upłynęło 25 dni. Dlatego też niektóre z nich należało powtórzyć. Profil podłużny (ryc. 42) traktować należy jako schemat, gdyż skonstruowany został na podstawie stosunkowo niewielkiej ilości danych (tab. 10). Jeżeli za kryterium wydzielenia zatoru przyjmiemy stopień wypełnienia przekrojów lodem, to cały odcinek rzeki od km 712 do km 689 (23 km długości) uznać należy za zator śryżowy w km 712—698 i śryżowo-lodowy w km 698—689. W okresie zalegania zatoru (zatorów) w jego budowie wewnętrznej zaszły istotne zmiany. I tak na przykład: w ciągu 24 dni w rejonie Ciechocinka wypełnienie przekroju poprzecznego uległo zmniejszeniu z 56% do 25%. Podobnie też było w rejonie Nieszawy, początkowe wypełnienie wynoszące 68% zmniejszyło się do 35%. Zmniejszeniu stopnia wypełnienia przekrojów lodem towarzyszył wzrost zwięzłości mas lodu, od luźnych do zwięzłych a miejscami zbitych.



Ryc. 42. Schematyczny profil podłużny Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”, styczeń — luty 1987 r.

1 — średnia miąższość podbitków śrężowych w przekroju poprzecznym, 2 — dno, 3 — stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem

Fig. 42. Scheme of Vistula longitudinal profile downstream from the Włocławek Dam — January/February 1987

1 — mean thickness of frazil deposits in cross-sections, 2 — bottom, 3 — degree of ice filling in cross-section

Z punktu widzenia zjawisk lodowych odcinek Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek podzielić można na cztery charakterystyczne fragmenty:

- I. Stopień wodny (km 675) — km 686—692. Panują tu utrudnione warunki hydrodynamiczne do formowania pokrywy lodowej. W okresach znacznych ochłodeń w dolnej części tego odcinka pojawia się bezpostaciowy śręż i wypływający ku powierzchni lód denny.
- II. Od km 686—692 do km 695—698. Typową formą zlodzenia są tu charakterystyczne krążki lodowe. Tworzą one efemeryczną pokrywę lodową.
- III. Od km 695—698 do km 701—702,5. Jest to odcinek predysponowany do tworzenia się zabitek śrężowych, wykazujących wszystkie cechy zatorów śrężowych.
- IV. Od km 701—702,5 do km 718. Pokrywa lodowa tworząca się na tym odcinku zbudowana jest zwykle ze stłoczonych krążków lodowych z podbitkami o miąższości do 2 m.

Wydzielone odcinki odpowiadają warunkom hydrodynamicznym przy średniej niskiej wodzie (SNW) i przy przepływowej pracy elektrowni. W okresach szczytowej pracy elektrowni lód z odcinka II sływa w rejon odcinka III i tworzy zator śrężowo-lodowy. Przy średnich i niskich stanach istnieje wyraźna zbieżność pomiędzy lokalizacją zatorów śrężowych i śrężowo-lodowych a położeniem strefy przejściowej pomiędzy odcinkiem erozyjnym i akumulacyjnym. Dotychczasowy stan wiedzy na temat zjawisk lodowych (zatorów w szczególności) w dolnym stanowisku stopnia Włocławek jest skromny. Wynika to z braku odpowiedniej liczby posterunków wodowskazowych i obserwacji o rozszerzonym profilu. Rytm pracy elektrowni Włocławek powinien być podporządkowany aktualnej sytuacji lodowej.

Tabela 10. Charakterystyka wykonanych przekrojów poprzecznych na Wiśle poniżej stopnia wodnego Włocławek, w sezonie zimowym 1986/87

Nr	Miejscowość	km	Odległość od stopnia w km	Data wykonania	Średnia		Maksymalna		% powierzchni przekroju zajętego przez podbitki
					głębokość (m)	miąższość podbitek (m)	głębokość (m)	miąższość podbitek (m)	
1.	Silno	717,8	42,9	88.01.21	3,25	0,81	5,5	3,5	25
2.	Ciechocinek	710,5	35,6	87.01.21	3,14	1,81	5,5	2,5	56
3.	Ciechocinek	710,5	35,6	87.02.14	3,03	0,79	5,2	1,9	25
4.	Siarzewo	708,8	33,9	87.01.20	2,62	0,86	6,0	3,7	33
5.	Nieszawa	702,4	27,5	87.01.20	2,72	1,36	5,5	2,6	50
6.	Nieszawa	701,9	27,0	87.01.21	4,17	2,85	7,0	7,0	68
7.	Nieszawa	701,9	27,0	87.02.12	3,55	1,23	4,5	3,0	35
8.	Nieszawa	701,5	26,6	87.01.21	3,55	1,55	6,5	3,5	46
9.	Bobrowniki	696,8	22,0	87.01.21	2,63	0,77	5,4	2,5	29
10.	Bógpomóż	689,2	14,3	87.01.22	2,68	0,81	4,4	2,5	0
11.	Włocławek	678,8	4,0	87.01.22	2,93	0	4,4	0	0

Niestety zachodzi niezgodność interesów pomiędzy energetyką a gospodarką wodną. Istnieje kilka możliwości sterowania przebiegiem zlodzenia rzeki w dolnym stanowisku stopnia wodnego (Gotlib *et. al.* 1983; Donczenko 1987). Wymagana jest pełna koordynacja pomiędzy służbami śledzącymi przebieg zlodzenia rzeki (inspektoraty ODGW) oraz doбором optymalnego reżimu pracy elektrowni wodnej.

8. ZJAWISKA LODOWE A MORFOLOGIA KORYTA

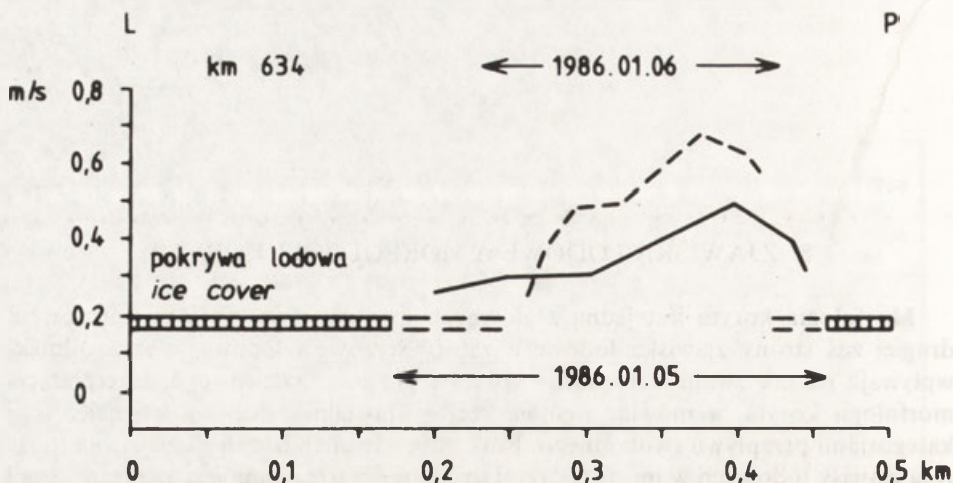
Morfologia koryta jest jedną z głównych przyczyn tworzenia się zatorów. Z drugiej zaś strony zjawiska lodowe a zatory śryżowe i lodowe w szczególności wpływają na tak zwane deformacje koryta i poziomu zalewowego. Interpretacja morfologii koryta, a mówiąc ogólnie rzeźby fluwialnej, odbywa się najczęściej kategoriami przepływu swobodnego. Brak odpowiednich badań złożył się na to, że rola zjawisk lodowych w morfotwórczej działalności uznawana jest za nieznaczną i przez to nie docenioną. Szczególna rola zjawisk lodowych wynika z odmienności warunków przepływu w okresie zlodzenia (Majewski 1987). Wyniki badań przeprowadzonych w latach 1982—1987 umożliwiły bliższe poznanie tego problemu.

Wyjściowym kryterium w ocenie roli zjawisk lodowych jest czas ich trwania, natężenie przebiegu oraz struktura zlodzenia. Struktura zlodzenia dolnej Wisły przedstawia się następująco: faza formowania pokrywy lodowej obejmuje 0,2—0,3, faza zalegania 0,6—0,7 oraz faza rozpadu 0,1—0,2 całkowitego czasu trwania zjawisk lodowych. W każdej wymienionej fazie, na skutek zmian warunków przepływu, zachodzą charakterystyczne procesy fluwialne, będące efektem pojawienia się różnych form zlodzenia. Ściśle określone formy zlodzenia są efemerycznymi formami korytowymi.

8.1. FAZA FORMOWANIA POKRYWY LODOWEJ

W pierwszej kolejności na rzece pojawia się lód brzegowy. Zachodzi to w tych strefach koryta, gdzie prędkości przepływu nie przekraczają 0,25—0,30 m/s. Wraz z rozszerzaniem się stref lodu brzegowego (również wokół kęp i piaszczystych odsypów) dochodzi do przyrostu prędkości przepływu w wolnej od lodu części przekroju. Zjawisko to ilustruje rycina 43. Obserwacje terenowe, zwiad lotniczy oraz analiza zdjęć lotniczych wykazały, że przy określonym przepływie strefy lodu brzegowego wyznaczają optymalną trasę nurtu rzeki. W przypadku długotrwałego utrzymywania się stref lodu brzegowego, w wolnym od lodu nurcie występuje nieznaczną erozja. Badania przeprowadzone na testowym odcinku w rejonie Dobrzykowa (km 620—625) wykazały, że pogłębienie nurtu dochodzić może do kilkudziesięciu centymetrów. Opisany proces trwa do czasu całkowitego pokrycia rzeki lodem.

Prawie równocześnie z rozbudowywaniem się stref lodu brzegowego pojawiają się różne formy lodu mobilnego. Jedną z pierwszych dobrze widocznych form lodu mobilnego, pojawiającego się w turbulentnym strumieniu, są różnej wielkości (od kilku do kilkunastu centymetrów średnicy) bryłki ciemnego gąbczastego lodu. Jest to głównie lód denny, który po osiągnięciu „krytycznej masy wyporu hydrostaty-



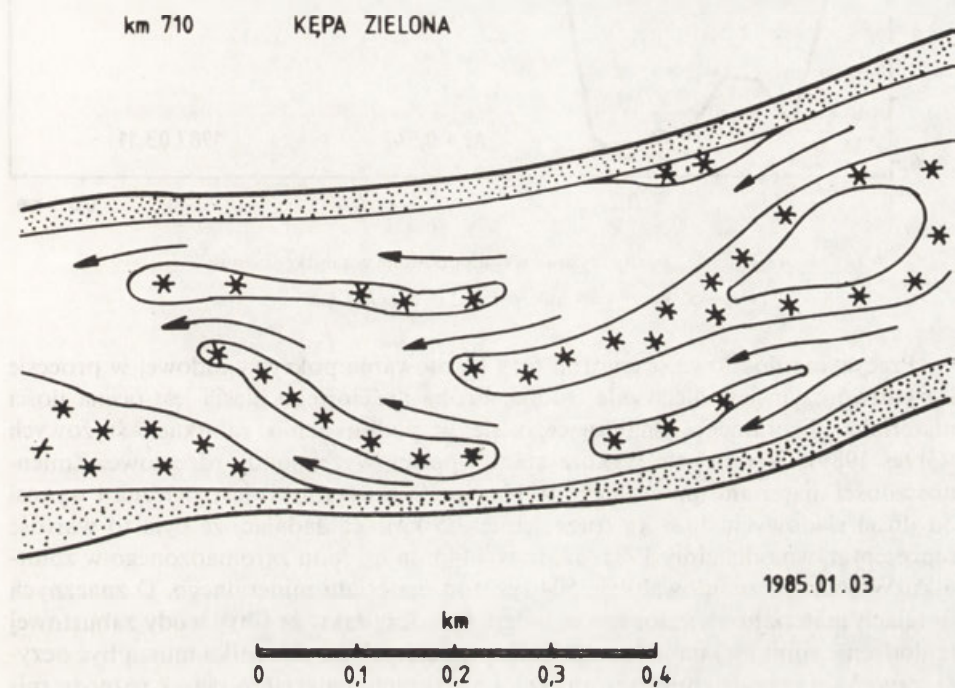
Ryc. 43. Przykład wpływu poszerzania stref lodu brzegowego na wzrost prędkości przepływu w nurcie

Fig. 43. Example of the border ice horizontal extend influence on the surface flow velocity increase

cznego” wpływa ku powierzchni. Barwę nadaje mu materiał denny, cecha ta według J. Lambora (1948) jest niezbitym dowodem miejsca powstania lodu. Lód denny w terminologii ludowej nazywany jest „sowami lodowymi”. Warto w tym miejscu zacytować piękny opis tego zjawiska autorstwa Stefana Żeromskiego (Wisła, Międzyz morze): „Gdy zaś i niziny obejmie ostry polski mróz i zewnętrzne zwierciadło rzeki ścina się w skorupę, podwodne sowy lodowe wstają z dna dźwigając w szponach swych ciężkie nieraz kamienie, które w sobie zamknęły, łączą się z lodem powierzchni i zamarzają w jedną warstwę niezłomną”.

Wypływający ku powierzchni lód denny tworzy łącznie ze śryżem, charakterystyczne krążki lodowe. Spływające rzeką krążki, łączące się w pola lodowe, przechwytywają wypływające grudki lodu dennego i lodu śródwodnego (śryż aktywny). W ten sposób osiągają miąższość do 1,0 m (Grześ 1985c). Podczas spływania, przy przejściu przez miejsca płytkie, te inicjalne podbitki ulegają zagęszczeniu i dodatkowemu wzbogaceniu w materiał denny. Na tą szczególną formę transportu fluwalnego zwraca uwagę D.G. Smith (1980). Krążki śryżowe biorą udział w rozbudowywaniu stref lodu brzegowego do frontального rozbudowywania pokrywy lodowej. Strefa dobudowywania lodu brzegowego ulega wielokrotnym zmianom poprzez przycinanie i przymarzanie, tworząc cały system linii ścicia (MacKay, Shearston, Arnold 1974). Wielokrotnie stwierdzono, że linie ścicia (*shear lines*) znaczą miejsca wyraźnego wzrostu głębokości i zmiany miąższości podbitki. Lód brzegowy stwarza szczególne warunki hydrodynamiczne, stanowiąc przejście progowe od przepływu swobodnego do przepływu z pokrywą lodową (Smith 1980). Nieodłącznym elementem formowania pokrywy lodowej na Wiśle są tak zwane łachy śryżowe (fot. 16, 17). Mechanizm ich powstawania jest dość złożony i nie jest jeszcze do końca wyjaśniony. Zmienna morfologia dna wraz ze zmienną koncentracją lodu w przypowierzchniowej warstwie i w masie wodnej doprowadza do podziału rzeki na kilka strug. Podział ten pogłębiany jest dodatkowo przez fakt, że

poszczególne formy lodowe (od kryształów po pakiety lodowe) zależnie od kształtu i wielkości spływają z różną prędkością. Różnice prędkości (powierzchniowych) wynosiły od wartości bliskich 0 do 1,2 m/s, dając w efekcie powstanie łachy śryżowej. Często powstanie łachy śryżowej inicjuje lokalne „zakotwiczenie” spływających pakietów lodowych, których miąższość dochodzi często do 2 m. Nie można wykluczyć też roli jaką odgrywa nagromadzenie lodu dennego (brak takich obserwacji). W zaprądowej części piaszczystych odsypów powstają „warkocze” lodu stabilnego o długości do kilkuset metrów. Dla przykładu na rycinie 44 przedstawiono

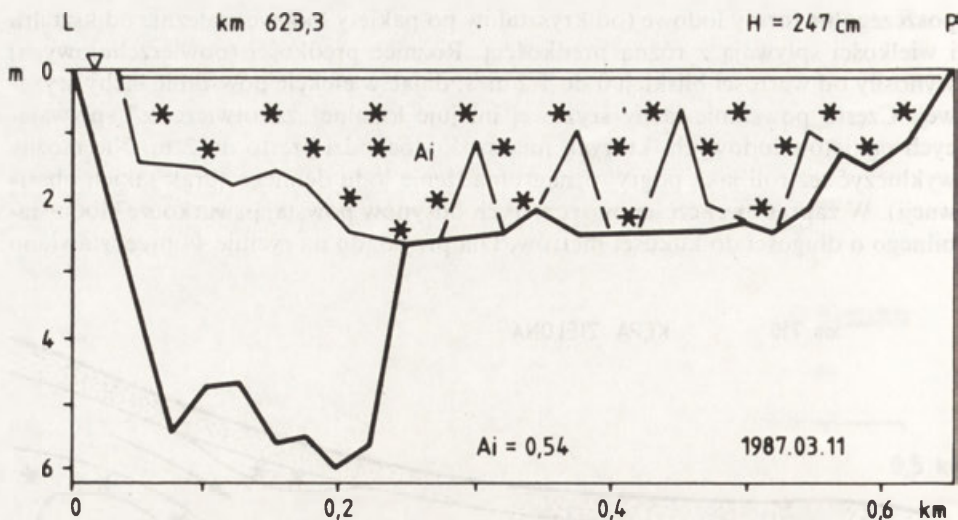


Ryc. 44. Układ łach śryżowych w rejonie Ciechocinka

Fig. 44. Spatial distribution of frazil bars in Ciechocinek vicinity

układ łach śryżowych i warkoczy lodowych w rejonie km 710, zimą 1984/85. Według D.f. Lawsona, E.F. Chacho i B.E. Brocketta (1986) łachy śryżowe pełnią podobną rolę w rzece roztokowej jak łachy piaszczyste i kępy. Podkreślić należy, że koryto rzeki ulega podziałowi na kilka subkoryt często o pionowych ścianach. Dno subkoryt podlega erozji. W poszczególnych subkorytach może dochodzić do frontального rozbudowywania pokrywy lodowej. Często podział koryta utrzymuje się do rozpadu pokrywy lodowej. Na rycinie 45 przedstawiono przykład przekroju poprzecznego koryta, gdzie zaznaczają się wkomponowane w zabitkę śryżową łachy śryżowe.

Należy wspomnieć, że wyżej przedstawione zjawisko zauważył wcześniej W. Mamak (1958), nie podaje on jednak żadnego jego opisu.



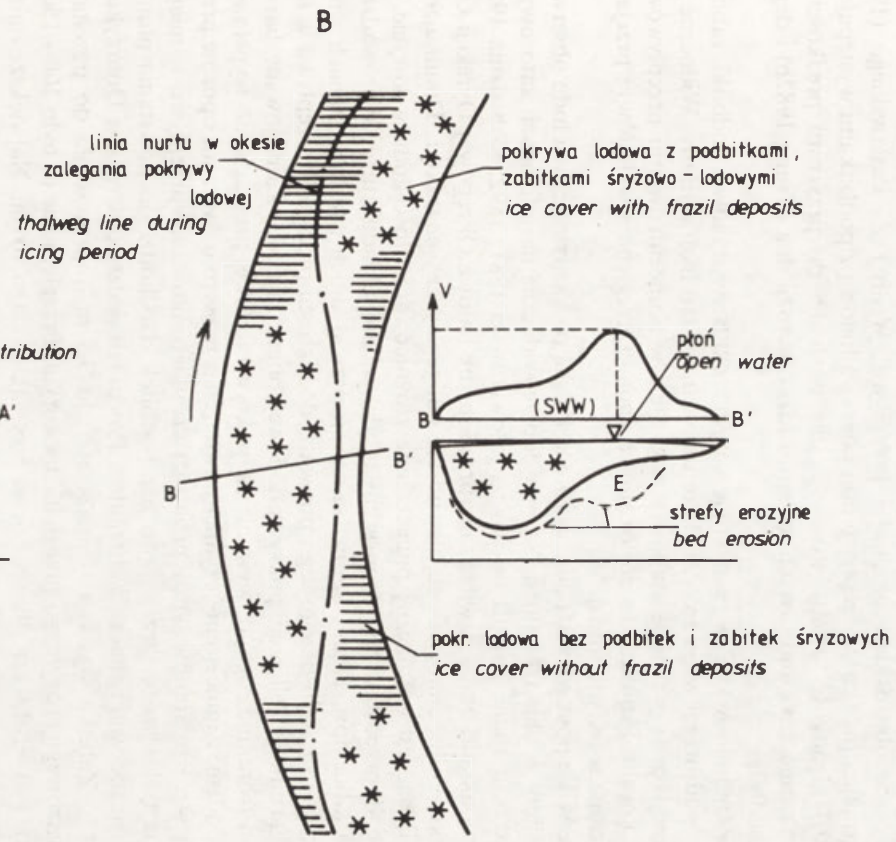
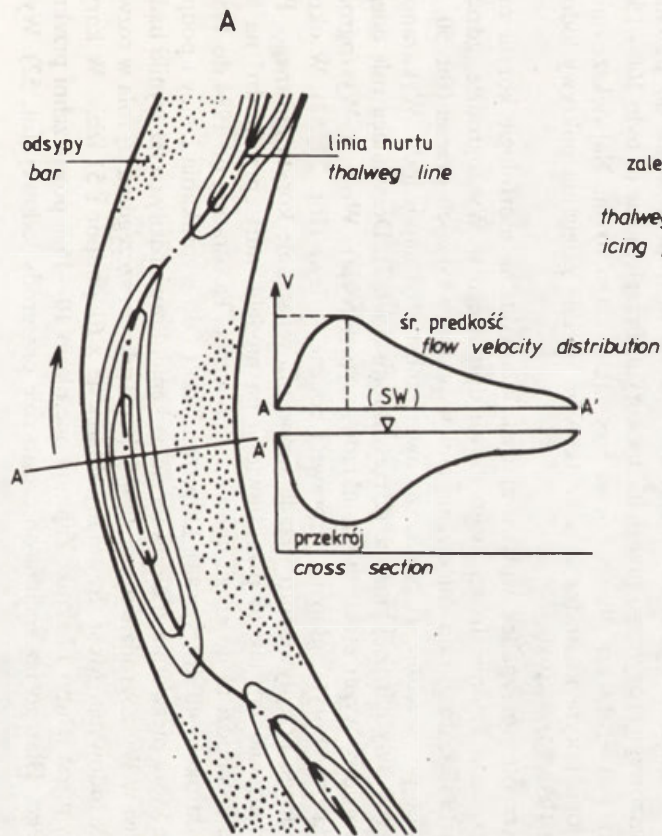
Ryc. 45. Łachy śryżowe wkomponowane w zabitkę śryżową

Fig. 45. Frazil bars incorporated in hanging dam

Precyzyjna ilościowa ocena roli fazy formowania pokrywy lodowej w procesie korytotwórczym jest niezwykle trudna. Próbą ilościowego ujęcia jest ocena ilości materiału mineralnego, znajdującego się w podbitkach i zabitkach śryżowych (Grześ 1989). W tym celu wykorzystano opisane wyżej sondy rdzeniowe. Zmienność ilości materiału mineralnego w 1 m^3 podbitki (zabitki) jest znaczna i wynosi od ilości śladowych do 8 kg (przeciętnie $3,5 \text{ kg}$). Zakładając, że była to wartość reprezentatywna dla zimy 1981/82, to w 144 mln m^3 lodu zgromadzonego w zbiorniku Włocławek znajdowało się 504 tys. ton materiału mineralnego. O znacznych ilościach materiału uwięzionego w lodzie świadczy fakt, że filtry wody zaburtowej (chłodzenie silników) na lodołamaczach pracujących na zbiorniku muszą być oczyszczane 2—3 razy dziennie. Gromadzący się w nich materiał to piasek różnoziarnisty z przewagą ziarn drobnych (76% obejmuje frakcja $0,6\text{—}0,10 \text{ mm}$). W nowych konstrukcjach lodołamaczy uniknięto tej niedogodności, stosując zamknięty obieg chłodzenia. Opisana wyżej forma transportu fluwialnego zdaniem D.G. Smitha (1980) odgrywa znaczącą rolę.

8.2. FAZA ZALEGANIA POKRYWY LODOWEJ

Powstaniu pokrywy lodowej towarzyszy gwałtowna zmiana warunków przepływu. Tak jak to podkreśla W. Majewski (1986), wywołana jest ona zmniejszeniem czynnej powierzchni przepływu oraz prawie dwukrotnym wzrostem obwodu zwilżonego, na którym występują określone opory przepływu. Z badań autora wynika, że wzrost obwodu zwilżonego często bywa większy niż dwa razy. W. Majewski uważa, że wzrost oporów przepływu jest wyższy niż to wynika z przyrostu obwodu zwilżonego. Wiąże się to ze skomplikowanym kształtem dolnej powierzchni podbitek. Wystąpienie pokrywy lodowej wraz z podbitkami zmienia w



Ryc. 46. Schemat zmian układu nurtu w okresie zalegania pokrywy lodowej na rzece

Fig. 46. Model of the thalweg position changes during ice cover period

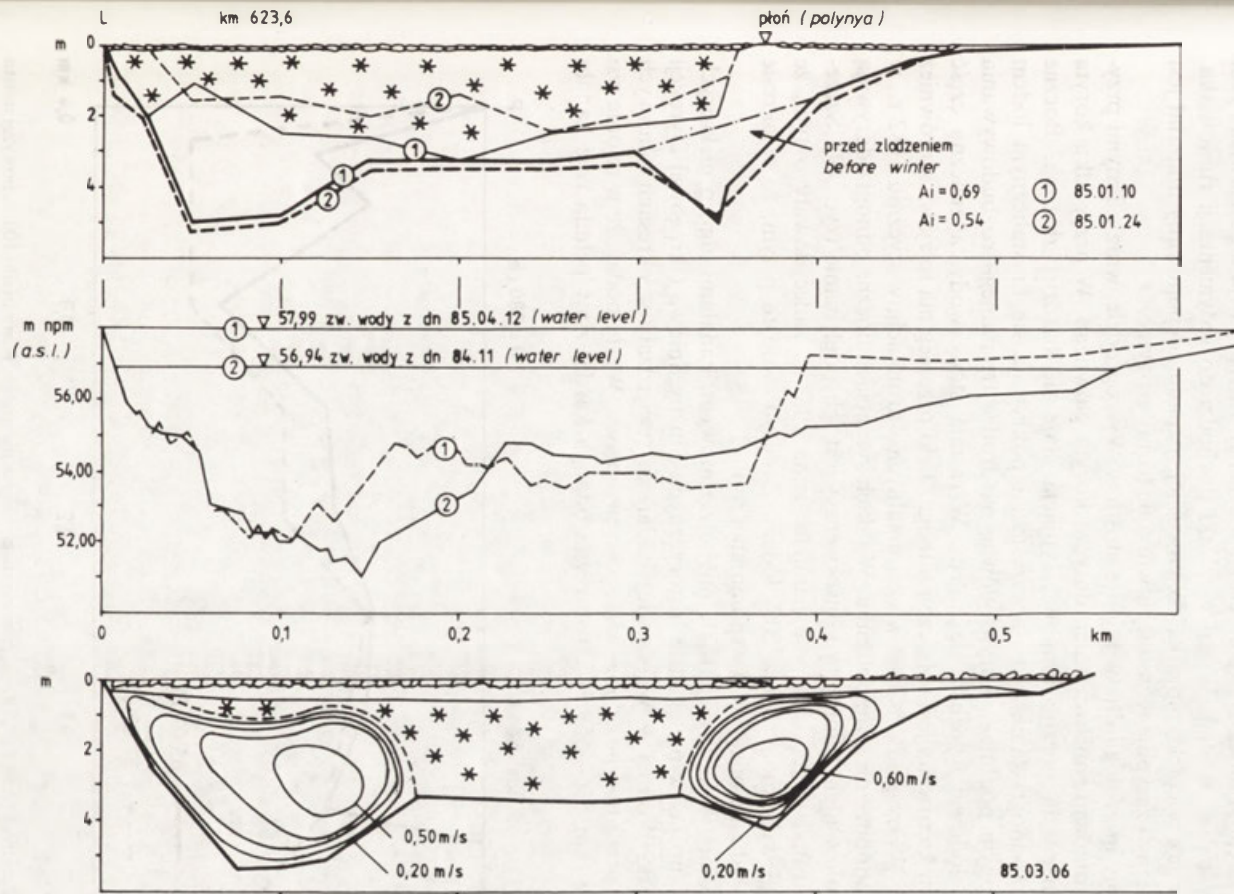
istotny sposób rozkład prędkości przepływu. Według Z. Paślawskiego (1970) maksymalna prędkość przepływu pod pokrywą lodową z podbitkami występuje na 0,4—0,7 głębokości pionu. Równocześnie dochodzi do przyrostu prędkości na powierzchniach kontaktowych, co prowadzi do erozji dna (Tsang 1982b) i degradacji podbitek.

„Wkomponowane” w morfologię koryta rzeki łachy śryżowe, podbitki, zabitki i strefy lodu brzegowego tworzą skomplikowany układ hydrauliczny. Widoczne jest to nie tylko we wzroście stanów wody, ale i w skoncentrowaniu przepływów w części koryta. Prowadzi to do lokalnych zmian (przegłębień-wybojów) i przejawia się w zmianie układu nurtu.

Na Wiśle pomiędzy Modlinem i Kępą Polską po każdym zejściu lodu obserwuje się zmiany w układzie nurtu. Są one dobrze widoczne na odcinkach zatorowych. Zjawisko to znane jest już od dawna (Słowikowski 1881, 1892; Kobędzina 1954). Zmiany układu nurtu, stwierdzane przez służby liniowe Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej, mają z całą pewnością poligenetyczny charakter. Dominującym czynnikiem jest tu znaczne przestrzenne zróżnicowanie ilości lodu w korycie. Na rycinie 46 przedstawiono empiryczny model zmiany układu nurtu. Wprowadzono w nim kilka uproszczeń. Sprawdza się on przy średnich i niskich stanach wody. Pojawienie się lodu brzegowego prowadzi do wzrostu prędkości przepływu w nurcie. Warunki stabilizacji pokrywy lodowej pogarszają się. Zainicjowane barierą lodową frontalne rozbudowywanie się pokrywy lodowej prowadzi do wypełnienia nurtu lodem. Zmniejszenie czynnej powierzchni przekroju, wzrostu oporów przepływu i wzrostu stanów wody prowadzi do ukierunkowania przepływu w miejsca pokryte tylko lodem brzegowym bez podbitek. Dochodzi do powstania płoni w pokrywie lodowej i znacznej erozji dna. Proces ten śledzono w rejonie Dobrzykowa (ryc. 47). Zabitka śryżowa o miąższości do 3,5 m doprowadziła do powstania dwumetrowego erozyjnego przegłębienia koryta. Przegłębienie to było 100—150 m szerokie i około 1,0 km długie. Forma powstała w ciągu 10 dni. Największe zmiany morfologii koryta zachodzą w początkowym okresie zalegania pokrywy lodowej (Melin 1954; Grześ 1989).

Szczególny przypadek wpływu zjawisk lodowych na morfologię koryta zaobserwowano w rejonie drewnianego mostu drogowego w Wyszogrodzie, gdzie 20 lutego 1987 r. doszło do zniszczenia izbicy, podpory i dwóch przęseł (fot. 50, 51). Uważano powszechnie, że przyczyną awarii mostu był napór lodu. Wykazano, że przyczyny były bardziej złożone (Grześ, Babiński 1987). Decydującą rolę odegrał tu omówiony wyżej efekt zmian układu nurtu (erozja). Wisła w Wyszogrodzie posiada dwa koryta: główne — prawe i boczne — lewe (fot. 20, 52). W okresie swobodnego przepływu nurt układa się po prawej stronie koryta głównego. Podczas zlodzenia, tak jak to przedstawiono na modelu, nurt „przechodzi” na lewą stronę. Dochodzi tu do erozji dna i erozji bocznej. Ta ostatnia od 1984 do 1987 r. wyniosła około 40 m (ryc. 48). Doprowadziło to do wypłukania izbicy i podpory mostu, która pierwotnie znajdowała się na kępie. Potwierdziły to też wyniki badań.

Most w Wyszogrodzie to szczególna konstrukcja i szczególna jej rola w rozwoju zjawisk lodowych. Most drewniany składa się z 61 podpór i 51 izbicy. W korycie głównym jest ich po 17 sztuk. Zajmują one około 10—15% powierzchni przekroju czynnego. Dlatego też spełnia on często rolę przegrody lodowej (fot. 52). Wystę-



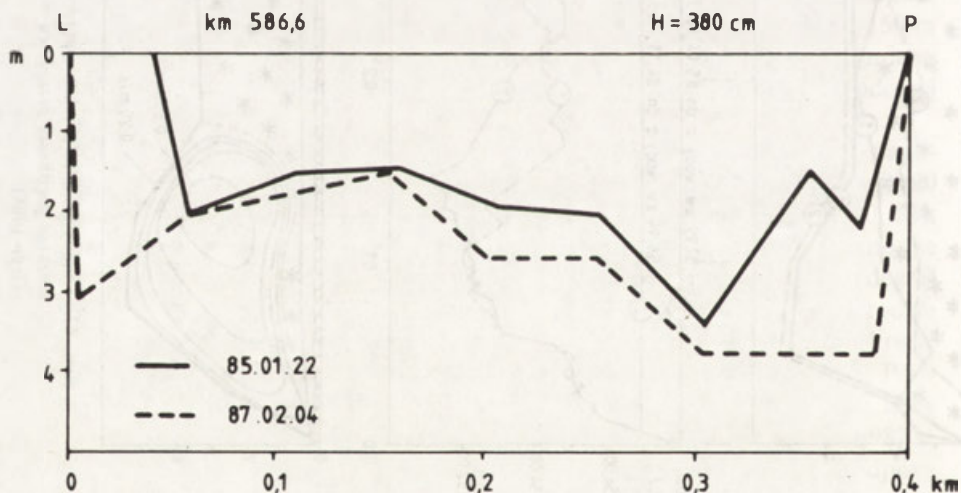
Ryc. 47. Zmiany kształtu przekroju poprzecznego koryta wywołane podziałem i blokadą lodową nurtu. Rozkład prędkości przepływu w wolnej od lodu części przekroju czynnego (wg W. Majewskiego 1986)

Fig. 47. Cross-section changes caused by the effect of sub-ice channels currences and channel ice blocked. Flow velocity distribution under the frazil deposits (after Majewski, 1986)

puje to w sytuacjach, gdy rzeką spływają pola śryżowe o średnicy większej od 20 m. Poniżej mostu prawie zawsze utrzymują się rozległe płonie, podobnie jak poniżej przegrody. Jest to miejsce erozji, analogicznie do erozji na wypadzie upustu dennego. Występuje tu też zjawisko erozji wstecznej. Interpretacja tego zjawiska *post factum* jest dość trudna. W cofce zabutki dochodzi do sedymentacji rumowiska, podobnie jak w cofce zbiornika. W chwili jej rozpadu zdeponowany materiał jest uruchamiany i zasypuje wcześniej utworzone formy erozyjne.

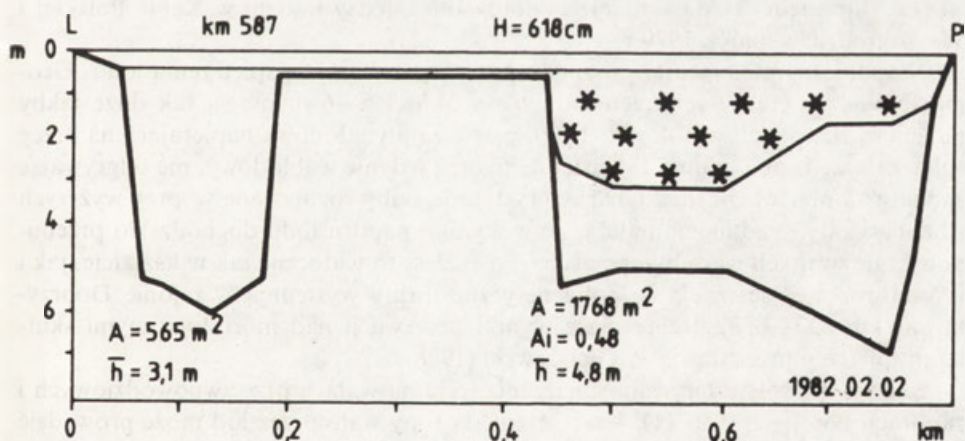
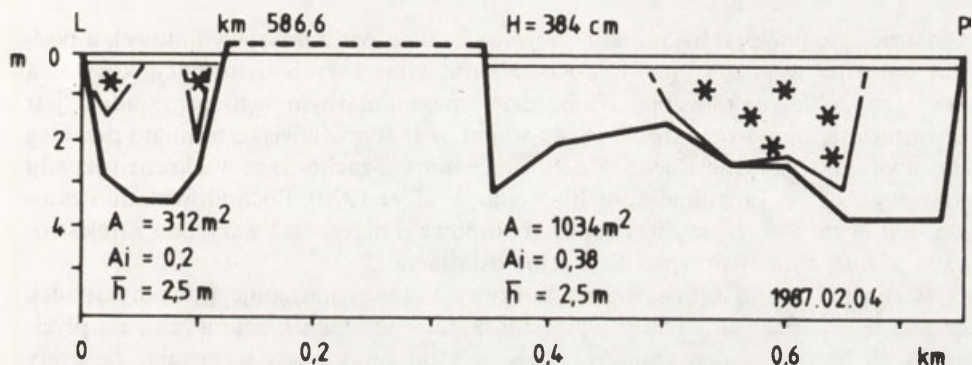
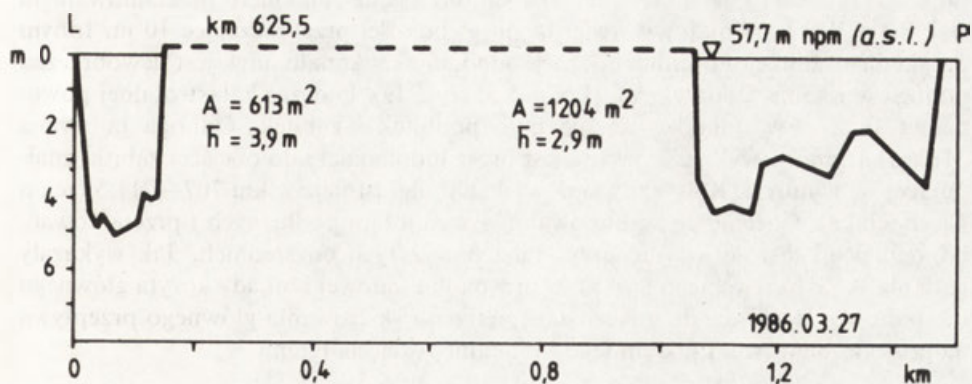
Zmiany morfologii dna w rejonie mostu w Wyszogrodzie, wraz z innymi przykładami omówionymi wcześniej, dotyczą koryta głównego. W przypadku koryta podzielonego na boczne ramiona, sytuacja staje się bardziej złożona. Boczne ramiona (odnogi) zamarzają najwcześniej i pokrywają się krystalicznym lodem pozbawionym podbitek. Koryto główne na drodze frontalnego rozbudowywania pokrywy lodowej wypełnia się lodem. Wzrastają stany wody, a znaczna część przepływu kierowana jest w boczną odnogę. Taki przebieg ma to zjawisko również w rejonie Wyszogrodu. Nawet w ekstremalnych warunkach, w styczniu 1982 r., w bocznej odnodze nie było podbitek. W takich sytuacjach boczne odnogi odgrywają rolę kanałów ulgi. Naturalną konsekwencją jest ich pogłębianie (ryc. 49). Szczególne warunki meteorologiczne panujące zimą 1987 r. zadecydowały o tym, że kanał ulgi wypełniony był w 20% lodem. Zadecydowało to o tym, że w okresie ruszania lodu nie odegrał on wspomnianej roli.

Na dolnej Wiśle istnieje wiele miejsc z zimowymi kanałami ulgi, o niektórych wspomniano już w przeglądzie historycznym. Służby liniowe Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej w Warszawie i Gdańsku stwierdzały w okresach zimowych przejście przez boczne odnogi większości przepływu. Warto podać, że w rejonie wsi Grochale (km 556—558,5) lewobrzeżna odnoga każdej zimy pełniła rolę kanału



Ryc. 48. Zmiany kształtu przekroju poprzecznego koryta głównego Wisły około 100 m powyżej mostu w Wyszogrodzie

Fig. 48. Cross-section shape changes of the main channel 100 m upstream from the bridge in Wyszogrod



Ryc. 49. Wybrane przykłady typowych dwudzielnych koryt, z tak zwanymi „zimowymi kanałami ulgi”

Fig. 49. Selected examples of the double channels with winters bypass channels

ulgi. W ramach regulacji (Wierzbiński 1986) odnogę tę zamknięto przetamowaniem w 1986 r. W czasie budowy stwierdzono głębokości przekraczające 10 m. Innym przykładem funkcjonowania bocznej odnogi jako kanału ulgi jest lewobrzeżna odnoga w rejonie Dobrzykowa (km 625,5) (ryc. 49). Podczas katastrofalnej powodzi w 1982 r. w odnodze tej nie było podbitek i zabitek. Odnoga ta zwana „Tokarką” często wykorzystywana jest przez lodołamacze do obejścia zabitek znajdującej się w nurcie. Klasyczny zimowy kanał ulgi istnieje w km 707—711,5 (rejon Ciechocinka). Obecnie po wybudowaniu systemu tam podłużnych i przetamowań, odnoga pełni tę rolę jedynie przy stanach wyższych od średnich. Jak wykazały badania P. Gierszewskiego (1988), w przypadku lodowej blokady koryta głównego i kanału ulgi dochodzi do znacznych spiętrzeń i skierowania głównego przepływu na poziom zalewowy. Efektem tego są lokalne rozcięcia terenu.

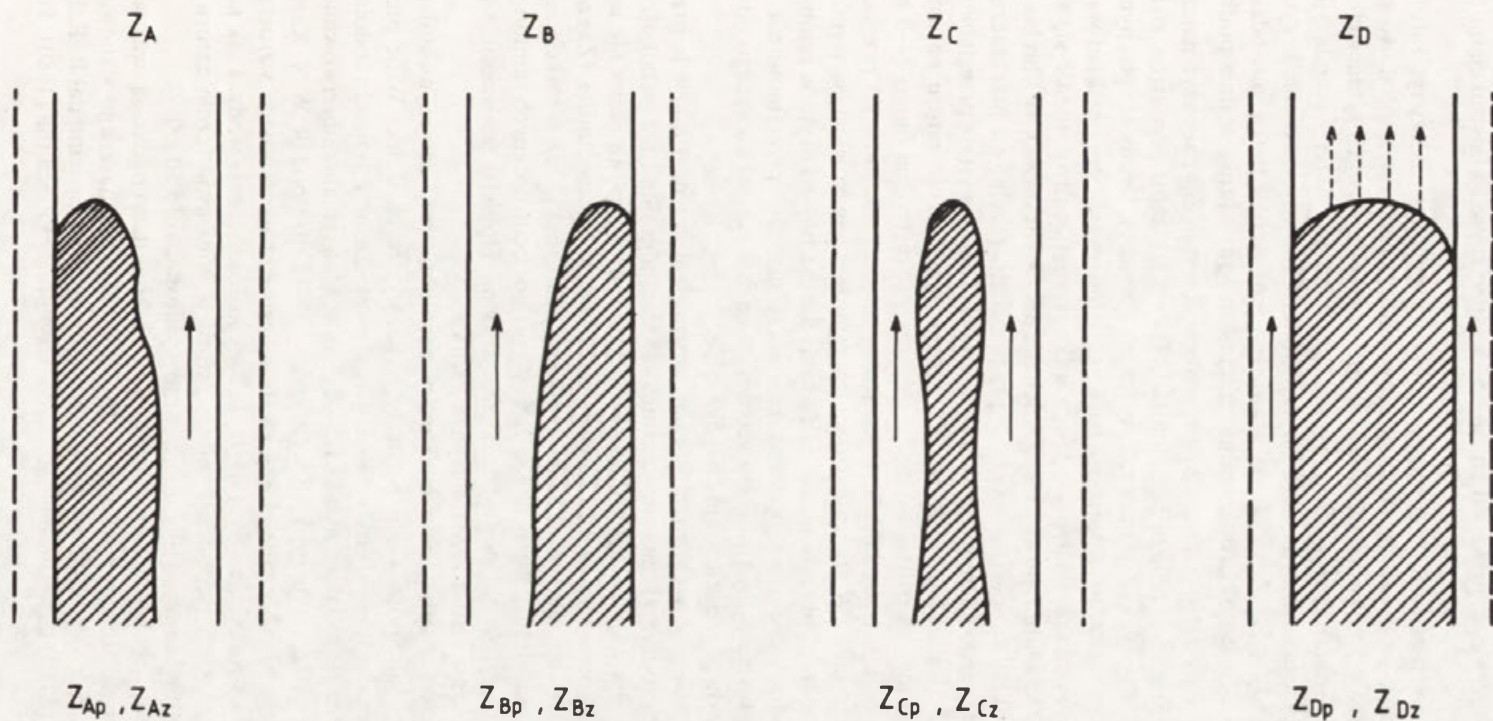
8.3. FAZA ROZPADU POKRYWY LODOWEJ

Istnieje ogólne przeświadczenie, że w okresie rozpadu pokrywy lodowej, a podczas zatorów w szczególności, dochodzi do największych deformacji koryta, a nawet zmian jego położenia. Najbardziej spektakularnym tego przykładem jest uformowanie się nowego ujścia Wisły w marcu 1840 r. Zjawisko to miało przebieg katastrofalny. Najczęściej jednak deformacje koryta zachodzące w okresie rozpadu pokrywy lodowej są trudne do uchwycenia (Walker 1970). Pochodowi lodu i zatorom lodowym towarzyszy wezbranie roztopowe. Dlatego też wszystkie zarejestrowane później zmiany przypisane są temu ostatniemu.

Bezpośrednio po uformowaniu pokrywy lodowej następuje powolny spadek stanów wody. Prowadzi to do wylegania lodu w strefach brzegowych i na płyciznach. W okresie poprzedzającym ruszenie lodu stany wody wzrastają. Ze strefy wylegania podrywany jest materiał. W przypadku gdy pokrywa lodowa wylega na budowach regulacyjnych, podrywane są duże fragmenty materaców faszynowych wraz z tłuczniami. Takie sytuacje odnotowano między innymi w Kępie Polskiej i Wyszogrodzie w marcu 1979 r.

Nieodłącznym elementem rozpadu pokrywy lodowej są spiętrzenia lodu. Geomorfologiczne efekty spiętrzeń lodu o wysokości 5—6 m nie są tak duże jakby można sądzić po ich wysokości. Tylko pierwsza płyta lodowa napierająca na brzeg spiętrza przed sobą materiał. Następne tworzą jedynie wał lodowy, nie odgrywając żadnej roli morfologicznej. Charakterystyczne skiby rozmywane są przy wyższych stanach wody. Nadmienić należy, że w wyniku naporu lodu dochodzi do przebudowy tak zwanych warg brzegowych (*levee*). Jest to widoczne tak w kształcie, jak i w budowie wewnętrznej. Te poligenetyczne formy występują w rejonie Dobrzykowa (km 622—623). Interesujące wyniki obserwacji nad morfologicznymi skutkami spiętrzeń przedstawia P. Gierszewski (1988).

Szczególną rolę odgrywają spiętrzenia lodu na wałach przeciwpowodziowych i zaporach bocznych (fot. 11). Uszkodzenie korony wału przez lód może prowadzić do powstania inicjalnej wyrwy w wale (Zajbert 1975; Grześ 1985b). Najskuteczniejszą metodą zapobiegania mechanicznym uszkodzeniom wałów przez lód jest odpowiednia zabudowa biologiczna podstawy wału (Kornacki 1972; Dębski 1978) i odpowiedni profil wału. W USA i Kanadzie miejsca o dużym zagrożeniu mechani-



Ryc. 50. Typowe układy zatorów na planie koryta (szczegółowe objaśnienia w tekście)

Fig. 50. Typical ice jams contours on the channel plane (additional explanations in the text)

czynnymi uszkodzeniami przez lód chronione są specjalnymi konstrukcjami (Michel 1984).

W analizie roli zatorów w deformacji koryta uwzględnić należy typ zatoru, jego układ na planie oraz wysokość spiętrzenia zatorowego. Zatory lodowo-sryżowe trwają na rzece od kilku do kilkunastu godzin, w wyjątkowych sytuacjach dłużej. Dlatego niniejsza analiza w znacznym stopniu ma charakter kompilacyjny. Na rycinie 50 przedstawiono charakterystyczne układy zatorów na planie koryta. Trzy pierwsze układy (Z_A , Z_B , Z_C) nie stwarzają groźnych sytuacji powodziowych. Dochodzi w nich do ukierunkowania przepływu i powstania w dnie podłużnych wcięć-rynien. Gdy zator zajmuje całą szerokość koryta (Z_D) rozważyć należy dwie sytuacje. Według terminologii S. Beltaosa (1981) są to: zator pływający, zwany też przypowierzchniowym (Z_{Dp}) oraz zakotwiczony (osiadły), zwany też głuchym (Z_{Dz}). Zarys dolnej powierzchni zatoru jest bardzo zróżnicowany. Na przykład wypełnienie przekrojów oddalonych od siebie o kilkadziesiąt metrów różnić się może o 30—50% (84/85 Dobrzyków, 85/86 Grochale, 86/87 Nieszawa). W obrębie zatoru funkcjonuje układ tuneli i subkoryt, z prędkościami przepływu przekraczającymi 2 m/s. Efektem tego są znaczne lokalne rozmycia dna. Powstałe przegłębienia sięgają 3—5 m. W przypadku zatoru Z_{Dp} erozja dna w czole zatoru narusza jego stabilność. Sytuacjom oznaczonym Z_{Dz} towarzyszą spiętrzenia około 2—3 m, sporadycznie 4—5 m (Grześ 1985c). W takich sytuacjach dochodzi do przekształceń zalewanych terenów. W styczniu 1974 r. w rejonie Kępy Polskiej, w wyniku blokady nurtu rzeka popłynęła terasą zalewową, drażąc nowe koryto w rejonie wału przeciwpowodziowego oraz podmywając wał i niszcząc przetamowania w km 604—604,5 (Śliwiński 1975). Efekty geomorfologiczne zjawiska zwanego obejściem zatoru obserwować można w km 567, 595 i 708.

W sytuacjach gdy w głównym korycie uformuje się zator, funkcje te przejmuje koryto boczne (odnoga), zwane wcześniej kanałem ulgi. Stąd też głębokości koryt bocznych bywają większe niż koryta głównego. Jest to typowa cecha nie uregulowanych odcinków rzeki, a zatorowych odcinków w szczególności (Zakroczym, Wyszogród, Drwały, Rakowo, Kępa Polska, Cieclocinek). Już w trakcie regulacji dolnego odcinka dolnej Wisły (XIX/XX w.) po odcięciu bocznych ramion stwierdzono wzrost zagrożenia powodziami zatorowymi. Dopiero po wcięciu się rzeki nastąpiła poprawa sytuacji (Matakiewicz 1920).

Przy wysokości spiętrzenia 2—3 m, w chwili ruszenia zatoru uwalniana jest ogromna energia. Sporadyczne pomiary wykazały, że na dolnej Wiśle prędkości przepływu sięgają 3,5—4,0 m/s. Obserwacje prowadzone z pokładu lodołamaczy (pomiar wzdłuż burty) dały wyniki 1,5—2,5 m/s. Maksymalne obserwowane prędkości przepływu rzek syberyjskich wynoszące 10—12 m/s podaje W.N. Karnowicz (1984). Niestety nie są znane efekty gwałtownego i krótkotrwałego wzrostu prędkości. Pewne wyobrażenie o tym może dać wielkość zmacenia wody. I tak na przykład, 18 lutego 1985 r. podczas zejścia zatoru w Nieszawie (czoło zatoru w km 701,5) koncentracja rumowiska unoszonego wyniosła około 50 g/l.

Stwierdzony po zejściu lodu relief dna rzeki jest wypadkową warunków z całego okresu zlodzenia. Wśród specjalistów brak jednoznacznego stanowiska na temat roli zjawisk lodowych w procesie fluwialnym. Przejaw temu dał R. Kallerhals i M. Church (1980) ustosunkowując się do artykułu D.G. Smitha (1980). Pomimo

dużych trudności natury metodycznej należy podjąć szeroko zakrojone badania. Wyniki ich umożliwią lepsze poznanie poligenyzy dolin, będą też pomocne w projektowaniu regulacji rzek. Problem ten dostrzeżony został w USA. Na zlecenie różnych instytucji na modelu fizycznym koryta aluwialnego przeprowadzone zostały badania. W.W. Sayre i G.B. Song (1979) próbują wyjaśnić, w jaki sposób pokrywa lodowa wpływa na transport rumowiska wlezonego i unoszonego. Opracowane zostały wskazówki do badań terenowych.

9. PROBLEM ZATORÓW NA NIE UREGULOWANYM ODCINKU DOLNEJ WISŁY

9.1. CHARAKTERYSTYKA ODCINKA

Krótką charakterystykę nie uregulowanego górnego odcinka Dolnej Wisły przedstawiono już wcześniej. Z uwagi na unikatowy charakter w skali Europy, wymaga on bliższego omówienia. Przemawia za tym również fakt, że Wisła pomiędzy Modlinem i Kępą Polską posiada prawie wszystkie zatorogenne cechy.

Podkreślić należy, że koryto średniej i średniej niskiej wody zachowało charakter dzięki i nie uregulowanej rzeki. Fragmentaryczna i niepełna zabudowa koryta nie zmieniła jego dzikiego charakteru. Na około 70 istniejących budowli regulacyjnych, 30% jest zniszczona. Większość ostróg, przetamowań i opasek faszynowo-kamiennych wymaga remontu i przebudowy. Wyjątek stanowi niewielki fragment koryta średniej wody w km 550—557, gdzie przeprowadzono prace regulacyjne z myślą o zmniejszeniu zagrożenia zatorowego (Wierzbicki 1986, informacja ODGW). Pewną koncentrację koryta osiągnięto też na krótkim odcinku w rejonie Kępa Polska — Wykowo. Wykonane tu prace związane były z zabezpieczeniem powodziowym zbiornika Włocławek.

Koryto średniej wody podzielone jest przez duże, wysokie i zadrzewione kępy. W zależności od układu kęp, liczba odnóg waha się od 2 do 4. Część odnóg odcięta jest przetamowaniami. W okresach niżówek zaznacza się jeszcze głębszy podział koryta. W korycie średniej wody stwierdzono około 50 zadrzewionych kęp. Większość kęp wyniesiona jest więcej niż 3 m ponad średnią wodę. Długość największych kęp sięga 5 km; przeszło połowa kęp przekracza 1 km. Brak koncentracji przepływu nastęrcza trudności w ocenie szerokości koryta średniej wody. Całkowita szerokość zwierciadła wody łącznie z bocznymi ramionami zmienia się od 300 do 800 m. Szerokości około 300 m występują lokalnie w miejscach niepełnej regulacji. Pewien wgląd w stan koryta daje zgeneralizowana mapa analizowanego odcinka (ryc. 51).

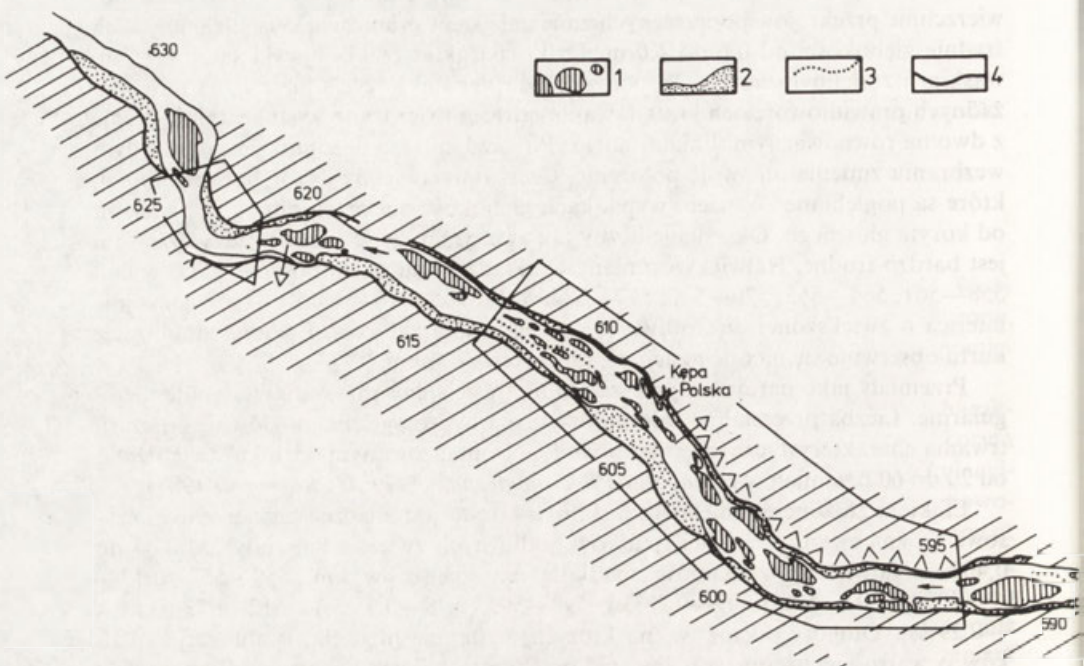
Przepływ wody pełnym korytem odbywa się tylko przy wysokich stanach wody. Koryto wielkiej wody wyznaczają wysokie naturalne brzegi oraz 72 km wałów przeciwpowodziowych. Wzniesienie koron wałów nad wysoką wodę z 1924 r. wynosi od 0,5 do 3,0 m (*Monografia hydrologiczna...* 1979). Wały przeciwpowodziowe chronią przed zalewami około 93 km² doliny. Przy nieprawidłowo usytuowanych i rozstawionych wałach przeciwpowodziowych szerokość koryta wielkiej wody wynosi od 500 do 2000 m. W korycie wielkiej wody znajdują się 73 zadrzewione kępy. Zajmują one łączną powierzchnię ponad 2200 ha. Kępy porośnięte wierzbą, olchą i topolą stanowią ogromne utrudnienie w przepływie wielkich wód i

w swobodnym spływie lodu. Z punktu widzenia ochrony przeciwpowodziowej, zagospodarowaniu międzywała powinno się poświęcić znacznie więcej uwagi.

Stan koryta średniej wody wykazuje ogromne zróżnicowanie (ryc. 52). Powierzchnie przekrojów poprzecznych zmieniają się w granicach 350—2000 m², a ich średnie głębokości od 0,6 do 4,0 m. Dziki charakter rzeki objawia się w krętym, wąskim i zmiennym nurcie. W podzielonym kępami korycie nie można mówić o żadnych prawidłowościach kształtowania nurtu. Stwierdzano wielokrotnie sytuacje z dwoma równoważnymi liniami nurtu. Po każdym sezonie zimowym, po każdym wezbraniu zmienia on swoje położenie. Często przerzucany jest w boczne odnogi, które są pogłębiane. W wielu wypadkach głębokość bocznych odnóg jest większa od koryta głównego. Określenie liczby tak zwanych przejść nurtu między brzegami jest bardzo trudne. Największe zmiany w układzie linii nurtu obserwowano w km: 558—561, 564—565, 570—572, 577—584, 591, 590 i 610—613. Są to równocześnie miejsca o zwiększonej częstotliwości występowania zatorów. Lokalną stabilizację nurtu obserwuje się na odcinkach nie dłuższych niż 1 km.

Przemiały jako naturalna przeszkoda na trasie spływania lodu występują nieregularnie. Liczba przemiałów zależy od sytuacji hydrologicznej, a głównie od czasu trwania charakterystycznych stanów wody. Na analizowanym odcinku stwierdzono od 20 do 60 przemiałów (*Monografia hydrologiczna...* 1979; *Hydroprojekt* 1987).

Efektom złożonej i zmiennej morfologii koryta jest znaczne przestrzenne i czasowe zróżnicowanie wartości spadków podłużnych zwierciadła wody, od 0,04 do 0,40‰. Największa zmienność spadków ma miejsce w km: 550—557 (0,12—0,40‰), 597—598 (0,09—0,28‰), 598—599 (0,19—0,35‰) i 612—613 (0,11—0,29‰). Długość odcinków, na których występuje niewielka stabilizacja spadków o wartościach poniżej 0,2‰, nie przekracza kilku kilometrów (*Hydroprojekt* 1986). Wybrane parametry koryta przedstawiono na zbiorczym wykresie (ryc. 52). Wykres ten wraz z uproszczoną mapą koryta (ryc. 51) ilustruje stan koryta pomiędzy Modlinem i zbiornikiem Włocławek. Jest to dzika rzeka typu roztokowego w znikomym stopniu zmieniona przez budowle hydrotechniczne i zagospodarowanie koryta wielkiej wody.



Ryc. 51. Szkic sytuacyjny Wisły od Zakroczymia (km 555) do Płocka (km 630)

1 — śródkorytowe zadrzewione kępy, 2 — zadrzewione poziomy zalewowe w granicach międzywały, 3 — odcinki gdzie po każdym sezonie zimowym (złodzeniu) obserwowane są zmiany układu nurtu, 4 — wały powodziowe, 5 — kilometry biegu rzeki, 6 — miejsca rozległych przełań się wody przez wały, 7 — lokalne uszkodzenia wału, 8 — tereny zalane w styczniu 1982 r., 9 — odcinki zatorowe, 10 — zatorogenna zabudowa mostowa w Wyszogrodzie

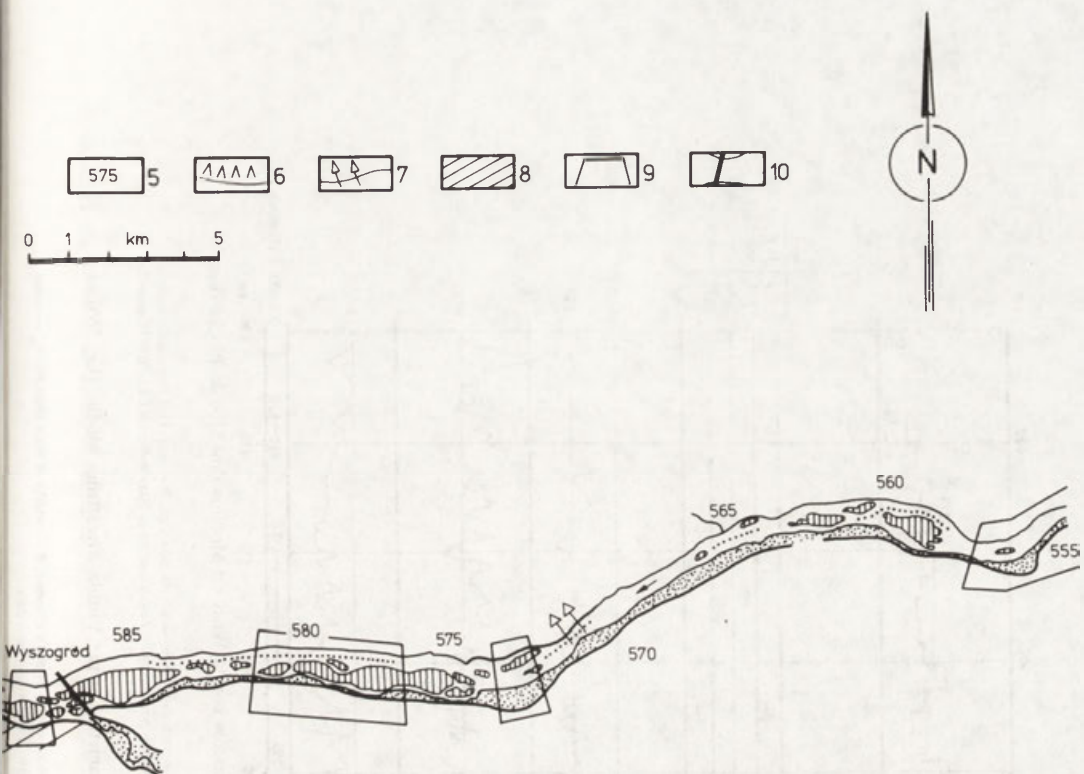
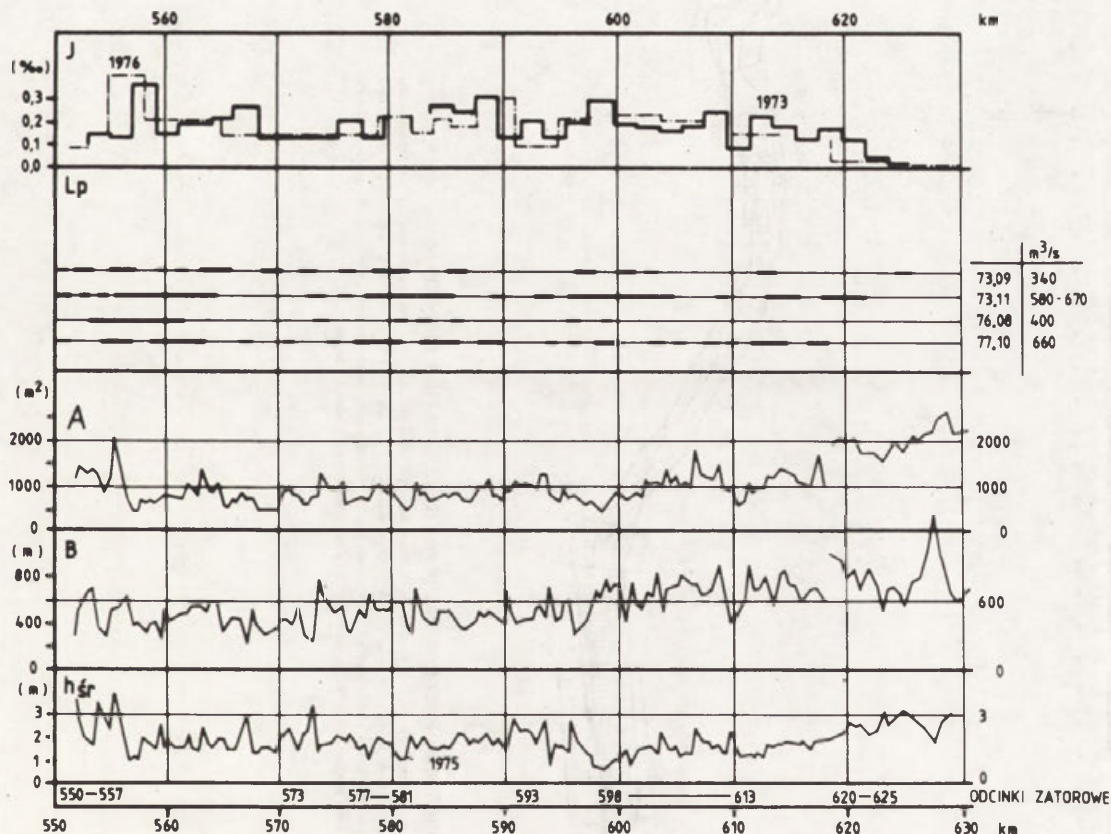


Fig. 51. Sketch of the Vistula River from Zakroczym (km 550) to Plock (km 630)

1 — mid channel bushed islands, 2 — bushed low terraces between embankments, 3 — river reaches where after reach winter seasons talweg position changes are observed, 4 — embankments, 5 — course of river in km, 6 — places where overflows through the embankments were observed, 7 — places where embankments were damaged, 8 — flooded areas in January 1982, 9 — ice jams reaches, 10 — bridge where ice jams are observed each winter seasons



Ryc. 52. Zbiorczy wykres wybranych parametrów koryta Wisły od Modlina (km 550) do Płocka (km 630)

J — spadek, L_p — liczba przemiałów, A — powierzchnia przekrojów koryta głównego, B — szerokość zwierciadła wody w korycie głównym, h_{sr} — średnia głębokość przekrojów poprzecznych. Zestawiono na podstawie danych CBSiPBW Hydroprojekt Włocławek

Fig. 52. Collective graph of the selected parameters of the Vistula River from Modlin (km 550) to Plock (km 630)

J — slope, L_p — quantity of riffles, A — cross-section areas of main channels, B — widths of main channels, h_{sr} — mean depth of cross-sections. Collected on the CBSiPBW Hydroprojekt basis data

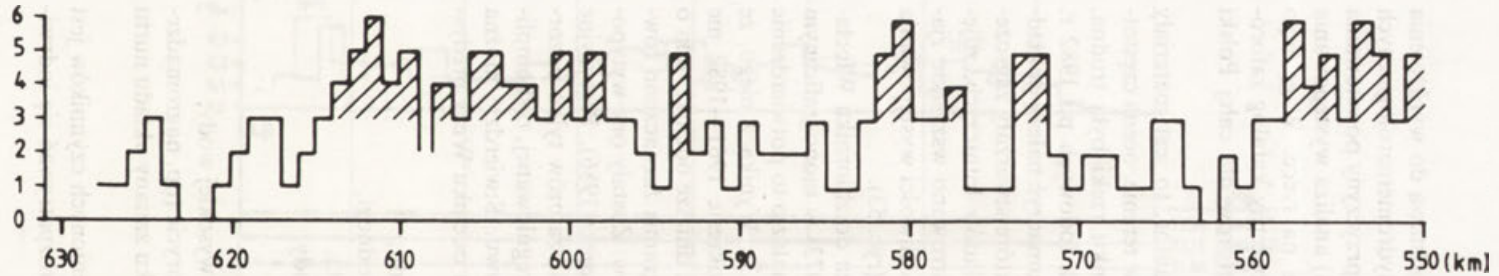
Znajomość częstotliwości występowania zatorów jest podstawą do wyróżnienia odcinków zatorowych. W połączeniu z analizą warunków hydrometeorologicznych pozwala to między innymi na wniknięcie w morfologiczne przyczyny powstawania zatorów. Zdaniem G.P. Williama i D. K. MacKaya (1974) analiza występowania zatorów powinna poprzedzać wszelkie prace inżynierskie na rzece. Wagę tego problemu dostrzeżono też w ZSRR, gdzie opracowano obszerny katalog zatorowych odcinków rzek (*Katalog...* 1976). Inwentaryzację zatorów dla całej Polski wykonał również J. Gołek (1973).

Z uwagi na różnorodny materiał jakim dysponował autor, to jest materiały ODGW, IMGW i CBSPBW „Hydroprojekt” oraz wywiad w terenie, ocena częstotliwości występowania zatorów na 70-kilometrowym odcinku rzeki była trudna. Nadmienić należy, że wraz z intensyfikacją badań zjawisk lodowych po 1982 r. liczba nowych miejsc zatorowych wzrosła. Paradoks ten tłumaczyć należy dokładnością badań. Do 1982 r. rejestrowane były tylko zatory, które stwarzały zagrożenie powodziowe. Po 1982 r., dysponując materiałami zwiadów lotniczych, zdjęciami lotniczymi i wynikami obserwacji terenowych, rejestrowano wszystkie zjawiska zatorowe. Dlatego też w konstrukcji diagramu częstotliwości występowania zatorów wykorzystano porównywalne materiały do 1982 r. (ryc. 53).

Jak już wcześniej wspomniano koryto Wisły od Modlina do zbiornika Włocławek ma prawie wszystkie cechy zatorogenne. J. Gołek (1973) w monograficznym opracowaniu cały ten odcinek znaczy jako zatorogeny. Znalazło to potwierdzenie w diagramie częstotliwości występowania zatorów (ryc. 53). Wynika z niego, że tylko we fragmencie koryta od km 588 do km 563, w okresie 1961—1982 nie stwierdzono tworzenia się zatorów. Można jednak wyróżnić dłuższe odcinki rzeki o zwiększonej częstotliwości występowania zatorów. Na diagramie zaznaczono również rejony o największej tendencji do tworzenia się zatorów. Zostały one wytypowane z myślą o lokalizacji przegród śryżowych (*Hydroprojekt* 1986). Precyzyjne powiązanie geometrii koryta z tendencjami do tworzenia się zatorów tylko pozornie jest proste (ryc. 52). Dotyczy to szczególnie rzeki nie uregulowanej, o skomplikowanej geometrii i zróżnicowanych warunkach przepływu. Stwierdzić można ogólnie, że do tworzenia się zatorów na nie uregulowanym odcinku Wisły predysponowane są miejsca charakteryzujące się:

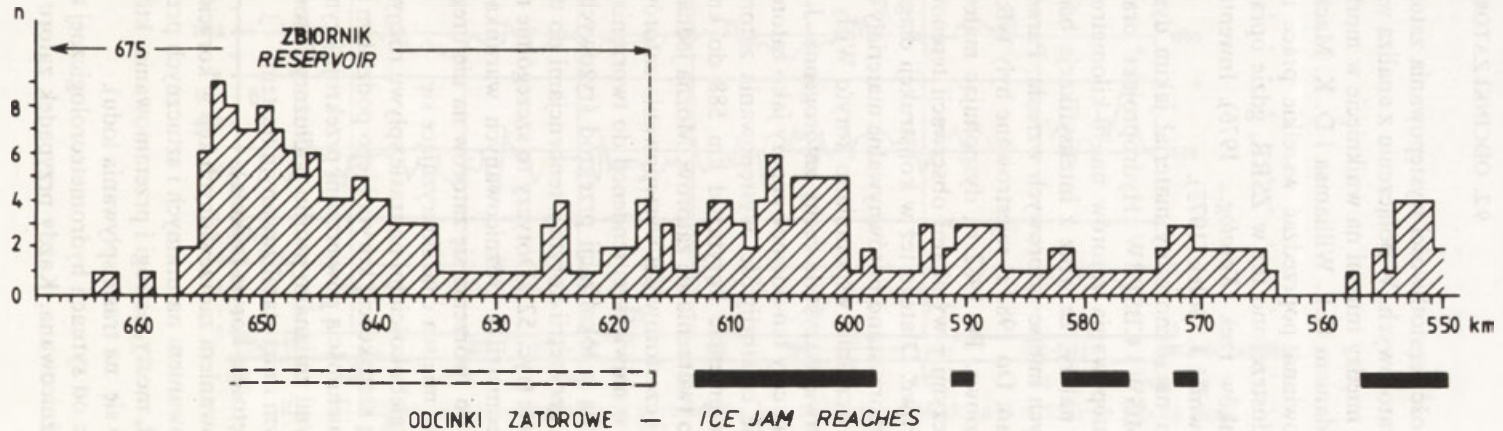
- małymi głębokościami na trasie spływu różnych form lodu,
- zmienną szerokością koryta i jego podziałem na boczne odnogi,
- dużą zmiennością powierzchni przekroju czynnego koryta,
- wyraźnymi zmianami profilu podłużnego zwierciadła wody,
- zmiennym i nieustabilizowanym nurtem,
- dużą krętością koryta (zakola),
- występowaniem zadrzewionych kęp w korycie średniej i wysokiej wody,
- występowaniem naturalnych i sztucznych przegród w korycie (np. nagromadzenie kłód, mosty, ostrogi i przetamowania, które w wyniku zmiany układu nurtu znalazły się na trasie spływania lodu).

Zależnie od sytuacji hydrometeorologicznej rola wymienionych czynników jest bardzo zróżnicowana. Każdy przypadek zatoru powinno rozpatrywać się indywi-



Ryc. 53. Diagram sum czynników zatorogennych na Wiśle od Modlina (km 550) do Płocka (km 630), według W. Śliwińskiego (1975)

Fig. 53. Diagram of the ice jamming factors on the Vistula River from Modlin (km 550) to Płock (km 630). After Śliwiński (1975)



Ryc. 54. Częstość występowania zatorów (n) i odcinki zatorowe na Wiśle od Modlina (km 550) do Dobrzynia (km 665) w okresie 1960—1982

Fig. 54. Frequency of the ice jamming (n) and ice jamming reaches on the Vistula River between Modlin (km 550) and Dobrzyń (km 665), 1960—1982

dualnie. Wynika to z istoty procesu zatorotwórczego, który składa się z dwóch etapów: powstawania bariery lodowej i wypełniania przekroju lodem. Wszystkie dotychczas przeprowadzone analizy dotyczą tak zwanej przepustowości koryta i czynników inicjujących powstanie określonego typu zatoru.

Interesującej i prostej oceny zagrożenia zatorowego dokonał W. Śliwiński (1975). Przeprowadził on zestawienie ilościowe czynników zatorotwórczych, a właściwie czynników sprzyjających powstawaniu zatorów (ryc. 53). Większość z nich wymieniono już wyżej. Autor ten stwierdził, że przy sumie czynników większej od 3 należy liczyć się ze zwiększonym zagrożeniem zatorowym. Jak wynika z wartości przedstawionych na rycinie 54, istnieje 5 rejonów o zwiększonym zagrożeniu zatorowym. Pomiedzy sumą zagrożeń (ryc. 53) a częstotliwością występowania zatorów występuje duże podobieństwo.

Biorąc pod uwagę wyniki obserwacji przeprowadzonych w okresie od 1946 do 1987 r., na nie uregulowanym odcinku Wisły wydzielono fragmenty koryta szczególnie predysponowane do powstawania zatorów. Są to: 1) Modlin — Grochale — Zakroczym (km 550—557), 2) Wilkowiec (km 572—573), 3) Czerwińsk (km 577—581), 4) Wyszogród — Drwały (km 587—590), 5) Rakowo — Kępa Polska — Białobrzegi (km 598—613). Stanowią one około 50% długości analizowanego odcinka. Za rejon poważnego zagrożenia zatorowego uznano też drewniany most w Wyszogrodzie (km 586,8).

Podkreślić należy, że na nie uregulowanej Wiśle rozpad pokrywy lodowej odbywa się w naturalny sposób. Wyjątek stanowi zima 1966 r., kiedy lodołamacze dotarły do Wyszogrodu. Na ogół każdy pochód lodu ma zatorowy charakter. Rejestrowane były tylko te zatory, które znalazły się w zasięgu posterunków wodowskazowych, oraz te, które doprowadziły do zagrożenia powodziowego. Miało to miejsce przeciętnie co 2—3 sezon zimowy, w 2 lub 3 wyżej wymienionych rejonach.

Podkreślić należy, że na Wiśle nie występują typowe zatory lodowe. Jest to jedna z charakterystycznych cech śryżogennej rzeki. Pulpa śryżowa zalega pod pokrywą lodową do jej całkowitego rozpadu i stanowi zawsze element budowy wewnętrznej zatorów (śryżowo-lodowych, lodowo-śryżowych). Ocena udziału pulpy śryżowej wymaga specjalistycznych pomiarów w testowanych przekrojach.

Na zakończenie wspomnieć trzeba, że dla nie uregulowanej Wisły Centralne Biuro Studiów i Projektów Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” we Włocławku opracowało projekt systemu przegród lodowych (*Hydroprojekt* 1986). Pierwsze doświadczenia z eksploatacji prototypowych przegród w Płocku i Kępie Polskiej (Polak 1987, 1988) pozwalają sądzić, że ich stosowanie może zmniejszyć zagrożenie zatorowe. Dotyczy to jednak głównie okresu formowania pokrywy lodowej (zatory śryżowe). Można się spodziewać mniejszego zagrożenia ze strony zatorów lodowo-śryżowych, głównie dzięki szybszemu powstawaniu pokrywy lodowej podbitej niewielką ilością pulpy śryżowej. Projektanci liczą na to, że instalacja przegród doprowadzi do opóźnienia rozpadu pokrywy lodowej na Wiśle w stosunku do zbiornika Włocławek. Umożliwić to powinno zwiększenie zakresu lodołamania tak na zbiorniku jak i na Wiśle. Wystąpienie kilku cykli zlodzenia w jednym sezonie zimowym, możliwości szybkiego montażu i demontażu przegród na płytkiej i dzikiej rzece, to w dalszym ciągu problemy wymagające szczegółowej analizy.

10. STRUKTURA WEWNĘTRZNA ZATORÓW ŚRYŻOWYCH I ŚRYŻOWO-LODOWYCH

Znajomość struktury wewnętrznej zatoru jest podstawą określenia jego rodzaju (typu): śryżowy, śryżowo-lodowy, lodowo-śryżowy i lodowy. Jest to informacja niezbędna w doborze optymalnych metod dezintegracji zatoru. Stwierdził to już w 1904 r. N.I. Maksimowicz. Jak już wcześniej wykazano, na Wiśle nie występują typowe zatory lodowe. Związane jest to z tym, że w zbiorniku i w płynącej swobodnie rzece podbitki śryżowe zalegają przez cały okres zlodzenia. Pulpa śryżowa bierze więc zawsze udział w budowie wewnętrznej zatorów, tworzących się w okresie rozpadu pokrywy. W tych rozważaniach uwzględnić należy częste przypadki nakładania się faz formowania nowej pokrywy lodowej na fazę rozpadu pokrywy lodowej poprzedniego cyklu zlodzenia (por. ryc. 13). Inkorporacja różnych form zlodzenia prowadzi do uformowania złożonych strukturalnie sytuacji zatorowych. Najlepszym tego przykładem był sezon zimy 1981/82.

Stan wiedzy na temat struktury wewnętrznej zatorów jest bardzo skromny. Tylko nieliczni autorzy (m.in. Donczenko 1956; Bierdiennikow 1965; Beltaos, Dean 1981) podejmują tą problematykę. Niektóre wyniki własnych badań nad strukturą różnych typów zatorów prezentowano w poprzednich rozdziałach. Analiza zebranego materiału faktograficznego pozwala na wyciągnięcie kilku wniosków natury ogólnej.

W badaniach struktury wewnętrznej zatorów brano pod uwagę następujące elementy:

- grubość pokrywy lodowej i jej charakter,
- wysokość spiętrzeń lodu i grubość spiętrzonej (stłoczonej) kry (krążków),
- całkowitą miąższość mas lodu,
- miąższość charakterystycznych warstw,
- stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem,
- liczba i układ kier (krążków) poniżej zwierciadła wody,
- zwięzłość i gęstość (porowatość) pulpy śryżowej,
- układ zatoru na planie koryta.

Większość informacji o strukturze wewnętrznej mas lodu nagromadzonego w korycie uzyskano z pomiarów rdzeniowymi i bezrdzeniowymi sondami (Grześ 1989). Bezpośredni wgląd w budowę wewnętrzną zatorów umożliwiły ściany ścięcia (fot. 28, 29) oraz odstonięcia w masach lodu osiadłego na brzegach (kępach), które powstają po opadnięciu stanów wody (fot. 53—57). Odzwierciedleniem budowy wewnętrznej każdego typu zatoru jest morfologia jego powierzchni i jego układ na planie koryta. Kryterium to stosowane jest powszechnie w najprostszej typologii zatorów: zator lekki (powierzchniowy), zator ciężki (głuchy). Umiejętność kojarze-

nia morfologii powierzchni zatoru z jego strukturą wewnętrzną wymaga dużego doświadczenia. Wiedzą o tym najlepiej załogi lodołamaczy pracujących na Wiśle i zbiorniku Włocławek. Mając na uwadze między innymi i ten fakt, pracę niniejszą uzupełniono obszerną dokumentacją fotograficzną.

Czynnikami decydującymi o określonej strukturze zatoru jest przebieg i natężenie zjawisk hydrometeorologicznych. Określają one z jednej strony wielkość „produkcji lodu”, z drugiej zaś warunki jego depozycji (Grześ 1985b). O lokalizacji zatoru, a więc pośrednio i o jego wewnętrznej strukturze decyduje morfologia (geometria) koryta. Przeprowadzono próbę odtworzenia warunków powstawania zatorów na podstawie znajomości morfologii ich powierzchni i struktury wewnętrznej (Grześ 1989).

Najwięcej informacji zebrano o strukturze wewnętrznej zatorów śryżowo i śryżowo-lodowych, najmniej o strukturze wewnętrznej zatorów lodowo-śryżowych. Wynika to z faktu, że tego typu zatory trwają od kilku do kilkunastu godzin. Tylko w przypadkach gdy rozpad pokrywy lodowej, a tym samym i zatoru lodowo-śryżowego był przerwany nadejściem ochłodzenia (następnego cyklu zlodzenia), istniały techniczne możliwości przeprowadzenia bezpośrednich pomiarów.

Z każdym typem pokrywy lodowej można wiązać określone miąższości podbitek lodowych (śryżowych). Dotyczy to również charakteru i stopnia wypełnienia koryta lodem. Próbę powiązania tych elementów przedstawiono poniżej.

- I. Pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych krążków śryżowych (ryc. 15, fot. 10, 18). Stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem: $A_i = 0,10—0,15$. Miąższość podbitek do około 1,0 m. Gęstość podbitek: $A_1 = 100—150 \text{ kg/m}^3$. Zwięzłość podbitek: luźne i bardzo luźne (A_2).
- II. Pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych pól śryżowych (fot. 18). Stopień wypełnienia przekroju lodem: $A_i = 0,10—0,20$. Miąższość podbitek do 1,2—1,5 m. Gęstość podbitek: $A_1 = 100—200 \text{ kg/m}^3$. Zwięzłość podbitek: luźne (A_2).
- III. Pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych krążków. W morfologii pokrywy lodowej widoczne zarysy krążków (ryc. 15). Stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem: $A_i = 0,20—0,40$. Miąższość podbitek (zbitki) śryżowych do około 2,5—3,0 m. Gęstość podbitek: $B_1 = 200—500 \text{ kg/m}^3$. Zwięzłość podbitek: zwięzłe (B_2).
- IV. Pokrywa lodowa zbudowana z pól lodowych (śryżowych), z efektem kolizji na granicy pól (fot. 2, 3). Stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem: $A_i = 0,20—0,4$, lokalnie $A_i = 0,50—0,70$. Miąższość podbitek w centralnej części pól do 1,2—1,5 m (por. II), w strefie kolizji (fot. 3) do 3,0—3,5 m (zbitki). Gęstość podbitek: $A_1 = 100—200 \text{ kg/m}^3$, lokalnie do 300 kg/m^3 . Zwięzłość podbitek: luźne (A_2), lokalnie zwięzłe (B_2).
- V. Pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych i spiętrzonych krążków. W morfologii pokrywy lodowej bardzo słabo widoczne zarysy krążków. Obecność linii ścięcia i kompresji. Stopień wypełnienia przekroju poprzecznego lodem: $A_i = 0,3—0,8$ (?). Podbitki sięgać mogą dna i to w najgłębszych partiach koryta. Gęstość podbitek: $B_1 = 300—500 \text{ kg/m}^3$, lokalnie powyżej $C_1 = 500 \text{ kg/m}^3$. Zwięzłość podbitek: zwięzłe (B_2) i zbite (C_2).

Pełny opis przyjętej skali zwięzłości przedstawiono w rozdziale 5: *Wybrane*

zagadnienia metod sondowania zatorów. Tam też omówiono dokładnie metodykę prowadzonych pomiarów. Zaproponowane oznaczenia umożliwiają stosunkowo prosty i zwięzły opis zjawisk lodowych długich odcinków rzeki. Przyjęte przedziały wartości traktować należy jako szacunek. Niemniej w praktyce inżynierskiej, a szczególnie w ocenie zagrożenia powodziowego i w ocenie postępu lodołamania, przedziały sprawdzą się.

W warunkach hydromorfologicznych nie uregulowanej Wisły sytuacje zatorowe wystąpiły przy III, IV i V etapie pokrywy lodowej. Na uregulowanym odcinku dolnej Wisły z zatorami należy się liczyć przy typie IV i V.

Maksymalna stwierdzona miąższość podbitek (zabitek) wynosiła około 8 m (Banach, Grześ 1985). Najwyższa stwierdzona gęstość pulpy sryżowej sięgała 700 kg/m^3 . Gęstość podbitek wykazuje znaczną przestrzenną zmienność. W próbach pobranych z tych samych głębokości i oddalonych od siebie o 10 m różnice gęstości sięgały $\pm 200 \text{ kg/m}^3$. Dlatego też nie należy ograniczać się do pojedynczych pomiarów, a operować wartościami przeciętnymi i ekstremalnymi.

Pomimo znacznych przestrzennych różnic właściwości fizycznych podbitek i zabitek lodowych (sryżowych), w ich budowie wewnętrznej występują pewne prawidłowości. Na podstawie wyników kilku tysięcy bezrdzeniowych i rdzeniowych sondowań, w budowie wewnętrznej wypełnienia lodowego wydzielono 4 charakterystyczne warstwy (Grześ 1989). Za podstawę wydzielenia tych warstw przyjęto pionową zmienność zwięzłości.

- A. Warstwa zbitki lodowej, od dolnej powierzchni pokrywy lodowej do głębokości 1,5—2,0 m. Formuje się ona na drodze ściskania krążków sryżowych. Często miąższość tej warstwy odpowiada średnicy krążków sryżowych. Zbudowana jest z krążków postawionych pod różnymi kątami. W przypadku gdy jest to jedyna warstwa, posiada zwięzłość A_2 (luźne). W przypadku gdy zalega pod nią druga warstwa, posiada zwięzłość C_2 (zbite). Z uwagi na mechanizm powstawania, nazywano ją zbitką lodową.
- B. Warstwa zwięzłej podbitki (B_2), od 1,5—2,0 m do granicy luźnych podbitek (zabitek). Położenie tej granicy waha się od 2 do 8 m, przeciętnie 3,5—4,0 m. Obecność kry (krążków) w tej warstwie jest sporadyczna.
- C. Warstwa luźnej podbitki (A_2). Miąższość tej warstwy zależnie od czasu jaki upłynął od jej powstania zmienia się od kilkunastu centymetrów do 1,5 m, sporadycznie więcej.
- D. Warstwa ruchoma — przemieszczające się w dół rzeki kryształ sryżu i lodu dennego. Miąższość tej warstwy dochodzi do 0,5 m (?). Istnienie jej stwierdzono za pomocą udarowej sondy hydrofonowej (ryc. 9). W warstwie tej bez przeszkód pracuje młynek hydrometryczny. Stopień jej poznania uznać należy za znikomy.

Ilustracją znacznej zmienności gęstości czy też zwięzłości podbitek (zabitek) są fotografie 36 i 43. Na fotografii 7 przedstawiono bardzo luźną podbitkę (A_1 , 100 kg/m^3), zamkniętą w sondzie rdzeniowej z zaworem pneumatycznym. Na fotografii 43 widoczna jest bardzo zbita zabitka (C_1 , $650\text{—}700 \text{ kg/m}^3$), w której odcisnięty został dziób lodołamacza o mocy 1000 KM. Do rozbicia tej zabitki lodołamacz musiał wykonać kilka najazdów.

(zabitek) jest wykonana w lutym 1982 r. fotografia 53. Przedstawia ona osiadłe na dnie i częściowo na łądzie masy brei śryżowej i kier. W okresie kulminacji zatorowej były one zabitkami. Powierzchnia terenu w tym miejscu jest płaska. Powstałe w okresie likwidacji nadpiętrzenia zatorowego nierówności 2—3 m wysokie, są wynikiem osiadania mas lodu o zróżnicowanej miąższości i gęstości. Budowę wewnętrzną tych nierówności ilustruje fotografia 56. Na uwagę zasługuje tu duża ilość materiału mineralnego w masie lodowej.

W analizie budowy wewnętrznej lodowego wypełnienia koryta na podstawie naturalnych odsłonień (fot. 54—57), należy uwzględnić fakt, że są to masy lodu, które po opadnięciu stanów wody osiadły na dnie. Prowadzi to do ich zagęszczenia i zmian w strukturze. Niemniej naturalne odsłonięcia są cennym źródłem informacji, ale niestety dostępnym dopiero po ustąpieniu zagrożenia zatorowego.

W analizie struktury wewnętrznej lodowego wypełnienia koryta należy uwzględnić czas, jaki upłynął od jego uformowania do dnia wykonania pomiarów. Dotyczy to w szczególności podbitek i zabitek śryżowych. W okresie od 1982 do 1987 r. prowadzono obserwacje w profilach testowych. W tym celu wybierano reprezentatywne przekroje poprzeczne, w których powtarzano pomiary co kilka dni.

W momencie formowania się podbitek lub zabitek pojedyncze kryształki śryżu i lodu dennego mają nieregularną i ostrokrawędzistą formę (fot. 30). Wolne przestrzenie pomiędzy nimi wypełnia woda o temperaturze około 0°C. Grudki ulegają rozpadowi na pojedyncze kryształki o średnicy od 2 do 6 mm. Stopniowe ich obtapianie prowadzi do osiągnięcia przez nie wyoblonej, regularnej formy. Zajmują więc mniejszą objętość, a na skutek wyporu hydrostatycznego podpływają do góry, ulegając zagęszczaniu. Zmniejszają się rzeczywiste miąższości podbitek, wzrasta natomiast ich gęstość. Pamiętać należy, że pokrywa lodowa na rzece zbudowana jest z krążków śryżowych i kry, które w czasie stawania rzeki ulegają ściśnięciu i postawieniu pod różnymi kątami. Dlatego też dolna powierzchnia pokrywy lodowej ma nieregularny kształt z subakwalnymi spiętrzeniami o miąższości zbliżonej do średnicy krążków (kier). W warstwie tej dochodzi do mechanicznego zagęszczenia początkowej gęstości podbitek (Grześ 1988). Subakwalne spiętrzenia stanowią formę szkieletu podbitek, opóźniając ich degradację, tak na drodze wypłukiwania jak i też topnienia. Breja śryżowa stanowi stały komponent wszystkich typów zatorów na Wiśle. Nawet w przypadku zatorów lodowo-śryżowych, gdzie odgrywa ona rolę uszczelniającą.

Na obecnym etapie badań nie stwierdzono wyraźnego związku pomiędzy spadkiem stopnia wypełnienia lodowego koryta a przyrostem gęstości mas lodu. Związane jest to z różną gęstością wyjściową. W warunkach swobodnie płynącej rzeki w ciągu 10 dni obserwowano najczęściej zmniejszenie stopnia wypełnienia przekroju lodem o 0,10—0,20. Odpowiadało to przyrostowi gęstości o 100—150 kg/m³. W przekroju testowym Nieszawa (km 702) w ciągu miesiąca (luty 1987) stopień wypełnienia przekroju zmniejszył się z 0,7 do 0,35, a średnia miąższość wypełnienia lodowego o około 1,6 m. Uogólniając, na Wiśle obserwowano najczęściej przypadki przejścia podbitek luźnych (A_1) w podbitki zwięzłe (B_1), z jednoczesnym zmniejszeniem ich miąższości o 20—40%.

W analizie zmian gęstości zabitek uwzględnić należy częste sytuacje z przyrostami gęstości podbitek podczas opadania stanów wody. Dotyczy to również pod-

bitek, które po opadnięciu stanów wody stają się zabitkami (do dna). W odróżnieniu do opisanego wyżej procesu hydrostatycznego zagęszczenia, ten proces nazwać można zagęszczeniem mechanicznym. Stwierdzone zagęszczenie sięgało 700 kg/m^3 .

Nieodłącznym elementem struktury wewnętrznej zatorów różnego typu są subakwalne pionowe ściany o wysokości kilku metrów. Składają się one na czoła zatorów (np. ryc. 24, 27) i brzegi subkoryt lodowych (np. ryc. 39, 45). Istnienie ich możliwe jest przy zbitych i bardzo zbitych zabitkach (C_1 , C_2), gdy gęstość przekracza wartość 500 kg/m^3 . Za przykład znacznych gęstości i zwięzłości zabitek śryżowo-lodowych służyć mogą pionowe subakwalne ściany rynny wykonywanej na zbiorniku przez lodołamacze (ryc. 18).

Zmniejszenie się miąższości wypełnienia lodowego koryta, przy równoczesnym wzroście jego gęstości, to generalna prawidłowość. W testowych przekrojach poprzecznych stwierdzono jednak sporadyczne przypadki lokalnych przyrostów miąższości mas lodu (np. ryc. 21B). Ostatecznego wyjaśnienia tego problemu, popartego wynikami pomiarów do tej pory nie znaleziono. Można się jednak pokusić o pewną kompilacyjną interpretację. Podczas lodołamania pomiędzy ujściem Wisły a zbiornikiem stopnia wodnego Włocławek, poniżej dużych płoni stwierdzano rozległe podbitki, miejscami przechodzące w zabitki (informacja ustna J. Rozwadowski ODGW Toruń). Wielokrotnie w płoniach obserwowano tworzenie się, spływanie i podpływanie pod dolny skraj pokrywy lodowej bezpostaciowego śryżu i lodu dennego (?). Musi się on gromadzić w miejscach o mniejszych prędkościach przepływu. Zdaniem załóg lodołamaczy, podbitki tego typu na ogół nie stwarzały większych trudności w lodołamaniu. Można więc przypuszczać, że były to podbitki luźne (A_1 , A_2). W analizie lokalnych przyrostów miąższości podbitek należy brać pod uwagę również możliwość przemieszczania się fragmentów podbitek, w formie pakietów, grudek i strumienia luźnych kryształów. O możliwości takiej świadczy wypływanie spod przegrody niewielkich ilości różnych form lodu (1986 r., Płock). Przemawia za tym bardzo urozmaicona subakwalna rzeźba dolnej powierzchni wypełnienia lodowego. Bliższe poznanie wspomnianych procesów wymaga przeprowadzenia pomiarów specjalistycznych.

Pośrednim źródłem informacji o strukturze wypełnienia lodowego i jego zmianach są wartości współczynników szorstkości dolnej powierzchni zlodzonej i współczynniki redukcji zimowej (lodowej). Skomplikowany charakter i układ dolnej powierzchni wypełnienia lodowego składa się na to, że współczynniki szorstkości są wyższe niż to wynika z przyrostu obwodu zwilżonego (Majewski 1987). W. Majewski (1987) wykazał, że szorstkość pozostaje w ścisłym związku z ilościową charakterystyką wypełnienia lodowego koryta. W czasowo-przestrzennej analizie współczynników szorstkości należy liczyć się z jego przestrzennymi zmianami w bardzo szerokim zakresie: od 0,010—0,015 przy gładkiej powierzchni krystalicznej pokrywy lodowej do 0,120—0,140 przy parometrycznych podbitkach śryżowo-lodowych. Większość autorów zajmujących się analizą warunków przepływu pod lodem twierdzi (Paślawski 1970; Majewski 1987), że wartości współczynnika szorstkości dolnej powierzchni lodu (wypełnienia lodowego) maleją w miarę upływu czasu. Do największego spadku dochodzi w pierwszych dniach od uformowania pokrywy lodowej. Jak wykazał W. Majewski (1987), na Wiśle po upływie 60 dni szorstkość może obniżyć się do 50% maksymalnej wartości początku zlodzenia.

Na podstawie wyników badań przeprowadzonych na mniejszych rzekach (Noteć, Warta) Z. Paślawski (1970) stwierdził, że po upływie 20-30 dni szorstkość dolnej powierzchni lodu obniża się do poziomu wartości dla dna. Przytoczone wyżej wybrane wartości odzwierciedlają przebieg procesów prowadzących do spadku miąższości wypełnienia lodowego i „wyoblenia” jego subakwalnego reliefu.

Podstawowymi wielkościami w ocenie sytuacji lodowej (zatorowej) jest stopień i charakter wypełnienia koryta lodem. Mogą być one wyjściowymi wartościami w szacunku współczynników redukcji zimowej (Paślawski 1970; Żelaziński 1985). Z hydraulicznego punktu widzenia nie może być on jedyną wartością charakteryzującą zator (Majewski 1987). Tu pojawia się nie rozwiązany jeszcze problem kryterium zatoru. Od jakiej wartości wypełnienia lodowego koryta i od jak wysokiego spiętrzenia stanów wody można mówić o zatorze? Z uwagi na złożoność procesów i mechanizmów prowadzących do powstania zatoru, jednoznacznej odpowiedzi dać nie można. Dotychczasowe próby zdefiniowania zatoru są nieprecyzyjne (IAHR 1986). Każdą sytuację zatorową należy rozpatrywać indywidualnie. Badania powinny iść w kierunku znalezienia zależności pomiędzy stopniem i charakterem wypełnienia lodowego koryta, charakterystyką hydrauliczną przepływu pod lodem, a przebiegiem hydrogramu spiętrzenia (nadpiętrzenia) stanów wody.

PODSUMOWANIE

Historia badań zjawisk zatorowych na Wiśle liczy około stu lat (Słowikowski 1892; Puciata 1894). Już w końcu XIX w. podjęto jedną z pierwszych w świecie prób kompleksowych badań zatorów na górnym odcinku dolnej Wisły. Nastąpiło to po całej serii katastrofalnych wezbrań zatorowych. Powołana w tym celu carska komisja dysponująca na badania znacznymi środkami, przedstawiła wiele wniosków. Większość z nich jest aktualna do dziś. 90 lat po powstaniu raportu komisji M.A. Puciaty (1904) w styczniu 1982 r. wystąpiła na Wiśle katastrofalna powódź zatorowa. Do zbadania przyczyn i skutków tej powodzi powołano również komisję rządową (*Raport...* 1982).

Krótkotrwały wzrost zainteresowania problematyką zagrożenia powodziami zatorowymi obserwuje się po katastrofalnych w skutkach wezbraniach. W większości przypadków brak było konsekwencji w realizacji planów ograniczenia zagrożenia zatorowego. Nieregularność występowania powodzi zatorowych, dotycząca nie tylko czasu ale i miejsca jest główną przyczyną tego, że zator i wezbranie zatorowe traktowane jest na ogół jako zjawisko incydentalne czy też nadzwyczajne. Wiąże się to też z tym, że odnotowane i zauważane są tylko te wezbrania zatorowe, które powodują znaczne straty materialne. Najczęściej bywa tak, że wysokość strat jest podstawowym kryterium zatoru — powodzi zatorowej. Na podstawie materiału historycznego i wyników współczesnych obserwacji wykazano, że zatory i wywołane przez nie wezbrania, pomimo krótkotrwałego charakteru, są ważnym i słabo jeszcze poznanym elementem ustroju hydrologicznego dolnej Wisły. Złożoność przyczyn powstawania, skomplikowane mechanizmy formowania i rozpadu zatoru, krótki czas trwania, zmienny zasięg oraz lokalizacja czyni zjawisko zatoru i wysokości piętrzenia zatorowego trudne do prognozowania. Zdaniem Grupy Roboczej Hydrauliki Lodu Rzecznego, Międzynarodowej Asocjacji Badań Hydraulicznych (*IAHR* 1986) jednym z najważniejszych warunków dalszego rozwoju wiedzy o zatorach jest intensyfikacja badań w naturze i na modelach fizycznych.

Praca niniejsza pomimo stosunkowo szerokiego zakresu nie jest monografią zatorów i powodzi (wezbrań) zatorowych na dolnej Wiśle. Przedstawiono w niej wybrane zagadnienia związane z najważniejszą formą zlodzenia, jaką jest zator określonego typu. Zrezygnowano z dokładniejszego omówienia tak ważnego problemu jak interpretacja hydrogramów wezbrań zatorowych. Uznano, że wykracza to poza zakres pracy i wiąże się ściśle z analizą warunków przepływu pod lodem. Zamierzeniem autora była próba wypełnienia luki pomiędzy badaniami o charakterze geograficznym i hydrotechnicznym (inżynierskim). Należy podkreślić, że większość wyników badań przeprowadzonych w latach 1982—1987 wykorzystywana była przez Okręgowe Dyrekcje Gospodarki Wodnej w Warszawie i w Gdań-

sku. Pomocne są one w przygotowaniu prognoz, w ocenie zagrożenia powodzią zatorową oraz w planowaniu i w prowadzeniu akcji lodołamania. Po raz pierwszy w historii badań zjawisk lodowych, na tak dużą skalę wykorzystano czarno-białe panchromatyczne zdjęcia lotnicze. Ich wykonanie w ściśle określonym terminie zlecano Państwowemu Przedsiębiorstwu Geodezyjno-Kartograficznemu w Warszawie. Gotowy materiał otrzymano w ciągu 3 dni. Zdjęcia stanowiły cenny materiał do badań terenowych, będący aktualną „fotomapą” rzeki. Dawały one wgląd w przestrzenną zmienność morfologii pokrywy lodowej oraz umożliwiały określenie położenia czół zatorów. Były pośrednio bogatym źródłem informacji o ilości i jakości lodowego wypełnienia koryta. Odpowiednia interpretacja zdjęć lotniczych pozwala odtworzyć całą sekwencję zdarzeń lodowych na rzece i to na aktualnym planie koryta. Zdjęcia lotnicze umożliwiają ocenę skuteczności prac hydrotechnicznych prowadzonych w korycie rzeki. Dotyczy to w szczególności przegród lodowych (*ice boom*).

Znaczną część pracy poświęcono różnorodnym formom zlodzenia oraz warunkom i mechanizmom ich powstawania. Wieloznaczność wielu określeń lodowych, brak jednoznacznych definicji i odpowiednich terminów skłoniła autora do opracowania terminologii lodowej. Przedstawiona propozycja jest rozszerzoną i uzupełnioną wersją terminologii prezentowanych wcześniej przez Z. Paślawskiego (1970) i W. Majewskiego (1987). Zestawiono w porządku alfabetycznym 68 najważniejszych terminów i definicji lodowych. Znaczną ich część zilustrowano fotografiami i rysunkami, uzyskując uproszczoną wersję atlasu form i procesów lodowych dolnej Wisły. Zrezygnowano ze zdefiniowania form i procesów oczywistych i nie budzących wątpliwości. Za niezbędne uznano uzupełnienie terminów i definicji schematami procesów formowania i rozpadu pokrywy lodowej na rzekach (ryc. 1—3).

Większość badań nad zatorami dotyczy ich efektów. Stosunkowo niewielką uwagę przywiązuje się do szczegółowej jakościowej i ilościowej charakterystyki lodowego wypełnienia koryta tworzącego zator. Zamierzeniem autora było częściowe wypełnienie tej luki. Przed podjęciem prac polowych stwierdzono brak wyczerpujących opracowań o charakterze metodycznym. Nieliczne wskazówki i opisy aparatury pomiarowej rozproszone są w wielu pracach. Zaszła więc potrzeba opracowania całej metodyki polowych badań zatorów. W trakcie kilkuletnich badań wypracowano zasady wyboru reprezentatywnych miejsc pomiarów (przekrój pionowy). Stwierdzono ścisłą zależność pomiędzy morfologią powierzchni zlodzonej a miąższością i rodzajem wypełnienia lodowego koryta. Zaprojektowano i wykonano zestawy bezrdzeniowych i rdzeniowych sond. Wypracowano zasady określania i szacowania podstawowych parametrów fizycznych wypełnienia lodowego koryta. Dla własnych potrzeb badawczych adaptowano wskazówki metodyczne badań zjawisk lodowych obowiązujące w kanadyjskiej służbie hydrologicznej (Prowse 1985). Po raz pierwszy w tak znacznym zakresie wykorzystano stosowane od dawna w innych krajach zdjęcia lotnicze i zwiad lotniczy. Zwiad lotniczy powinien być trwałym elementem rozpoznawania sytuacji lodowej na rzece. Za ważny problem uznano koordynację, wymianę i obieg informacji o zagrożeniu zatorowym na Wiśle. Dzięki kilkuletniej współpracy z głównym gospodarzem rzeki, jakim jest Okręgowa Dyrekcja Gospodarki Wodnej, osiągnięto znaczny postęp w tej dziedzi-

nie. Postuluje się organizację okresowej służby lodowej, składającej się ze specjalistów wyposażonych w odpowiedni sprzęt pomiarowy i środki techniczne. Dotychczasowy schemat organizacyjny nie sprawdził się. Pozwoli to uniknąć największej groźby, jaką jest zaskoczenie powodzią zatorową.

Z obszernego przeglądu historycznego największych znanych powodzi zatorowych na dolnej Wiśle wynika, że występowały one przeciętnie co 3—5 lat i pojawiały się w tych samych odcinkach rzeki. Największa znana powódź zatorowa miała miejsce w rejonie Tczewa w 1855 r. Zalaniu uległo wtedy około 440 km² doliny. Pod wodą znalazło się 126 wsi. Do najbardziej znanych zaliczyć należy zator powstały w 1840 r. w rejonie Pleniewa. Spiętrzone wody przerwały mierzęję o szerokości 1,5 km i uformowały nowe ujście Wisły do Zatoki Gdańskiej. Pierwsze próby (nieudane) sterowania zlodzeniem Wisły podjęto w końcu XVIII w. Polegały one na skierowaniu spływającej kry do Nogatu. Za prototyp urządzeń do lodołamania na Wiśle uważa się specjalnej konstrukcji ciężkie sanie. Stosowano je do wyłamywania rynny w pokrywie lodowej zimą 1879 i 1880 r. Pierwszy lodołamacz o napędzie mechanicznym wprowadzono do eksploatacji w 1881 r., to jest w 10 lat po pierwszym na świecie lodołamaczu rzeczonym na Łabie. Od 110 lat lodołamanie jest naskuteczniejszą czynną metodą sterowania rozpadem pokrywy lodowej i likwidacji zatorów. Zasadniczą trudnością w eksploatacji lodołamaczy na całej dolnej Wiśle pozostaje do dnia dzisiejszego ich zanurzenie (1,5—2,0 m). Po wykonaniu na przełomie XIX i XX w. regulacji Wisły poniżej km 718, możliwości lodołamania znacznie wzrosły. Dotyczy to jednak sytuacji ze stanami wody wyższymi od średnich wieloletnich. Wpłynęło to istotnie na spadek częstotliwości występowania zatorów. Na dzikiej i nie uregulowanej rzece powyżej km 718 rozpad pokrywy lodowej i zejście lodu odbywało się w naturalny sposób. Dlatego też każdej zimy obserwowano tu od jednego do kilku zatorów. Do dalszego głębokiego podziału dolnej Wisły, obejmującego również zróżnicowanie ustroju lodowego, doszło po jej przegrodzeniu stopniem wodnym Włocławek. Jego zbiornik od 20 lat jest najbardziej newralgicznym miejscem zatorowym w Polsce i pozostanie takim do czasu budowy kolejnych stopni. Przedsięwzięte techniczne środki zmniejszenia zagrożenia powodziowego w granicach cofki mają doraźny charakter. Podkreślić trzeba, że powyżej zbiornika Włocławek zejście lodu odbywa się w dalszym ciągu w sposób naturalny. Przy podzielonym i dzikim korycie każdej zimy tworzą się tu zatory w okresie formowania i rozpadu pokrywy lodowej. Próby sterowania przebiegiem zlodzenia przy zastosowaniu przegród lodowych są w początkowym stadium.

Katastrofalna powódź zatorowa w rejonie Płocka w 1982 r. odwróciła nieco uwagę od problemów lodowych poniżej zbiornika, choć są one tak samo ważne. Niedocenianie tego zagadnienia, przy splocie niekorzystnych warunków hydrometeorologicznych i morfologicznych, może doprowadzić do katastrofy powodzi. Wykazano, że w okresie zlodzenia rytm pracy elektrowni Włocławek musi być podporządkowany sytuacji lodowej w szeroko pojętym dolnym stanowisku stopnia.

Na Wiśle, ze względu na jej specyficzny charakter (rzeka śryżogenna) i złożoną strukturę zlodzenia (dwa i więcej cykle zlodzenia w ciągu zimy), obserwuje się najczęściej zatory typu złożonego, głównie śryżowo-lodowe i lodowo-śryżowe. Dobór optymalnych metod dezintegracji zatoru powinien być zawsze poprzedzony rozpo-

znaniem jego struktury wewnętrznej. W przypadku zatoru śryżowego stosowanie ładunków wybuchowych dużej mocy daje niewielkie efekty. Jak wykazała stuletnia praktyka hydrotechniczna, nawet pełna regulacja rzeki nie wyeliminuje zagrożenia powodziami zatorowymi, lecz zmniejszy je w istotny sposób głównie dlatego, że prowadzi to do wzrostu operatywności lodołamaczy. Regulacja rzeki daje w konsekwencji wyrównanie spadków zwierciadła wody. Powinna więc przyczynić się do równoczesnego tworzenia się pokrywy lodowej na długich odcinkach rzeki. Zróżnicowany stopień zabudowy hydrotechnicznej rzeki oraz zanieczyszczenia chemiczne i termiczne doprowadzają do przestrzennego zróżnicowania czasu trwania i natężenia przebiegu poszczególnych faz zlodzenia (w podobnych warunkach meteorologicznych). Praktyka hydrotechniczna wykazała, że całkowita eliminacja zagrożenia powodziami zatorowymi jest niemożliwa. Niezbędna jest jednak pełna świadomość tego zagrożenia. Weryfikacji musi ulec polityka inwestycyjna na obszarach zawali. W wielu krajach stosuje się zróżnicowanie stawek ubezpieczeniowych w zależności od stopnia zagrożenia użytkowanego terenu. W dolinie dolnej Wisły około 189 tys. ha chronione jest wałami. Przewyższenie korony wałów nad wysoką wodę powodziową w stosunku do wysokiej wody stuletniej na nieuregulowanym odcinku Wisły wynosi od 1,25 do 3,0 m. W wyniku spiętrzeń zatorowych kulminacje wezbrań zatorowych mogą być podwyższone o 2—3 m. Za najgroźniejsze uznać należy spiętrzenia zatorowe na nieuregulowanej rzece chronionej wałami. Brzmi to paradoksalnie, ale w przypadku uszkodzenia wału (zdarzenie korony) lub przelaniu się wody przez jego koronę dochodzi do ogromnych strat. Tereny zawali, to obszary gęsto zaludnione o wysokiej kulturze rolnej, uważane powszechnie za bezpieczne. Z analizy stanów wody na dolnej Wiśle wynika, że wszystkie zimowe kulminacje wyższe są od kulminacji letnich (tab. 2). Przewyższenie to wiązać należy głównie z podwyższeniem wezbrań roztopowych spiętrzeniami zatorowymi. Charakterystyczną cechą wezbrań zatorowych jest ich lokalny zasięg i znaczne tempo wzrostu stanów wody (rekordowo: 1 m/h, Modlin 3.03.1975). Sprawia to, że takie zdarzenia są bardzo trudne do opanowania z punktu widzenia akcji powodziowych, ewakuacji ludzi i ich dobytku.

Do niebezpiecznych i mało poznanych zjawisk należy okres ruszania zatoru i spływania spiętrzonych (nawet o 4 m) mas wody. Prowadzi to do gwałtownego przyrostu prędkości przepływu. Na Wiśle odnotowano wartości sięgające 3—4 m/s. Woda o tak wielkiej energii, połączona z mechanicznym oddziaływaniem mas lodu, niszczy mosty (np. 1947 r.), doprowadza do przemodelowania koryta a niekiedy i teras zalewowych. Samoistne ruszenie zatoru na dzikiej nieuregulowanej rzece, o podzielonym kępami korycie odbywa się przez tak zwane ominięcie. Spiętrzone wody opływają zator korytem bocznym (pogłębienie). Dochodzi do podniesienia czoła zatoru i jego ruszenia. Wykazano, że do znacznych zmian morfologii koryta dochodzi również w okresie zalegania pokrywy lodowej. Dlatego też w rozważaniach nad ewolucją sieci rzecznej, oraz w pracach studialnych nad regulacją rzek należy bezwzględnie brać pod uwagę odmienną warunków przepływu pod lodem. Dotyczy to również zjawiska zimowej inwersji linii nurtu.

Każda sytuacja zatorowa jest wypadkową indywidualnych cech danego odcinka rzeki w określonych warunkach hydrometeorologicznych. Najczęściej o jego lokalizacji decyduje morfologia koryta i charakter międzywała. Stopień wpływu morfo-

logii na powstanie zatoru nie jest stały i ulega ciągłej zmianie wraz z natężeniem przepływu, rodzajem i ilością lodu w rzece. Wiele form zlodzenia (np. łachy sryżowe, subkoryta lodowe) jest okresowymi lodowymi formami korytowymi. Każdej zaistniałej i prognozowanej sytuacji zatorowej powinna towarzyszyć analiza warunków hydrometeorologicznych. Od ich przebiegu i natężenia zależy struktura wewnętrzna zatoru, a tym samym drożność rzeki. Zebrany materiał faktograficzny pozwala stwierdzić, że wysokość zatorowych spiętrzeń wody na dolnej Wiśle wynosi 2—3 m. Sporadycznie przekracza 4 m, tak jak zdarzyło się to w marcu 1937 r. w rejonie Chełmna. Do najgroźniejszych należą zatory tworzące się w strefie stanów wysokich (marzec 1924 r.). Obecna sieć posterunków wodowskazowych, oddalonych od siebie nawet o 50 km, nie pozwala na rejestrowanie wszystkich wezbrań zatorowych. Na niektórych zatorogennych odcinkach rzeki widzi się potrzebę uruchomienia dodatkowych wodowskazów. Za niezbędne uznano ponowne uruchomienie obserwacji na nieczynnych wodowskazach. Dotyczy to w szczególności zlikwidowanego w 1965 r. wodowskazu Nieszawa (km 702,4).

W pracy poruszono tylko wybrane problemy związane z zatorami i powodziami zatorowymi na dolnej Wiśle, to jest na odcinku rzeki o długości około 390 km. Z uwagi na odmienny charakter zjawisk zatorowych w rejonie ujścia Wisły (Majewski, Bagińska, Walczak 1989), ograniczono się tu do krótkiego przeglądu historycznego. Pomimo geograficznego (przyrodniczego) charakteru pracy, autor widział potrzebę wyrażenia swej opinii na temat niektórych zagadnień związanych z hydrotechniką.

PODZIĘKOWANIA

Skromny stan wiedzy na temat zatorów dał znać o sobie podczas katastrofalnej powodzi w rejonie zbiornika włocławskiego zimą 1982 r. Powódź ta była ogromnym zaskoczeniem nie tylko dla ludzi dotkniętych klęską powodzi ale i dla specjalistów hydrologów, którym ekstremalne przebiegi procesów tworzenia się zatorów wcześniej nie były znane. W tej sytuacji zaszła pilna potrzeba przeprowadzenia badań nad przestrzennym zróżnicowaniem rodzaju i ilości lodu budującego zatory. W całej służbie hydrologicznej nie było odpowiedniego sprzętu i przeszkolonych ludzi gotowych podjąć się tego zadania. Naprzeciw tym potrzebom wyszedł Zakład Geomorfologii i hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu. Kierownik zakładu prof. dr hab. Jan Szupryczyński powołał zespół badawczy, który prowadził pomiary od pierwszych dni powodzi do całkowitego zaniku zjawisk lodowych na zbiorniku i na Wiśle, to jest przez okres około 2 miesięcy. Wszystkie wyniki badań i pomiarów wykonane przez ten zespół były na bieżąco przekazywane do sztabu Głównego Komitetu Przeciwpowodziowego, który swoją siedzibę miał wówczas w Płocku. Był to jedyny materiał faktograficzny na temat warunków lodowych. Na jego podstawie powstało kilka ekspertyz przyczyn powodzi i metod likwidacji zatorów, sporządzonych przez przedstawicieli innych jednostek badawczych.

Powódź zatorowa w zimie 1982 r. stała się impulsem do podjęcia systematycznych badań w następnych sezonach zimowych. Od 1982 do 1989 r. były one sponsorowane przez Okręgową Dyрекcję Gospodarki Wodnej w Warszawie. Uzyskane na ten cel środki umożliwiły między innymi zlecenie Państwowemu Przedsiębiorstwu Geodezyjno-Kartograficznemu wykonywania zdjęć lotniczych. Data każdego nalotu była precyzyjnie ustalana. Odbitki stykowe fotografii wykonywane były w ciągu 3—4 dni. Stanowią one unikatowy materiał do dalszych studiów przyrodniczych i inżynierskich koryta dolnej Wisły. W okresie prowadzenia badań spotykano się z dużą pomocą ze strony Okręgowej Dyрекcji Gospodarki Wodnej w Warszawie. Słowa podziękowania należą się szczególnie dyrektorowi mgr inż. Czesławowi Kowalskiemu i jego zastępcy mgr inż. Zenonowi Heldowi oraz kierownikowi Inspektoratu Rzek we Włocławku mgr inż. Zdzisławowi Melerowi.

Dużą pomoc w trakcie prowadzenia badań, jak również w organizacji stacji terenowej Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Dobiegniewie uzyskano z Wojewódzkiego Komitetu Przeciwpowodziowego w Płocku, dzięki uprzejmości i przychylnemu nastawieniu jego ówczesnego sekretarza mgr inż. Henryka Malesy.

Od 1985 do 1990 r. niniejsza praca realizowana była w ramach Centralnego Programu Badań Podstawowych 03.09. „Metody analizy i użytkowania zasobów wodnych” kordynowanego przez Instytut Geofizyki PAN w Warszawie (grupa tematyczna 4: „Modelowanie procesów lodowych w rzekach i zbiornikach wod-

nych”). Kierownikiem grupy tematycznej był prof. dr hab. inż. Wojciech Majewski z Instytutu Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku, któremu serdecznie dziękuję za krytyczne uwagi i wskazówki przedstawione podczas spotkań roboczych i seminariów.

Badania zjawisk lodowych wymagają przeprowadzenia dużej liczby pomiarów terenowych. Ich wykonanie możliwe było dzięki pomocy dużego zespołu z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu. Pomimo zachowania pewnych środków bezpieczeństwa pracy na lodzie, granica dopuszczalnego ryzyka była wielokrotnie przekraczana. Grupami pomiarowymi kierowała chęć poznania nieznanych zjawisk i praktyczne znaczenie wyników pomiarów dla doboru optymalnych metod ochrony przeciwpowodziowej. Szczególnie serdeczne podziękowania należą się kolegom: dr Mieczysławowi Banachowi, tech. Andrzejowi Błachowiakowi, mgr Piotrowi Gierszewskiemu oraz tech. Krzysztofowi Kulpie.

LITERATURA

- Arkuszewski A., 1982, *Skąd seria wielkich powodzi?*, *Aura*, 10, 9-10.
- Asvall P.R., 1972, *Changes in ice conditions in regulated river basins*, (w:) *The role of snow and ice in hydrology*, Proceedings of the Banf Symposia, UNESCO-IAHS, 2, 1283—1304.
- Babiński Z., 1985, *Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji Wisły*, *Przegl. Geogr.* 57, 4, 471—486.
- 1986, *Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”*, (w:) J. Szupryczyński (red.) *Zbiornik włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej*, *Dok. Geogr.*, 5, 41—52.
- 1987, *Morphometry and morphodynamics of the Lower Vistula channel mesoforms*, *Geogr. Pol.*, 53, 85—100.
- Badania zjawisk lodowych na rzekach dla potrzeb prognoz i ochrony przeciwpowodziowej*, 1983, Opracowanie wyk. w Zakładzie Fizyki Wody IMGW Warszawa w ramach PR-7, kier. 04 (maszynopis w bibliotece IMGW Warszawa).
- Banach M., 1986, *Akumulacja w zbiorniku włocławskim a jego hydrodynamika*, (w:) A. Kaniecki (red.), *Hydrologia regionalna a procesy hydrologiczne w zlewniach*, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrologicznej, Poznań 1986, Wyd., UAM, 29—36.
- Banach M., Grześ M., 1985, *Struktura zatoru na Wiśle w styczniu 1982 r.*, (w:) W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.*, Komitet Gospodarki Wodnej PAN, Ser. Monografie, Wyd. Geol., 198—217.
- Beltaos S., 1981, *Ice freezeup and breakup in the Lower Thames River: 1979—80 observations*, Environmental Hydraulic Sections, Hydraulic Division, National Water Research Institute, Canada Centre for Inland Waters, Maszynopis.
- 1988, *Monograph on river ice jams*, Chapter 3: *Ice jam processes*, Chapter 4: *River Modelling Project*, National Water Research Institute, Canada for Inland Waters, Burlington, Ontario, NWRI, Contribution 86—102, Maszynopis.
- Beltaos S., Dean A.M., 1981, *Field investigations of a hanging ice dam*, Environment Canada, NWRI, Hydraulic Division. Maszynopis.
- Biegała L., 1983a, *Rola stopnia wodnego Włocławek w powodzi zatorowej w styczniu 1982 r.*, *Gosp. Wodna*, 5, 140—145.
- 1983b, *Wpływ poziomu piętrzenia zwierciadła wody zbiornika włocławskiego w czasie zjawisk lodowych*, *Gosp. Wodna*, 11.
- 1985, *Lodotłamanie na Wiśle powyżej stopnia wodnego we Włocławku*, *Gosp. Wodna*, 4, 110—112.
- Bierdiennikow W.P., 1956, *Metodika issledowanija zażornych jawlenij*, *Trudy GGI*, wyp. 551109, Gidromietieiozdat, Leningrad, 94—120.
- 1965, *Fizyčeskie charakteristiki lda zatorow i zażorow*, *Trudy GGI*, 129, Gidromietieiozdat, Leningrad, 19-43.
- Bolsenga S., 1968, *River ice jams. A literature review*, Dep. of Army, Lake Survey District, Corps., Eng., Res. Rep.
- Branicki A., Biegała L., 1985, *Charakterystyka przebiegu zlodzenia Wisły przed i po spiętrzeniu stopniem Włocławek*, (w:) W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.*, Komitet Gospodarki Wodnej PAN, Ser. Monografie, Wyd. Geol., Warszawa, 50—67.
- Branicki A., Śliwiński W., 1981, *Wykorzystanie badań zlodzenia i sedymentacji na zbiorniku „Włocławek” w projektach innych zbiorników kaskady Wisły*, *Problemy Projektowe*, 1, Gliwice, 46—50.
- Czetwertyński E., 1958, *Hydrologia*, Arkady, Warszawa, 160—162.

- Cziżow A.N., 1975, *O mechanizmie formiowania zatorów lodu i ich typizacji*, Trudy GGI, 27, Gidromietieoizdat, Leningrad, 3—17.
- Danielewicz W., 1983, *Sto lat wiślanych lodotamaczy*, Morze, 2 (624), 3 (625).
- Dębski K., 1970, *Hydrologia*, Arkady, Warszawa.
- 1978, *Regulacja rzek*, PWN, Warszawa.
- Donczenko R.W., 1956, *Fizyczne swojstwa wnutriwodnogo lodu (szugi)*, Trudy GGI, 551109, Gidromietieoizdat, Leningrad, 5—40.
- 1987, *Ledowyj režim riek SSSR*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Fickie E.R., Ficke J.P., 1977, *Ice on rivers and lakes — bibliographic essay*, U.S. Geological Survey Water-Resources, Investigations, 77—96.
- Gierszewski P., 1988, *Mechanizm i rola spiętrzeń lodu w deformacji i niszczeniu zabudowy hydrotechnicznej zbiornika wrocławskiego*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1, 24—27.
- Giruś R., Strupczewski W., Rojecki A., 1965, *Wyjātki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, PIHM, Ser. Instrukcje i podręczniki, 87, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Gołek J., 1957, *Zjawiska lodowe na rzekach polskich*, Prace PIHM, 48, Wyd. Komunikacyjne, Warszawa.
- 1964, *Zlodzenie rzek polskich*, prace PIHM, 63.
- 1973, *Zlodzenie i zatory na rzekach polskich*, Maszynopis pracy w bibliotece IMGW w Warszawie.
- Gotlib J.L., Donczenko R.W., Piechowicz A.I., Sokołow I.N., 1983, *Led w wodochranili-szczach i niżnych biefach GES*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Włocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., 54, 4, 439—457.
- 1985 a., *Powódzie zimowe na dolnej Wiśle — rys historyczny*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 20-33.
- 1985b., *Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, Przegl. Geogr., 57, 4, 499—525.
- 1985c., *Struktura zatorów śryżowych, śryżowo-lodowych na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek”*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 41—61.
- 1985d., *Zastosowanie falometru perspektometrycznego GM-12 do pomiarów powierzchniowych prędkości przepływu oraz stopnia pokrycia rzeki lodem*, Maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- 1986 a., *Zmiany ustroju hydrologicznego Wisły wywołane przez stopień wodny i zbiornik „Włocławek”*, (w:) P. Kaniecki (red.) *Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach*, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Poznań 1986, UAM, 113—122.
- 1986b., *Sondy rdzeniowe do poboru prób lodu z podbitki i zabitek śryżowych*, Maszynopis.
- 1987a., *Badania zjawisk lodowych na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” oraz odcinku rzeki Wisły od Modlina do Płocka*, Sprawozdanie z badań w sezonie zimowym 1986/87, Maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- 1987b., *Ice regime investigations on the Włocławek Reservoir*, (w:) *Guide-Book of Excursion, Włocławek Reservoir*, Wyd. IGiPZ PAN — IGU Toruń, 44—54.
- 1988, *Badania zjawisk lodowych na zbiorniku stopnia wodnego „Włocławek” oraz odcinku rzeki Wisły od Modlina do Płocka*, Sprawozdanie z badań w sezonie zimowym 1987/88, Maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- 1989, *Rola zjawisk lodowych w kształtowaniu koryta rzeki na przykładzie dolnej Wisły*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1/2, 1—20.
- 1990, *Zjawiska zatorowe w dolnym stanowisku stopnia wodnego „Włocławek”*, Gosp. Wodna, 2, 30—35.
- Grześ M., Babiński Z., 1987, *Analiza morfologii dna koryta rzeki Wisły w rejonie mostu w Wyszogrodzie*, Maszynopis w IGiPZ PAN w Toruniu.
- Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 roku*, Przegl. Geogr., 55, 1, 91—113.
- Hydroprojekt, 1979, *Badania dotyczące zagrożenia powodzią zatorowymi na Wiśle dolnej. Odcinek Modlin-Płock*, Maszynopis opracowania w CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 149-B/79.
- 1982, *Instrukcja lodotamania i przepuszczania lodów przez stopień wodny Włocławek — piąta aktuali-*

- zacja, Opracowanie CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 5633-B/82.
- 1983, *Prognoza kształtowania się zjawisk lodowych na zbiorniku Włocławek w warunkach obniżonego poziomu piętrzenia. Materiały PR-7.04. „Podstawy inżynierskiej zabudowy rzek dla potrzeb wodnych kraju”*. Maszynopis opracowania w CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 286-B/83.
 - 1985, *Metody zwalczania zagrożeń powodziowych spowodowanych zjawiskami lodowymi w górnych częściach zbiorników, na przykładzie stopnia wodnego „Włocławek”*. Podsumowanie dorobku krajowego w PR-7, w temacie 04.09.04., Opracowanie w CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 5234-B/85.
 - 1986, *PTJ przegród przeciwrzyżowych na rzece Wiśle na odcinku Modlin-Plock*, Opracowanie w CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 309-B/86.
 - 1987, *Ochrona przed żywiołem wodnym. Część I. Ochrona przed powodziami zatorowymi*, CBSiPBW „Hydroprojekt” Włocławek, 5626-B/87.
- IAHR, 1986, *River ice jams: a state of the art report*, Working Group on River Hydraulics. Symposium on Ice, Iowa.
- Ice Engineering* 1982, *Engineering and Desing. Corps of Engineers*, Department of Army, Washington.
- Janc E., Krukowicz A., 1987, *Wyznaczenie stref zagrożenia powodziowego i zasady lokalizacji obiektów gospodarki narodowej w tych strefach*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, 11—17.
- Jędrzyk M., Rusak M., 1982, *Kompleksowe zagospodarowanie Wisły, (w:) Wisła. Monografia rzeki*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 379—400.
- Karnowicz W.N., 1984, *Mechanika obrazowania i rozruszenia zatorów lda na riekach i wodochroniliszczach GES, (w:) Dynamika i termika riek i wodochroniliszcz*, Nauka, Moskwa.
- Katalog zatornych i zażornych uczestkow riek SSSR*, 1976, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Kellerhalls R., Church M., 1980, *Comment on „Effects of channel enlargement by river ice processes on bankfull discharge in Alberta, Canada” by D.G. Smith*, Wat. Resor. Res., 16, 6, 1131—1134.
- Kiciński T., Ciepeliowski A., 1975, *Środki i zasady ochrony przed powodzią, (w:) Ochrona przed powodzią*. Praca zbiorowa, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Wodnych i Melioracyjnych, 3, 4, 9—121.
- Kivisild H.R., 1959, *Hanging ice dams*, IAHR, VIII-th Congress. Montreal. Seminar No. I, *Ice Problems in Hydraulic Structures*, Proceedings, 1-3.
- Kobędzina J., 1954, *Powódzie na Wiśle w okolicach Warszawy*, Gosp. Wodna, 5, 156—158.
- Kolberg W., 1861, *Wisła jej bieg, własności i spławność*, Warszawa.
- Kornacki Z., 1972, *Regulacja rzek. (Projekt wytycznych technicznych projektowania)*, Ser. Budownictwo wodne, I, Materiały Badawcze IGW, Warszawa.
- Kostrzewa J., 1966, *Powódź zatorowa na Wiśle w lutym 1966 r.*, Gosp. Wodna, 5, 195—196.
- 1985, *Ostłona przeciwpowodziowa i charakterystyka hydrologiczna odcinka Wisły od ujścia Narwi do Włocławka na podstawie obserwacji hydrologicznych z lat 1950—1982, (w:) W. Majewski (red.) Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w ziemie 1982 r.* Komitet Gospodarki Wodnej PAN, Ser. Monografie, Wyd. Geol. Warszawa, 127—157.
- Kowalczyk A., 1954, *Zagadnienie ujścia Wisły w świetle bezpieczeństwa doliny*, Gosp. Wodna, 4, 158—160.
- Król D., 1988, *Procesy sedymentacyjne w zbiorniku wodnym „Włocławek” w latach 1984—1987*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 4, 27—35.
- Kupczyk E., Iwiński J., Nowicka M., Gołek J., 1986, *Charakterystyka zjawisk lodowych na głównych rzekach polskich i związane z tym metody pomiarów i obserwacji*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1, 1-12.
- Lambor J., 1933, *Zjawiska lodowe i akcja lodotałmania na Wiśle*, Przyroda i Technika, 2, 49-56.
- 1948, *Geneza lodu prądowego i jego pojawienie się na rzekach środkowo-europejskich zlewiska Morza Bałtyckiego*, Wiad. Służby Hydrol. Met., I, 3, 213—244.
 - 1959, *Zjawiska lodowe na śródlądowych drogach wodnych w Polsce*, Prace i Studia Komitetu Gospodarki wodnej, Prace Hydrol. Met., II, 1, 121—138.
- Lawson D.E., Chacho E.F. (Jr.), Brockett B.E., 1986, *Sub-ice channel and longitudinal frazil bars, ice covered Tanana River, Alaska*, IAHR, Ice Symposium, Proceeding I, Iowa City, 456—474.
- MacKay D.K., Shearston D.A. Arnold K.C., 1974, *Channel ice effects and surface water velocities from aerial photography of Mackenzie River break-up, (w:) Hydrologic aspects of Northern Pipeline Development*, Environmental — Social Comitee, Northern Pipelines, TASK Force on Northern Oil

- Development, Rep. 74—12, 75—108.
- Majewski W., 1984, *Backwater profiles on hydroelectric reservoir with ice cover*, IAHR Ice Symposium, Hamburg, Proceedings I, 255—264.
- 1986, *Wpływ zlodzenia na zmianę stanów wody w Jeziorze Włocławskim*, Przegł. Geogr. 58, 3, 321—329.
- 1987, *Wpływ pokrywy lodowej na charakterystykę hydrauliczną zbiorników przepływowych na rzekach nizinnych na przykładzie zbiornika Włocławek*, Prace Instytutu Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk, 15.
- 1988, *Problemy lodowe przy eksploatacji budowli hydrotechnicznych i obiektów hydroenergetycznych*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1, 15—23.
- Majewski W., Bagińska M., Walczak P., 1989, *Wpływ pokrywy lodowej na warunki przepływu w ujściowym odcinku Wisły*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1/2, 23—30.
- 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, 63—73.
- Maksimowicz N.I., 1904, *Ustowija ledochoda i borba s zatorami lda na riece Wisle*. (w:) *Trudy X Sjesda Russkich Diejtielej po Wodianym Putjam*, Petersburg, 1-34.
- Mamak W., 1958, *Regulacja rzek i potoków*, Wyd. Arkady, Warszawa.
- Mamak W., Tyszka Z., 1954, *Statystyka szkód powodziowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem lat ostatnich*, Gosp. Wodna, 4, 142—143.
- Manthey T., 1981, *Vistula River: general data, regime formulae, field surveys of the estuary*, (w:) *Advances in sediment transport*, Mat. Conference, Jabłonna 1978, PWN, 323—350.
- Matakiewicz M., 1920, *regulacja Wisły*, Wyd. PTK, Warszawa.
- Matoušek V., 1980, *Teplotni a ledovy režim vodnich toku*, Vy. ministerstvo lesniho a wodniho hospodarstvi CSR, Praha.
- Meler Z., 1985a, *Akcja lodołamania i inne metody kruszenia lodów na Wiśle od km 551 do 675*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 89—98.
- 1985b, *Przepuszczanie lodów i wód przez stopień we Włocławku*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 109—115.
- 1987, *Stopień i zbiornik Włocławek — miejsce w projektowanej kaskadzie i eksploatacja*, (w:) *Konferencja naukowo-techniczna nt. Problemy eksploatacyjne zbiornika wodnego Włocławek*, NOT — SI i TWM, Płock, 5—22.
- Melin R., 1954, *Stream erosion and sedimentation at low water in winter*, IAHS, Compt. rend., Assemb. gen. Rome, 3, 257—260.
- Michel B., 1971, *Winter regime of rivers and lakes*. Cold Regions Reserach and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- 1972, *Properties and processes of river and lake ice*, (w:) *The role of snow and ice in hydrology*, Proceedings of the Banf Symposia, I, A contribution to the International Decade, UNESCO-WMO-IAHS, 454—484.
- 1978, *Ice accumulations at freeze-up or break-up*, IAHR Symposium on Ice Problems, Lulea, Proceedings, 2, 301—307.
- 1984, *Ice engineering in 1984*, IAHR Ice Symposium Hamburg, Proceedings IV, 302—325.
- 1986, *Packing in front of a forming river ice cover*, IAHR Ice Symposium Iowa City, Proceedings I, 75—87.
- Mietodiczeskije ukazania po borbie s zatorami i zažorami lda*, 1970, Energija, Leningradskoje ot-dielienije.
- Mikulski Z., 1955, *Katastrofalne powodie w Polsce*, Czas. Geogr., 4, 380—396.
- 1963, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa, 112—207.
- 1989, *Adrian Krzyżanowski i jego zapomniany opis nowego ujścia Wisły z 1840 r.*, Przegł. Geogr., 4, 473—485.
- Missala A., 1985, *Odladzanie urządzeń jazu i śluzy we Włocławku*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 132—136.
- Monografia hydrologiczna dolnej Wisły*, 1979, *Koryto rzeki, układ nurtu, istniejąca zabudowa*, Maszynopis opracowania w CBSiPBW „Hydroprojekt” w Warszawie.
- Multilingual Ice Terminology*, 1977, IAHR, Section of Ice Problems, Research Centre for Water Resources, Budapest.

- 1980, *Addendum 1*, IAHR, Section of Ice Problems, Research Centre for Water Resources, Budapest.
- Niese A., Schmidt G.E., 1918, *Vorsslage zur forderung der Schifbarkeit*, Bauwesen, 4—6, Berlin.
- Orleński H., 1934, *Powódzie w Warszawie*, Kronika Warszawy, 1, 2, 1—8.
- Pariset E., Hausser R., Gagon A., 1966, *Formation of ice covers and ice jams in rivers*, ASCE J. Hydraul. Div., 92, HYG, 1—23.
- Paschke N.W., Coleman H.W., 1986, *Forecasting the effects on the effect on river ice due to the proposed Susitna Hydroelectric Project*, Proceedings of the „Cold Regions Hydrology Symposium”, American Water Resources Association, 557—563.
- Pawłowski Z., 1970, *Wpływ zjawisk lodowych na przepływ rzeczny*, Prace PIHM, 99, Wyd. Komunikacyjne, Warszawa, 3—40.
- 1973, *Metody hydrometrii rzecznej*, IMGW, Ser. Instrukcje i Podręczniki, 115, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Perham R.E., 1981, *Test of frazil collector lines to assist ice cover formation*, Can. J. Civil Eng., 8, 4, 442—449.
- 1988, *Ice sheet retention structures*. Tłumaczenie A. Zajbert, *Konstrukcje zatrzymujące pokrywę lodową*, Wyd. CBSiPBW „Hydroprojekt”, Do użytku wewnętrznego.
- Piątkowski J., 1987, *Brama przeciwpowodziowa na wejściu do portu rzecznego w Płocku*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 192, 11—13.
- Polak K., 1987, *Przegroda śryżowa na rzece Wiśle w km 629,9*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, 1—10.
- 1988, *Przegrody śryżowe na Wiśle — zima 1987—1988*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 4, 36—40.
- 1990, *Przegrody śryżowe na Wiśle*, Gosp. Wodna, 4, 91—92.
- Polkowski B., 1949, *Walka z zatorami lodowymi i ochrona mostów w czasie sptywu lodów*. Drogownictwo, 3, 56—59.
- Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982 r.* 1985, (red.) W. Majewski, Komitet gospodarki Wodnej PAN, Ser. Monografie, Wyd. Geol., Warszawa.
- Prowse T.D., 1985, *Guidelines for river ice data collection programs*, National Hydrology Research Institute. Cold Regions Sections. Surface Water Division, Ottawa, Maszynopis.
- Proskuriakow B.W., Bierdiennikow W.P., 1973, *Między ocenki moszczności zatorów lda na riekach pri ispolzowanii opornych kriwych*, Trudy GGI, 201, Gidromietieioizdat, Leningrad, 38—64.
- Puciata M.A., 1894, *O zatorach na r. Wiśle*, (w:) *Trudy I Sjezda Russkich Diejtielej po Wodianym Putiam w 1894 g.*, I, Petersburg, 247—261.
- Raczyński M., 1935, *Materiały do hystorii Ciechocinka. Od zapoczątkowania budowy warzelniów soli do wybuchu wielkiej wojny*, I, Warszawa, 400—408.
- Raport Komisji Międzyresortowej powołanej decyzją nr 4 Prezesa Rady Ministrów do zbadania przyczyn i skutków powodzi w styczniu 1982 r. na Wiśle i innych rzekach*, 1982, Warszawa.
- Rozwadowski J., 1974, *Technika kruszenia lodów na Wiśle*, (w:) *Materiały konferencji RWPG „Zastosowanie lodotamaczy do kruszenia pokrywy lodowej”*, Gdańsk.
- Rusak M., *Wisła dolna*, (w:) *Wisła. Monografia rzeki*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 333—356.
- Sayre W.W., Song G.B., 1979, *Effects of ice covers on alluvial channel flow and sediment transport processes*, Iowa Institute of Hydraulic Research, IHR Univ. Iowa, Rep. 218.
- Shen H.T., 1985, *Hydraulics of river ice*, Department of Civil and Environmental Engineering, Clarkson Univ., Rep. 85-1.
- Shen H.T., Ruggles R.W., Batson G.B., 1984, *Field investigation of St. Lawrence River. Hanging ice dam. Winter 1983—1984*, Department of Civil Environmental Engineering, Clarkson Univ., Potsdam, N.Y., Rep., DTSL, 55—85-C-Coo85.
- Słowikowski J., 1881, *Stany wody na Wiśle pod Warszawą od 1860 do r. 1880 z oznaczeniem peryjodów stawania i puszczania lodów*, Pam. Fizjogr. 1. Warszawa, 55—73.
- 1892, *Charakterystyka Wisły i o zjawiskach towarzyszących zamarzaniu rzek*, Pam. Fizjogr., 22. Warszawa, 181—214.
- Smith D.G., 1980, *Effects of channel enlargement by river ice processes on bankfull discharge in Alberta*, Canada, Wat. Resour. Res., 15,2.
- Starosolszky O., 1969, *Ice in hydraulic engineering*, The Norwegian Institute of Technology, Univ.

Trondheim.

- Symonowicz A., 1969, *Ekonomiczna efektywność inwestycji przeciwpowodziowych na przykładzie karpackich dopływów Wisły*, Prace IGW, 5, 5—109.
- Szachtmajer K., 1928, *Jesienny pochód lodów na Wiśle w r. 1927*, Morze, 2, 4—5.
- Śliwiński W., 1975, *Zagrożenie zatorowe na Wiśle — powyżej zbiornika Włocławek*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3, 1—5.
- 1985a, *Procesy tworzenia się pokrywy lodowej i zatorów na zbiorniku we Włocławku i próby sterowania tymi procesami*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 79—88.
- 1985b, *Wpływ sedymentacji, robót bagrowniczych i akcji lodotłamania na kształowanie się zwierciadła wody w warunkach zlodzenia*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 3/4, 128—131.
- 1987, *Realizacja prac pogłębiarskich w czaszy zbiornika „Włocławek”*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 1/2, 1—10.
- Tsang G., 1981, *Fin boom ice gate for ice control and winter navigation*, IAHR International Symposium on Ice, Quebec, Proceedings II, 702—717.
- 1982a, *Frazil and anchor ice. A monograph*, NRS Subcom. on Hydraulic of Ice Covered Rivers, Ottawa.
- 1982b, *Resistance of Beauharnois Canal in Winter*, J. Hydraul. Div., 108, HY2, 167—186.
- Tyszkiewicz Z., *Powódzie w Polsce i ochrona przed nimi w zarysie historycznym*, Gosp. Wodna, 4.
- Walewander A., 1932, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1450—1586. Zjawiska meteorologiczne i pomory*, Badania z Dziejów Społ. Gosp., 10, Lwów.
- Walker H.J., 1970, *Some aspects of erosion and sedimentation in an Arctic delta during breakup*, (w:) *Hydrology of deltas*, 1, Proceedings of the Bucharest Symposium, IAHS, Pub. 90, 209—219.
- Wierzbicki J., 1985, *Analiza morfologii dna czaszy zbiornika wodnego dla potrzeb oceny istniejących i określenia postulowanych warunków przepływu wody i pochodzących zjawisk lodowych*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 2/3, 116—127.
- 1986, *Wybrane zagadnienia geometrii koryt rzecznych i zasad regulacji rzek nizinnych*, Informator Projektanta CBSiPBW „Hydroprojekt”, 2, 11—33.
- Williams G.P., 1970, *Breakup and control of river ice*, IAHR Symposium on Ice Problems, Reykjavik, Paper 3.12.16.
- Williams G.P., MacKay D.K., 1973, *The characteristics of the ice jams*, (w:) *Seminar on Ice Jams in Canada*, NRC Tech. Memo., 107, Ottawa, 17—35.
- Wiśniewski B., 1975, *Ochrona przed zlodowaceniem i zatorami lodowymi*, (w:) *Ochrona przed powodzią*, 3—4, STiTWM, Warszawa, 123—232.
- Wojtkiewicz M., 1926, *Wisła Pomorska*, Ser. *Drogi wodne w Polsce*, II, Warszawa.
- Wokroj J., 1937, *Zejście lodów i tworzenie się zatorów w dorzeczu Wisły w roku 1937*, Gosp. Wodna, 3—4, 105—117.
- 1954, *Powódzie zatorowe i walka z nimi*, Gosp. Wodna, 4, 141—142.
- Wskazówki dla obserwatora posterunku wodowskazowego*, 1977, Wyd. IMGW, Dział Inspekcji i Sieci, Warszawa.
- Zajbert M., 1975, *Powódź i ogólne warunki ochrony przeciwpowodziowej*, (w:) *Ochrona przed powodzią*, 1—2, STiTWM, Warszawa, 5—26.
- Zarys monografii powodzi w Polsce. W 40-lecie działalności Głównego Komitetu Przeciwpowodziowego*, 1988, (red.) J. Grochulski, Główny Komitet Przeciwpowodziowy.
- Żelaziński J., 1983, *Ocena zlodzenia koryta Wisły powyżej stopnia Włocławek w styczniu 1982 r.*, Gosp. Wodna, 5, 145—146.
- 1985, *Wpływ zlodzenia na zależność stan-przepływ*, (w:) W. Majewski (red.) *Powódź zatorowa na Wiśle w rejonie Zbiornika Włocławek w zimie 1982*, Komitet Gospodarki Wodnej PAN, Ser. Monografie. Wyd. Geol., Warszawa, 165—169.

ICE JAMS AND FLOODS ON THE LOWER VISTULA RIVER. MECHANISM AND PROCESSES

SUMMARY

The study of the ice regime on rivers is not easy. The summer stage — discharge relationship does not hold any more. Our knowledge about phenomena connected to river ice regime is still very poor. The winter regime of the Lower Vistula River (391 km long — from confluence with Bug River to the river mouth) is often determining factor in the control and use of water resources. The most important and dramatic event of the winter ice season on the Lower Vistula River is the formation of large ice jam with the local flooding.

The field investigations have been carried out on the regulated and unregulated reaches of the Lower Vistula River and in upper part of the Włocławek Reservoir. The presented problem is discussed, basing on the measurements results and historical data.

The earliest information on floods on the Lower Vistula River dates back to the XIth century. Floods caused by ice jams appear at an average rate once in three to five years. The area which is in the greatest danger of occurrence of ice jams is the Vistula mouth, where in 1840 the biggest ice jam have been recorded, near Tczew in March 1855, when 440 km² were flooded. On the Lower Vistula River the maximum water stages were caused by ice jamming and often exceeded the tops of the embankments. The most frequent ice jams caused the water level rise up 6 m. The flooded areas often extended over than 100 km². Lower Vistula River flows from south to north. Thus the break-up in the upper course leads to dangerous ice jam situations.

In the beginning of the XIXth century steam icebreakers were introduced. In the braided and unregulated river stretches the operation of icebreakers is limited mostly due to small depth in the talweg. Therefore on reaches the frequency of ice jams has greatly decreased. It follows from an analysis of historical records that the Lower Vistula can be divided into three characteristic sections with regard to ice jam formation. The first one covers the region of the river's mouth — here ice jamming depends on the possibility of the ice being carried into the Bay of Gdańsk. The second one covers the section of the Vistula from mouth up to the locality Silno (km 718), after regulation it has shown a much lower frequency of jamming. If ice jams occur, they are effectively cleared by icebreakers. The third one covers unregulated section of the Lower Vistula River from Silno up to the confluence with Bug River (km 550) is characterized by high frequency of ice jams. Jamming phenomena occurred there every winter and major ones resulted in

floods disasters. Ice breaking was impeded by small depths and braided channel.

Significant changes were introduced in the ice conditions in an over 100 km long stretch of the Lower Vistula after the Włocławek Reservoir was formed in 1970. Dam construction resulted in increased water elevation by 10.7 m. Influence of backwater reaches 57 km upstream. During 20 years project operation maximum recorded discharge in summer was about 8000 m³/s. Winter discharges are usually low and do not exceed 2000 m³/s. The presence of a dam in river instigate great changes in the very beginning of ice formation till the end of the spring break-up. Comparison of ice regime before dam construction and after formation of reservoir shows total time of ice phenomena did not change and lasts on the average about 80 days per year. Considerable changes are however in the duration of particular ice forms. In Vistula River the dominating ice form was the passage of frazil ice which takes 50—60% of time. Just after damming earlier formation of ice cover in the downstream and middle part of reservoir were observed. Ice covers forms here, mainly due to extension of border ice. Flow velocities in this region for average yearly discharge (about 900 m³/s) are 0.1 m/s. The range of this type of ice cover in the reservoir depends on the discharge and low velocities during ice formation. The question remains, does the solid sheet of ice in the reservoir form sooner than the drifting ice floes in the free — flowing river; and if yes, where in the reservoir do the drifting ice floes meet the solid sheet of ice — the position of contact zone. Velocities higher than 0.3—0.4 m/s disturb the position of contact zone and pancake ice either stops at the edge of an already existing ice cover and develops in the upstream direction (frontal ice cover progression by juxtaposition). When the frontal edge of the ice cover reaches the downstream end of rapids, the flow velocity becomes so high that frazil pans (pancake ice) cannot extend the cover front by juxtaposition. The ice edge then packs and thickens until slush and floes dive under the ice to form a hanging dam. It may be concluded that the main mechanism of hanging dams formation on the Włocławek Reservoir is the compaction (packs) of floating brash ice. During whole period of ice cover increased water elevation was observed. It is caused by the existence of frazil hanging dams. For exploital purposes of Włocławek Reservoir an empirical curve was constructed. It illustrates the relation between discharge during ice cover formation and the position of contact zone. It may be used for the forecast of flood danger on the reservoir.

In general, it can be stated that the increase of flow velocity retards the stabilization of ice cover. A precise determination of critical values of velocity or Froude number is difficult because every situation depends on various hydrometeorological and morphological parameters, which vary over a wide range. Summing up the observations, it can be said that the limit low velocity for the Włocławek Reservoir is 0.35 — 0.45 m/s. In the lower part of the reservoir, where the flow velocity is below 0.35 — 0.45 m/s the formation of a smooth uniform ice cover (ice sheet) without hanging dams is noted. The ice cover of the upper part of reservoir is formed mainly from transit frazil ice floes (ice pans).

If the ice pans do not agglomerate in the ice cover, then when stopping an obstacle (ice bridge, bridge piers, edge of the stable ice cover, shallows), they may form one of the following types of ice cover:

- Ic₁ — ice cover formed from loosely frozen together ice pans, i.e. progression of ice cover by juxtaposition of pancake ice.
- Ic₂ — ice cover formed from frozen together large frazil floes: loosely frozen or with collision effects in the contact zone, i.e. progression of ice cover by juxtaposition of frozen pancake floes (frazil fields).
- Ic₃ — ice cover formed from jammed ice pans (roof tilted ice cover). The jam thickness reaches 1.5 — 2.0 m. The progression mechanism of ice cover by compactibility of pancake ice.
- Ic₄ — ice cover formed from jammed and elevated frazil and border ice. The ice jam thickness reaches 7—8 m.

To each of these types a certain flow velocity may be assigned.

Analysing the genesis of the ice jam phenomena or the process of its formation it is most essentially to know the inner structure of ice masses accumulated on a certain river reach. The notion of ice jam structure and the arrangement of its elements and their spatial variability were considered. The inner structure of the jam is reflected in the morphology of its structure. This criterion is universally used in jam typology where two types of jams are distinguished: hanging (surface) jam and grounded (dry) jam. The morphological character of the ice cover is not only the index of its thickness but also of the kind of ice masses accumulated in the jam. This information is essential for practical use, especially for ice breaking works and hydrological forecast. The structure of ice jam is to a considerable degree dependent upon the course and intensity of hydrometeorological conditions. These conditions determined the volume of ice production, from one hand, and from the other the conditions of ice jam removal. The location of jam is controlled by river bed morphology and by ice conditions on the whole river course.

According to ice jam research needs new instrumentation and techniques were developed, which were tested during several winter seasons on the Vistula River. For ice accumulation sampling and precise measurements of ice thickness deposits special core and non-core samplers have been used. The problem was to construct a probe of simple instrument easy to use in any kind of site conditions and simple to operation by unskilled worker.

There are many different mechanisms governing on a combination of hydrodynamic and atmospheric conditions. Ice jams have been defined in most general way, as any accumulation of river ice with the increase in water level. We have a good data about water levels, but our informations about ice distribution, kind and volume of ice accumulation is scanty. Here, a characteristic of the ice filling of the river channel is necessary.

During frazil slush penetration test, changes of ice deposits compactness were recorded. Total weight of sounder was 4 kg. Diameter of cone head was 45 mm. Three grades of compactness have been adopted. As following:

- a. Loosy accumulations (with ice floes or without floes). The sounder penetrates the accumulation driven by its own weight.
- b- Compact accumulations (with ice floes or without floes). The sounder stands upright in the slush.
- c. Firm accumulations (with or without floes). The sounder must be driven by force.

According to above grades of compactness we have the following characteristic layers:

- A. From the underside of the ice cover to 1.5 m depth. It is layer of compressed pancake ice. Usually recognized as an accumulation compacted with floes. Number „c” — firm accumulation.
- B. From 1.5 m (sometime from 2.0 m) down to the boundary of the loose slush (5—6 m). The presence of ice floes is sporadic. This layer was recognized as compact. Compactness degree — „b”.
- C. The lower layer of slush accumulation is usually loose. The thickness of this layer varies in a wide range from a few centimeters to 1.5 m.
- C₁. Extra layer. Moving crystals of frazil and bottom ice. The thickness of this layer varied from few centimeters to 1.5 m. In all methods, this fact was not registered. In this layer propeller of current meter is working very well.

Special samplers had been constructed to determine the real volume of ice in channel. These tools allow for taking ice core samples of known volume and undisturbed structure. The core sample which is water and ice mixture, is drained and remained slush is weighted. The „dry” mass of slush in one cubic metre of the accumulation is calculated. An ice sample is taken for further physical and chemical investigations. The described methods had been used by S. Beltaos and A.M. Dean (1981).

It has been found that the dry mass of slush in 1 m³ of the ice accumulations which can be defined as loose (a) are characterized by 100—300 kg/m³ of dry density. The compact ones (b) 300—600 kg/m³ and firmed (c) highly compacted over 600 kg/m³. The characteristic property of the underside accumulations is their variability. Test samplers taken from locations apart 5—10 m differed by ± 200 kg/m³.

The process of ice deposits (frazil accumulation) existence is very interesting. Just after the hanging dam formation, all frazil crystals have irregular forms. The melting process is directed to „round off” these crystals. As an effect of hydrostatic buoyancy of this „rounded off” crystals, results a thickness decrease of hanging dams from freeze-up to break-up period was found. This fact is not considered in mathematical and physical models. The melting processes of frazil slush led to decrease of its thickness and to increase of active cross section area. This process was observed on the tested longitudinal and cross profiles. The relationship between density of frazil slush and decreasing of its thickness during the melting process was observed.

The commonly used typology of the phenomenon: hanging ice jam and grounded ice jam is not precise and does not serve well its purpose. There are no grounds for using this typology not knowing what the structure of the ice jam will be. It is suggested to account for the degree by which the cross section is filled with ice and for the kind of ice when trying to define the typology of ice jams.

Relationships between the texture of the ice cover and the thickness of underside of ice deposits and its nature are very difficult to explain without „special photo key”. Using the „ice key” we can approach to determine the thickness, which is very important for the river ice monitoring. Examples of the way at „ice key” used are presented in this paper.

Ice jamming phenomena on rivers and river reservoirs in temperate and high geographical latitudes are often the cause of severe floods. Water level rises caused by ice jams are violent and difficult to forecast. To analyze the genesis of the ice jam phenomena or the process of its formation it is essential to know the structure of ice masses accumulated on a given river reservoir reach. The majority of hydrological works on ice phenomena are devoted rather to the effects of ice formations like water level elevation due to ice jamming, flow resistance caused by ice phenomena and the capacity reduction due to the presence of ice.

Knowing the processes of ice cover formation and ice cover decay, one may try to control these processes. The dredging works which are now being carried out on the Włocławek Reservoir are necessary, mainly for improving the ice breaking conditions, as ice breaking is a decisive factor influencing the decrease of ice jam occurrence causing impounding. Dredging works reduce to some extent the unfavorable effect of sedimentation processes. Since 1986, in upper part of the Włocławek Reservoir, experimental ice booms have been used to facilitate ice cover formation in this area and to prevent large amounts of frazil ice moving into it.

During the winter season, from freeze-up to the end of break-up interaction between different ice forms and channel morphology have been observed. For each ice form in the river channel we must look on as a specifically channel form, with many hydraulic and morphologic consequences. The most important of channel erosion effects are due to ice jamming. The effects in channel morphology brought about by ice jam may be manifested in various ways. Several situations with ice effects have been presented in this paper. They are derived from events observed in several ice seasons and from historical data.

Ice problems naturally can be considered best and brought to an effective solution by an intimate cooperation between some specialists of environmental disciplines. It is not possible in a short summary, to cover all aspects of the Lower Vistula ice regime.

DOKUMENTACJA FOTOGRAFICZNA

Autorzy fotografii: 1 - 30, 33 - 57 — M. Grześ
31, 32 — G. Kaszyc

DOKUMENTACJA FOTOGRAFICZNA

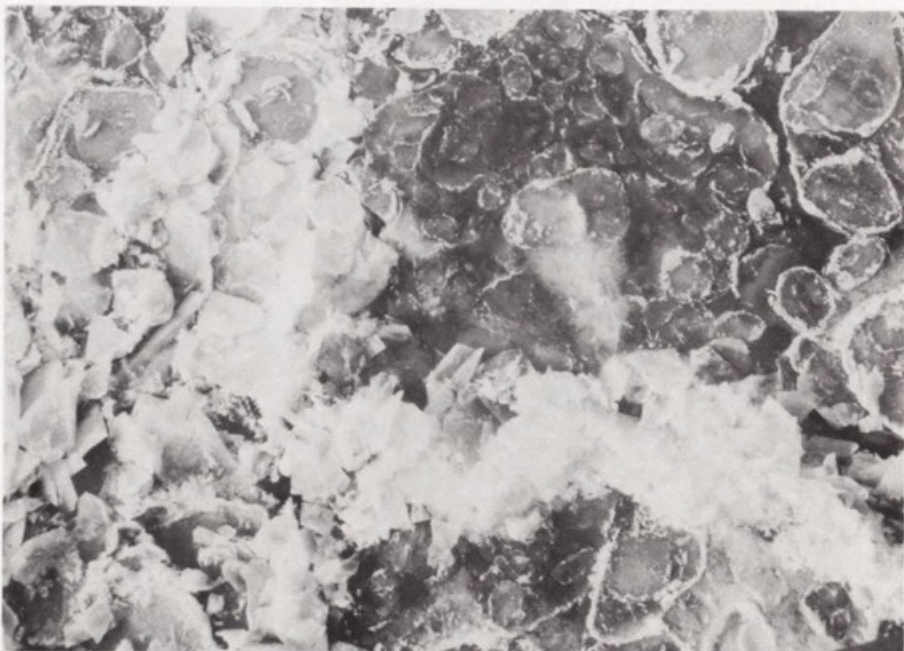
Autoryzy fotograficzne: 1-30, 32, 33 - M. Górecki
31, 34 - G. Raszewski



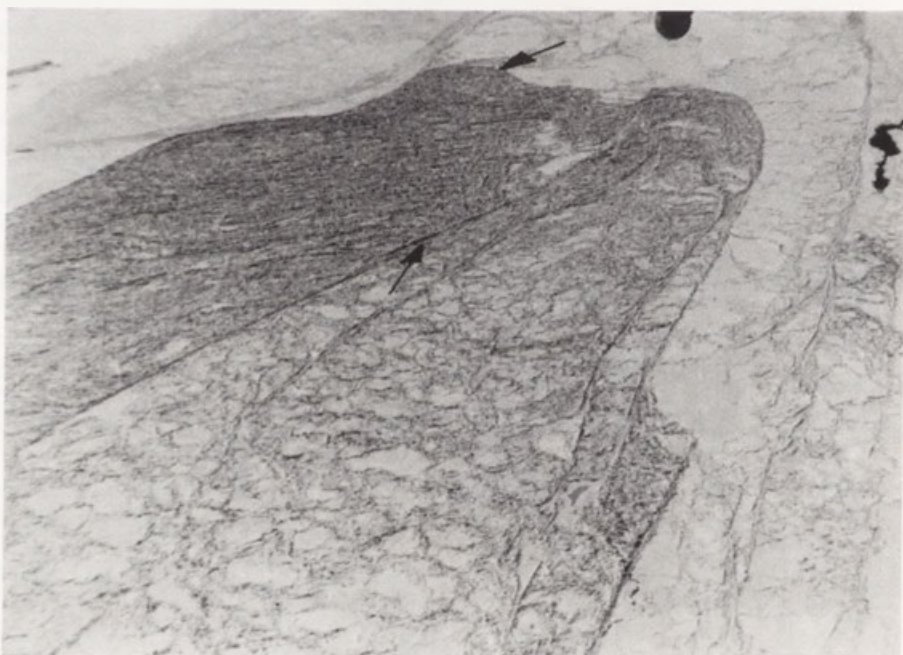
Fot. 1. Czoło zatoru śryżowo-lodowego w Płocku (km 633,5, II cykl zlodzenia, marzec 1987, porównaj fot. 4 i ryc. 26). Wysokość czoła około 1,2 m. Mięszczość mas lodu w rejonie czoła około 5 m (porównaj ryc. 27).



Fot. 2. Powierzchnia zabitki śryżowej w rejonie Dobrzykowa (km 622), grudzień 1983 (porównaj ryc. 21). Bardzo wyraźnie widoczny efekt kolizji (por. rozdz. 2) na kontakcie pól śryżowych. Pomiędzy polami śryżowymi „luki” we frontálním rozbudowywaniu pokrywy lodowej — płonie dynamiczne. Zdjęcie lotnicze.



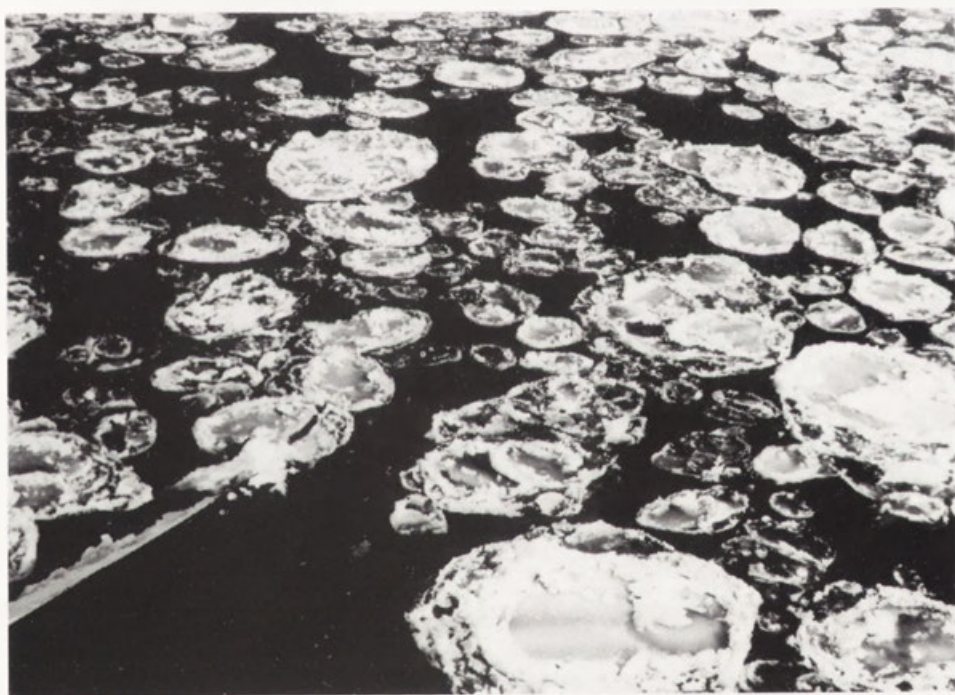
Fot. 3. Efekt kolizji na kontakcie pól śryżowych. Mechaniczny przyrost miąższości mas lodu do 1,5—2,0 m. W centralnej części pól miąższość mas lodu do 0,5—0,7 m (km 633, luty 1984).



Fot. 4. Zdjęcie lotnicze (skośne, wysokość około 150 m) jezora zatoru śryżowo-lodowego w Płocku (porównaj fot. 1 i ryc. 26, marzec 1987). Strzałką oznaczono miejsce wykonania fotografii 1.



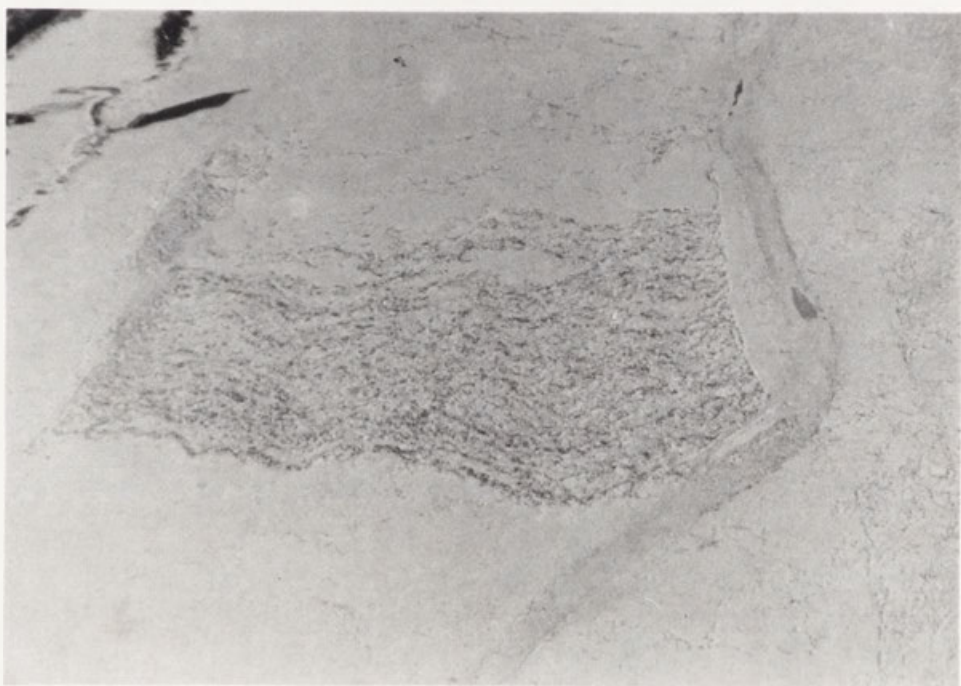
Fot. 5. Kra lodowa powstała z rozpadu pokrywy lodowej typu zbiornikowego (lód krystaliczny — black ice, km 661, luty 1983).



Fot. 6. Pochód krążków śryżowych zmarzniętych w niewielkie pola śryżowe o średnicy 5—15 m (zdjęcie lotnicze, km 587,7 luty 1987).



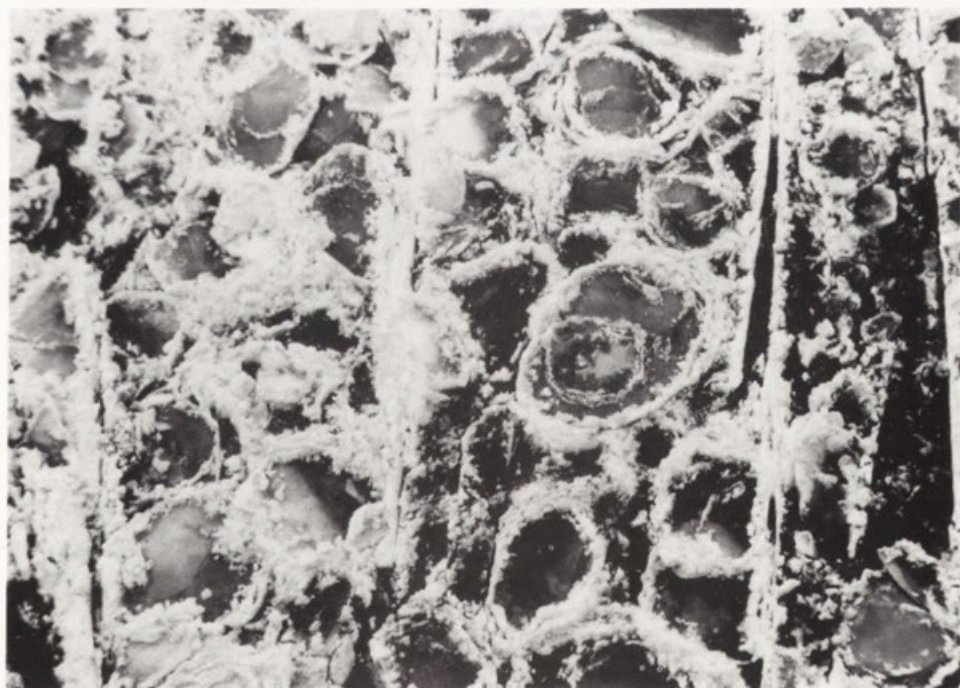
Fot. 7. Łód śnieżny (lepa, km 633,5, listopad 1985). W kilwaterze holownika brak lodu.



Fot. 8. Czoło niewielkiej zabitki sryżowej w Płocku (zdjęcie lotnicze, porównaj ryc. 26). Wyraźnie widoczne linie kompresji. Z prawej strony ślad przejścia lodołamacza omijającego zabitkę.



Fot. 9. Wyraźnie wykształcona linia ścicia, na granicy której powstała ściana ścicia (km 634, luty 1987, porównaj ryc. 26).



Fot. 10. Pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych krążków śryżowych z charakterystycznymi liniami ścicia (km 633,5, luty 1986).



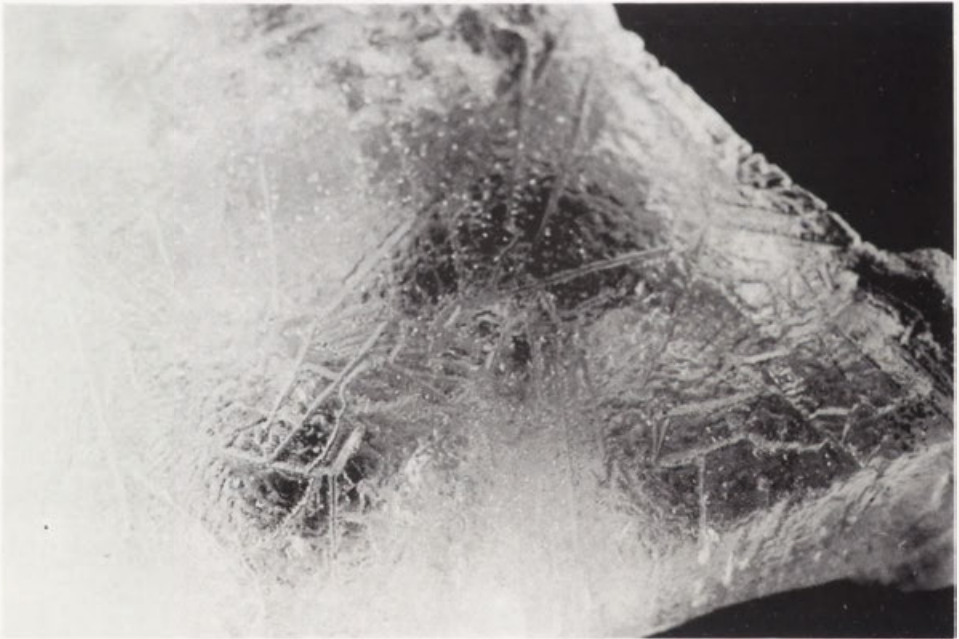
Fot. 11. Spiętrzenie kry (grubość około 50 cm) i pulpy śryżowej na zaporzce bocznej w Popłacinie (km 635, 1 kwiecień 1979). Maksymalna wysokość spiętrzeń około 6 m. Wysokość spiętrzeń ponad koronę zapory około 3 m.



Fot. 12. Masy spiętrzonej kry na drodze Włocławek—Płock w miejscowości Wola Brwileńska. Fotografia wykonana po likwidacji nadpiętrzenia zatorowego w styczniu 1982 r. (km 645, styczeń 1982).



Fot. 13. Spiętrzenia kry (grubość około 35—40 cm) w rejonie Ciecchocinka (km 710,2) powstałe w czasie zejścia zatoru lodowo-śryżowego (marzec 1987).



Fot. 14. Struktura powierzchni krystalicznej pokrywy lodowej (black ice). Widoczne wypreparowanie przez insolację granice pomiędzy kryształami.



Fot. 15. Struktura wewnętrzna krystalicznej pokrywy lodowej (black ice). Zaawansowane selektywne topienie na granicy kryształów.



Fot. 16. Łacha śryżowa powstała na drodze rozbudowy doprądkowej części łachy piaszczystej (zdjęcie lotnicze, km 685, grudzień 1983).



Fot. 17. Pochód krążków śryżowych poniżej mostu drogowego w Wyszogrodzie (zdjęcie lotnicze, km 587,8). Widoczna również łacha śryżowa — powstała w zaprądowej części łacy piaszczystej (grudzień 1983).



Fot. 18. Pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych pól śryżowych z małymi oknami (zdjęcie lotnicze, km 620, 1984).



Fot. 19. Pokrywa lodowa zbudowana z krążków śryżowych z płońią dynamiczną na granicy linii ścicia (km 639, luty 1983).



Fot. 20. Boczná odnoga („kanał ulgi”) w profilu mostu drogowego Wyszogród (zdjęcie lotnicze, km 587,8, luty 1987). Płoń poniżej mostu związana z „efektem upustu dennego”. Powyżej mostu charakterystyczne wypłuczysko.



Fot. 21. Płoń termiczna powstała po upływie około 2 tygodni od stabilizacji pokrywy lodowej (km 623,5, marzec 1985).



Fot. 22. Pochód krążków i pól śryżowych bezpośrednio przed stabilizacją pokrywy lodowej (profil wodowskazowy Płock km 633, styczeń 1986).



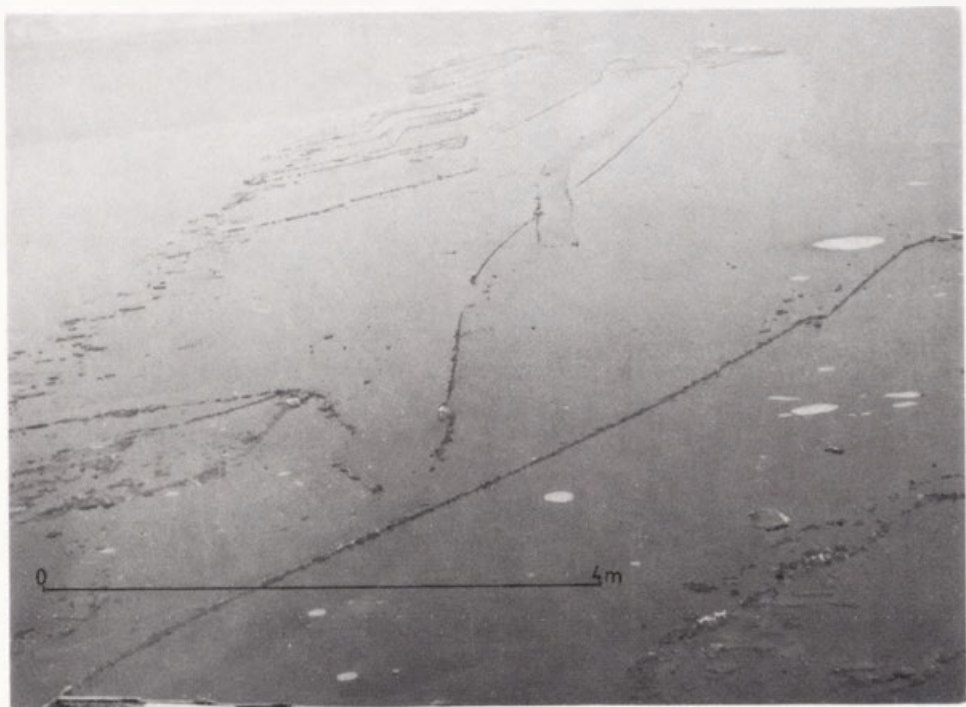
<http://rcin.org.pl>
Fot. 23. Przegroda lodowa w km 629,9 (luty 1988). Zdjęcie lotnicze.



Fot. 24. Fragment prześta przegrody lodowej w km 629,9.



Fot. 25. Tworzenie się zatoru lodowego w okresie splaniania lodu ze zbiornika w bocznej odnodze, w km 710 (marzec 1986). Uwagę zwraca charakterystyczny kształt (V) skraju prowadzącego. Zdjęcie lotnicze.



Fot. 26. Krenclazowe spękania pokrywy lodowej (km 659, luty 1983).



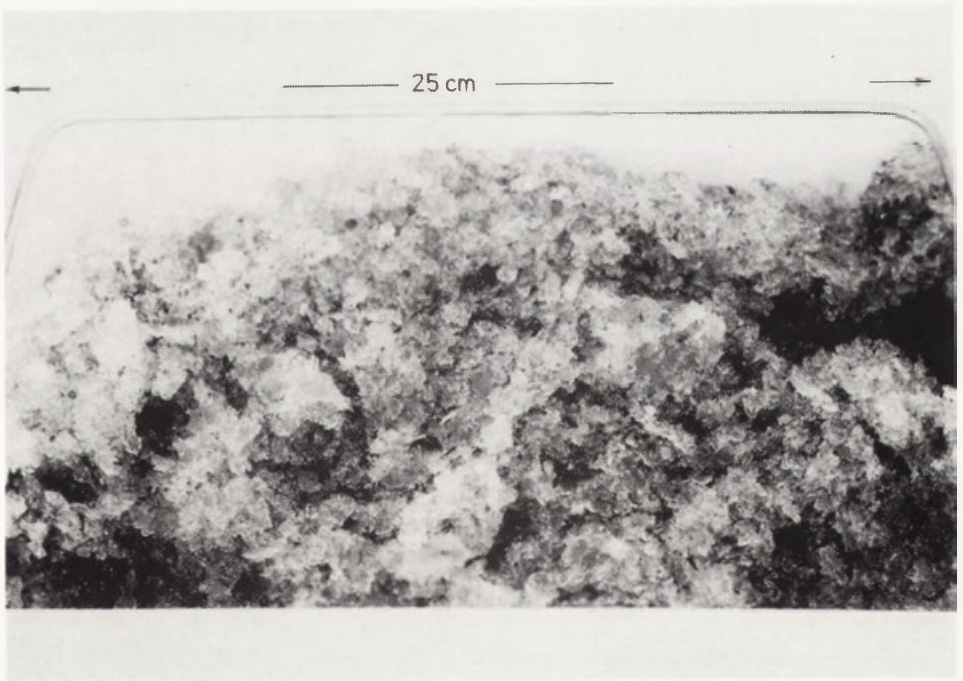
Fot. 27. Zamarznięta płoń dynamiczna, powstała w wyniku rozwarcia się pokrywy lodowej na linii ścicia (km 635, luty 1987).



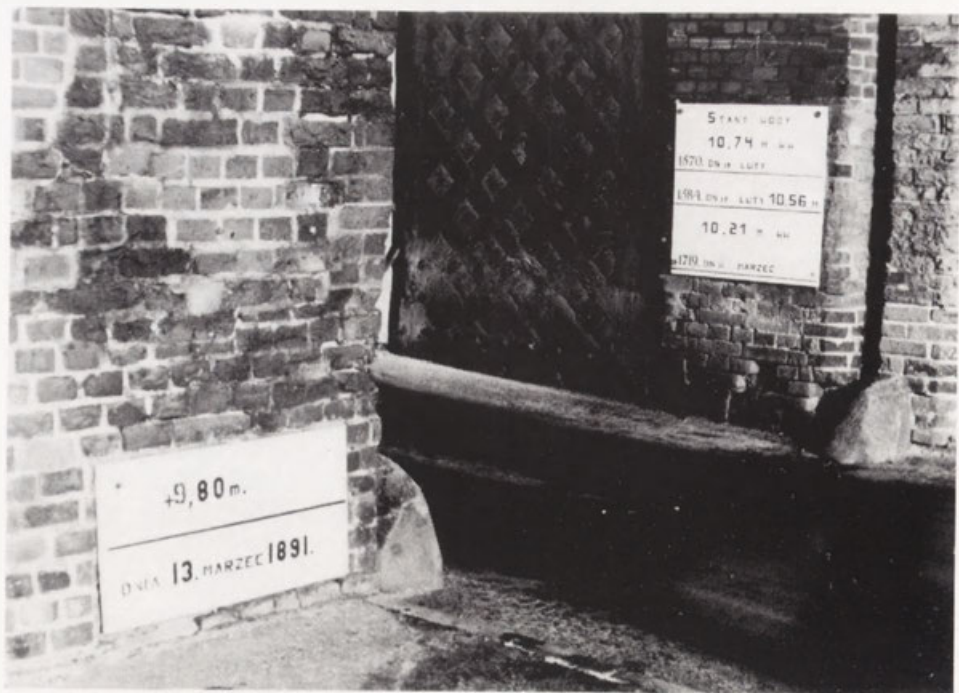
Fot. 28. Sciana ścienia poniżej mostu w Wyszogrodzie (km 587,9). Wysokość ściany ścienia (1,7 m) odpowiada zwykle wysokości napięcia zatorowego (luty 1987).



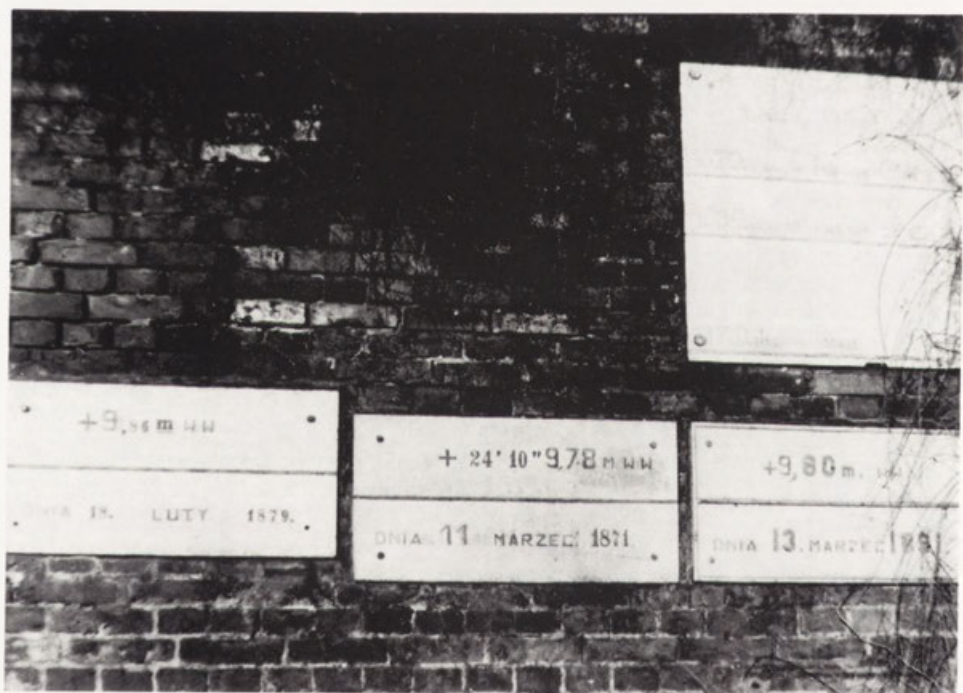
Fot. 29. Ściana ścienia poniżej stopnia wodnego Włocławek (km 702,5) powstała w okresie zejścia zatoru (15 marzec 1985). Wysokość ściany ścienia od 1,5 do 2,0 m.



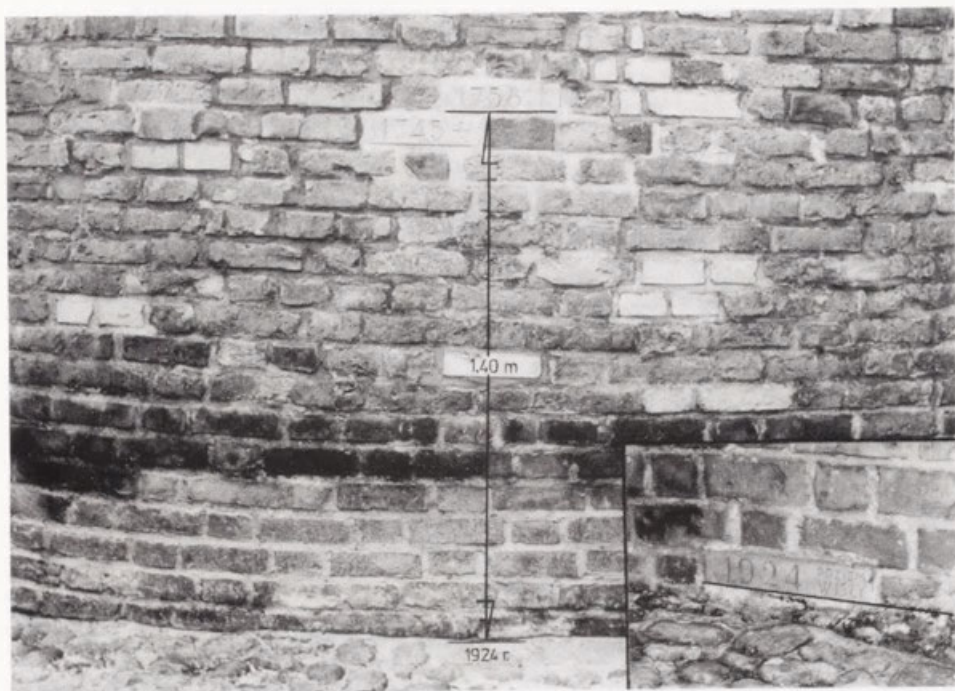
Fot. 30. Odsączona próba pulpy sryżowej (luty 1985, km 623).



Fot. 31. Znaki wielkich wód na murach starego miasta w Toruniu (Fot. G. Kaszyc).



Fot. 32. Znaki wielkich wód na murach starego miasta w Toruniu (Fot. G. Kaszyc).



Fot. 33. Znaki wielkich wód na murach kościoła farnego we Włocławku.



Fot. 34. Zabezpieczający „Nizinę Ciechocińską” wał powodziowy. W km 711,5 widoczny zadrzewiony wybój (po prawej stronie) na wypadzie wyrwy w wale powstałej podczas wezbrania zatorowego w marcu 1924 r.



Fot. 35. Sonda śryżowa z zaworem stożkowym. Pomiar miąższości pulpy śryżowej po odsączeniu (porównaj ryc. 6).



Fot. 36. Zamknięta w sondzie bardzo luźna podbitka śryżowa (km 633, luty 1986, porównaj ryc.25).



Fot. 37. Pobór próby za pomocą udarowej sondy z zaworem klepkowym (porównaj ryc. 8).



Fot. 38. Lodołamacz przeznaczony do pracy w ziole rynny (marzec 1982).



Fot. 39. Lodołamacz liniowy (marzec 1982).



Fot. 40. Lodołamacze na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek (marzec 1985).



Fot. 41. Lodołamanie na przedpolu jazu stopnia wodnego Włocławek (marzec 1985).



Fot. 42. Zbiornik Włocławek — rynna z lodołamania (marzec 1987).



Fot. 43. Dziób lodołamacza odcisnięty w zabite śryżowej (marzec 1986).



Fot. 44. Miejsce eksplozji ładunku wybuchowego (40 kg) wyłożonego na powierzchni zatoru (km 650, luty 1982). Fotografia wykonana około 15 minut po eksplozji.



Fot. 45. Strefa czołowa zatoru w Brwilnie Dolnym. Na drugim planie pokrywa lodowa typu zbiornikowego (km 644,1, luty 1986).



Fot. 46. Jęzor zabitki śryżowej w Maszewie (rejon km 639, marzec 1987), (porównaj ryc. 26). Zdjęcie lotnicze.



Fot. 47. Przegroda śryżowa w Kępie Polskiej (km 608,5, luty 1988). Fotografia lotnicza wykonana w czasie pochodu lodu. Przesła przegrody przytopione.



Fot. 48. Morfologia powierzchni zatoru lodowo-śryżowego w Nieszawie (km 702, marzec 1985, porównaj ryc. 39).



Fot. 49. Pracujący w czole zatoru (km 710) lodołamacz poniżej stopnia wodnego Włocławek (marzec 1985).



Fot. 50. Zniszczona podpora mostu i zerwane dwa przęsła mostu w Wysogrodzie w okresie pochodu lodu w dniu 20 lutego 1987 r. (porównaj ryc. 48). Zdjęcie lotnicze.



Fot. 51. Drewniany most drogowy w Wysogrodzie (21 luty 1984). Most pełni rolę przegrody lodowej. Poniżej mostu widoczna rozległa plień.



Fot. 52. Efekt przegrody lodowej obserwowany na konstrukcji mostu drogowego w Wyszogrodzie (marzec 1986). Strzałką oznaczono „zimowe” położenie nurtu (zimowa inwersja nurtu, por. ryc. 46), będąca główną przyczyną awarii mostu 20 lutego 1987 r. (porównaj ryc. 48, fot. 50). Zdjęcie lotnicze.



Fot. 53. „Wypiętrzenia” podbitek i zabitek śrężowo-lodowych powstałe po likwidacji nadpiętrzenia zatorowego (luty 1982, porównaj fot. 18).



Fot. 54. Budowa wewnętrzna zabitek śryżowo-lodowych widoczna w ścianach „wypiętrzeń” (marzec 1982).



Fot. 55. Budowa wewnętrzna zabitek śryżowo-lodowych widoczna w ścianach „wypiętrzeń” (marzec 1982).



Fot. 56. Budowa wewnętrzna zabitek sryżowo-lodowych widoczna w ścianach „wypiętrzeń” (marzec 1982).



Fot. 57. Budowa wewnętrzna zabitki sryżowo-lodowej w Nieszawie (km 701,5 I cykl zlodzenia, luty 1985). Widoczna górna część zabitki powstała na drodze kompresji.

