

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 1 5

KAZIMIERZ ŁOMNIEWSKI

Z A L E W W I Ś L A N Y

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1958

Wielki Szczytowiec i Dąbrowa
Prof. dr Stanisław Leszczycki
z wyrazami szacunku
pamięć
Sopot, 29/10 58 autor

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 1 5

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 15

КАЗИМЕЖ ЛОМНЕВСКИ

ВИСЛИНСКИЙ ЗАЛИВ

•

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 15

KAZIMIERZ ŁOMNIEWSKI

THE FIRTH OF VISTULA

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
I N S T Y T U T G E O G R A F I I

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N r 1 5

KAZIMIERZ ŁOMNIEWSKI

Z A L E W W I Ś L A N Y

WARSZAWA 1958
PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

K o m i t e t r e d a k c y j n y

Przewodniczący
S. LESZCZYCKI

Członkowie

R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji

J. WŁODEK-SANOJCOWA

R a d a r e d a k c y j n a

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON,
M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, A. MALICKI,
B. OLSZEWICZ, J. WĄSOWICZ, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

COPYRIGHT BY PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1958

Errata

Strona	Wiersz		Tabela	Jest	Winno być
	od góry	od dołu			
7		17		sączą dziś	sączą się dziś
26		2		9,3 km	9,2 km
28	4		3	styczeń, luty, marzec	I, II, III (termin obserwacji)
35	7 kol. 3		5	do F	do E
39	3			przeływowa	przyływowa
70	4			przejściowych	przyjściowych
79	2			Ambassat	Ambrassat
80	9			Danzing	Danzig
80		7		Firscherei	Fischerei
82	19			9,3 km	9,2 km

SPIS TREŚCI

	Str.
I. Wstęp	7
II. Stan badań Zalewu, źródła i metoda pracy	9
III. Powstanie Zalewu i jego przeobrażenia w nowoczesnej dobie holocenu	16
IV. Morfometria Zalewu	20
V. Rynna bałtyjska i jej rola hydrologiczna	23
VI. Dynamika wód Zalewu	26
1. Wahania poziomu wód	26
Oddziaływanie różnych czynników na wahania poziomu wód przed i po 1915 r.	26
Główne stany wód	27
Powódź na Żuławach w 1949 r. spowodowana falą sztormową Zalewu (analiza sytuacji atmosferycznej)	31
2. Prądy	33
3. Falowanie i określenie stanu Zalewu	36
4. Wkraczanie wód Zalewu w górę rzek	39
VII. Właściwości fizyczno-chemiczne wód	41
1. Temperatura wody	41
Przebieg temperatury dziennej	41
Temperatury miesięczne i roczne	42
Temperatury wody i powietrza na różnych akwenach polskich wybrzeży	43
2. Zjawiska i okres zlodzenia	48
Ogólne warunki zlodzenia na Zalewie Wiślanym	48
Zjawiska lodowe	50
Okres zlodzenia i ilość dni z lodem	51
Podstawy klasyfikacji zim według okresu zlodzenia	52
Zjawiska hydrologiczne towarzyszące zlodzeniu	55
Zmiany zasolenia i temperatury wody w czasie zlodzenia	56
Stratyfikacja wód w czasie pokrycia lodem	57
Narastanie pokrywy lodowej, jej grubość i zanikanie	59
3. Zasolenie (zawartość jonu chlorowego)	64
Znaczenie zasolenia w określeniu reżimu wodnego Zalewu	64
Charakterystyka skrajnych wahań i średnich stanów zasolenia	66
Rozkład zasolenia na różnych akwenach Zalewu	69
4. Przejroczystość i barwa wody	73
VIII. Warunki biologiczne	75
IX. Wnioski	77
Literatura	79
Spis rycin i tablic	81
Streszczenie rosyjskie	82
Streszczenie angielskie	86
Tablice I—IV	,90-106

I. WSTĘP

Na kontakcie wód morskich i lądowych występują jeziora przybrzeżne i zalewy, jako strefa przejściowa dwóch odmiennych reżimów wodnych. W strefie tej zachodzą stale zjawiska i procesy wzajemnego oddziaływania na siebie, czego klasycznym przykładem na południowym Bałtyku jest Zalew Wiślany.

Zalew Wiślany doznał w XX w. poważnych zmian w układzie stosunków hydrologicznych, a zwłaszcza zmniejszenia swej zlewni o dorzecze Wisły, na skutek odcięcia śluzami Nogatu pod Białą Górą, w 1915 r.

Zawiesina wód wiślanych i rumowisko denne prowadzone są dziś wprost na północ ku ujściu Wisły (przekop z 1895 r.). W ujściu Wisły i w Zatoce Gdańskiej na akwenach przyujściowych tworzą się obecnie mielizny, wystające ponad zwierciadło wody jako wyspy piaszczyste, oddzielone płytami i stale zmieniającymi swój bieg rynnami. Pochód lodów, zejście do morza wysokich stanów wód, natrafia dziś na poważne trudności, nie mówiąc już o ograniczeniu żeglugi w rynnach nie głębszych niż 2—5 m. Duża część tego materiału osadowego w ujściu Wisły wędrowała niegdyś do Zalewu Wiślanego, stale go spływając i zmniejszając powierzchnię zbiornika. Pajęczna sieć ramion rzecznych w delcie Nogatu, tak szybko w ciągu wieków narastającej, została zamknięta, a wody Nogatu sączą dziś dwoma ciekami.

Odcięcie śluzami, zabudowa koryt rzecznych jazami, zahamowanie normalnego przepływu wód w ramionach Wisły, podobnie jak w wielu innych rzekach, w zlewni Zalewu Wiślanego, doprowadza do stwierdzenia faktu, iż tylko w rejonie jez. Drużno — tego reliktu, wielkiego niegdyś Zalewu Wiślanego — może być mowa o aktywnej delcie, narastaniu ładu kosztem powierzchni wodnej. Zasadniczy przyrost delty wiślanej odbywa się dziś w morzu, poza wałem wydm nadmorskich, osłaniających deltę wiślaną od północy.

Zalew, niegdyś zbiornik wód rzecznych, stale zasypywany i spływany osadami wiślаныmi, przeobraził się obecnie w zbiornik słonawowodny, stał się obszarem zmagania wpływów morskich z lądowymi, co wybitnie zaznacza się w zmianie warunków biologicznych Zalewu.

Linia brzegowa Zalewu ulega współcześnie małym zmianom; akumulacja rzeczna w nikłym stopniu oddziałuje na stosunki głębokościowe. Koncepcje osuszenia Zalewu i przeobrażenia go w mady wiślane powinny się liczyć z tymi istotnymi faktami.

Wdzieranie się wód bałtyckich przez rynnę bałtyjską (dawniej piławską) zaznacza się coraz silniej, wzmaga się oddziaływanie czynników anemobarycznych, których ekstremalne stany wywołują na Zalewie skrajne odchylenia, grożące bezpieczeństwu człowieka. Dotyczy to przede wszystkim depresji polderowych, które przylegają od południowego zachodu do Zalewu. Stąd też szczególne zainteresowanie budzi nowy układ stosunków hydrologicznych w Zalewie, na obszarze przynależnym do Polski. Na nim bowiem zaszły najpoważniejsze zmiany w dopływie wód rzecznych. Olbrzymi, niegdyś normalny cykl sedimentacji został przerwany, a w miejsce dopływu wód wiślanych przemożnym czynnikiem stała się woda bałtycka z ułatwionym wlewem w rynnie bałtyjskiej.

Morze Bałtyckie wykazuje w ostatnich dziesiątkach lat poważne zmiany w układzie stosunków hydrologicznych. Wzrost zasolenia i częste przewietrzanie wód głębinowych, dzięki potężnym wlewom z Morza Północnego spowodowało, że do Bałtyku wprowadziło się w planktonie zwierzęcym 12 gatunków północno-morskich [23]. Podobne zmiany obserwujemy w fitoplanktonie i zoobentosie. Rozprzestrzeniły się i zadomowiły w Bałtyku nowe gatunki ryb.

Wody bałtyckie wdzierają się z Zatoki Gdańskiej do najodleglejszych zakątków Zalewu. Zalew Wiślany stał się doskonałym przykładem oddziaływania szeregu czynników hydrologicznych i meteorologicznych, dlatego będziemy je wiązać w jeden wielki zespół zjawisk i procesów w oparciu o obserwacje, dokonywane na stacjach nadbrzeżnych i w kilkudziesięciu rejsach badawczych. Tą drogą próbujemy uzasadnić odrębność Zalewu Wiślanego jako zbiornika o specyficznym reżimie wodnym.

II. STAN BADAŃ ZALEWU, ŹRÓDŁA I METODY PRACY

Zalew Wiślany był od wielu lat przedmiotem zainteresowania biologów, którzy dla rozpoznania warunków ekologicznych badali stosunki termiczne wód, zasolenie, przezroczystość, plankton. Na uwagę zasługują prace niemieckich badaczy w pierwszych dziesięcioleciach XX w., zwłaszcza publikacje Brauna, Lundbecka, Schiemenza, Seligo i Willera.

Najlepszą syntezę daje praca Willera [40], który we wrześniu 1924 r. odbył kilkudniowy rejs na Zalewie i starał się podsumować dotychczasowe wyniki prac hydrograficznych i biologicznych. Niestety badacze niemieccy nie dali jasnego przeglądu stosunków hydrologicznych Zalewu, gdyż zagadnienie to interesowało ich peryferycznie. Poza tym pracowali na starych materiałach, z okresu, kiedy Zalew był zbiornikiem o wybitnych znamionach wód lądowych. Większa część ich poglądów wywarła silny wpływ na polską naukę.

Osobny rozdział, w rozwoju studiów nad Zalewem, stanowią prace Bertrama i całej jego szkoły, później Stremmego, w ostatnich zaś latach prace geologiczne Grossa i Uhlego. Nie wchodzą oni zasadniczo w zagadnienia hydrologiczne.

Wokół Zalewu istniała już od dawna sieć stacji wodowskazowych, przy czym pierwsze stacje zakładano w 1811 r. Dozór nawigacyjny zwracał szczególną uwagę: na żeglowność wzdłuż całej rynny Zalewu, na zmiany głębokości i warunki lodowe. Dokładną mapę Zalewu wydano w 1911 r., w podziałce 1 : 75 000, z gęstą siecią punktów głębokości.

Główna uwaga badaczy niemieckich była ponadto skupiona na pracach melioracyjnych. Dla pozyskania dalszych polderów w celu zaspokojenia głodu ziemi prowadzono wiele technicznych studiów i prac nad zabezpieczeniem polderów od strony Zalewu wałami ochronnymi. Wystarczy wspomnieć, iż od XIV w. uzyskano 21 000 ha ziemi. W pracach tych cenił się ośrodek gdański, a dla spraw rybołówstwa ośrodek królewiecki.

W przeddzień wybuchu II wojny światowej przeprowadzono w 1938 r. zamknięcie zatoki pod Marzęcinem i linia brzegowa z 1940 r. utrzymana została, z małymi zmianami, po dzień dzisiejszy.

Dla Polski, z chwilą objęcia w posiadanie 4/10 obszaru Zalewu, podstawowym zagadnieniem było osuszenie Żuław Wiślanych, zatopionych przez wojska niemieckie w 1945 r.

Spośród badaczy pierwsza weszła na Zalew w 1946 r. Izabela B i e r n a c k a, która zebrała na 44 stacjach Zalewu Wiślanego materiały do pracy o pierwotniakach oraz dokonała pierwszych obserwacji temperatury i zasolenia.

Nocą z 1 na 2 marca 1949 r., niespodziewanie, wysoka fala sztormowa przerwała wały ochronne i zatopiła około 600 ha przyległych polderów. Na ten alarm pospieszyły placówki badawcze. Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (PIHM) założył szereg stacji klimatyczno-ostrzegawczych, ostrzegalni sztormowych i stacji hydrologicznych (wodowskazowych, mareograficznych, obserwacji temperatury wody i zasolenia).

W 1950 r. PIHM rozpoczął szereg rejsów, powierzając kierownictwo autorowi tej pracy. Badano systematycznie, przez dwa lata, na 20 stacjach



Ryc. 1. Rejs badawczy na Zalewie Wiślanym. W dali ląd między Tolkmickiem a Fromborkiem

stosunki hydrologiczne, wiążąc je w szerszej skali z czynnikami atmosferycznymi. Fragmenty z tych rejsów zostały opublikowane [21] przy omawianiu zagadnień hydrologicznych południowego Bałtyku i polskich wybrzeży.

Od 1952 r. Morski Instytut Rybacki (MIR) przeprowadzał przez trzy lata rejsy na Zalewie pod kątem potrzeb biologii. Żmudziński [42] i Szarejko ogłosili w kilku pracach MIR wyniki rejsów, które prowadził Żmudziński, uprzystępniając nam wszystkie obserwacje.

Problem osuszenia Zalewu i skrócenia przejścia drogą wodną poprzez Mierzęję Wiślaną w pobliżu Łysicy (dawnej Krynicy Morskiej) budził specjalne zainteresowanie w latach 1948—1952, stąd szereg artykułów m. in.

Kisielewskiego [16], Mysłowskiego [27], Sawickiego [31], w opracowaniu zbiorowym, pod kierunkiem Kisielewskiego, w postaci referatów roboczych. Manuskrypt ten również oddano nam do wglądu.

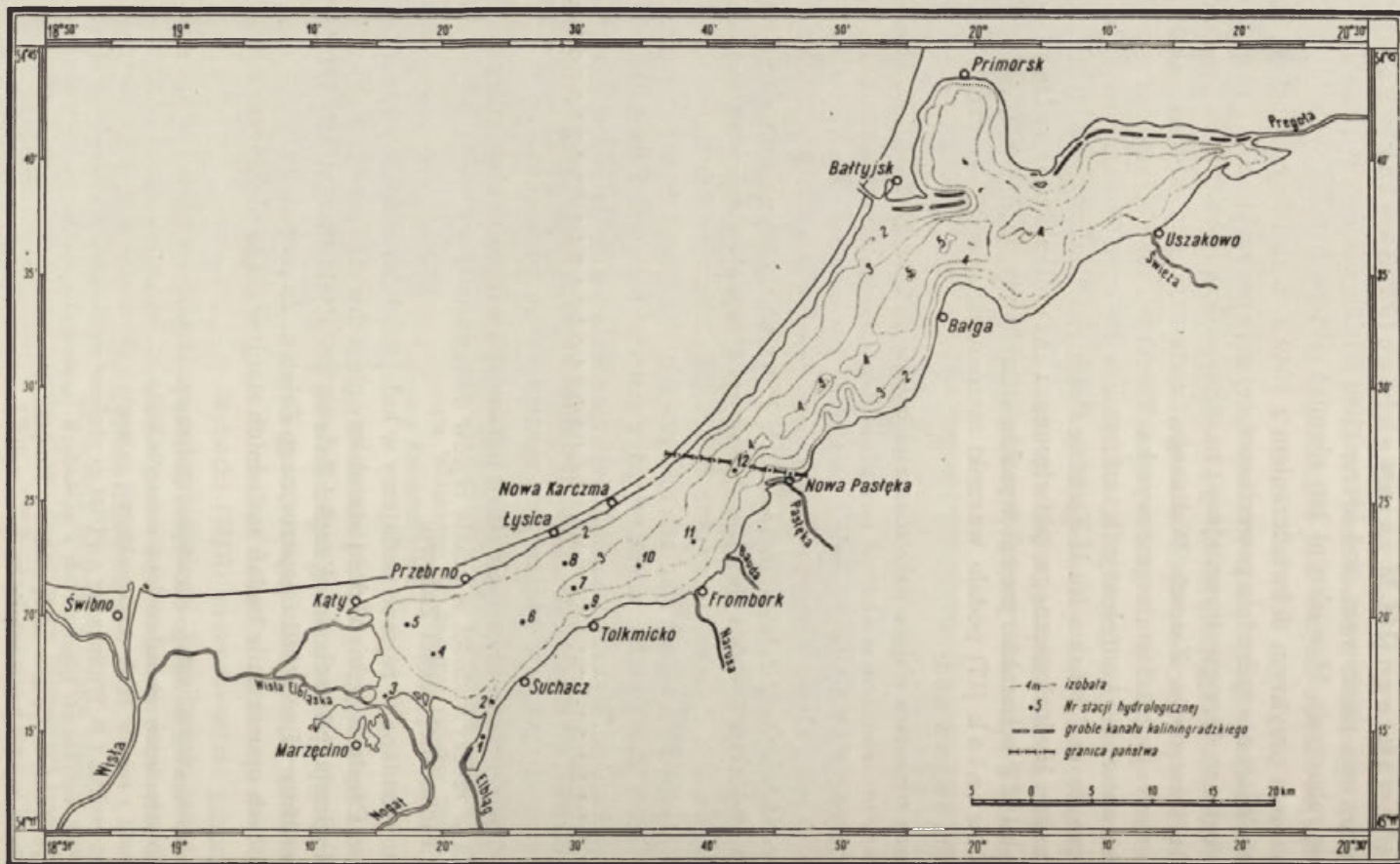
Nauczeni przykrym doświadczeniem z 1949 r. zaczęliśmy rozumieć, iż w delcie Wisły nie tylko fala powodziowa, tej głównej rzeki, może być groźna w skutkach, lecz gwałtowniejszy i bardziej zaskakujący przebieg posiada fala sztormowa Zalewu Wiślanego, zwłaszcza gdy korona wałów ochronnych nie jest dostatecznie wysoka. Temat ten został omówiony w referatach autora na konferencjach i odczycie w Polskim Towarzystwie Geograficznym w Gdańsku. Na II Zjeździe Polskiego Towarzystwa Meteorologicznego i Hydrologicznego, poświęconym zagadnieniom powodzi, Majewski [22] scharakteryzował wysokie stany wody na Zalewie, podczas gdy Kluzniak [17] podała warunki meteorologiczne towarzyszące tak wysokim stanom wód.

Praca niniejsza objęła cały materiał badawczy*, wykorzystując wszelkie prace prowadzone w okresie powyżej 50 lat. Specjalną uwagę poświęcono zmianom w układzie stosunków wodnych i wzmożeniu wpływów Bałtyku oraz roli Zalewu w strefie przejściowej między lądem a morzem. Wyniki sporadycznych rejsów niemieckich i systematycznie prowadzonych polskich z lat 1950—1954 umożliwiły nam porównanie stosunków na różnych akwenach Zalewu, nawet na całym jego obszarze. Obfity materiał obserwacyjny zebrano na stacjach brzegowych. Nie sposób załączyć do pracy wyników wszystkich obserwacji, gdyż materiał ten stanowiłby kilka pokaznych tomów. Wybrano najbardziej reprezentatywne stacje i w oparciu o analizę wszystkich dostępnych materiałów, których część tylko cytujemy w tablicach i rycinach, zdążamy do syntetycznych wniosków.

Wybór reprezentatywnych stacji ograniczyliśmy do minimum (ryc. 2), chociaż w rzeczywistości w czasie rejsów dodawano nowe stacje, szczególnie w zachodniej części Zalewu.

Stacje badane w rejsach podajemy w kolejności czasu dokonywania pomiarów. Często w jednym dniu staraliśmy się uchwycić panujące stosunki hydrologiczne, od zachodniej części Zalewu po ujście Pasłęki, lub też dokonywaliśmy zdjęć profilu poprzecznego Zalewu. To powodowało widoczne w tablicach opuszczanie badań sąsiednich stacji w ciągu niektórych dni.

* Poczuję się do miłego obowiązku złożenia podziękowania PIHM i MIR w Gdyni za udostępnienie mi materiałów, szczególnie zaś L. Żmudzińskiemu za oddanie mi obserwacji z rejsów MIR, A. Głowińskiej za analizy chemiczne MIR, J. Chmiecikowi, S. Taranowskiej i B. Wojniczowi z PIHM za słuzenie mi pomocą w zestawieniu obserwacji. We wszystkich placówkach i zakładach naukowych spotkałem się z najdalej idącą życzliwością. Grupie załóg statków Kurpiak, Częstognow i Jaguar zawdzięczam wypełnienie rejsów badawczych.



Ryc. 2. Zalew Wiślany
<http://rcin.org.pl>

Szczegółowa analiza zachodniej części Zalewu, tak silnie wystawionej na duże zmiany w stosunkach hydrologicznych, jest podstawą dla zrozumienia zmian zachodzących na całym Zalewie w dobie współczesnej.

Z polskich czasów ostatnie obserwacje ciągle dotyczą 7 lat (1950—56). Były one dokonywane na stacjach wodowskazowych (od 1947 r.) i na specjalnej stacji hydrologicznej w Tolkmicku od 1950 r. co drugi dzień o godz 13⁰⁰, zaś od 1951 r. codziennie. Na tej stacji dokonano w tym czasie 2374 obserwacji. Gdy dodamy obserwacje z 24 polskich rejsów (z czego 2 rejsy w okresie pokrycia Zalewu lodem) z 188 pomiarami stacyjnymi, na otwartych akwenach Zalewu, przy stosowaniu 2—3 poziomów pomiaru na jednej stacji, otrzymamy łącznie ze stacją w Tolkmicku: 4509 obserwacji hydrologicznych.

Istnieją pewne różnice w metodzie badań, w zależności od programu badań danego instytutu, dlatego zestawienie wyników rejsów PIHM z lat 1950 — 1951 i MIR z lat 1952 — 1954 drukujemy oddzielnie. Niektóre obserwacje jak np. barwy wody, wysycenia tlenem, zawartości wapnia, fosforanów nie zostały umieszczone w odnośnym zestawieniu rejsów, chociaż w tekście materiału ten częściowo wykorzystano. MIR stosował zazwyczaj obserwacje na jednym poziomie, przy wiatrach — skalę Beauforta; zbyt rzadkie w tych rejsach było określenie chmur, widzialności, a nawet stosowanie precyzyjnego pomiaru temperatury powietrza.

Wyniki badań Zalewu w czasie zlodzenia wyłączono z ogólnego zestawienia rejsów i podano w tablicy III umieszczonej na końcu pracy.

Ze względu na małe głębokości należało wszelkie pomiary hydrologiczne w rejsach odnieść do stanu wód odczytywanych w danej chwili na stacjach wodowskazowych i mareograficznych, gdyż pomimo naprowadzenia statku na stały punkt pomiarowy, zaznaczony często bojami torowymi, lub w pobliżu latarni i świateł wejściowych, istniały nieraz różnice głębokości przekraczające 0,5 m.

Wody Zalewu Wiślanego upodabniają się, w przebiegu niektórych zjawisk np. zlodzenia, do wód Zatoki Puckiej. Podobieństwo również istnieje w mieszanii się wód wiślanych z wodą bałtycką w Zatoce Gdańskiej. Nieraz będziemy porównywali panujące tam stosunki z Zalewem Wiślanym, a nawet z Zalewem Kurońskim i Szczecińskim. Wymiana wód między Zalewem a Bałtykiem przez rynną bałtyjską jest w małym wydaniu analogią do wymiany wód między M. Północnym a Bałtykiem; stąd wpływa potrzeba analizy tych dwóch obszarów, z podkreśleniem oddziaływania na nie czynników atmosferycznych.

Do badań Zalewu używano przyrządów i instrumentów morskich. Małe głębokości Zalewu (maksymalna głębokość w polskiej części Zalewu

4,4 m) wymagały stosowania instrumentów o wymiarach nieco mniejszych, jak np. batometru, którego główna część pomiarowa wynosiła 35 cm; dlatego nie można było zagęścić zdjęć termicznych czy prób na zawartość jonu chlorowego (Cl) do mniejszych odstępów pobierania próbek niż 50 cm. Nasuwają się jeszcze uwagi odnośnie badań składu chemicznego wód. Wody Zalewu należy charakteryzować, podając Cl w ‰. Wartość ta jest miarą domieszania się wód morskich do wód rzek uchodzących do Zalewu. Niestety dotychczasowe analizy niemieckie i polskie podawały tylko *S* (zasolenie) obliczane niesłusznie na podstawie wzoru Knudsen, który jest ważny tylko dla wód morskich.

Sam Knudsen w artykule [18] o oznaczaniu zawartości soli w wodzie morskiej, domieszanej do wody zalewowej, podaje odrębny wzór na obliczanie zawartości soli pochodzenia morskiego w wodach zalewowych, a nie ich całkowitego zasolenia

$$S' = S (\text{wody zalewowej}) - S (\text{wody rzecznej}).$$

Z powyższych względów w tabeli 17 podajemy dla wód powierzchniowych Zalewu Wiślanego w Tolkmicku zarówno zawartość jonu chlorowego (Cl w ‰), jak i zasolenie (*S* w ‰). Podczas największych wlewów wód bałtyckich przez rynnę bałtyjską obserwowaliśmy w Tolkmicku, w dniu 19 stycznia 1952 r., zasolenie 6,11‰ (Cl 3,37‰); nawet w rzece Elbląg pod Czerwoną Latarnią, w listopadzie 1954 r., podczas rejsu, zasolenie wynosiło 4,15‰ (Cl 2,28‰), przeto możemy tu mówić o dominancie wody morskiej. Błąd w obliczeniach *S* będzie minimalny i Knudsen proponuje przyjąć poprawkę zasolenia na 0,07‰, co odpowiada Cl 0,02‰. Ponieważ błąd ten jest nieistotny, szczególnie przy zasoleniu ponad 1,4‰, przeto w wykresach, mapach i tabelach z rejsów badawczych nie uwzględnialiśmy go. Kosztem popełnienia minimalnego błędu uzyskaliśmy nawiązanie do szeregu analiz z lat 1924—1956.

Wydaje się konieczne opracowanie wzoru dla analizy wód Zalewu Wiślanego, którego reżim wodny uległ poważnym przeobrażeniom; stał się bardziej morski niż w innych zalewach.

W sprawie metod oznaczania jonu chlorowego i sposobu pobierania próbek wody w okresie pokrycia Zalewu lodem nasuwa się jeszcze jedna uwaga. Jak wiemy, zasolenie wód zalewowych nie wykazuje przez większą część roku zasadniczej stratyfikacji słonościowej, natomiast z chwilą powstania pokrywy lodowej uwarstwienie występuje zazwyczaj od razu. Próbkę wody brane z warstwy tuż pod lodem dla wykonania analizy chemicznej wykazują wodę wysłodzoną (*S* = 0,12—0,27‰), jakkolwiek nieco niżej, przeciętnie 30 — 40 cm pod lodem, stwierdzamy już wyraźne zasolenie, czego

wiele przykładów cytujemy w rozdziale o zlodzeniu. Tak nagły spadek zasolenia w okresie trwania pokrywy lodowej nie odzwierciedla rzeczywistego zasolenia 9/10 objętości wód Zalewu i dlatego poddać należy dyskusji kwestię, z jakiej głębokości należy pobierać próbki wody dla analizy chemicznej w czasie pokrycia lodem. Sądzymy, iż należy zrezygnować ze standardowego pojęcia poziomu wody powierzchniowej na rzecz właściwego ukazania zasolenia przynajmniej na 1 m głębokości. Wówczas otrzymamy właściwe wartości składu chemicznego wody.

III. POWSTANIE ZALEWU I JEGO PRZEOBRAŻENIA W NOWOCZESNEJ DOBIE HOLOCENU

Istnieje szereg poglądów na genezę Zalewu Wiślanego, dotychczas jednak nie rozwiązano tego problemu ostatecznie, bowiem najtrudniej jest ustalić początek tworzenia się Zalewu. Starsi geolodzy wraz z *Sonntagiem* przypisywali powstanie Zalewu z wolną postępującej transgresji litorynowej, natomiast spośród młodszych *J. Uhl* [38], nawiązując do wyników badań nad powstaniem Zuidersee, przychylił się do teorii nagłego, nawet gwałtownego wtargnięcia wód morskich na teren niski, bagienny, który został wypłukany.

Trudność polega na tym, iż nie znamy zasadniczego przebiegu zmian poziomów wód na obszarze południowego Bałtyku, zwłaszcza gdy chodzi o małe, zaledwie kilkumetrowe zmiany. Mieliliśmy do czynienia z opadaniem lądu i transgresjami, czego dowodem są szczątki lasów i bagien od czasu transgresji ancylusowej w rejonie Bornholmu i południowej Skanii, znajdujące się dziś przeszło 70 m poniżej poziomu morza. Bez wątpienia możemy stwierdzić dwie transgresje — ancylusową i litorynową, które przesunęły linię brzegową Bałtyku ku południowi.

Geologiczne badanie obszarów bagiennych z profilów wiertniczych przeprowadził w licznych punktach *Praetjé* [29], później *Gross* [12]. Na podstawie analizy profilów z ujścia rzeki Elbląg i zach. części Zalewu z okresu ok. 7800 — 5500 lat p.n.e. (Ancylus), 5500—3600 lat (starsza Litorina) i 3600 — 2300 lat (młodsza Litorina) *Gross* stwierdził, iż powolne wkraczanie wody bałtyckiej w rejon dzisiejszego Zalewu rozpoczęło się na początku okresu kamiennego (około 3500 lat p.n.e.), bowiem w tym czasie na obszarze delty wiślanej Bałtyk osiągnął dzisiejszą linię brzegową.

Mierzeja Wiślana powstała ze zniszczenia utworów trzeciorzędowych i dyluwialnych, z materiału piaszczystego, na dalekim przedpolu ówczesnych ujść rzecznych, początkowo w postaci wysp; powstała więc w czasie transgresji z początkiem Litoriny czy też zaraz po jej trzecim stadium. W ustaleniu wieku formowania się mierzei pomocne nam będą wykopaliska przedhistoryczne. W pasie środkowym Mierzei Wiślanej uderza brak osiedli późnoneolitycznych, chociaż zachowały się one na zachód od Stegny, podobnie jak i na Mierzei Kurońskiej. Widocznie w tym środkowym pasie Mierzei Wiślanej zostały one wypłukane.

Istniały poglądy, jakoby Mierzeja była wytworem osadów rzecznych (*Jentsch*), chociaż osady rzeczne składane były w południowym narożu

delty Wisły, odległym jeszcze o dziesiątki kilometrów od mierzei. Od narastającej delty dzieliły ją akweny, głębokie do 30 m, dlatego nie możemy przyjąć możliwości przemieszczania się osadów poprzez tak znaczne głębokości, bez uprzedniego spłynięcia ich osadami akumulowanymi. Podobno istnieje dowód historyczny z okresu około 900 r. n.e. w postaci naocznego świadka, normańskiego żeglarza Wulfstana, który w opisie ujścia Wisły mówi o szerokim ujściu Wisły i rozległych akwenach na obszarze dzisiejszych Wielkich Żuław. W oparciu o tę relację J. Uhl [38] przedstawił w Elblągu w 1938 r. mapę ujścia Wisły. Z polskich badaczy pierwszy relację Wulfstana opracował w spopularyzowanym artykule J. Staszewski [35]. Interesuje nas również fakt, iż przestrzeń wodna nieuformowanych jeszcze Wielkich Żuław ciągnie się w kierunku południowym licząc od Mierzei na przestrzeni około 22 km.

Zmiany poziomu, powolne zapadanie się łądu musiały mieć miejsce w omawianym rejonie nadbałtyckim, gdyż nawet w Gdańsku, obok dawnej poczty, stwierdzono w ostatnich latach na podstawie wykopalisk wczesnohistorycznych z końca X w., iż spód warstwy kulturowej osiedla gdańskiego znajduje się 38 cm poniżej przeciętnego zwierciadła wody w Motławie, a więc poniżej poziomu morza.

Jeśli nawiążemy powyższe uwagi do czasów historycznych, do ogólnie znanej mapy Bertrama, stwierdzimy utrudnione zasypywanie delty wiślanej i dlatego w obliczeniach narastania delty, kosztem zmniejszania powierzchni Zalewu Wiślanego, nie będziemy mogli znaleźć pewnej stałej proporcji w poszczególnych okresach historycznych zarówno ze względu na różne głębokości zasypywanych akwenów, jak i na zmiany w poziomie zwierciadła wody. W przeciągu kilkudziesięciu lat zmian tych zasadniczo nie dostrzegamy, nie mówiąc o zmniejszonych lub zwiększonych przepływach wód zależnych od zmian klimatycznych, ale obliczenia наносów rzecznych jak i zmniejszającej się powierzchni Zalewu budzą wielkie nasze zainteresowanie. Z dawnych obliczeń wynika, iż powierzchnia Zalewu według Bludau'a wynosiła 825 km² (opracowanie z 1894 r.), według Ambrassata 861 km² (1912 r.). Przed odcięciem Nogatu w 1915 r. przyjmowano średnio narastanie delty na 15 ha rocznie. Z mapy Nordmanna [28] i z obliczeń Bertrama [3] możemy wytyczyć linię wałów ochronnych z czasów krzyżackich, która przebiegała w odległości 12 — 15 km od dzisiejszej linii brzegowej. Narastanie delty i zmniejszanie się Zalewu od tego czasu według Bertrama podano w tabeli na str. 18.

Podane powierzchnie obejmują poldery odwodnione i wzięte pod uprawę rolną. W klasycznej delcie Nogatu linia brzegowa biegła w połowie XVIII w. w odległości przeciętnej 3,5 km od dzisiejszego brzegu. Delta Nogatu miała osiem głównych ramion ujściowych do Zalewu, pomniejszych

ramion około dwudziestu, z czasem ograniczonych do dwóch, w latach zaś 1927—1931 między wschodnim Nogatem a Zatoką Elbląską utworzono polder nr I i II z depresjami zaledwie 20 cm. Wschodnie ramię Nogatu ma dwa ujścia.

Czasokres	Wielkość polderów w km ²
do 1600 r.	17,9
1600 — 1700 r.	36,0
1700 — 1800 r.	85,5
1800 — 1900 r.	30,8
1900 — 1936 r.	26,8
po 1936 r.	15,0

Trzeba dodać, iż przyrost delty po 1915 r. odbywał się dzięki poprzednim spłyceńcom Zalewu na przedpolu starszych polderów i odcinaniu zatok, z których większą zatokę w rejonie Marzęcina o powierzchni około 8,5 km² odcięto w 1938 r. Należałoby spodziewać się zasypania tej ostatniej zatoki w ciągu krótszego czasu, niż to faktycznie ma miejsce tym bardziej, że w czasie odcinania jej groblami zasypywanie miało się już ku końcowi, o czym świadczą minimalne głębokości. Naszym zdaniem wielowiekowy cykl akumulacji osadów rzecznych został zasadniczo zakończony z przyczyn poprzednio wymienionych. Stwierdzamy niejako martwość ramion Wisły przy rozważaniu zagadnienia ruchu rumowiska dennego i transportu zawieszin. Podobne zjawisko martwoty powtarza się prawie we wszystkich rzekach, które odprowadzają wody do Zalewu. Aktywnie narasta delta na jez. Drużno, chociaż w mniejszych wymiarach niż dawniej. Na Zalewie Wiślanym zjawisko to przebiega w wymiarach drobnych. Natomiast większe zmiany powoduje fala sztormowa, która dociera do dna, przy czym strącanie zawieszin ma miejsce przede wszystkim po sztormie, a nie w okresie wysokich stanów wód rzecznych.

Dopływ wód Wisły do Zalewu przy wysokim stanie wynosi 1330 m³/sek (według Bauera), przy średnim 102 m³/sek, przy niskim 38 m³/sek. Wynika z tego, że współczesny przepływ Wisły pod Świbnem 1030 m³/sek przy średnim stanie wód jest dziesięciokrotnie wyższy niż średni dopływ rzeczny do Zalewu. Odwróciła się więc sytuacja w spływie wód wiślanych. Wody wiślane uchodziły do Zalewu około 1550 r. w 87%, około 1600 r. w 75%, około 1800 r. w 60%. Zlewnia Zalewu Wiślanego do 1915 r. obejmowała całe dorzecze Wisły, a sam Nogat prowadził do Zalewu podczas wysokich stanów wód około 2200 m³/sek. Zalew Wiślany przyjmował jeszcze w pierwszej połowie XIX w. prawie połowę fali powodziowej, gdy równocześnie druga połowa wód uchodziła do Zatoki Gdańskiej. Bardzo charakterystycz-

nym momentem było utrzymywanie się wysokiego stanu wód na Zalewie nawet przez 35 dni w okresach powodzi rzecznych. Wystarczy przeprowadzić analizę stanów wód do 1915 r., szczególnie wezbrań wiosennych i długości przetrwania tych zwyżek na Zalewie. Zbiornik Zalewu w tych czasach był istotnie słodkowodny. Średni poziom zwierciadła wody Zalewu był wyższy niż obecnie, a rola rynn bałtyjskiej musiała być ograniczona, gdyż przeważały prądy wychodzące ze zbiornika o podniesionym poziomie zwierciadła wody, z drugiej zaś strony wlewy wody bałtyckiej natrafiając na wyższy poziom wód w Zalewie nie mogły w tej skali wdzierać się w najodleglejsze zakątki Zalewu, jak to się dzieje współcześnie.

Biorąc pod uwagę stosunek powierzchni Zalewu w poprzednich okresach do powierzchni zlewni Zalewu, znajdziemy rzadko na kuli ziemskiej spotykaną dysproporcję między pojemnością zbiornika a wielkością dopływów. Nawet na Zalewie Kurońskim proporcja ta była prawie czterokrotnie mniejsza.

Sprawa uregulowania spływu wód w delcie Wisły była przedmiotem wielu rozpraw, artykułów i konferencji hydrologów ze względu na konieczność sterowania głównymi wodami Wisły. Obecnie piętrzą się trudności z odprowadzeniem tych wód do morza, natomiast Zalew wykazuje pewne przeobrażenia, jako zbiornik leżący na pograniczu wód lądowych i morskich.

IV. MORFOMETRIA ZALEWU

Zalew Wiślany rozciąga się w postaci wydłużonego prostokąta od Żuław Wiślanych aż po półwysep Sambii i ujście Pregocy. Jego współrzędne geograficzne wynoszą: 54°13'48" i 54°41'48" szer. geogr. N oraz 19°13'30" i 20°24'58" dł. geogr. E.

Powierzchnia Zalewu zajmuje obszar 838 km² (tab. 1), z czego 39,2% należy do Polski, a 60,8% do ZSSR. Przy obliczaniu powierzchni nie włączono zatoki pod Marzęcinem, położonej na południe od ujścia Wisły Elbląskiej. Linie brzegową wyznaczono po korekcie niemieckiej mapy 1:75 000 i polskiej 1:150 000, wydanej w 1953 r. Przy obliczaniu powierzchni Zalewu uwzględniono wszystkie zmiany w linii wałów ochronnych.

Zalew rozciąga się w kierunku pld.-zach. — pñn.-wsch. Przemieszczanie się wód na skutek działania silnych wiatrów z tych kierunków może się rozwinąć z szybkością 3 — 5 węzłów, czemu szczególnie sprzyja wydłużony kształt Zalewu.

Tabela 1

Tabela morfometryczna Zalewu Wiślanego

Elementy morfometryczne	Polska	ZSSR	Ogółem
Powierzchnia Zalewu	328 km ²	510 km ²	838 km ²
Powierzchnia zlewni Zalewu	—	—	24 300 km ²
Długość Zalewu	35,1 km	55,6 km	90,7 km
Szerokość:	maksymalna	11,0 km	13,0 km
	średnia	8,9 km	9,5 km
	minimalna	6,8 km	—
Głębokość:	maksymalna	4,4 m	5,1 m
	średnia	2,4 m	2,8 m
Długość linii brzegowej	111 km	159 km	270 km
Srednia roczna amplituda wahań stanu wód	—	—	1,6 m
Pojemność	0,8 km ³	1,5 km ³	2,3 km ³

Granica państwowa, między Polską a ZSRR, przecina powierzchnię wodną Zalewu na NE od ujścia Pasłęki na długości 10,2 km.

Szerokość Zalewu jest większa we wschodniej części, gdyż Zatoka Rybacka poszerza ją nawet do 21 km, jednakże z pominięciem jej, średnia szerokość wschodniej części większa jest od zachodniej zaledwie o 0,6 km.

W pobliżu ujścia Pregoły występuje w Zalewie zwężenie, na kształt wierzchołka trójkąta, dlatego w tej części Zalewu nie wyznaczamy najmniejszej szerokości. Po polskiej stronie najmniejsza szerokość występuje na linii Tolkmicko—Łysica i na linii prostopadłej do ujścia Pasłęki.

Nieckowata misa Zalewu jest bardzo spłycona. Tylko w rynn timeru nawigacyjnego, który idzie środkiem Zalewu, znajdujemy po naszej stronie głębokości większe niż 3 m począwszy od punktu położonego w odległości 3,5 km na ENE od latarni «Piotruś» (rys. 2). Średnie głębokości Zalewu wynoszą zaledwie 2—3 m. Izobata 2 m przebiega u krawędzi Żuław Wiślanych w przeciętnej odległości 2,5 km od wałów ochronnych. Jest to strefa pływających i podwodnych roślin, trudna dla przejścia nawet łodzią, dlatego wzdłuż tych mielizn utrzymuje się rynn timer żeglugowe. Ta sama izobata 2 m, przy klifowych brzegach wysoczyzn dyluwialnych, podchodzi do linii brzegowej na odległość przeciętnie 1,2 km, przy ujściach rzek na mniejszą niż 1 km. W Zalewie występują trzy głębsze miejsca, z których dwa obejmuje izobata 4 m, w pobliżu granicy państwowej naprzeciw ujścia Pasłęki i Banówki, trzeci najgłębszy akwen obejmuje izobata 5 m, tzw. głębię Bałgi (od półwyspu Bałga do rynn timer bałtyjskiej). Nie włączamy tu samej rynn timer bałtyjskiej, której głębokości wahają się od 6—10 m w zależności od sztucznego pogłębiania i oddziaływania prądów.

Najbardziej muliste dno znajdujemy w pobliżu Żuław Wiślanych mniej więcej po linię Tolkmicko—Łysica. Dno piaszczyste występuje przy ujściach rzek z wysoczyzn dyluwialnych i wzdłuż Mierzei Wiślanej.

Współczesna zlewnia Zalewu, pozbawiona realnie od 1915 r. dorzecza Wisły, obejmuje powierzchnię 24 300 km², z czego należałoby odliczyć nieaktywne hydrologicznie obszary delty Wisły (Wisłę Elbląską i Królewiecką). Na główną rzekę awansowała Pregoła o pow. dorzecza 15 030 km², która oddaje swe wody, podczas wysokich stanów, również do Zalewu Kurowskiego przez Dejnę. Na pozostałe 9300 km² składają się dorzecza mniejszych rzek, z których Pasłęka ma dorzecze o powierzchni 2330 km², Elbląg 2000 km², następnie idą Świeża, Banówka i Bałda oraz dorzecza małych rzek Pojezierza i Sambii.

Zbiornik Zalewu obejmuje 2,3 km³ masy wodnej. Gdybyśmy teoretycznie opróżnili ten zbiornik, to przy przeciętnym dopływie rzeczny, wypełniłby się on do średniego poziomu w ciągu 262 dni, przy bardzo wysokich stanach wód rzecznych w ciągu 20 dni. Podczas wlewów wód bałtyckich w całym profilu rynn timer bałtyjskiej, przy prędkości prądu 1,6 m/sek, cały zbiornik Zalewu wypełnia się wodą morską w ciągu 5 dni. Tych kilka cyfr wskazuje na istotę nagłych zmian zachodzących współcześnie w układzie stosunków hydrologicznych Zalewu Wiślanego, co poprzemy dalej analizą własności fizyczno-chemicznych wód Zalewu.

Objętość masy wodnej Zalewu jest bardzo mała w stosunku do objętości materiałów akumulowanych przez Wisłę na stożku deltowym, w Zatoce Gdańskiej. Podczas znanej fali powodziowej z 1924 r., zostało tam odłożonych około 17 mln m³ osadów [19]. Bywają lata, w których mamy tam niespełna 1 mln m³ osadów rocznie; w pewnych okresach dochodzi nawet do zupełnego wypłukania nanosów i deficytu mas ziemnych. Przyjmując 1,9—2,4 mln m³ jako wskaźnikową wielkość akumulowanych osadów na stożku deltowym, a więc wielkość zamulania wszystkich ramion Wisły wraz z Nogatem, w okresie przed ich odcięciem, uzyskujemy dla Zalewu tuż przed 1915 r. cyfrę 0,3—0,4 mln m³ odkładanych osadów. Wynika z powyższego, iż wypełnianie zbiornika Zalewu nie postępowało w tym tempie, jak tego można by oczekiwać według wskaźników dla narastania stożka deltowego Wisły. W strefie brzegowej, na kontakcie wód lądowych i morskich, zachodzą skomplikowane warunki sedymentacji zazwyczaj zaburzone przez działanie wód morskich.

Amplituda wahań poziomu wód w Zalewie (według obserwacji w Tolkmicku w okresie lat 1947—1956) wynosi średnio w ciągu roku 159 cm, maksymalnie 216 cm, minimalnie 124 cm. Rozpatrując zupełnie skrajne stany wód, na całym Zalewie, natrafimy na amplitudę 290 cm.

V. RYNNA BAŁTYJSKA I JEJ ROLA HYDROLOGICZNA

Rynna bałtyjska (dawniej piławska) istniała według zapisków kronikarskich od 1376 r., z czasem została zapiaszczona, ponownie rozerwana i pogłębiona sztormem w 1479 r., w końcu od 1510 r. dostosowana do żeglugi większych statków. Rynna wytworzona jest w piaskach Mierzei Wiślanej, w materiale łatwo przemieszczanym, przed czym człowiek się broni ochronnymi molami. Zwiększanie się mierzei następowało szczególnie od strony Zatoki Gdańskiej, przy głowicy wschodniego mola. Rynna bałtyjska jest najmłodszą rynną na mierzei. Na wysokości półwyspu Bałgi istniało, według Zwecka, połączenie półwyspu z mierzeją, która zamykała od wschodu Zalew; wschodni zaczep mierzei oparty był właśnie o ten ład. Na mierzei mieliśmy dawniej szereg rynien, m. in. pod Łysicą. Rynna ta została zapiaszczona około 1200 r. Rynna bałtyjska zmieniała kierunek swej osi do 90° i obecnie ustalona jest na linii SE—NW. Szerokość rynny utrwalonej molami wynosi przeciętnie 300—320 m i zwiększa się w kierunku Zalewu do 460 m, co równa się szerokości Wisły w odległości 0,5 km od ujścia do Zatoki Gdańskiej. Głębokość rynny wynosi 8—10 m (Wisły 6,5 m), przy czym stale trwają prace pogłębiające, w pewnej zaś mierze na zmiany głębokości oddziałują tu prądy wymienne między Zalewem a Bałtykiem.

Rynna jest jedynym miejscem wymiany wód zalewowych z bałtyckimi, nie mówiąc o wymianie podziemnej, poprzez mierzeję. Przy wiatrach z W, NW i N następuje wlew wód bałtyckich do Zalewu, nieraz w całym profilu rynny. W czasie trwania wiatrów z E, SE i S obserwujemy prąd wychodzący z Zalewu. Układ prądów w rynnie zależny jest od prędkości i kierunku wiatru, jego długotrwałości, spiętrzeń wód bałtyckich w Zatoce Gdańskiej, zamarzania rynny i Zalewu w zimie. Najbardziej typową cechą hydrologiczną Zalewu jest opisana wyżej wymiana wód.

Układy baryczne, droga przemieszczeń niżów w basenie Morza Bałtyckiego wywierają decydujący wpływ na szybkość i wielkość wymiany wód w rynnach. Rynna bałtyjska jest miniaturą rynien w Morzu Bałtyckim, analogiczne są bowiem czynniki wywołujące prądy wchodzące i wychodzące, skutki zaś przemieszczeń tzw. frontów hydrologicznych są prawie identyczne. Powoduje to zmiany poziomu zwierciadła wody do 60 cm, gwałtowne zmiany w zasoleniu, szybkość zaś prądów, zwłaszcza wlewów dochodzi do 2 m/sek [41]. Należy się liczyć z maksymalną prędkością prądów 9 km/godz, co jest zgodne z obserwacjami w rynnie bałtyjskiej. Wutzke notował prędkość prądu wpływającego aż 4 m/sek. Z licznych obserwacji prądów w rynnach

nach w ekstremalnych sytuacjach notuje się prędkości przekraczające nieco 5 węzłów, a więc można przyjąć prędkość maksymalną prądów 9 km/godz.

Średnie prędkości prądów wypływających z Zalewu w rynnie bałtyjskiej obliczane są na 30—40 cm/sek. Podobnie jak w Bełtach częściej występują w rynnie bałtyjskiej prądy wypływające z Zalewu. Po uwzględnieniu wszelkich danych, możemy podać procentową ilość dni w roku z poszczególnymi prądami:

	Prąd wypływający %	Prąd wpływający %	Cisza %
Lata o przeciętnej wymianie wód	63	30	7
Lata o długotrwałych wlewach	51	43	6

Niezmiernie ciekawą rzeczą jest fakt, że stosunki powyższe w rynnie bałtyjskiej są prawie identyczne ze stosunkami cieśnin duńskich.

Wkraczanie wód bałtyckich w Zalew odbywa się nieraz w sposób bardzo skomplikowany, bowiem w powierzchniowych warstwach występuje prąd wypływający, w dolnych prąd wpływający. Oprócz prądów dryftowych rozpoznajemy tu prądy kompensacyjne, powstałe z wyrównania różnic gęstości wody lub też z różnic poziomu zwierciadła wód Zalewu i Bałtyku. Każde spiętrzenie wód w Zatoce Gdańskiej, o ile zachodzi na przedpolu rynny bałtyjskiej, powoduje wlewy wód bałtyckich do Zalewu.

Najsilniejsza wymiana wód zachodzi w jesienno-zimowych okresach sztormowych, dlatego też w Zalewie zasolenie wód wzrasta w tym czasie regularnie. Największy wlew obserwowany od 1902 r. na Bałtyku miał miejsce w listopadzie i grudniu 1951 r., wprowadził bowiem do zachodniego Bałtyku wody słone do 25—30‰. Na Głębi Gdańskiej stwierdzono ten wlew podczas rejsu badawczego w kwietniu 1952 r. [21]. Wówczas w warstwie przydennej stwierdzono zasolenie nie spotykanej na ogół wielkości 15,5‰. Te same przyczyny spowodowały największy wlew wód powierzchniowych Zatoki Gdańskiej do Zalewu, a w styczniu 1952 r. stacja w Tolkmicku notowała zasolenie 6,1‰. Podczas wlewów rynna bałtyjska przyjmuje wyłącznie wodę powierzchniową z Zatoki Gdańskiej, dlatego nie możemy się spodziewać w Zalewie, na akwenach położonych w pobliżu rynny, większego zasolenia jak 7,0—7,5‰, co odpowiada zasoleniu Zatoki Gdańskiej; na akwenach dalszych przekraczać ono będzie 6,0‰.

W czasie zamarznięcia rynny bałtyjskiej, które w bardzo surowych zimach utrzymuje się do 75 dni, w umiarkowanych zaledwie kilka dni, na

skutek działania lodołamaczy, a podczas zim łagodnych zamarzanie w ogóle nie zachodzi — wymiana wód ograniczona jest do minimum i zazwyczaj następuje stratyfikacja wód w rynnach, pod lodem. Ten bezruch, nawet pod lodem, rzadko jest obserwowany i trwa tylko wówczas, gdy głębie Bałgi zalegają wody o zbliżonej gęstości do wód Zatoki Gdańskiej. Tylko podczas bardzo surowych zim może mieć tu miejsce brak jakiegokolwiek wymiany wód, pod warunkiem zamarznięcia strefy brzegowej Zatoki Gdańskiej, na przedpolach rynny bałtyjskiej.

Jak wynika z powyższego, połączenie Zalewu z Bałtykiem nadaje reżimowi wód Zalewu swoiste piętno, jako strefy przejściowej między wodami morskimi a lądowymi, przy czym czynniki morskie odgrywają tu dominującą rolę, co wybitnie zaznacza się nie tylko w składzie chemicznym wód Zalewu, lecz również w wahaniach poziomu wód.

VI. DYNAMIKA WÓD ZALEWU

1. WAHANIA POZIOMU WÓD

ODDZIAŁYWANIE ROŻNYCH CZYNNIKÓW NA WAHANIA POZIOMU WÓD PRZED I PO ROKU 1915

Zbiornik Zalewu poddany jest oddziaływaniu wód rzecznych i morskich. Wysokie stany wód rzek, które uchodzą do Zalewu, mają miejsce szczególnie na wiosnę, rzadziej w lecie, jednak na Zalewie w tym czasie nie widzimy większego podniesienia poziomu wód jak średnio o 20—30 cm. Oczywiście mamy na myśli okres współczesny Zalewu, tzn. począwszy od 1915 r., czyli od daty odcięcia Nogatu śluzami. Poprzedni okres, sprzed 1915 r., charakteryzował się dominującym wpływem wód rzecznych; Zalew był zbiornikiem retencyjnym dla tych wód, dzięki czemu poziom zwierciadła jego wód odpowiadał stanowi wód na rzekach. Wody Zalewu zachowały wyższy poziom zwierciadła przez 15—20 dni, na skutek większego dopływu rzeczego (w skrajnych przypadkach przez 35 dni), podczas gdy równocześnie poziom przyległych wód Zatoki Gdańskiej wykazywał często przeciętne stany. W porze wiosennej i letniej rzadziej spotykamy silniejsze wiatry wyprowadzające z Zalewu nadmiar wód rzecznych poprzez rynną bałtyjską, dlatego przetrwanie wyższych stanów na Zalewie zachodziło, w okresie sprzed 1915 r., w sposób znamieny.

W dalszych rozważaniach stanów wód pominiemy ten pierwszy okres do 1915 r., uważając go za okres miniony, nie nadający się do porównań z dobą współczesną.

Współcześnie na amplitudę wahań poziomu wód wpływa przede wszystkim kierunek i prędkość wiatru działającego na powierzchnię Zalewu oraz wysokość wlewów czy wypływów. Im większe jest nasilenie czynników regulujących zmiany stanów wód w Bałtyku, tym większe zmiany obserwujemy w stanach wód Zalewu. Zalew, jako mały zbiornik połączony z Bałtykiem wąską rynną, wykazuje większą amplitudę wahań i stanów wód (do 290 cm) aniżeli Zatoka Gdańska (Gdańsk 269 cm). W rynnie bałtyjskiej zachodzi działanie tłoczące lub ssące, podobnie jak w szeroko opisywanych rynnach Morza Bałtyckiego. Znany jest zresztą fakt większej amplitudy wahań zwierciadła wód na jeziorach i zalewach przybrzeżnych, jako zbiornikach żywiej reagujących na działanie sił zewnętrznych. Pewna rozciągłość Zalewu do 91 km, przy stosunkowo niedużej szerokości 9,3 km, pozwala na oddziaływanie silniejszych wiatrów, które idą po osi Zalewu

w sposób nadzwyczaj charakterystyczny. Jeśli wlewy wód bałtyckich poprzedzą spiętrzenie wywołane wiatrami na osi Zalewu, wówczas zachodzą katastrofalnie wysokie stany zagrażające depresjom Żuław, przerwaniem ich wałów ochronnych. Wiatry, ogólnie wzięwszy z kierunku NE, spychają wodę z części kaliningradzkiej, obniżają jej poziom, natomiast spiętrzają wody w części elbląskiej. Odwrotnie działają wiatry z SW. Z chwilą ustania wiatrów spostrzegamy między jedną a drugą częścią Zalewu, po silnych spiętrzeniach, ruchy wyrównawcze.

GŁÓWNE STANY WÓD

Maksima Zalewu przypadają na miesiące jesienno-zimowe (ryc. 3) podobnie jak na wodach południowego Bałtyku, gdyż na jednych i na drugich akwenach o waniach poziomu wód decydują te same czynniki. Porównanie stanów wód Zalewu i Zatoki Gdańskiej ułatwione jest dzięki temu, że oba akweny posiadają identyczne zero wodowskazowe ($NN = - 500$ cm) na wszystkich stacjach.

Absolutne maksima w poszczególnych miesiącach na stacji hydrologicznej w Tolkmicku w 10-leciu 1947—1956 wykazują wysokie stany wód od października do marca i 72% wszystkich przypadków wysokich stanów wód ma miejsce w tych miesiącach. Bardzo wysokie stany, licząc za Majewskim [22] od 600 cm wzwyż, przypadają zazwyczaj na grudzień i styczeń.

Maksima roczne w omawianym 10-leciu oscylowały między 573 a 636 cm (24.XI. 1948 r.), przeto ponad średni poziom zwykowały w Tolkmicku o 136 cm. W zachodniej części Zalewu absolutne maksimum wystąpiło w Osłonce w dniu 2.III.1949 r., gdzie doszło do przerwania wałów ochronnych przy stanie wody o 160 cm wyższym od poziomu średniego.

Tabela 2
Główne roczne stany wód na Zalewie Wiślanym w Tolkmicku
w 10-leciu 1947—1956

Stany wód	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	Średnia 10-lecia
Maksimum	540	636	620	588	595	582	581	573	595	573	594
Minimum	446	420	435	430	434	458	435	417	460	416	435
Średni stan	491	505	506	501	491	503	501	492	504	503	500
Amplituda	94	216	185	158	164	124	146	156	135	157	160

Uwaga: Średnie maksimum dla 10-lecia obliczono bez 1947 r., gdyż obserwacje w tym roku budzą wątpliwość.

W omawianym 10-leciu absolutne maksima w Tolkmicku występowały średnio, na poziomie 594 cm. Maksima w poszczególnych miesiącach przedstawia ryc. 3. Widzimy, że ogólna tendencja do występowania skrajnych wartości zachodziła w okresie sztormowym. Prędkość wiatrów oraz ich kierunki tłumaczą genezę spiętrzeń wody na Zalewie; nie znajdujemy żadnej korelacji tych spiętrzeń z wysokimi stanami wód na rzekach. W elbląskiej części Zalewu obserwatorzy notują zazwyczaj wiatr z kierunku od WNW przez N do NE. Oczywiściewiatry z NE są najgroźniejsze, co odrębnie przedstawimy w charakterystycznym spiętrzeniu wód w 1949 r. Kilka przykładów potwierdzi powyższe wnioski; przyjmiemy tu za wskaźnikowe trzy obserwacje terminowe (I, II i III) ze stacji klimatologicznych w Tolkmicku i Łysicy.

Tabela 3

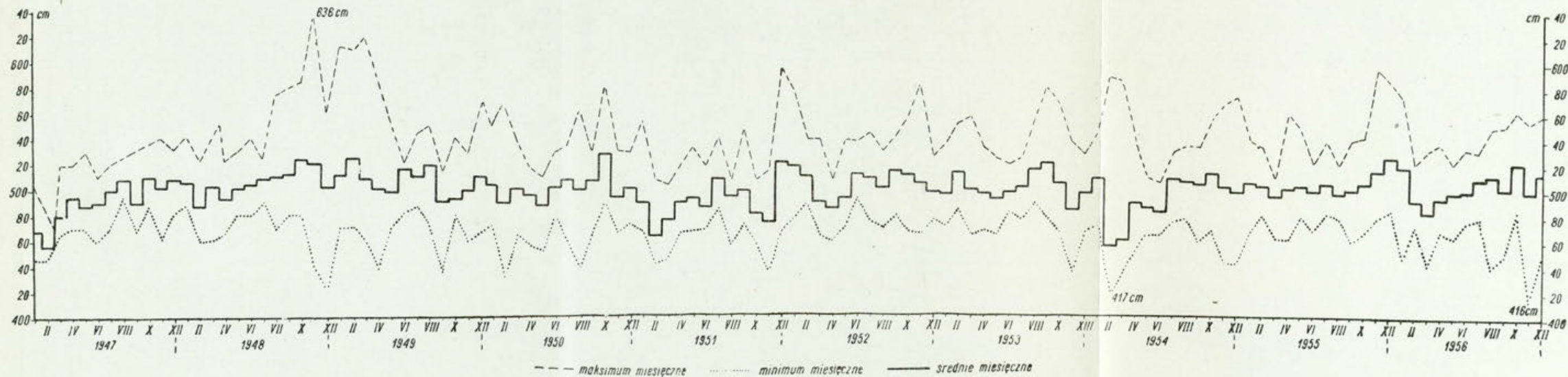
Wiatry w czasie wysokich stanów wód

Data wystąpienia maksimum stanu wody	Stan wody	Stacja	W i a t r y		
			kierunki		prędkość
			Termin obserwacji		
			styczeń	lut y	marzec
22.X.1950 godz 1 ⁰⁰	588	T	WNW-17	NW-17	NW-12
		Ł	NW-20	NW-22	NW-20
9.XI.1952 godz 12 ⁰⁰	582	T	NE-10	N-15	NW-17
		Ł	NNE-9	NNE-17	NNW-12
30.XII.1954 godz 8 ⁰⁰	573	T	NW-10	NW-14	N-10
		Ł	NW-5	NW-9	NE-7

Uwaga: Prędkość wiatru w m/sek; T — stacja w Tolkmicku; Ł — stacja w Łysicy.

Ludność zamieszkująca wybrzeża Zalewu zawsze obawia się przejścia niskich stanów wód, podczas sztormu, w wysokie stany, które budzą grozę przez nakładanie się wysokiej fali na ekstremalnie podniesiony poziom wód Zalewu. Najniższe stany wody w zachodniej części Zalewu spowodowane są silnymi wiatrami, które panują przed zbliżeniem się ciepłego frontu niżu barycznego (kierunek S—SW). Skręt wiatrów podczas przemieszczania się całej rodziny niżów barycznych o dużym gradiencie, w okresie sztormowym, wywołuje na początku odpływ wód Zalewu z zachodniej części; powstaje tam minimum stanu wód, które zapowiada, że po skrócie wiatru do NE, zazwyczaj przez NW, nastąpi nagły wzrost stanu wód.

Jak poprzednio wspomnieliśmy, spiętrzenie wód w Zalewie jest następstwem działania silnych wiatrów (6—8° skali Beauforta) o kierunku zbliżonym do osi Zalewu. Jest to najczęstszy typ maksimum, określony warunkami anemobarycznymi. Drugi typ powstaje na skutek wlewów wody bałtyckiej, które podnoszą poziom wody w maksymalnych przypadkach



Ryc. 3. Główne, miesięczne stany wody na Zalewie Wiślanym w poszczególnych latach (stacja wodowskazowa w Tolkmicku w latach 1947—1956)

o 60 cm. Najgroźniejsza sytuacja powstaje wówczas, gdy nastąpi taki wlew i na podniesiony poziom wód Zalewu zacznie oddziaływać sytuacja opisana w pierwszym typie.

Oprócz rozpoznania rodzaju spiętrzeń, na podstawie analizy kierunków i prędkości wiatrów z mapy synoptycznej i obserwacji kilku stacji meteorologicznych, położonych nad Zalewem, możemy uzasadnić przyczynę spiętrzenia wód składem chemicznym wody, gdyż wlewy bałtyckie podnoszą znacznie zasolenie w najdalszych częściach Zalewu. Spotykamy ją nawet w głębi ujściowych odcinków rzek, gdzie wywołuje zjawisko cofki z zasoleniem wód na rzece Elbląg blisko 5‰, w Pregole 6,5‰.

Możemy tu zacytować kilka przykładów spiętrzeń wód bałtyckich w Zalewie, na podstawie obserwacji w Tolkmicku, gdzie przeciętne zasolenie wynosi 2,4‰.

Tabela 4

Zasolenie podczas wysokiego stanu wód (Tolkmicko)

Data	Stan wody w cm	S‰
22.X.1950	588	4,07
11.XII.1951	595	5,03
30.XII.1954	573	4,34
25.I.1956	573	4,00

Zasolenie niejednokrotnie wzrasta już po przejściu maksimum stanu wód, dlatego dla roku 1951 i 1956 podaliśmy zasolenie obserwowane w dniu następnym po stanie maksimum. Należy tu jeszcze podkreślić, iż w rynnice środkowej Zalewu zasolenie jest przeciętnie o 0,5‰ wyższe niż na stacji brzegowej w Tolkmicku. Na przekroju Tolkmicko-Łysica, podczas sztormów związanych z wlewem wód bałtyckich, liczymy się z zasoleniem 4,5—5,5‰, w obserwowanym zaś maksimum zasolenia, w dniu 19.I.1952 r., pośrodku Zalewu zapewne mieliśmy 6,5‰. Nadzwyczaj charakterystyczne jest utrzymywanie się w głębi Zalewu wysokiego zasolenia przez okres 10—14 dni, czyli o wiele dłuższy niż okres spiętrzenia wód, które po upływie 2—5 dni schodzi do poziomu wyjściowego. To szybkie, często zaskakujące ludność wybrzeża, narastanie maksimumów, do 1 m a nawet 1,5 m w ciągu doby, nosi charakter spiętrzeń morskich, a nie fali powodziowej w delcie Wisły. Poziom wód Zalewu podnosi się maksymalnie z szybkością 15—18 cm/godz, podczas gdy w Zatoce Gdańskiej do 9 cm/godz (nocą z dn. 1 na 2.III.1949 r.) według mareogramu z Władysławowa. Spiętrzenia wód w Zalewie wiążą się ze spiętrzeniem na południowym Bałtyku.

Dla Żuław Wiślanych, przyległych do Zalewu, groźba powodzi na skutek fali sztormowej Zalewu jest bardziej niebezpieczna ze względu na nagłość jej występowania i trudność przewidywania jej aniżeli napływająca fala powodziowa Wisły, która daje się określić w czasie i nasileniu, a to umożliwiła przeprowadzenie wczesnej ewakuacji zagrożonych terenów.

M i n i m a w 10-leciu 1947—1956 wahały się w Tolkmicku, w poszczególnych latach, od poziomu 416 do 460 cm. Rzadko zachodziły niższe stany wód, poniżej 90 cm, licząc od średniego stanu Zalewu. Minimum występuje przeciętnie na poziomie 435 cm, a więc o 65 cm poniżej średniego poziomu Zalewu.

Średnie maksima wynosiły 594 cm, czyli 94 cm ponad średni poziom Zalewu, przeto amplituda jest stosunkowo niska i jak już podano, wynosi przeciętnie 159 cm, skrajnie zaś, w omawianym 10-leciu, w zachodniej części Zalewu 216 cm.

Należy tu włączyć maksimum z dnia 2.III.1949 r. w Osłonce: 660 cm, ale nie możemy przyjąć absolutnego minimum z końcowego odcinka rzeki Elbląg: 311 cm z dn. 15.X.1881 r., gdyż od tego czasu rzeka uległa zabudowie i skanalizowaniu. Amplituda 349 cm byłaby fikcją dla współczesnych stosunków hydrologicznych. Sądzimy, iż absolutne minimum, wokół 370 cm, można uznać za wskaźnikowe i dlatego piszemy o maksymalnej amplitudzie około 3 m (dosłownie 290 cm), co przewyższa o 31 cm skrajną amplitudę Zatoki w Gdańsku.

Najspokojniejszy okres na Zalewie trwa od połowy kwietnia do lipca włącznie. Jest to zarazem okres prawie bezsztormowy dla południowego Bałtyku.

Ś r e d n i e stany wód, w omawianym 10-leciu, utrzymują się w Tolkmicku na wysokości zerowego poziomu (NN = - 500 cm). Rozpatrując średnie z poszczególnych miesięcy stwierdzimy fakt, iż w okresie pokrycia całego Zalewu, wraz z rynną bałtyjską, lodem o grubości 49—56 cm, jak to miało miejsce w zimie 1953/54 r., wystąpiła najniższa średnia stanu wód w 1954 r.; była ona o 45 cm niższa od normalnego poziomu. Na powierzchnię wody przestały oddziaływać podmuchy wiatru i pomimo poprzedniego napływu wód bałtyckich, gdy stacja w Tolkmicku notowała zasolenie 5‰, pod pokrywą lodu następował powolny odpływ wód ku rynnicy bałtyjskiej i spadek zasolenia przechodził w niesłychanie wolnym tempie. Wreszcie w dniu 26.II.1954 r. doszło do obniżenia poziomu wód pod lodem o przeszło 80 cm od stanu średniego.

W czasie występowania minimum stanu wód pod lodem tworzą się w pokrywie, pomimo jej elastyczności, szczeliny długie na kilka kilometrów, gdyż pokrywa musi się dostosować do opadającego stanu wód. Pokry-

wa utrzymuje się zazwyczaj przez marzec, dlatego te niskie cyfry średnich stanów wód trwają zwykle bez większych odchyień, do końca okresu pokrycia lodem.

Podobnie niskie średnie stany wód wystąpiły w zimie 1950/51 r., przy mniejszej grubości lodu (29—32 cm). W dniu 7.II.1951 r. podczas rejsu na Zalewie bojerem stwierdziliśmy stany wód o 0,5 m niższe (podobnie jak stacja wodowskazowa w Tolkmicku) od średniego poziomu, pomimo tającego lodu, przy temperaturze powietrza 7,4°C i 5 mm warstwie wody na lodzie.

W obu podanych przykładach średnie miesięczne były najniższe w stosunku do średnich całego 10-lecia i wahały się przeciętnie od 455 do 462 cm (minimum 416 cm).

Drugą z kolei przyczyną obniżenia średnich poziomów wód Zalewu jest przewaga wiatrów, spychających w danym miesiącu masy wody z jednej części Zalewu w drugą. W listopadzie 1951 r. przeważały wiatry z S i SSW, dlatego w zachodniej części Zalewu obserwujemy niskie stany wód (średnia miesięczna 473 cm); nawet minimum roczne: 434 cm, pojawiło się w dniu 25.XI.1951 r., a wody wysłodziły się z 3,6 do 1,8‰.

Wysokie, średnie miesięczne stany wód w zachodniej części Zalewu występują w miesiącach o przewadze wiatrów z NW przez N nawet do E. W skrajnych przypadkach mamy średnie miesięczne stosunkowo wysokie; wynoszą one 520—524 cm.

POWÓDŹ NA ŻUŁAWACH W 1949 R. SPOWODOWANA FAŁĄ SZTORMOWĄ ZALEWU (analiza sytuacji atmosferycznej)

Korona wałów ochronnych, osłaniających poldery Wielkich Żuław od strony Zalewu Wiślanego, wzniesiona była do 160 cm ponad średni poziom Zalewu. Służba przeciwpowodziowa nie rozważała, do 1949 r., możliwości przekroczenia tego poziomu. Od dawna brana była pod uwagę możliwość katastrofalnych powodzi w delcie Wisły jako następstwo wysokich stanów wody na Wiśle. Natomiast fala sztormowa na Zalewie uważana była za zjawisko lokalne nie grożące poważniejszymi skutkami. Dopiero powódź w 1949 r. zmusiła odpowiednie czynniki do zorganizowania, w tym regionie, służby przeciwpowodziowej.

Przy stanie wody 660 cm, w nocy z dnia 1/2.III.1949 r., na odcinkach wałów o obniżonej koronie nastąpiło w szeregu miejscach przerwanie wałów, uszkodzenie skarp, przelanie się masy wód na obszary niższe i depresyjne, na których zalane zostało około 600 ha ziemi; na sąsiednich obszarach powstały zatopiska. Dzięki pracom zabezpieczającym, przeprowadzonym od jesieni 1948 r., nie doszło do powodzi o większym zasięgu.

Obecnie uważa się wysokość korony wałów 190—200 cm ponad średni poziom Zalewu za konieczną dla bezpieczeństwa Żuław.

Szczególne spiętrzenie w 1949 r. nastąpiło w zachodniej części Zalewu, gdzie stacja wodowskazowa w Osłonce notowała w nocy z dnia 1/2.III. stan 660 cm, w Elblągu 645 cm. Na innych stacjach, położonych dalej ku E, maksymalny stan wód był o kilkadziesiąt centymetrów niższy, w Tolkmicku 620 cm, we Fromborku 613 cm, w Nowej Pasłęce 608 cm. Spiętrzenie wód zarysowało się wyraźnie w najdalszych, zachodnich zakątkach Zalewu, przy czym sztorm z NE wywołał falę, której przerzuty przez koronę wałów zwiększały ich uszkodzenia.

Powódź z 1949 r. powstała w specyficznych warunkach atmosferycznych. Około trzech tygodni trwało napędzanie wód bałtyckich do Zalewu przez rynnę bałtyjską, przy przeważających wiatrach z NW, co przyczyniło się do podniesienia poziomu wód Zalewu o 60—70 cm, w stosunku do ich średniego stanu. Był to typowy wlew, przegradzany wiatrami z W i SW, dlatego w profilach tych dni spotykamy również nieduże obniżenia stanów wód. Niestety nie możemy poprzeć tych obserwacji wodowskazowych i anemograficznych składem chemicznym wody, gdyż zasolenie oznaczać zaczęto dopiero w 1955 r.

Rozpatrzenie sytuacji atmosferycznej kilku dni, poprzedzających ten sztorm i w czasie jego nasilenia, w rejonie Zalewu, pozwala nam stwierdzić, że Zalew Wiślany znajduje się pod dominującym wpływem morza i czynników dynamicznych atmosfery.

W dniu 28.II.1949 r. centrum płytkiego niżu znajdowało się w pobliżu Islandii, a o godz. 18⁰⁰ GMT tego dnia obserwujemy go w pobliżu Szkocji. W dalszym ciągu niż przemieszczał się ku SE i w dniu 1.III. o godz 00 GMT centrum niżu było w płn.-wsch. części M. Północnego naprzeciw Skagerraku i płn. cypla Półwyspu Jutlandzkiego. Tor przejścia centrum niżu spodziewany był przez południowy Bałtyk, a więc silne wiatry powinny były wystąpić z kierunku SE przez S ku SW. Taka prognoza nie mogła budzić obaw w rejonie Zalewu. O godz 7 rano 1.III. ośrodek niżu znajdował się już na Morzu Bełtów (izobara 980 mb), spadek ciśnienia w ciągu trzech godzin na mapie izolobar wynosił 10 mb. O 16 godz centrum niżu przeszło na SE od Szczecina i wówczas we wschodniej części naszego wybrzeża panowały wiatry z S i SE o prędkości 7° skali B (w Gdyni 8—9° skali B), powodując obniżenie poziomu wód przy polskim wybrzeżu do stanu 512 cm (według mareogramu z Władysławowa), natomiast w zachodniej części Zalewu obniżenie poziomu, spiętrzonego w dniu 28.II. do 570 cm, na 532—543 cm, wyniosło około 30—40 cm. Takie obniżenia stanów wód, jak pisaliśmy uprzednio, zwiastują nieraz zbliżanie się sztormu. Znajdowaliśmy się wówczas w południowo-wschodniej części niżu; nastąpił skręt wiatru z S i SE na NE i N, z których dwa ostatnie kierunki spowodowały gwałtowne spiętrzenie wód, nie znane

od lat kilkudziesięciu. Centrum niżu znajdowało się o godz 00 GMT na 20°E na pñn.-zachód od Warszawy. Wzrost stanu wód na południowym Bałtyku nastąpił o północy z 1/2.III. i we Władysławowie osiągnął o godz 6²⁰ poziom o 122 cm wyższy od średniego stanu morza. W zachodniej części Zalewu wzrost poziomu doszedł do 25 cm/godz (we Władysławowie 9 cm/godz); w końcu wystąpiło absolutne maksimum: 160 cm ponad średni stan.

Wprawdzie zachodziły niegdyś wysokie stany wód, jednakże tak gwałtownego narastania stanu wód i fali nie pamiętają najstarsi ludzie na wybrzeżu. Rozbity został bulwar szwedzki w Gdyni, rozniesiona została głowica molo w Sopocie, a w regionie Zalewu doszło do opisanego wyżej przewrania wałów ochronnych i ewakuacji ludności.

W regionie delty Wisły istnieją dziś dwa niebezpieczne obszary, na których możemy się spodziewać katastrof powodziowych, jakkolwiek o innej genezie i przebiegu zjawiska. Jednym z nich są poldery Wielkich Żuław, przylegających do Zalewu, drugim mielizny w ujściu Wisły i współczesny stożek deltowy za wałem wydm nadbrzeżnych, z olbrzymią akumulacją osadów. Na tych mieliznach mieliśmy już zatory lodowe, które szczęśliwie zeszły do morza, jednakże należy się zawsze liczyć z możliwością zatarasowania przez nie spływu wysokich wód i z powodzią w delcie Wisły.

2. PRĄDY

Na temat prądów w Zalewie mało znaleźliśmy danych w literaturze, gdyż stałych obserwacji nikt nie zorganizował. Lundbeck [20] badał prądy za pomocą butelek, dlatego jego mapka prądów na Zalewie nie posiada interesujących nas wartości, gdyż brak jest prędkości i kierunków na poszczególnych głębokościach. Pomiaru Wutzkego, cytowane przez Willera [40], odnosiły się do rynny bałtyjskiej i również nie miały ciągłości obserwacji. W ogóle należy podkreślić, iż obserwacje prądów na południowym Bałtyku nie były dotychczas prowadzone w sposób odpowiadający istotnym potrzebom i możemy mówić tylko o fragmentarycznych badaniach prądów.

Poniższe uwagi o prądach w Zalewie opieramy na 150 pomiarach, przeprowadzonych w latach 1950—51. W tablicy rejsów, umieszczonej na końcu pracy, podano prędkość prądów, natomiast opuszczono pomiary kierunków, gdyż należy się liczyć z odchyleniami igły magnetycznej w busoli prądomierza, zatem ze zniekształceniami pomiarów z powodu nieodmagnetyzowania statku. Kilka pomiarów wykonano z łodzi. Te zastrzeżenia mają znaczenie raczej teoretyczne. Igła magnetyczna wskazywała prąd idący z południa w ujściach rzek, przy wiatrach z S, czego przykładem są pomiary w ujściu rzeki Elbląg do Zalewu i w ujściu Wisły do Zatoki, gdzie nie

znajdowaliśmy rozrzutu kulek w sektorach puszki kompasowej. Tym niemniej ścisłość naszych obserwacji kierunków prądów może podlegać zastrzeżeniom. Poprawnie prądy należy badać w jednym miejscu przez dłuższy czas za pomocą prądomierzy-samopisów zakotwiczonych lub też ze statków zakotwiczonych w jednym punkcie na stałe (latarniowcach). Nasze zaś rejsy badawcze były prowadzone wyłącznie w charakterystycznych



Ryc. 4. Statki badawcze obok stacji nr 7

porach roku. Z pokładu statku, ustawionego dziobem pod wiatr i zakotwiczonych, dokonywaliśmy pomiarów prądów przy spokojnym stanie Zalewu, nie przekraczających 3—4 stopni, przy czym prędkość wiatru rzadko była większa niż 10 m/sek, wysokość fali 80—100 cm. Niestety, przy wzrastającej prędkości wiatru i wysokości fali nie można było operować przyrządami z burty statku ze względu na możliwość zniszczenia przyrządów.

W czasie tych pomiarów, prowadzonych w różnych porach roku, nigdy nie spotkaliśmy masy wodnej w bezruchu, z wyjątkiem okresu pokrycia lodem, a najmniejsza stwierdzona szybkość prądu wynosiła 2 cm/sek (72 m/godz). Nawet w czasie ciszy atmosferycznej w dniu 6.VII.1950 r. o godz 17⁵⁵ szybkość prądu wzdłuż głównego toru nawigacyjnego Zalewu, przy boi kierunkowej Tolkmicko—Łysica, na stacji hydrologicznej nr 7, wynosiła 8 cm/sek, jako pozostałość po poprzednich wiatrach, które dochodziły w godzinach rannych do 8 m/sek. Podczas ciszy atmosferycznej zachodzą też inne przyczyny przemieszczania się mas wodnych. Szczególnie ważne są ruchy, związane ze zmianą gęstości wody w wyniku oddziaływania prądów w rynn timeralskiej, oraz ruch wyrównania zwierciadła wód, spiętrzonych w jednej części Zalewu, a obniżonych w drugiej.

Największą szybkość prądu 22 cm/sek (790 m/godz) napotkano również na stacji nr 7 w dniu 7.VII.1950 r. przy wietrze NNW, chyżości 10 m/sek.

Przy prędkościach wiatru 10 m/sek szybkość prądu powierzchniowego waha się przeciętnie od 8—11 cm/sek (290—400 m/godz), przy czym, w każdym przypadku, należy rozpatrzeć cały kompleks zjawisk, które poprzedzają pomiar. Mamy przykłady ruchu masy wodnej w całym przekroju, od warstwy powierzchniowej do dna (zob. tablica I), o większej lub mniejszej prędkości na poszczególnych głębokościach. Jeśli wiatr zaczyna działać swoimi podmuchami na powierzchnię wody, to największa szybkość prądu jest w warstwie powierzchniowej i maleje w kierunku do dna. Z chwilą zmniejszenia się prędkości wiatru lub jego zaniku prądy na poszczególnych głębokościach mają prędkość wyższą niż w warstwie powierzchniowej.

Małe głębokości Zalewu uniemożliwiały wykrycie działania siły Coriolisa na odchylenie prądów od kierunku panujących wiatrów, jakkolwiek w szeregu przypadków odchylenie to miało miejsce.

Poniżej podajemy pomiar w różnych porach roku na najgłębszej stacji hydrologicznej, po stronie polskiej, w pobliżu Pasłęki.

Tabela 5

Pomiary prądów na stacji nr 12 ($\varphi = 54^{\circ}26'24''N$, $\lambda = 19^{\circ}42'48''E$)

Data godz	Głębokość pomiaru m	Prąd		Wiatr		Inne obserwacje i uwagi
		kier.	prędk. cm/sek	kier.	prędk. m/sek	
16.V.1950 13 ³⁰	0	SW	6,0	N	3	Stan Zalewu 1, woda wymieszana w całym profilu, przezroczystość 40 cm, $S = 3, 10-3,19\%$, temp. wody 15,0 do 14,7°. Wiatr w Tolkmicku N—1. Zwiększona prędkość prądu przy dnie.
	2	WNW	6,0			
	3,5	NW do F	8,6			
7.VII. 1950 10 ³⁵	0	WSW-W	7,3	NW	7	Stan Zalewu 2, fala wzrasta do 50 cm, długość fali 3,5—4,0 m. Przezroczystość wody 70 cm, barwa 18 st. sk. Forela. Woda wymieszana, bez uwarstwień. Wiatr w Tolkmicku NW 7.
	2	E	5,1			
	4	ENE	6,1			
19.X. 1950 14 ⁵⁰	0	NNE-ENE	11,2	WNW	10	Stan Zalewu 2, wysokość fali 50 cm przezroczystość wody 45 cm, barwa 19. Zasolenie z lekka zmniejsza się ku dnu.
	2	NNW-	8,5			
	4	NNE				
		N-NNE	11,0			

Prędkość prądów obserwowana na stacji nr 12, przy wiatrach do 10 m/sek, wynosi maksymalnie 400 m/godz i raz większa jest w warstwie powierzchniowej, innym razem w pobliżu dna. Różnice są jednak minimalne i nie przekraczają 3 cm. Im dalej w głąb wody, tym wyraźniej widzimy odchylenie, zazwyczaj w prawo, od kierunku prądu powierzchniowego. Rozrzut kulek w sektorach obejmuje nieraz kąt prawie 180° .

W czasie sztormów, przy prędkościach wiatru dochodzących do $8-9^\circ$ skali B, chyżość prądów nie była badana; według obliczeń przybliżonych zjawisk w rynnach bałtyjskiej i M. Bełtów na płytkich akwenach dochodzi przeciętnie do 3 węzłów, maksymalnie do 5 węzłów (9,3 km/godz). Przyjmując dla Zalewu szybkość sztormową poruszania się wody w całym profilu na 3—5 węzłów, otrzymamy na osi długiej Zalewu taką szybkość prądów, która pozwala przemieścić masy wodne ze skrajnych akwenów Zalewu w ciągu 16, a nawet 10 godzin. W tej dużej szybkości prądów kryje się nagłość spiętrzeń poziomu wód Zalewu. W płytkiej, a wąskiej misie Zalewu wiatry z NE czy z SW i kierunków zbliżonych, idąc po osi Zalewu, powodują ruch masy wodnej na dużej przestrzeni, wiatry zaś poprzeczne do osi Zalewu spychają wody na przeciwległe brzegi. Rozkład prądów w obu tych przypadkach jest wysoce skomplikowany i określamy go jako krążenie wód na małych obwodach z odchyleniami nie spotykanymi w większych zbiornikach wód.

3. FALOWANIE I OKREŚLENIE STANU ZALEWU

Obserwacje falowania wykonywano częściowo za pomocą od dawna używanej tyczki wolnopływającej ze skalą, częściowo zaś sposobami również wizualnymi, stosowanymi w marynarce. Dotychczas nie znajdujemy w literaturze żadnych danych o falowaniu Zalewu, nikłe są również publikacje o obserwacjach falowania na Bałtyku, przeto tych kilka uwag, podobnie jak rozdział o prądach, należy traktować jako uwagi wstępne.

Znajdujemy pewną korelację pomiędzy wysokością fali a prędkością wiatru i stanem Zalewu.

Z obserwacji naszych wynika, że stan 3 Zalewu występuje przy prędkościach wiatru około 10 m/sek szczególnie wówczas, gdy taka prędkość wiatru utrzymuje się przez okres 3—4 godzin. Wysokość fali na Zalewie w porównaniu z bałtycką, w powiązaniu z prędkością wiatru, jest mniejsza w stosunku jak 1 : 2. Wysokość fali na wodach Zalewu musieliśmy mierzyć w odstępach decymetrowych, gdyż do stanu 3 (tabela 6) narastała ona niesłychanie powoli. W załączonym wykresie rejsów (tablica I i II) spotykamy występowanie stanu 3 Zalewu przy mniejszych prędkościach wiatru niż 10 m/sek. W każdym przypadku należy rozpatrzyć kierunek

i prędkość wiatru w poprzednich obserwacjach, gdyż może być wyższy stan Zalewu jako przetrwały z minionego wiatru i odwrotnie stan Zalewu jest czasem mniejszy aniżeli wskazywałaby prędkość wiatru. Główną przyczyną ostatniego zjawiska są skręty wiatru, które zazwyczaj głuszą fale.

Tabela 6

Zestawienie prędkości wiatru i stanu Zalewu

Prędkość wiatru m/sek	Wysokość fali H cm	Stan Zalewu
≥ 4	20 — 30	1
5 — 9	30 — 50	2
≥ 10	50 — 100	3

Przy większych prędkościach wiatru pomiaru nie dokonywano. Okres i prędkość fali bywa tak zmienna, że bez obszernych badań nie możemy ich ująć w sposób tabelaryczny. Według obserwacji z burty statku długość fali wynosiła 3,5 — 4,0 m przy stanie 2 Zalewu, natomiast przy stanie 3 dochodziła do 4,5 m.

Podczas obserwowanych sztormów widać zasięg fali aż do dna zachodniej niecki Zalewu, stąd nie tylko wymieszanie wody i zupełny brak stratyfikacji gęstości wody, lecz również wzburzenie osadów dennych, które doprowadzało do spadku przezroczystości i zmiany barwy wody. Po sztormie zawiesina utrzymuje się 2—3 dni i wędruje w akweny, do których w normalnej drodze jako zawiesina rzeczna nie dostałaby się. Stąd muliste dno obszarów Zalewu z dala od ujść rzecznych, w miejscach gdzie spodziewamy się rodzimych utworów piaszczystych. Po jednym sztormie w 1951 r. napotkano w pobliżu mierzei pod Łysicą na muł świeżo nanieiony, grubości 18 mm.

Pomiar prędkości wiatru dokonywany był na statku na wysokości 2 m nad zwierciadłem wody, natomiast na stacjach meteorologicznych wiatromierze umieszczone są na wysokości przeciętnie 8—12 m nad powierzchnią gruntu, przeto różnice pomiarów prędkości wiatru będą nieco większe, gdy weźmiemy pod uwagę poziomy obserwacji.

Obserwacje meteorologiczne na statku rozpoczynano od pomiaru psychrometrem Assmanna; z kolei przystępowano do pomiaru wiatru anemometrem, przeto w cytowanych wyżej przykładach różnica w czasie może ograniczać się do kilku minut. W Tolkmicku wysoczyzna elbląska przesłania bieg południowych wiatrów podobnie jak najbliższe lokalne przeszkody na lądzie (las, budynki). Pomiaru nasze wykazały większą prędkość wiatrów

Tabela 7

Obserwacje wiatru na Zalewie i wybrzeżu

Położenie (Nr) stacji hydrolog.	Data godz	Wiatr na Zalewie		Stan Zalewu	Wiatr w Tolkmicku	
		kier.	Prędk. m/sek		kier.	Prędk. m/sek
1,2 km na WNW od ujścia Pasłęki	16.V.1950 12 ³⁰	N	4	1	N	3
Nr 8 w pobliżu Łysicy	17.V.1950 12 ²⁵	S	8	2—3	SW	6
Nr 7 w pobliżu Tolkmicka	20.X.1950 12 ⁴⁵	SW	9	2—3	SW	8
Nr 4 w pobliżu Gdańskiej La- tarni	7.VI.1951 12 ³⁰	NNW	8—9	2	NW	6

na Zalewie aniżeli na lądzie, co zgodne jest z ogólnymi, teoretycznymi założeniami, a potwierdzone doświadczeniem starych rybaków.

W czasie sztormów, które powodują spiętrzenia wód ponad 70 cm nad średni poziom na Zalewie, częstotliwość wiatru w Tolkmicku w latach 1947—1952 według Majewskiego [22] przedstawiono w tabeli 8.

Tabela 8

Zestawienie częstotliwości wiatrów

Kierunek wiatru	W	WNW	NW	NNW	N	NNF	NE	E
Częstotliwość w %	3,3	3,3	10,0	3,3	26,7	16,7	33,3	3,3
Minimum prędkości wiatru m/sek	17	17	12	14	12	9	9	9
Minimum siły wiatru w stop- niach Beauforta	8		6			5		

W okresie wysokich stanów wód, w zachodniej części Zalewu, aż 93,3% stanowią wiatry o składowej N, a w ogóle najczęstsze są w tym okresie wiatry z NE i N.

Stan Zalewu przy najgwałtowniejszych sztormach określa się na 5—6 stopni.

Powyższe uwagi wskazują na ważną rolę, jaką odgrywają czynniki anemobaryczne w dynamice wód Zalewu.

4. WKACZANIE WÓD ZALEWU W GÓRĘ RZEK

Powszechnie znane jest zjawisko wkraczania wód morskich w ujścia rzek nawet na wybrzeżach, na których nie występuje fala przepływowa, lecz spiętrzone wody morskie, wskutek działania wiatru, wkraczają w nizinne ujścia. W ujściach powstają w ten sposób zmiany nie tylko w składzie chemicznym wody i w warunkach biologicznych, lecz również w ruchu rumowiska dennego i strącaniu zawieszin. Szereg pomiarów dokonanych przez nas w ujściu rzeki Elbląg do Zalewu, podobnie jak w ujściu Wisły czy Słupiej do morza lub niegdyś przez niemieckich badaczy, w ujściu Pregoty — świadczy o daleko posuniętej zmianie stosunków hydrologicznych w ujściach rzek w czasie parcia wody w kierunku przeciwnym normalnemu nurtowi.

Wody bałtyckie wdzierają się w głąb Wisły na 11 km, utrudniają spływ wody rzecznej, spiętrzają ją wywołując zjawisko cofki, zwanej tu „morką”. W dniu 18. VII. 1950 r. przeprowadzono badania [21] w odległości 560 m od ujścia Wisły do morza przy szerokości rzeki 450 m. Zasolenie przy dnie rzeki, na głębokości 5 m, wynosiło 7,12‰, a więc była to woda bałtycka. Prąd bałtycki wdierał się dołem w górę rzeki z szybkością 200 m/godz, górą zaś spływała woda wiślana do morza z szybkością 1080—1440 m/godz. Następny pomiar pod Świbnem, w odległości 2,5 km od ujścia, przy szerokości rzeki 425 m, wykazał na głębokości 4,7 m zasolenie 6,85‰. W ostatnich trzech dniach, poprzedzających te obserwacje, panowały wiatry o składowych N, przeważnie z NE, o prędkości do 7 m/sek. Stan morza dochodził do 3. Głębokość wkraczania przydennych prądów bałtyckich w głąb Wisły zależna jest od kierunku i prędkości panujących wiatrów oraz od stanu morza w danym okresie.

Zalew Wiślany jest zbiornikiem poddanym pod wybitne wpływy morza.

Woda bałtycka wkracza nie tylko w ujścia rzek, lecz również poprzez wody zalewów w głąb rzek uchodzących do Zalewu, nie mówiąc już o przenikaniu drogą podziemną w głąb lądu. Woda bałtycka wchodzi w ujście Pregoty, wywołując zjawisko cofki i jeśli mamy dać wiarę Willerowi [40], który wymienia miejscowość Wehlau (obecnie Snamieński) przy ujściu Łyny jako odcinek końcowy cofki — to istotnie zasięg cofki jest bardzo głęboki, dzięki minimalnemu spadkowi rzeki w pradolinie. Kaliningradzki kanał morski, jako głęboki tor wodny od ujścia Pregoty poprzez Zalew do rynnicy bałtyjskiej, chroniony gozłami, niewątpliwie ułatwia wkraczanie wód słonawych w głąb Pregoty, szczególnie przy sprzyjającym kierunku wiatru. Istnieją na to dowody w postaci małży morskich (40), choćby wspomnieć *Mya arenaria*, znalezionych na tej drodze wkraczania wód morskich.

Obserwacje dokonane w zachodniej części Zalewu, w ujściu rzeki Elbląg, świadczą również o wkraczaniu wód zalewowych w głąb rzeki. Na stacji nr 2, położonej w ujściu rzeki, zmierzaliśmy prąd słonawy 3,33—3,53‰, płynący w górę rzeki, z szybkością średnią 500 m/godz. Skład chemiczny wody, barwa jej i przezroczystość są dowodem na zaistnienie zmian hydrologicznych w ujściach rzek. Dnia 17.XI.1954 r. na stacji hydrologicznej nr 1, na rzece Elbląg na głębokości 1,5 m — zasolenie wynosiło aż 4,15‰. Stacja położona jest w pobliżu Czerwonej Latarni, a więc w odległości około 2,5 km od ujścia rzeki do Zalewu.

Rozprzestrzenianie się wód słonawych w ujściach rzek przyczynia się do dalszego przenikania tych wód drogą podziemną, co z kolei powoduje zmiany w składzie chemicznym wód gruntowych. Znajdujemy tu pewne analogie pomiędzy wahaniami poziomu wód morskich a wahaniami poziomu wód gruntowych, które w partii brzeżnej przebiegają względem siebie prawie równolegle, z małym tylko opóźnieniem w czasie [33].

VII. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE WÓD

1. TEMPERATURA WODY

Warunki termiczne wód Zalewu, ze względu na małą głębokość zbiornika, znajdują się pod znamienym wpływem temperatury otaczającego powietrza i zupełnie odbiegają od warunków termicznych Bałtyku czy też głębszych jezior lub rzek uchodzących do Zalewu. Typową cechą wód Zalewu jest homotermia w całym profilu z wyjątkiem okresu zlodzenia i wyraźny wpływ klimatu kontynentalnego.

PRZEBIEG TEMPERATURY DZIENNEJ

W ciągu doby największe wahania temperatury wody (aż do 6°C) występują w porze letniej w płytkich strefach brzegowych Zalewu. Dzieje się to na skutek silnego nagrzania wód w upalny dzień, zwłaszcza podczas ciszy atmosferycznej i znacznego wypromieniowywania w porze nocnej, w czasie pogody bezchmurnej.

Na dalszych i nieco głębszych akwenach nie spotykamy tak dużych wahań dobowych. Wyraźnie zaznacza się różnica termiczna na stacjach brzegowych i stacjach hydrologicznych podczas rejsów. Nigdy w rejsach w porze letniej (tablica I i II) nie obserwowaliśmy na Zalewie temperatury wyższej niż $21,5^{\circ}\text{C}$, podczas gdy obserwacje temperatury wody dokonywane równocześnie przy brzegu wykazywały temperaturę około 24°C . Nawet w zimie, co udowadniamy w rozdziale o zlodzeniu, zachodziły różnice termiczne między stacjami brzegowymi a stacjami na torze nawigacyjnym Zalewu, zwłaszcza na początku okresu zlodzenia lub przy jego końcu, w czasie odwilży; zjawisko to tłumaczymy wpływem mas lądowych.

Podobne różnice, chociaż w mniejszej skali, zachodzą na wybrzeżu południowego Bałtyku, gdzie stacje brzegowe notują w lipcu i sierpniu temperatury $19\text{--}20^{\circ}\text{C}$, na pełnym zaś morzu notowaliśmy tylko $17\text{--}18^{\circ}\text{C}$.

Na głębszych akwenach Zalewu letnie wahania dobowe są z reguły mniejsze i nie przekraczają $0,7^{\circ}\text{C}$. Jeżeli weźmiemy pod uwagę termiczne przekroje poprzez Zalew, od jednego brzegu do drugiego, to temperatura z dnia na dzień zmienia się przeciętnie o kilka dziesiątych stopnia; w porze letniej średnio o $1,1^{\circ}\text{C}$, w porze wiosennej i jesiennej o $0,3\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$, w zimie o $0,1^{\circ}\text{C}$. Najmniejsze wahania występują w czasie pokrycia Zalewu

łodem. Na przestrzeni 3—4 tygodni nieraz nie znajdziemy większych wahań dobowych niż $0,1^{\circ}\text{C}$.

Typowym zjawiskiem w termice wód Zalewu jest homotermia, powstała wskutek ciągłego mieszania się wody. Temu zawdzięcza Zalew prawie zupełny brak stratyfikacji termicznej. Ze względu na małe głębokości nie występuje również w Zalewie warstwa skoku termicznego. Na stacjach hydrologicznych badania podczas rejsu wykazują, że temperatura wody powierzchniowej i przydennej bywa często ta sama; rzadko różnice dochodzą do $0,7^{\circ}\text{C}$. Tylko jeden raz wystąpiła znaczna różnica temperatur do $3,5^{\circ}\text{C}$ na stacji nr 12, głębokiej na 4,2 m, w dniu 18. V. 1953 r., pomimo że stacja ta podczas wielokrotnych badań w innych terminach nie wykazywała żadnych różnic temperatur na poszczególnych poziomach. To wyjątkowe zróżnicowanie termiczne na stacji nr 12 można tłumaczyć:

1. Zaleganiem na wiosnę w głęboczkach Zalewu, w okresach względnej ciszy atmosferycznej, bardziej słonych wód z poprzednich, chłodniejszych miesięcy.

2. Oddziaływaniem prądów z rynny bałtyjskiej, przemieszczających wodę bałtycką o temperaturze na wiosnę znacznie chłodniejszej.

W rynnie bałtyjskiej, na początku wlewu wody z Zatoki Gdańskiej, widzimy w rejsie Willera w dn. 16. IX. 1924 r. wody o zasoleniu około 7‰ z zupełnie wyrównaną temperaturą wody $13,7^{\circ}\text{C}$ od zwierciadła do dna. Po rozpatrzeniu materiału termicznego z całego Zalewu możemy stwierdzić, że wlewy wód morskich ocieplają wody Zalewu w porze jesienno-zimowej przeciętnie o $1,5$ — $2,5^{\circ}\text{C}$, podczas gdy w porze wiosennej i letniej ochładzają je o $1,0$ — $1,8^{\circ}\text{C}$. Przyczynę tego zjawiska widzimy w różnej termice basenu morskiego i Zalewu, bowiem wody morskie dłużej przetrzymują ciepło jesieni, ale też wiosną o wiele później się nagrzewają. Ta wymiana wód wpływa na dobowe wahania temperatury wody, szczególnie na akwenach położonych w pobliżu rynny.

TEMPERATURY MIESIĘCZNE I ROCZNE

Średnie temperatury wody z 7-lecia 1950—1956 na stacji Zalewu Tolkmicko wykazują, iż do najcieplejszych miesięcy należy lipiec, a w kolejności sierpień i czerwiec; do najchłodniejszych — styczeń, luty i marzec. W Zatoce Gdańskiej natomiast najcieplejsze wody stwierdzamy w sierpniu, najchłodniejsze w lutym. Na Zalewie widzimy równoczesność najchłodniejszych i najcieplejszych temperatur wody i powietrza (w styczniu i lipcu), co świadczy wyraźnie o lądowym charakterze tego zbiornika wodnego.

Średnie maksima w lipcu wynoszą $25,0^{\circ}\text{C}$, w sierpniu $23,3^{\circ}\text{C}$, średnie zaś minima w styczniu i lutym $0,1^{\circ}\text{C}$.

Tabela 9

Temperatura wody powierzchniowej Zalewu Wiślanego w Tolkmicku
w poszczególnych miesiącach, w 7-leciu 1950—1956, w °C

Temperatura w °C	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Maksimum	2,7	2,2	9,4	16,9	22,8	26,0	29,2	25,8	22,4	14,8	8,4	5,6	—
Minimum	− 0,3	− 0,45	− 0,2	0,0	5,6	12,3	15,1	14,8	9,4	3,0	0,1	− 0,2	—
Średnia	0,5	0,6	1,5	7,4	14,5	19,2	20,6	20,2	15,5	8,5	3,7	1,6	9,5
Średnia miesięczna tempe- ratura powietrza	− 2,4	− 3,1	0,7	6,4	11,3	16,1	17,5	17,6	13,9	8,7	3,5	1,3	7,6

Bezwzględnie najwyższe miesięczne maksima i najniższe miesięczne minima temperatury wody przedstawia tabela 9.

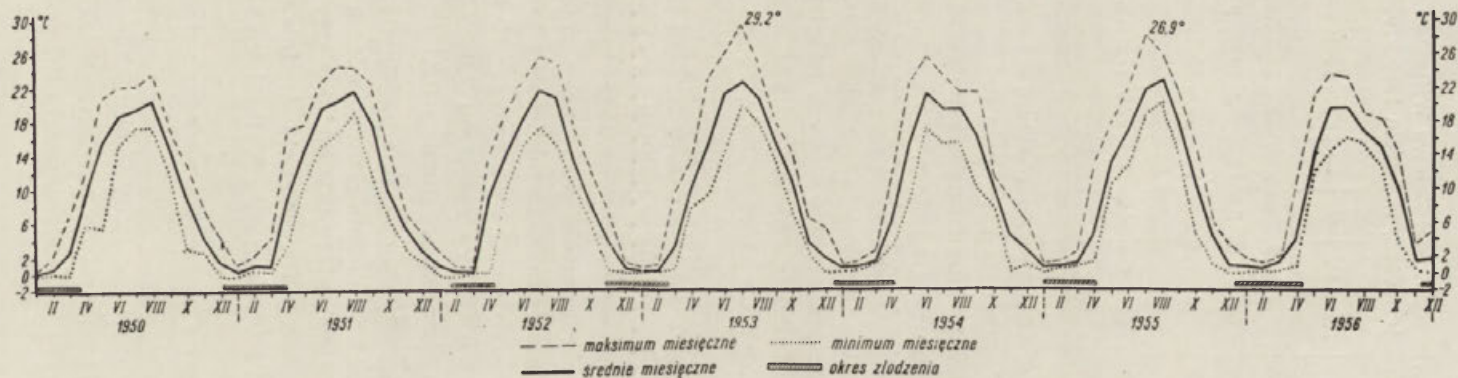
Dane powyższe wykazują amplitudę 29,6°C: od −0,45° w dniu 14.II.1952 r. do 29,2°C w dniu 4.VII.1953 r. Mamy pewne wątpliwości co do prawidłowości odczytu maksimum lipca 29,2°C. Temperatura wody powierzchniowej w Tolkmicku mierzona jest z głowicy zachodniego moła, gdzie mogło wystąpić pewne przegrzanie wody w pobliżu głazowiska moła. Jeśli przyjmiemy za wskaźnikowe maksima lipca z poszczególnych lat (pominąwszy temperaturę 29,2°C), które wahają się między 22,3° a 26,9°C, to otrzymamy średnie maksimum 24,2°, a nie 25,0°C, jako przeciętnie najcieplejszą temperaturę w roku. Potwierdza to wykres temperatur (ryc. 5); maksimum w różnych latach oscyluje w pobliżu 24°C.

Za temperaturę minimalną należy uważać temperaturę −0,13°C, przyjmując ją jako punkt krzepnięcia wody przy przeciętnym zasoleniu w Tolkmicku 2,4‰. Widzimy jednak, iż minimalne temperatury schodzą podczas przechłodzenia wody do −0,3°, a nawet −0,45°C, podobnie jak w Zatoce Gdańskiej do −0,6°C przy zasoleniu 7,0–7,5‰, chociaż punkt krzepnięcia występuje tam przy temperaturze −0,37°C.

Amplituda roczna ^{powietrza} obliczona na podstawie średnich miesięcznych (styczeń 0,5°, lipiec 20,6°) dla omawianego 7-lecia w Tolkmicku, wynosi 20,1°C (dla Zatoki Gdańskiej 18,1°), podczas gdy amplituda roczna temperatury wody, obliczona na podstawie średnich maksimów lipca 24,2°C i minimów stycznia 0,1°, wynosi w Tolkmicku 24,1°C.

TEMPERATURY WODY I POWIETRZA NA RÓŻNYCH AKWENACH
POLSKICH WYBRZEŻY

Średnia roczna temperatura wody w Tolkmicku wynosi 9,5°C i jest wyższa od średniej rocznej temperatury powietrza o 1,9° (tab. 9 i 10). W zimie Zalew zazwyczaj pokryty jest lodem, przeto tuż pod lodem występuje



Ryc. 5. Temperatura wody powierzchniowej w °C na Zalewie Wiślanym w poszczególnych miesiącach i latach (stacja Tolkmicko w latach 1950—1956)

temperatura wody w dziesiętnych stopniach ze znakiem plus, gdy równocześnie temperatura powietrza wykazuje duże obniżenia (do $-30,4^{\circ}$ w dniu 1.II.1956 r. w Tolkmicku). Od wiosny do lata włącznie wody Zalewu są cieplejsze od powietrza średnio o $1,0^{\circ}$ w kwietniu, do $3,2^{\circ}\text{C}$ w maju, czerwcu i lipcu. Z końcem lata różnica ta nieco słabnie, od października zaś woda szybko ochładza się i temperatury wody i powietrza biegną prawie równoległe z minimalną różnicą od $0,2$ do $0,3^{\circ}\text{C}$ aż do okresu zlodzenia, kiedy to wody Zalewu pokryte lodem tracą kontakt z mroźnym powietrzem i dlatego w styczniu i lutym różnice temperatur wody i powietrza wynoszą średnio $2,9-3,7^{\circ}\text{C}$.

Tabela 10

Średnie roczne temperatury wody i powietrza w Tolkmicku
w 7-leciu 1950—1956 w $^{\circ}\text{C}$

Temperatury w $^{\circ}\text{C}$	Średnia roczna							Średnia 7-lecia
	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	
Wody	9,7	10,2	9,1	10,3	9,6	9,4	8,7	9,5*
Powietrza	8,1	8,6	7,1	8,4	7,1	7,6	6,4	7,6

* Dokładnie $9,57^{\circ}$, jednak z analizy wszystkich średnich miesięcznych otrzymujemy $9,48^{\circ}\text{C}$.

W poszczególnych latach różnica pomiędzy średnią temperaturą roczną powietrza i wody waha się od $1,6^{\circ}$ do $2,5^{\circ}\text{C}$. Oczywiście różnice te kształtować się będą podobnie na różnych akwenach Zalewu, nieco odmiennie na wodach Zatoki Puckiej, zupełnie zaś odmiennie na otwartym morzu, czego przykładem są obserwacje w Mielnie (tab. 11).

Średnie roczne temperatury wody na otwartych akwenach Bałtyku, dodatkowo badane na ośmiu stacjach polskich wybrzeży, wynoszą przeciętnie $9,3-9,9^{\circ}\text{C}$, podczas gdy średnie roczne powietrza $7,8-8,4^{\circ}\text{C}$, przeto woda jest cieplejsza od powietrza średnio o $1,4^{\circ}\text{C}$. Wody Zalewu pręcej i silniej reagują na zmiany temperatury powietrza niż wody morskie. Zatoka Pucka, ze względu na swe podwodne odcięcie Rewą Mew i małe głębokości dna, stanowi jakby termiczne przejście od wód morskich do zalewowych. Istnieje więc pewne podobieństwo w przebiegu temperatury wody na trzech cytowanych w tabeli akwenach, które posiadają utrudnioną wymianę wód z morzem. Zalew Szczeciński, spośród czterech omawianych zbiorników, położony najdalej na zachód, na którego temperaturę wody oddziałuje Odra, należy do najcieplejszych, o czym świadczą średnie roczne nie tylko z lat podanych w tabeli 11, lecz również dane z okresów wieloletnich.

W zimie wody polskich wybrzeży Bałtyku są wyraźnie cieplejsze od wód zalewów. Od kwietnia sytuacja odwraca się wskutek szybkiego wzro-

Temperatura wody powierzchniowej w °C (w porównaniu ze średnią temperaturą powietrza)

Akweny (stacja)		Średnie miesięczne												Maksimum	Minimum	Średnia roczna
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII			
Rok 1950	Zalew Wiślany (Tolkmicko)	0,1	0,7	2,8	9,2	15,5	18,7	19,4	20,5	15,1	9,2	4,1	1,4	23,8	- 0,3	9,7
		- 6,0	1,2	3,0	7,7	13,8	16,4	16,9	17,6	13,7	8,5	4,1	0,6	-	-	8,1
	Zalew Szczeciński (Trzebież)	0,7	1,5	5,3	9,2	17,3	21,2	21,3	21,4	16,0	10,4	4,7	1,6	25,1	0,2	10,9
		- 2,5	2,2	4,1	6,9	14,4	17,2	17,4	18,0	13,0	8,3	4,1	- 0,8	-	-	8,5
	Zatoka Pucka (Puck)	0,6	1,4	4,0	8,5	14,6	18,4	19,1	19,4	14,9	9,4	4,6	2,1	21,3	- 0,3	9,8
		- 3,6	1,4	2,6	6,5	11,7	15,5	16,4	17,1	12,8	8,4	4,4	0,3	-	-	7,8
Bałtyk (Mielno)	1,3	1,8	4,0	7,5	12,4	17,4	18,2	18,0	15,8	10,9	6,2	3,0	20,7	0,3	9,9	
	- 2,7	1,8	3,7	6,4	12,1	16,4	17,0	17,3	13,1	8,5	4,3	- 0,4	-	-	8,1	
Rok 1951	Zalew Wiślany (Tolkmicko)	0,4	1,2	1,0	9,0	14,6	19,4	20,3	21,6	16,8	9,7	5,3	2,5	24,6	- 0,3	10,2
		- 1,5	- 0,4	0,0	8,4	10,2	16,4	17,6	19,9	15,4	7,6	5,8	3,4	-	-	8,6
	Zalew Szczeciński (Trzebież)	0,8	1,1	2,3	9,2	15,2	19,7	21,2	21,3	18,1	10,9	6,4	3,5	23,8	0,2	10,8
		- 0,2	0,4	1,1	7,8	10,9	16,2	17,5	17,9	14,5	7,0	6,6	3,7	-	-	8,6
	Zatoka Pucka (Puck)	1,3	2,0	1,8	8,3	13,3	19,5	19,6	20,4	16,9	9,6	5,8	3,6	23,0	0,2	10,2
		- 0,7	- 0,2	0,2	6,8	8,8	14,6	16,5	18,0	14,5	7,8	5,8	3,9	-	-	8,0
Bałtyk (Mielno)	1,0	1,2	2,1	7,0	9,4	14,8	18,3	17,0	16,1	10,8	6,2	4,6	20,6	- 0,3	9,0	
	- 0,6	0,2	0,6	6,8	8,6	14,6	16,9	17,4	14,8	6,7	6,8	4,0	-	-	8,1	

Uwaga: W pierwszym wierszu przy każdej stacji podana jest temperatura wody, w drugim temperatura powietrza.

stu temperatur wody w zalewach, w maju różnica dochodzi do 5°C i nawet nieco przekracza tę wartość. W lecie na wodach Bałtyku nadal występują temperatury niższe niż na zalewach o $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$, z końcem lata różnice maleją o $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$, a już z początkiem jesieni woda morska jest cieplejsza od wód zalewów, szybko się ochładzających. Nie trzeba tu podkreślać klimatycznej roli tego całego procesu.

Wody zalewów oczywiście oddziałują na klimat najbliższych okolic. W czasie rejsów badawczych mierzono równocześnie temperaturę powietrza i wody. Cytujemy kilka przykładów wpływu temperatury wody na temperaturę powietrza nad zwierciadłem wody z dala od brzegu (tabela 12) i podajemy z tej samej godziny (drugi termin obserwacji klimatycznych) temperaturę powietrza na stacjach brzegowych nad Zalewem: Tolkmicko, Łysica, przy ujściu Wisły: Świbno, w Zatoce Gdańskiej: Hel.

Tabela 12

Temperatura powietrza na kilku stacjach wybrzeża
w porównaniu z temperaturą wody powierzchniowej na Zalewie Wiślanym

Nr stacji	Data godz	Temperatura		Temperatura powietrza na stacjach meteorologicznych			
		wody $^{\circ}\text{C}$	powietrza $^{\circ}\text{C}$	Tolkmicko	Łysica	Hel	Świbno
4	17.V. 1950 12 ²⁵	14,7	15,2	15,4	—	15,1	16,0
4	6.VII. 1950 12 ³⁰	17,9	15,6	14,4	—	14,3	14,7
7	20.X. 1950 12 ⁴⁵	9,1	11,3	11,0	12,0	12,3	12,1
4	7.VI. 1951 12 ³⁰	20,0	14,6	16,1	14,9	13,9	13,8

Nadmiernie ocieplone wody Zalewu w lecie podnoszą temperaturę powietrza nad zwierciadłem wody (6.VII.1950 r.), na wiosnę i jesienią wody Zalewu działają ochładzająco (17.V. i 20.X.1950 r.). Napływ chłodnego powietrza w drugiej pentadzie czerwca 1951 r. złagodzony jest w regionie Zalewu wysoką temperaturą wody 20°C i średnia dobowa w dniu 7.VI.1951 r. Tolkmicka wyższa jest niż Świbna o $0,8^{\circ}\text{C}$, od Helu o $1,3^{\circ}\text{C}$, gdyż wody Zatoki Gdańskiej jeszcze wówczas nie osiągnęły temperatury letniej. Przykłady powyższe dobrze nam odzwierciedlają klimat Zalewu.

Amplituda roczna na wodach otwartych Bałtyku jest zawsze niższa o $3^{\circ}\text{--}4,5^{\circ}\text{C}$ od amplitud na wodach Zalewu, podczas gdy wody Zatoki Puckiej zajmują, pod tym względem, pozycję pośrednią.

Najkrótsze, w czasie, przejście od termiki letniej ku jesiennej, podobnie jak i od zimowej ku wiosennej, występuje na Zalewie Wiślanym, szczególnie gdy porównamy go z Zalewem Szczecińskim i przyległymi wodami Zatoki Gdańskiej, na podstawie przebiegu temperatury powietrza i wody, w poszczególnych dniach. Prócz przyczyn hydrologicznych, wspomnianych już uprzednio, dopatrujemy się przyczyn tych zjawisk w warunkach klimatycznych. Stwierdzamy bowiem wyraźne piętno kontynentalizmu w regionie Zalewu, co wydatnie zaznacza się właśnie w skróceniu pory wiosennej na rzecz letniej, pory jesiennej na rzecz zimowej, ponadto w szybkim przechodzeniu termiki wody z jednej pory roku w drugą. Długotrwałość okresu zlodzenia i przetrwanie pokrywy lodowej zazwyczaj od początku zimy do jej końca, w przeciwieństwie do wód południowego Bałtyku, również potwierdza kontynentalizm klimatyczny Zalewu.

2. ZJAWISKA I OKRES ZLODZENIA

OGÓLNE WARUNKI ZLODZENIA NA ZALEWIE WISLANYM

Wzdłuż wybrzeży południowego Bałtyku z zachodu na wschód napotykamy na powolny, ale stały spadek temperatury powietrza w zimie, od $-0,5^{\circ}$ w styczniu na wysokości Świnoujścia do -2°C nad Zalewem Wiślanym (w części kaliningradzkiej do $-2,5^{\circ}\text{C}$). Linia brzegowa Bałtyku łączy się z kierunku równoleżnikowego na południkowy, izoterma -2°C wchodzi na Bałtyk i okala od NE wyspę Gotland. Nie obserwujemy więc na wschodnich akwenach Basenu Gotlandzkiego dalszego spadku temperatury powietrza. Idąc dalej, wzdłuż wybrzeży, dopiero od Zatoki Ryskiej zaznacza się wyraźne obniżenie temperatury powietrza (izoterma -4° i -6°C). Wynika z tego, iż w strefie brzegowej południowego Bałtyku najzimniejsze obszary występują w regionie Zalewu Wiślanego.

Zjawiska i okres zlodzenia zależne są nie tylko od przebiegu temperatury powietrza, lecz również od wielu innych czynników. Na Morzu Białym, gdzie przebiega izoterma stycznia 0°C , mamy w surowych zimach dłuższy okres zlodzenia niż na otwartych akwenach Zatoki Gdańskiej (izoterma stycznia -1°C), ze względu na płytkość cieśnin duńskich, liczne zatoki, oddziaływanie wysp, co w surowszych zimach przyczynia się do wytworzenia jakby pomostu lodowego między Skanią a Jutlandią. W samej Zatoce Gdańskiej widzimy też duże różnice pomiędzy jej poszczególnymi akwenami i nie notowaliśmy zimy, w której nie pojawiłyby się zjawiska zlodzenia w Zatoce Puckiej, choćby w postaci lodu przybrzeżnego lub śryżu, podczas gdy na większej części Zatoki Gdańskiej, w czasie łagodnych i umiarkowanych zim, w ogóle nie spotykamy lodu.

W Zalewie Wiślanym panują specyficzne warunki dla występowania zjawisk lodowych. Oprócz klimatycznych, kontynentalnych cech regionu Zalewu, dołączają się jeszcze takie czynniki, jak płytkość zbiornika, jego wydłużony kształt i słabsze zasolenie wód, co łącznie wzięwszy przyspiesza okres zlodzenia oraz przyczynia się do uformowania pokrywy lodowej, nierzadko w ciągu jednej mroźnej nocy.

W kaliningradzkiej części Zalewu pokrywa lodowa utrzymuje się najdłużej, zgodnie z kierunkiem zaostrzania się zimy. Najpóźniej zamarza



Ryc. 6. Ekipa badawcza podczas rejsu bojerem na Zalewie

rynna bałtyjska, zwłaszcza w części przymorskiej. Z chwilą zamarznięcia rynny podczas surowych zim, nie ma w zasadzie wymiany wód między Zalewem a Bałtykiem, następuje szybki przyrost grubości lodu (do 56 cm w zimie 1955/56 r.), który w rzadkich przypadkach znika na skutek przejściowej odwilży. Zanik lodów na Zalewie ze względu na stosunkowo znaczną jego grubość (przeciętnie 30—40 cm) jest utrudniony i trwa około 10 — 14 dni.

Akweny, w pobliżu rynny bałtyjskiej, mają krótszy okres zlodzenia na skutek oddziaływania cieplejszych wód Zatoki Gdańskiej, szczególnie po wyłamaniu w rynnie pokrywy lodowej dla celów nawigacyjnych.

Oprócz wyższej temperatury powietrza i ocieplających wlewów na wyłamaniu pokrywy na Zalewie ma wpływ fala, powstała w wyniku działania wiatrów. Fala w poważnym stopniu przyspiesza rozbitcie pokrywy, przyspiesza zatem zakończenie okresu zlodzenia.

Niektóre stacje obserwacyjne na Zalewie notują słabe zlodzenie w partiach przyujściowych rzek, szczególnie na akwenach płytkich, pokrytych roślinnością wodną, gdzie procesy biochemiczne na tzw. oparzeliskach wybitnie skracają okres zlodzenia.

ZJAWISKA LODOWE

Pojawianie się pierwszych zjawisk lodowych następuje w partiach brzegowych, w zatoczkach i basenach portowych w postaci lodu przybrzeżnego, co dokonuje się już przy temperaturze powietrza -2° do -3°C . Z chwilą dalszego obniżania się temperatury powstaje śryż, przeciętnie przy temperaturze -4 do -7°C . W miarę zagęszczania się śryżu następuje pokrycie lodem całego Zalewu, czemu sprzyja cisza atmosferyczna, tak typowa dla wyżu barycznego. Zalew zazwyczaj nie jest sfalowany w czasie zamarzania; najczęściej notujemy wtedy stan 0 Zalewu. Jak wspomnieliśmy, nierzadkim zjawiskiem jest nagle zamarznięcie Zalewu w ciągu kilkunastu godzin, czego przykładem są zimy 1951/52 i 1953/54.

Niektóre stacje obserwacyjne, z reguły, nie notują śryżu. Często pojawia się w dziennikach obserwatorów, na początku okresu zlodzenia, kra zamiast śryżu. Właściwie kra tworzy się z pokrywy lodowej, dlatego też w cytowanych zestawieniach (tablica IV) przeprowadziliśmy korektę zjawisk lodowych. Niestety szereg innych rodzajów lodu, jak np. lód denny, kra natłoczona, lód dryfujący i inne, ponadto tworzenie się wielokilometrycznych szczelin w pokrywie lodowej, zaleganie zwałów lodowych na brzegach są zazwyczaj pominięte w dziennikach obserwacyjnych i rocznikach. Charakterystyczne dla Zalewu Wiślanego są spęknięcia pokrywy lodowej, równoległe do linii brzegowej, powstałe na skutek obniżenia się poziomu wód pod lodem. Obserwowaliśmy obniżenie się poziomu wód o 50—60 cm; na kilkukilometrycznych liniach pęknięć zachodziła pokrywa na pokrywę, tworząc na gładzi lodowej progi wysokie do 0,5 m (w zależności od grubości nasuniętej pokrywy).

Znikanie ostatnich zjawisk lodowych następuje zazwyczaj przez wyłamanie pokrywy grubej jeszcze na 6—10 cm, która dryfuje w różnych kierunkach, w zależności od przebiegu fal i układu prądów. Ten końcowy okres dryfującej kry nie trwa przeciętnie dłużej niż 2 dni. Obserwatorzy notują często w okresie zaniku pokrywy utrzymywanie się jej w partii brzeżnej w postaci lodu przybrzeżnego. Większa fala wyrzuca krę na brzeg, gdzie tworzą się zwały lodowe 2—3 m wysokości.

Zjawiska lodowe powodują powstanie stratyfikacji termicznej i słonnościowej, o czym obszerniej piszemy na innym miejscu. Z chwilą zaniku lodu następuje nawrót do wymieszania się wód w całym profilu na skutek działania wiatrów; tymi elementami możemy kontrolować daty zamarzania i zejścia lodów.

OKRES ZLODZENIA I ILOŚĆ DNI Z LODEM

Okres zawarty między pojawieniem się pierwszego zjawiska zlodzenia a zniknięciem ostatniego lodu nazywamy okresem zlodzenia. W czasie surowych zim okres zlodzenia nie jest przerywany odwilżami i znikaniem lodu; wówczas faktyczna ilość dni z lodem pokrywa się z ilością dni, objętą okresem zlodzenia. Cechą kontynentalizmu jest, między innymi, brak odwilży oraz przetrwanie lodów i szaty śnieżnej od początku zimy do jej końca. Stosunki zlodzenia na Zalewie Wiślanym są oczywistym potwierdzeniem wpływu klimatu kontynentalnego, gdyż ilość dni z lodem zazwyczaj pokrywa się z ilością dni okresu zlodzenia (tablica IV).

Obserwacje lodowe z 46 zim, w czym niemieckie obserwacje zim 1903/4—1940/41 r. (P r ü f e r [30]) i polskie z zim 1949/50—1956/57 r., pozwalają nam stwierdzić każdej zimy występowanie zjawisk lodowych; czasokres zlodzenia, z wyjątkiem zimy 1956/57 r., nigdy nie był mniejszy niż 75 dni.

Tabela 13

Ilość dni z lodem u wybrzeży południowego Bałtyku

Stacja obserwacyjna — akweny	Ilość dni z lodem		
	zima bardzo surowa	umiarkowana	łagodna
Świnoujście	68	8	6
Kołobrzeg	77	3	0
Darłowo	81	3	1
Ustka	96	6	0
Gdańsk—Reda	48	1	0
Brüsterort	77	10	4
Zalew Wiślany			
Bałtyjsk — morze	75	1	0
Zalew Bałtyjsk — port	122	59	45
Zalew część elbląska	125	94	75
Zalew część kaliningradzka	146	100	90

Uwaga: Nie cytujemy wzdłuż linii brzegowej południowej Bałtyku akwentów portowych, gdzie najczęściej działają lodolamacze. W Gdańsku-portcie, ilość dni z lodem w bardzo surowych zimach dochodzi do 110 dni.

W południowej części basenu Morza Bałtyckiego największa ilość dni z lodem, bez względu na nasilenie zimy, występuje na Zalewie Wiślanym.

Początek okresu zlodzenia na Zalewie Wiślanym waha się średnio między 18.XI a 8.XII, w części kaliningradzkiej między 16.XI a 8.XII, podczas gdy na Zalewie Szczecińskim między 27.XI a 24.XII w zależności od terminu nadejścia mrozów. Zaszły jednak wypadki zupełnie skrajne, np. w zimie 1951/52 r. pierwszy lód pojawił się dopiero w dniu 21.I w Nowej Paśle, a w Tolkmicku i Łysicy w dniu 22.I (tablica IV). W czasie najłagod-

niejszej zimy 1956/57 r. zjawiska lodowe wystąpiły najwcześniej (10—11.XI) w porównaniu z całym okresem 8-lecia. W tablicy IV zestawiliśmy zjawiska i okres zlodzenia ostatnich 8 zim (1949/50—1956/57); dla porównania podano też dane obserwacji z Zatoki Puckiej.

Jeśli na początku okresu zlodzenia nie zachodzi szybki spadek temperatury powietrza, wówczas lokalne warunki wpływają na zróżnicowanie terminu pojawienia się pierwszego zjawiska lodowego na poszczególnych stacjach obserwacyjnych. Spośród czterech wybranych stacji na Zalewie, Łysica wykazuje pewne odchylenia w obserwacjach pierwszego lodu.

W Zatoce Puckiej początek okresu zlodzenia biegnie na ogół równoległe do Zalewu; podczas zim łagodnych nieco się opóźnia, podlega przerwom i wcześniej się kończy.

Zakończenie okresu zlodzenia oscyluje w granicach czasu ponad 1 miesiąc, w części elbląskiej Zalewu między 11.III a 24.IV, w części kaliningradzkiej między 19.III a 24.IV, w Zalewie Szczecińskim nawet do 50 dni: między 20.II a 10.IV. Podczas bardzo surowej zimy 1955/56 r. koniec okresu zlodzenia na Zalewie Wiślanym nastąpił w dniach 12—13.IV.1956 r.

W rynn timer bałtyjskiej istnieje poważna różnica w długości zlodzenia pomiędzy akwenami portowymi, położonymi od strony wewnętrznej Zalewu, a wodami wylotu rynny w morze. Okres zlodzenia w czasie bardzo surowych zim wynosi przy wylocie rynny 75 dni, a w porcie 122 dni. Część kaliningradzka Zalewu utrzymuje lód najdłużej, od 146 dni w czasie bardzo surowych zim do 90 dni w zimach łagodnych. Z powyższego wynika, iż z całego wybrzeża południowego Bałtyku wschodnia część Zalewu Wiślanego ma najdłuższy okres zlodzenia. Zalew Kuroński wykazuje słabsze zlodzenie, bowiem na jego akwenach południowych lód trwa 114 do 35 dni na akwenach wylotowych w morze.

W czasie surowej zimy na Zalewie Wiślanym żegluga jest zamknięta, boje na torze nawigacyjnym usunięte są przed nastaniem okresu zlodzenia. Podczas łagodnych i umiarkowanych zim dla celów żeglugi lodołamacze wyłamują pokrywę na kanale bałtyjsko-kaliningradzkim. W części elbląskiej każda dotychczasowa zima była martwym okresem żeglugowym.

PODSTAWY KLASYFIKACJI ZIM WEDŁUG OKRESU ZLODZENIA

Najwcześniejsze pojawienie się lodów w polskiej części Zalewu wystąpiło 10.XI, najpóźniejsze zaś jego zniknięcie 22.IV, czyli taka byłaby absolutna możliwość terminu jego pojawienia się i znikania. Taki okres zlodzenia trwałby 164 dni, jednak w ciągu wspomnianych 46 zim nie znajdujemy tak przewlekłego okresu zlodzenia. Wczesne wystąpienie zjawisk lodowych wcale nie świadczy o surowości zimy, czego dobrym przykładem była zima 1956/57 r., najłagodniejsza w okresie 46 zim, znamienna wprawdzie naj-

wcześniejszym pojawieniem się lodu, równocześnie wykazująca najmniejszą ilość dni z lodem (70 dni).

W okresie omawianych 46 zim widzimy, zazwyczaj w zimach bardzo surowych, grubą pokrywę w lutym i marcu, a początek zimy występuje między 5—15 grudnia. Biorąc za podstawę okres zlodzenia i grubość lodu oraz ogólnie przyjęte 4 stopnie nasilenia zimy (bardzo surowa, surowa, umiarkowana i łagodna) podano klasyfikację ostatnich 8 zim 1949/50 — 1956/57 w tabeli 14.

Tabela 14

Określenie nasilenia zim według ilości dni z lodem i grubości lodu

Określenie nasilenia zimy	Ilość dni z lodem (okres zlodzenia)	Zima	Grubość lodu cm	Zima
Bardzo surowa	> 120	1955/56	± 50	1953/54
Surowa	± 100	1952/53 1953/54	± 40	1949/50 1955/56
Umiarkowana	80 — 100	1950/51 1954/55	± 30	1950/51 1952/53 1954/55
Łagodna	< 80	1949/50 1951/52 1956/57	< 30	1951/52 1956/57

Pamiętna była bardzo surowa zima 1955/56 r. o temperaturze minimalnej $-30,4^{\circ}\text{C}$ w dn. 1.II.1956 r., na stacji meteorologicznej w Tolkmicku, o niebywale niskiej, średniej temperaturze miesiąca lutego 1956 r. $-9,4^{\circ}\text{C}$ (normalnie jest to średnia lutego okolic Leningradu), z obfitym opadem śnieżnym, który osłabia narastanie pokrywy lodowej. Zaliczamy ją w rzeczywistości do zim bardzo surowych, pod względem długości okresu zlodzenia, a nie grubości lodu (tablica IV).

Następna zima 1956/57 r. należała do najłagodniejszych. Okres zlodzenia rozpoczął się 10.XI. Ilość dni z lodem wynosiła około 70 i dlatego nie możemy uznać jej za umiarkowaną czy też surową, jakkolwiek efemeryczne ukazanie się lodu przybrzeżnego na niektórych stacjach w dniu 16—18.III.1957 r. przedłużało okres zlodzenia do niebywale, dla zim łagodnych, ilości: 128 dni. Średnia temperatura miesięczna lutego tej zimy wynosiła $3,1^{\circ}\text{C}$, przeto średnie miesięczne tego samego miesiąca sąsiednich lat różniły się o $12,5^{\circ}\text{C}$. W dostępnych nam materiałach klimatycznych, począwszy od 1881 r., nie spotkaliśmy tak wielkich różnic w średnich temperaturach miesięcznych. Pierwszy lód przetrwał od 10 do 26.XI; następny ukazał się dopiero 24.XII i przetrwał do 12.II.1957 r., osiągając ma-

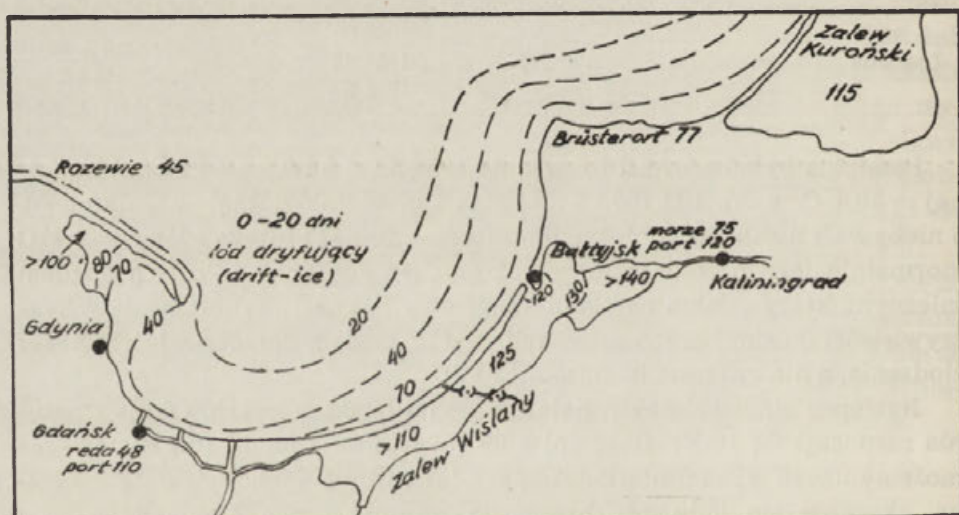
ksymalną grubość 16 cm. Widzimy więc, iż okres zlodzenia nie może być podstawą do sklasyfikowania typu danej zimy.

Stosunkowo umiarkowana zima 1952/53 r., o średniej miesięcznej w Tolkmicku dla stycznia 1953 r. $-1,8^{\circ}\text{C}$, lutego $-1,6^{\circ}\text{C}$, miała długo-trwały okres zlodzenia. Ze względu na występowanie mrozów już z końcem listopada 1952 r. (28.XI.1952 r. w Tolkmicku temperatura minimalna $-4,2^{\circ}\text{C}$, 29.XI $-5,8^{\circ}\text{C}$) i utrzymywanie się lodu aż do 19.III.1953 r. należy ona do zim surowych, natomiast ze względu na grubość lodu do zim umiarkowanych. Lód nie mógł narastać, gdyż temperatury minimalne powietrza wynosiły średnio: $-3,0^{\circ}$ w grudniu, $-4,4^{\circ}$ w styczniu, $-4,7^{\circ}$ w lutym, a nawet w dniu 27.II temperatura maksymalna osiągnęła $10,5^{\circ}\text{C}$.

Zupełnie odwrotnie oceniamy zimę 1949/50 r., która ze względu na krótkotrwałość okresu zlodzenia jest zaklasyfikowana do zim łagodnych, natomiast ze względu na grubość lodu do zim surowych.

Największą grubość, do 56 cm, osiągnął lód w zimie 1953/54 r. i pod tym względem zimę tę zaliczamy do bardzo surowych (średnia miesięczna lutego 1954 r. wynosiła $-8,6^{\circ}$).

Pomimo wysuniętych powyżej kilku alternatyw dla oceny nasilenia zimy możemy jeszcze raz stwierdzić, że na Zalewie Wiślanym ilość dni wy-



Ryc. 7. Przeciętna ilość dni z lodem na Zalewie Wiślanym i Zatoce Gdańskiej w czasie bardzo surowej zimy

nikająca z okresu zlodzenia w danej zimie zazwyczaj mało się różni od faktycznej ilości dni z lodem (zob. tablica IV). Stosunkowo duża grubość lodu pozwala na przetrwanie jego pomimo przejściowych odwilży.

Słabo zaznaczające się tutaj odwilże (na 8 zim 3 zimy miały dłuższy okres zlodzenia niż ilości dni z lodem), szybkie formowanie się pokrywy

lodowej, stosunkowo duża grubość lodu osiągająca swoje maksimum w lutym i marcu, przetrwanie lodu często poza połowę kwietnia, to są właśnie znamiona kontynentalizmu. Wydaje się nam, że za podstawę zaklasyfikowania zimy należy przyjąć faktyczną ilość dni z lodem, natomiast grubość lodu będzie nam pomocna dla ustalenia oddziaływania niskich temperatur na pokrywę, przy czym równoległość czasu trwania pokrywy lodu i jej grubości ułatwia nam ocenę zim.

Ilość dni z lodem, w bardzo surowych zimach, przedstawiliśmy na mapce kongielontów (ryc. 7), skonstruowanej na podstawie obserwacji z 46 zim dla Zalewu i Zatoki Gdańskiej. Wody prawie zamknięte, a płytkie—zalewy i Zatoka Pucka wykazują podczas zim bardzo surowych ponad 100 dni z lodem.

ZJAWISKA HYDROLOGICZNE TOWARZYSZĄCE ZLODZENIU

Na Zalewie Wiślanym istnieją odmienne warunki dla pojawienia się lodu aniżeli w sąsiedniej Zatoce Gdańskiej albo w najbliższych jeziorach. W porównaniu z otwartymi akwenami Zatoki Gdańskiej, wody Zalewu wykazują tuż przed okresem zlodzenia z jednej strony prawie wyrównaną temperaturę wody i zasolenie od powierzchniowej warstwy do dna, z drugiej zaś strony wlewy czy wypływy przez rynnę bałtyjską powodują oscylację zasolenia, sięgającą kilku promille. W części zachodniej Zalewu oscylacja do 4‰, w centralnej części około 3,5‰, na akwenach pobliskich rynnice 4‰ w początkowych okresach zlodzenia. Woda z dopływów rzecznych nie odgrywa tu zasadniczej roli, zwłaszcza w czasie występowania pokrywy lodowej na rzekach, dlatego też nie można twierdzić, że raptowny spadek zasolenia z nadejściem okresu zlodzenia świadczy o dużej ilości wody słodkiej, doprowadzonej przez dopływy.

Z chwilą pokrycia Zalewu lodem, krystalizującym się z wody słodkiej, obserwowaliśmy w początkowym stadium nagły wzrost słoności wód pod lodem, niejako zwiększoną koncentrację, w wyniku tego obniżenie punktu krzepnięcia wody.

Z nastaniem mrozów zachodzi cały kompleks zjawisk hydrologicznych:

1. Nadzwyczaj szybkie ochłodzenie się mas wodnych w całym profilu, najszybsze na mieliznach, w pobliżu brzegów.
2. Zahamowanie ruchu wód, chociaż prądy trwały nieraz przez szereg dni na początku pokrycia lodem.
3. Zmiany w poziomie wód z ogólną tendencją do obniżenia.
4. Powstanie stratyfikacji termicznej i słonościowej.
5. Gwałtowny spadek wysycenia tlenem.

Oczywiście szereg zjawisk hydrologicznych zmienia swe nasilenie w miarę zaostrzania się zimy; niektóre z nich w okresie mrozów jeszcze wy-

rażniej występują. Z chwilą zakończenia się okresu zlodzenia przebieg zjawisk hydrologicznych zasadniczo odwraca się. Spróbujemy rozpatrzyć niektóre z tych zagadnień.

Zmiany zasolenia i temperatury wody w czasie zlodzenia

Nadejście okresu zlodzenia zastaje Zalew w różnych fazach jego ciągłego przeobrażania się w zbiornik słonawych wód bałtyckich. Pamiętamy o jesienno-zimowym okresie sztormowym, w którym widzimy nie tylko duże wahania poziomu wód, lecz również wzrost zasolenia. Zachodzą często takie sytuacje, kiedy to na początku okresu zlodzenia, pomimo spadku temperatury powietrza i narastania grubości lodu, zasolenie i temperatura wód podnosi się, na skutek wlewu wody morskiej przez niezamarzniętą jeszcze rynnę bałtyjską. Sprawa ta wymaga krótkiej analizy, choćby na najbliższym przykładzie. Dnia 30.I.1956 r. w Tolkmicku przy wietrze z NE 6 m/sek, grubości lodu 6 cm, zasolenie wynosiło 3,35‰, w dniu 31, I grubość lodu wzrosła do 12 cm, temperatura minimalna powietrza wynosiła $-30,0^{\circ}\text{C}$, zasolenie wzrosło do 3,82‰, a w dniu 1.II przy grubości lodu 15 cm, temperaturze minimalnej powietrza $-30,4^{\circ}\text{C}$, temperaturze wody $0,2^{\circ}\text{C}$, zasolenie dochodziło do 5,19‰ przy moło portowym; pośrodku Zalewu było zapewne wyższe.

Należy podać, iż w zimie 1955/56 r. okres zlodzenia rozpoczął się na Zalewie 11 i 12.XII.1955, a silne wlewy trwały od trzeciej dekady października, przez listopad, do połowy grudnia. Pierwszy mróz wystąpił 9.XII (temperatura minimalna powietrza $-2,5^{\circ}\text{C}$, temperatura wody $2,0^{\circ}\text{C}$), śryż pojawił się 11.XII, a pokrywa lodowa w dniu 14.XII miała 2 cm grubości, przy średniej temperaturze powietrza $-7,6^{\circ}\text{C}$. Przeważały wiatry z S i SW, zasolenie w Tolkmicku wynosiło 4,36‰; obserwowano ruch wody ku NE, a więc prąd powrotny i powolny spadek zasolenia. Zjawiska lodowe pojawiły się przejściowo w dniach 9—13.I.1956 r., nadal wiały wiatry z SW, zasolenie spadło aż do 1,11‰. Nic nie zapowiadało nadejścia jednej z najbardziej surowych zim w ciągu 80-lecia. W dniach 25—26.I rozpoczęły się ponownie silne wlewy w rynnę bałtyjskiej (podobnie jak w Bełtach), zasolenie zaczęło wzrastać, a temperatura wody wahała się od $0,8$ — $1,2^{\circ}\text{C}$. Dnia 29.I nadeszła trzecia fala mrozów, o nasileniu dotychczas nie notowanym.

Z powyższego przykładu widzimy jak w różnych warunkach wody, termicznych i słonościowych, następuje początek okresu zlodzenia.

Z chwilą uformowania się pokrywy lodowej następuje zwykle wyraźny spadek słoności wód łącznie ze wzrostem temperatury w warstwie wody pod lodem. Przyczyną tego zjawiska jest odcięcie lodem masy wód od dzia-

łania na nie czynników atmosferycznych i wstrzymanie ruchu mas wodnych na większych akwenach. Z chwilą zniknięcia pokrywy lodowej proces zasolenia przebiega w odwrotnym kierunku (tab. 15).

Tabela 15

Zmiany w zasoleniu wód powierzchniowych w czasie tworzenia się i zanikania pokrywy lodowej

Tolkmicko (Zalew Wiślany)				Puck (Zatoka Pucka)			
początek		koniec		początek		koniec	
pokrywy lodowej				pokrywy lodowej			
Data	S ‰	Data	S ‰	Data	S ‰	Data	S ‰
12. I. 1950	4,18	24. II. 1950	0,90	8. I. 1950	7,03	14. II. 1950	0,25
14. I. 1950	3,17	26. II. 1950	2,92	10. I. 1950	0,0	16. II. 1950	3,19
16. I. 1950	0,90						

W zależności od zespołu warunków meteorologicznych i hydrologicznych, od szybkości tworzenia się pokrywy czy jej zaniku, przebiega cały ten proces w czasie i nasileniu. Zachodzą również przypadki powolnych zmian w zasoleniu, gdy utworzenie się pokrywy lodowej poprzedza wyjątkowo wielodniowy okres lodu przybrzeżnego i zagęszczającego się śryżu, lub też gdy zanikanie pokrywy odbywa się na skutek powolnego tajania, bez udziału fali. Temperatura wody poniżej 0°C w dniach zamarzania Zalewu, jak cytowaliśmy uprzednio, podwyższa się do 0,1 i 0,2°C tuż pod lodem, podlega w czasie pokrycia lodem dalszym wahaniom, nawet kilkustopniowym, a z chwilą zaniku pokrywy wzrasta pod wpływem oddziaływania wyższej temperatury powietrza.

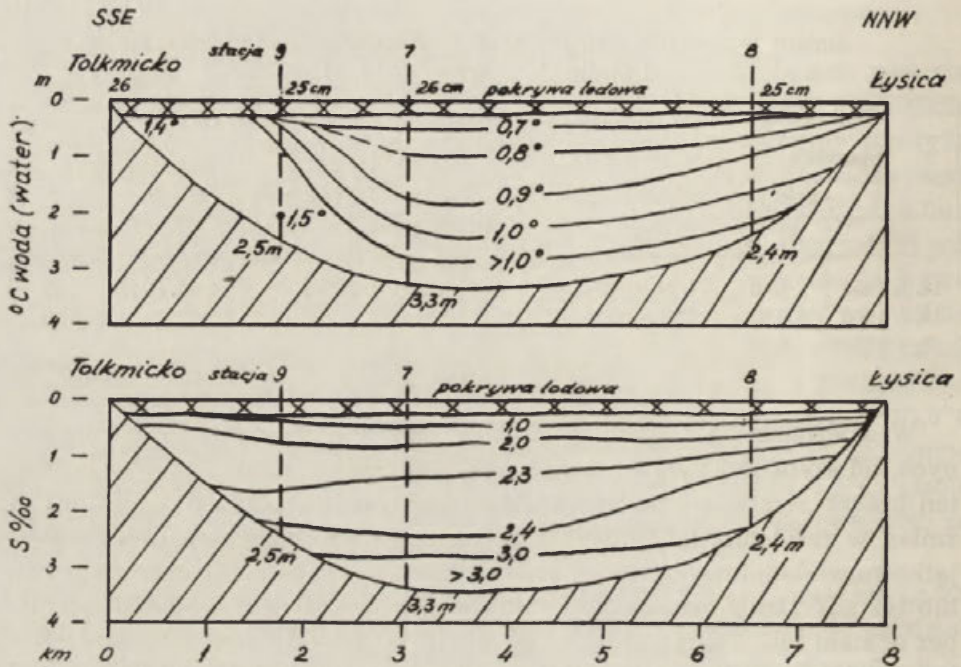
Okres zlodzenia wywiera znaczny wpływ na przebieg temperatury wody i zasolenia, dlatego też na wykresach (ryc. 5 i 12) zaznaczyliśmy jego długość.

Stratyfikacja wód w czasie pokrycia lodem

Obserwacje w czasie pokrycia lodem przeprowadziliśmy na kilku stacjach hydrologicznych w poprzek Zalewu, na przekroju Tolkmicko—Łysica (ryc. 8) i wzdłuż rynny Zalewu, aż do latarni «Piotruś», zestawiając wyniki w oddzielnej tablicy umieszczonej na końcu pracy (tablica III). Na wszystkich badanych stacjach zostało stwierdzone uwarstwienie wody. Przekrój termiczny wskazuje, że temperatura wody wzrasta systematycznie od 0,25°C pod lodem do 1,5° przy dnie.

Układ izotermobat ulega pewnemu odchyleniu w pobliżu Tolkmicka i Łysicy pod wpływem działania temperatury powietrza dochodzącej do

plus $6,9^{\circ}\text{C}$; wpływ ma tutaj niewątpliwie nagrzewający się wcześniej ląd. Nie stwierdziliśmy pod lodem nawet najsłabszych prądów, przeto nie mogło być mowy o przemieszczaniu cieplejszych czy chłodniejszych mas wo-



Ryc. 8. Przekrój przez Zalew Wiślany w czasie zlodzenia w 1951 r.

dy z jednych akwenów na drugie. Na środku Zalewu występowała wyraźna stratyfikacja termiczna od $0,56^{\circ}\text{C}$ pod lodem do $1,04^{\circ}\text{C}$ na trzech metrach głębokości w pobliżu dna.

Podobnie na stacji nr 9 (około 2 km od brzegów pod Tolkmickiem) w warstwie tuż pod lodem temperatura wody wynosiła $0,70^{\circ}\text{C}$, przy dnie $1,47^{\circ}\text{C}$, podobnie jak w samym porcie Tolkmicku $1,40^{\circ}\text{C}$. Możemy wykluczyć działanie prądów konwekcyjnych, ze względu na istnienie wyraźnej stratyfikacji, a raczej przyjąć ocieplające oddziaływanie lądu, w okresie odwilży. W zimie, szczególnie w czasie spadku temperatury powietrza, wyraźnie zaznacza się oziębiające działanie lądu (strefy brzegowej i mielizn) tak znamienne dla początku okresu zlodzenia.

Izohaliny głębinyowe biegną również mniej więcej poziomo, widzimy tuż pod lodem warstwę wody o zasoleniu $0,20\text{‰}$ (ryc. 8) stale wzrastającym, przy dnie zaś wynosiło ono $3,44\text{‰}$. Tak wysokie zasolenie pod lodem jest oczywistym dowodem na istnienie stratyfikacyjnego zasolenia o koncentracji w warstwach głębszych, dlatego też dotychczasowe sformułowania

o prawie zupełnym wysładzeniu się Zalewu, w okresie zlodzenia, musimy uznać za bezprzedmiotowe. Tutaj nie chodzi o zaleganie cięższych warstw w głębozczkach, lecz o horyzontalnie duży zasięg uwarstwień wody z różnicami jej gęstości. W próbnym rejsie na lodzie 6 dni wcześniej (1.II.1951 r.) wystąpiła stratyfikacja wód w zupełnie podobny sposób.

Istnieje szereg mikrozwawisk, które towarzyszą stratyfikacji. W pierwszych godzinach, od chwili uformowania się pokrywy, jak wynika z obserwacji na stacji hydrologicznej w Tolkmicku, pojawia się nawet niekiedy chwilowy wzrost zasolenia tuż pod lodem, w porównaniu z poprzednią obserwacją, bez pokrywy lodowej. O przyczynach tego zjawiska mówiliśmy na wstępie, opisując zjawiska hydrologiczne towarzyszące zlodzeniu.

Uwarstwienie wód utrzymuje się przez cały okres trwania pokrywy lodowej. Zachodzą jednak wypadki podczas łagodnych i umiarkowanych zim, kiedy to w rynnach bałtyjskiej, wolnej od lodu, istnieją i działają prądy; wówczas obserwujemy wtłaczanie silniej zasolonych mas wodnych pod lód. Podobne zjawisko obserwowaliśmy na Wiśle: podczas pokrycia lodem jej odcinka przy ujściu do morza, gdy jednocześnie na Zatoce Gdańskiej nie było lodu, wysoki stan morza powodował wdzieranie się słonych wód w górę rzeki.

W rozważaniu tych procesów bierzemy pod uwagę cały kompleks zjawisk. Działają jednak prawa gęstości wody, dlatego znajdujemy regularne uwarstwienie masy wód o różnym stopniu zasolenia, natomiast w uwarstwieniu termicznym zachodzą pewne nieregularności, szczególnie na tak płytkim zbiorniku, jakim jest Zalew.

Jak stwierdzono poprzednio, stratyfikacja zanika z chwilą zejścia pokrywy lodowej. Wyłamanie pokrywy przy współdziałaniu fali odbywa się stosunkowo szybko, co widzimy na takim przykładzie: w dniu 5.IV.1954 r. zasolenie wody powierzchniowej w Tolkmicku wynosiło 0,75‰, w dniu 6.IV przy stanie 2—3 Zalewu, po rozbiciu pokrywy, zasolenie wzrosło do 2,36‰. Podobnie na Zatoce Puckiej w dniu 24.III.1954 r. występowało zasolenie 0,30‰, a w dniu 28.III w tempie wolniejszym doszło do 5,48‰.

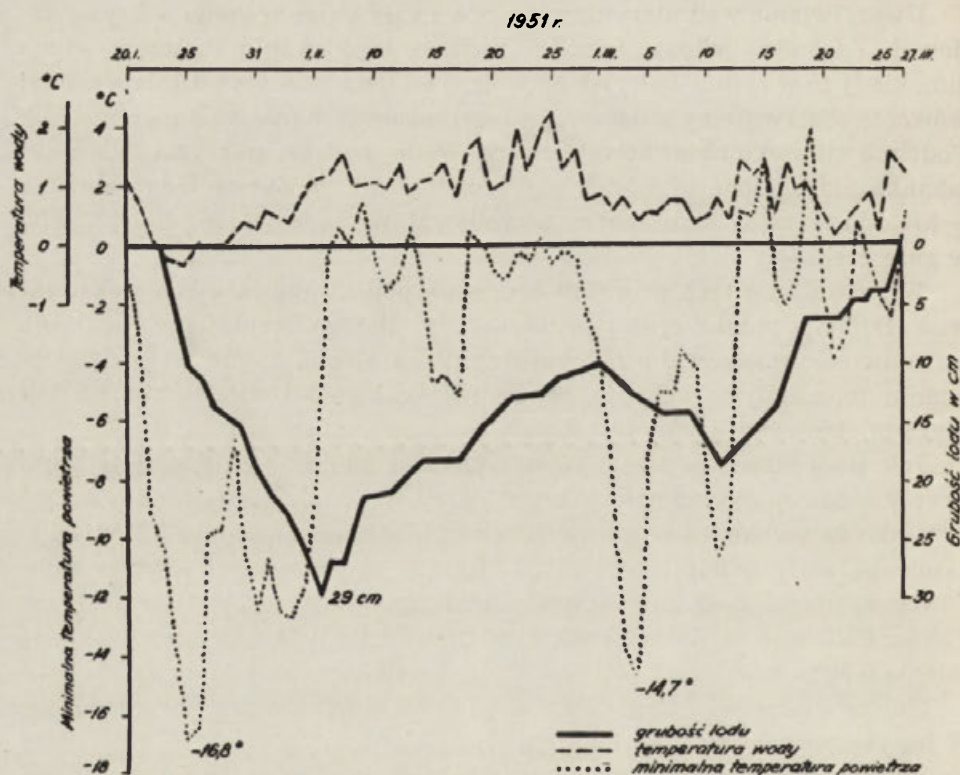
Uwarstwienie wód kończy się więc ze zniknięciem pokrywy lodowej. W innych porach roku normalnym zjawiskiem na Zalewie jest mieszanie się wód w całym profilu, przy czym różnice między warstwą wody powierzchniowej i przydennej są minimalne, jak to obszerniej umotywowano w oddzielnych ustępach o termice i zasoleniu wód.

Narastanie pokrywy lodowej, jej grubość i zanikanie

Obserwatorzy stacji brzegowych wokół Zalewu notują pojawienie się pierwszej pokrywy o grubości 2—4 cm, w pierwszy dzień jej istnienia. Na początku okresu zlodzenia, o słabym spadku temperatury powietrza poni-

żej 0°C , normalnym zjawiskiem jest lód przybrzeżny, z kolei śryż. Jeśli te zjawiska lodowe poprzedzają powstanie pokrywy lodowej, to grubość jej, dzięki poprzedniemu zlodzeniu, wynosi 4—7 cm. Narastanie pokrywy odbywa się przede wszystkim w zależności od przebiegu temperatury powietrza, zazwyczaj przez pierwsze 3—4 dni po 2 cm, maksymalnie 6 cm na dobę (w dn. 31.I.1956 r.), a w miarę wzrostu grubości lodu przeciętnie o 1 cm na dobę, rzadziej o 2 cm.

Współzależność zjawisk związanych z narastaniem pokrywy widoczna jest na załączonych wykresach z Tolkmicka i Pucka (ryc. 9 i 10). Grubość lodu, temperatura wody i minimalna temperatura powietrza są ściśle powiązane ze sobą. Na Zalewie Wiślanym widzimy szybkie reagowanie płyt-



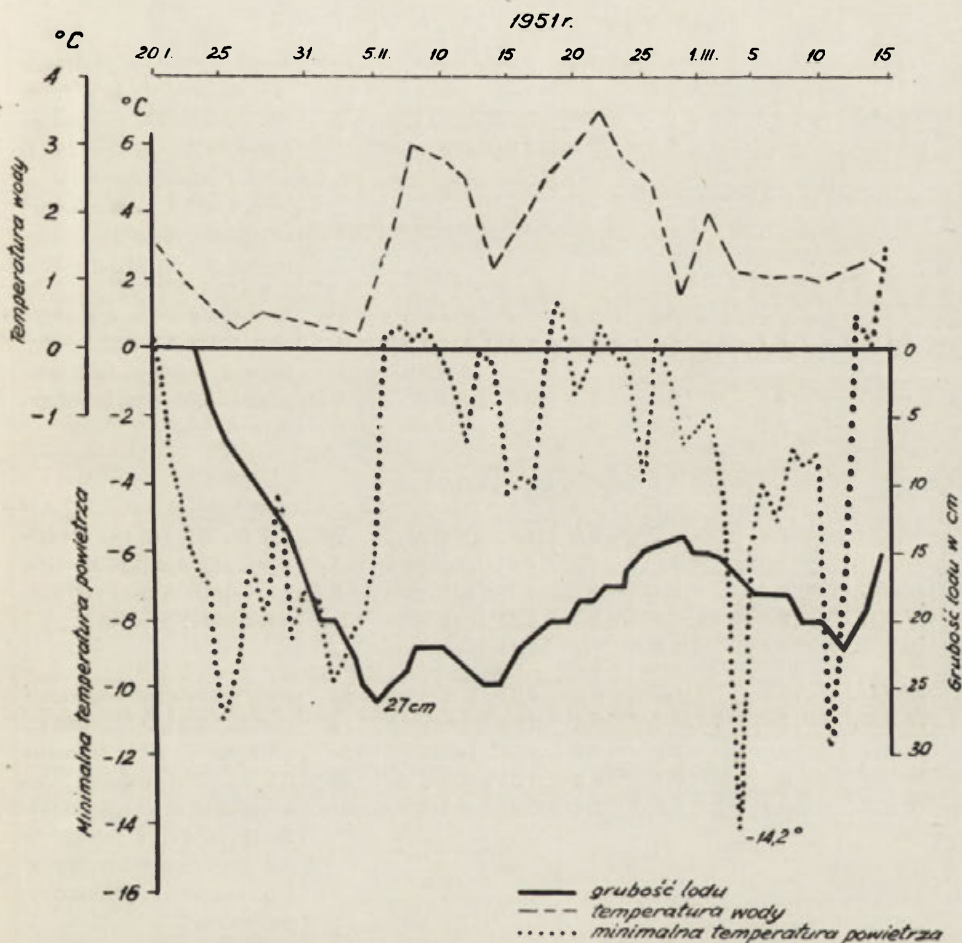
Ryc. 9. Grubość lodu na Zalewie Wiślanym w Tolkmicku i przebieg temperatury wody i powietrza (zima 1950/51 r.)

kiego zbiornika na gwałtowny spadek temperatury powietrza (w dn. 25.I.1951 r. do $-16,8^{\circ}\text{C}$); pokrywa formuje się w dniu 23.I ze śryżu poprzednich dni i wzrasta w ciągu 48 godzin do 10 cm.

Wzrost temperatury wody dochodzi w czasie odwilży do 4°C , a pokrywa lodowa utrzymuje się przez ten okres tylko dzięki znacznej grubości.

Dla ilustracji warunków narastania pokrywy i jej zaniku na Zalewie zestawiliśmy kilka przekonywujących dat ze stacji hydrologicznej w Tolkmicku.

W tabeli 16 umieszczono dane nie tylko z pierwszych i ostatnich dni pokrywy, lecz również z okresu osiągnięcia przez nią największej grubości. Okazuje się, że przy nagłym spadku temperatury powietrza, gdy po-



Ryc. 10. Grubość lodu na Zatoce Puckiej w Pucku oraz przebieg temperatury wody i powietrza (zima 1950/51 r.)

krywa tworzy się w kilkunastu godzinach, temperatura wody poniżej 0°C trwa bardzo krótko, natomiast przy wolnym narastaniu pokrywy utrzymuje się przez kilka dni. Każda większa wyższka temperatury powietrza powoduje zmniejszenie się grubości lodu, natomiast odwilże nie przerywają pokrycia lodem tylko dzięki znacznej grubości lodu na Zalewie. Maksymal-

Charakterystyczne daty w czasie trwania pokrywy lodowej na Zalewie

Zima 1951/52 r.								
Data	Temperatura pow.		Temperatura wody	S ‰	Zjawiska lodowe	Grubość lodu w cm	U w a g i	
	minimalna	średnia dzienna						
1	2	3	4	5	6	7	8	
Rok 1952	22.I.	- 7,3	- 5,0	- 0,1	5,64	śryż	—	Silny wlew wody bałtyckiej od grudnia 1951 r., w dn. 5.XII. 1951 r. zasolenie 5,30‰, w dn. 19. I. 1952 r. zasolenie 6,11‰, tem. wody 1,2°. Woda wymieszana, pogoda sztormowa do dn. 21.I. 1952 r.
	23.I.	- 7,4	- 4,2	- 0,1	5,84	pokrywa	2	
	24.I.	- 9,3	- 5,2	0,0	5,93	pokrywa	4	
	25.I.	- 5,7	- 2,5	- 0,2	5,84	pokrywa	6	
	4.IV.	1,5	4,0	0,75	0,30	pokrywa	14	Stan 2 Zalewu, fala wyłamuje pokrywę. Stan 3 Zalewu, fala wyłamala lód przybrzeżny. Kra zanika.
	5.IV.	0,1	4,1	1,8	0,21	kra i lód przybrz.	—	
	6.IV.	3,2	6,2	1,7	0,21	kra	—	
7.IV.	0,8	7,8	5,2	3,19	kra	—	—	
Zima 1953/54								
Rok 1953	16.XII.	- 5,7	- 3,7	0,0	4,85	śryż	—	Od 16. XI. 1953 r. utrzymuje się wysokie zasolenie i spada dopiero w dniu 8.II.1954 r. poniżej 2‰.
	17.XII.	- 7,0	- 5,0	0,2	4,67	pokrywa	1	
	18.XII.	- 8,0	- 6,4	- 0,1	4,76	pokrywa	5	
	19.XII.	- 9,2	- 7,4	- 0,1	4,85	pokrywa	10	
	20.XII.	- 9,0	- 5,6	- 0,2	4,85	pokrywa	12	
Rok 1954	23.XII.	- 16,5	- 11,6	0,9	0,93	pokrywa	52	Pokrywa trwa nieprzerwanie od 17. XII. 1953 r., grubość jej stale wzrasta 0,5 — 2,0 cm na dobę, maksymalną grubość osiąga 26. II. 1954 r., w ostatnich dniach lutego rozpoczyna się wzrost temperatury powietrza.
	24.XII.	- 15,4	- 10,7	0,8	0,84	pokrywa	53	
	25.XII.	- 13,9	- 7,9	0,7	0,84	pokrywa	54	
	26.XII.	- 6,7	- 0,3	0,8	0,57	pokrywa	55	
	27.XII.	0,0	2,3	1,4	0,69	pokrywa	54	
	1.IV.	4,2	8,0	3,0	0,39	pokrywa	14	Lód taje przez 36 dni, przeciętnie dziennie 1 cm zazawszy od dnia 27. II. 1954 r., lód przybrzeżny 4. IV. 1954 r. przykryty jest wodą, 6. IV. 1954 r. zasolenie wzrasta do 2,36‰
	2.IV.	1,1	4,2	3,1	0,75	pokrywa	12	
	3.IV.	- 1,6	3,0	3,0	0,66	pokrywa	19	
	4.IV.	2,3	9,4	6,8	0,93	lód przybrzeżny	—	
	5.IV.	3,0	5,8	4,2	0,75	lód przybrzeżny	—	

c.d. tabeli 16

	1	2	3	4	5	6	7	8
	Zima 1955/56							
Rok 1956	27.I.	— 6,3	— 3,4	0,4	3,53	pokrywa	1	Szybki spadek temperatury powietrza przyczynił się do wzrostu grubości lodu nawet do 6 cm na dobę, temperatura wody nie spadła poniżej 0°C.
	28.I.	— 5,2	— 1,3	0,0	3,44	pokrywa	I	
	29.I.	— 15,1	— 10,0	0,1	3,44	pokrywa	3	
	30.I.	— 23,2	— 20,6	0,0	3,35	pokrywa	6	
	31.I.	— 30,0	— 27,0	0,1	3,82	po rywa	12	
	1.II.	— 30,4	— 22,8	0,2	5,19	pokrywa	15	
	24.II.	— 16,7	— 5,6	0,6	1,65	pokrywa	47	Pokrywa narasta maksymalnie w tej zimie do 49 cm pomimo grubej warstwy śnieżnej na lodzie, średnia temperatura lutego wynosi —9,4°C. Od 27. II. 1956 r. lód zmniejsza swą grubość z wyjątkiem okresu 9—20. III. 1956 r.
	25.II.	— 8,9	— 3,9	0,7	1,11	pokrywa	48	
	26.II.	— 8,1	— 4,6	0,8	2,27	pokrywa	49	
	27.II.	— 5,8	— 0,8	0,8	2,61	pokrywa	49	
	28.II.	0,2	1,0	0,8	1,11	pokrywa	48	
	8.IV.	— 1,6	1,1	1,2	0,30	pokrywa	10	12. IV. 1956 r. stan Zalewu 3—4, przy wietrze 12 m/sek, fala wyłamała pokrywę, kra w dryfie utrzymuje się jeszcze 13. IV. 1956 r. Zasolenie wzrasta 14. IV. 1956 r. do 2,02 ‰.
	9.IV.	0,1	4,6	1,6	0,57	pokrywa	8	
	10.IV.	3,4	6,0	1,4	0,30	pokrywa	6	
	11.IV.	1,6	2,8	0,8	0,30	pokrywa	4	

na grubość lodu na Zalewie wynosi 50—60 cm. Tajanie tak grubej pokrywy może trwać ponad 1 miesiąc, jak to się działo na wiosnę 1954 r. W uwagach tabeli 16 znajdujemy przykłady współdziałania fali Zalewu w rozbiciu pokrywy.

W omawianym okresie 8 zim najgrubszy lód występował w ciągu 6 zim w drugiej połowie lutego, raz tylko w pierwszej połowie marca (w zimie 1954/55 r., a raz w drugiej połowie stycznia 1956/57 r.). Informacje, zebrane w terenie od najstarszych rybaków żyjących nad Zalewem, potwierdzają zarówno występowanie maksymalnej grubości lodu w drugiej połowie lutego, jak również jej maksymalną grubość powyżej 0,5 m. Mieszkańcy wybrzeża Zalewu uzyskiwali przez dziesiątki lat w zimie pracę przy rąbaniu lodu dla chłodni w Elblągu, przed okresem sztucznego zamrażania środków spożywczych. Przeciętna grubość lodu waha się między 30 a 40 cm, zmniejsza się ku brzegom porośłym oczeretem, bywa minimalna, nawet w czasie surowych zim, na wspomnianych poprzednio oparzeliskach.

Większa lub mniejsza grubość lodu jest wyrazem nasilenia zimy.

Zjawiska i okres zlodzenia są z jednej strony świadectwem zupełnie odrębnego reżimu wodnego Zalewu Wiślanego w okresie zimy w porównaniu z wolną zazwyczaj od lodu Zatoką Gdańską, są wyrazem zaostrzającego się klimatu lądowego, z drugiej zaś strony zlodzenie przerywa ciągły kontakt Zalewu z Bałtykiem, co najwyraźniej zaznacza się w ciszy i bezruchu wód Zalewu skutego lodem podczas zimowych sztormów Bałtyku.



Ryc. 11. Badanie prądów pod lodem

Zlodzenie Zalewu powoduje odrębny przebieg wielu elementów hydrologicznych, co jest widoczne nie tylko w stanach wód, zaniku prądów i falowania, lecz również w termice, składzie chemicznym i zawartości gazów, wobec czego musieliśmy zlodzenie rozpatrzeć obszernie, w powiązaniu z innymi czynnikami.

3. ZASOLENIE (ZAWARTOŚĆ JONU CHLOROWEGO)

ZNACZENIE ZASOLENIA W OKREŚLENIU REŻIMU WODNEGO ZALEWU

Najwłaściwszą metodą dla zobrazowania zasolenia wód jest określenie zawartości jonu chlorowego, dlatego też w tabeli 17 na pierwszym miejscu podajemy Cl ‰. Z przyczyn podanych w rozdziale o metodach pracy, posługujemy się nadal określeniem S ‰.

Wymiana wód między Zalewem a Zatoką Gdańską, wkraczanie wód bałtyckich w Zalew i ujścia rzek, podniesienie się poziomu wód na skutek wlewów, uwarstwienia wód pod pokrywą lodową itd. musiały być poparte w poprzednich rozdziałach przykładami zasolenia wód jako głównego wykładnika reżimu wodnego. W tym rozdziale zastanowimy się przede wszyst-

kim nad przebiegiem zasolenia w różnych porach roku, występowaniem jego skrajnych wahań i nad zróżnicowaniem zasolenia na poszczególnych akwenach Zalewu.

Tabela 17

Zawartość jonu chlorowego (Cl ‰) i zasolenie (S ‰) wody powierzchniowej w Zalewie Wiślanym w Tolkmicku w 7-leciu 1950—1956

Mie- siące	M a k s i m u m				M i n i m u m				Średnia	
	bezwzględne		przeciętne		bezwzględne		przeciętne		Cl	S
	Cl	S	Cl	S	Cl	S	Cl	S		
I	3,37	6,11	2,22	4,05	0,30	0,57	0,80	1,48	1,51	2,76
II	2,86	5,19	1,62	2,96	0,10	0,21	0,27	0,52	0,71	1,31
III	1,65*	3,01	0,93	1,72	0,05	0,12	0,13	0,27	0,49	0,91
IV	2,25	4,09	1,46	2,67	0,05	0,12	0,34	0,64	0,94	1,73
V	1,89	3,44	1,18	2,16	0,35	0,66	0,74	1,37	1,03	1,90
VI	2,14	3,89	1,40	2,56	0,40	0,75	0,78	1,44	1,10	2,02
VII	2,00	3,64	1,50	2,75	0,35	0,66	0,94	1,73	1,23	2,25
VIII	2,05	3,73	1,67	3,04	0,85	1,56	1,17	2,14	1,38	2,53
IX	2,54	4,61	2,02	3,68	0,90	1,65	1,29	2,36	1,67	3,05
X	2,69	4,89	2,32	4,22	0,95	1,74	1,47	2,68	1,93	3,52
XI	2,90	5,26	2,36	4,29	0,80	1,47	1,21	2,22	2,00	3,64
XII	2,97	5,39	2,36	4,30	0,45	0,84	1,07	1,96	1,89	3,44
Rok	—	—	1,75	3,20	—	—	0,85	1,57	1,32	2,42

W dotychczasowej literaturze traktowano Zalew Wiślany jako zbiornik o niedużych wahaniami zasolenia, sugerując się szeregiem definicji sformułowanych w tym względzie w rozprawach niemieckich. Kilkakrotnie wspomniana praca Willera [40], oparta w swej oryginalnej części na jednym kilkudniowym rejsie we wrześniu 1924 r., zawiera szereg dat z pierwszych lat XX w. w odniesieniu do zasolenia. Ten niemiecki badacz idzie za sformułowaniami swych poprzedników uznając Zalew Wiślany na zbiornik mało skomplikowany hydrologicznie, którego zasolenie nie budzi żadnych refleksji na temat poważnych i współczesnych przeobrażeń Zalewu, leżącego w strefie przejściowej między lądem i morzem. Willer nie miał istotnie materiałów obserwacyjnych z brzegowych stacji hydrologicznych o kompleksowym programie badań. Zalew Wiślany w pierwszym ćwierćwieczu XX w. był dopiero w początkowym stadium zmian hydrologicznych, które pogłębiły się później wzmożonym oddziaływaniem wód bałtyckich. W tym samym okresie obserwujemy zwiększanie się wpływów oceanicznych na reżim wodny Bałtyku.

W literaturze niemieckiej identyfikowano zjawiska i procesy hydrologiczne Zalewu Wiślanego z Zalewem Kurońskim, jakkolwiek przebieg

ich jest odrębny, przede wszystkim ze względu na odmienny układ rynnem, które łączą oba Zalewy z morzem.

Wzmożenie wpływów morza na zbiorniki przybrzeżne, na przykładzie Zalewu Wiślanego, ukazano w innej pracy [21], zwracając uwagę zwłaszcza na zmiany w zasoleniu jego wód. Dysponując obecnie materiałem z 24 rejsów i 7-letnimi obserwacjami stacji przybrzeżnych łatwo nam jest dzisiaj zająć stanowisko wobec współczesnej przewagi czynników morskich w Zalewie.

CHARAKTERYSTYKA SKRAJNYCH WAHAŃ I ŚREDNICH STANÓW ZASOLENIA

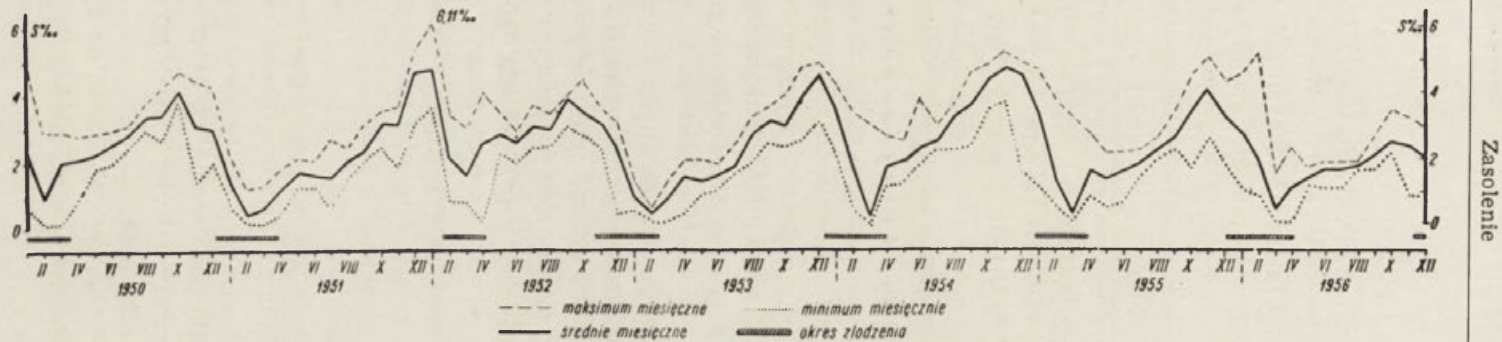
Charakterystyczny przebieg zasolenia wód w ciągu roku wykazuje ryc. 12. Krzywe zasolenia 7-lecia 1950—1956 r. bieżną jakby falami, aby osiągnąć swój szczyt w czasie poprzedzającym okres zlodzenia. Na omawianym wykresie zaznaczono okresy zlodzenia dla podkreślenia pewnej rytmiczności w gwałtownym obniżaniu się zasolenia na początku okresów zlodzenia.

Po zaniku lodów widzimy stały, chociaż powolny, wzrost zasolenia wód, z małymi oscylacjami w ciągu miesięcy letnich i ponowne zbliżenie się do kulminacji, w związku z rozpoczęciem się jesiennego okresu sztormowego i związanych z nim silniejszych wlewów w rynnę bałtyjskiej. Największa amplituda wahań między maksimum a minimum zasolenia istnieje w okresie zlodzenia; w początkowym okresie zlodzenia, albo w dniach poprzedzających to stadium, stwierdzamy duże zasolenie wód, zaś próbki wodybrane tuż pod lodem wykazują wyraźne wysłodzenie wód Zalewu.

Maksimum bezwzględne 5—6‰ pojawia się z reguły w porze jesienno-zimowej. Może ono nie wystąpić na stacji brzegowej w stopniu najwyższym, gdyż wypełnienie wodą morską całego zbiornika Zalewu nie przebiega bez zakłóceń. Przy ujściu rzek do Zalewu maksimum zasolenia przekracza 4‰. Na tzw. głębi Bałgi w środku Zalewu, w tej samej porze roku, mamy wyższe zasolenie aniżeli na innych akwenach, zupełnie zbliżone do wód Zatoki Gdańskiej. W miesiącach wiosenno-letnich maksima bezwzględne wahają się między 3 — 3,5‰. W Tolkmicku tylko raz w kwietniu (17.IV.1952 r.) pojawiło się zasolenie 4,09‰, podobnie w czerwcu 3,89‰, (2.VI.1954 r.).

Maksima są wyrazem dominanty wód bałtyckich w Zalewie, ich częstotliwość występowania świadczy o wzmożonych wlewach, o braku większego dopływu wód rzecznych w danych porach roku.

Przeciętne maksima również kulminują w porze jesienno-zimowej przekraczając 4‰, najsłabsze są w marcu, podobnie jak i średnie zasolenie w tym miesiącu (tab. 17).



Ryc. 12. Zasolenie wody powierzchniowej w promilach na Zalewie Wiślanym w poszczególnych miesiącach i latach (stacja Tolkmicko w latach 1950—1956)

Minimum miesięczne zasolenia waha się w 7-leciu między 0,12‰ w okresie pokrycia lodem a 1,74‰ w październiku 1955 r., kiedy to w dniach 15 i 16.X wiatry z SW i W, o prędkości 14—17 m/sek, zepchnęły wody o zasoleniu 3,0 — 3,5‰ na sąsiednie akweny wschodnie.

Właściwie wody słodkie, z tania lodów i śniegów na Zalewie, ze zwiększonego dopływu rzek w porze wiosennej, powinny się przyczyniać do największego spadku zasolenia tuż po zakończeniu zlodzenia. Zjawisko to nie występuje w tej skali, w jakiej należałoby się spodziewać, ponieważ tylko 1/10 masy wodnej tuż pod lodem jest bardziej wysłodzona. Po okresie zlodzenia zachodzi nieznaczny spadek zasolenia i wymieszanie się wód od zwierciadła do dna. Jeśli pojawiają się skrajne minima np. 0,66‰ w innych miesiącach, to spowodowane są one silnymi wiatrami z SW i W (w Tolkmicku w dniu 21 i 22.V.1955 r. wiatry z SW i W = 12—14 m/sek; dnia 4 i 5.VII.1951 r. wiatry z W = 10 m/sek). Jeśli wiatr zanika lub zmienia kierunek, powraca pierwotne zasolenie. Nawet w czasie zlodzenia, w okresie chwilowego zaniku lodu, występowały minima bezwzględne dla danego miesiąca w okresie wieloletnim z tych samych przyczyn, jakie wyżej podano. Należy jeszcze podkreślić, że wysłodzone masy wody najdalszych zakątków Zalewu, przy ujściach rzecznych, wiatr nieraz pchnie w kierunku NE; gdy ta masa wody minie stację hydrograficzną w Tolkmicku znów zasolenie wzrasta, gdyż dopływ wód rzecznych nie pokrywa deficytu powstałego z szybkiego odejścia wód na dalsze akweny. Tutaj leży przyczyna pojawiania się wód wymieszanych kompensacyjnych o większej słoności. Wody przemieszczane z kierunku NE ku zachodniej części Zalewu są bardziej słone, ze względu na przejście przez akweny sąsiadujące z rynną bałtyjską. Słabe zasolenia wód pojawiają się często nagle i przejściowo, nieraz jako fala powrotna poprzedzająca napłynięcie wód o zwiększonym zasoleniu. Tworzą się w ten sposób fronty hydrograficzne, powiązane z ruchem wód, zmianą poziomu zwierciadła wody, specyficzne dla Zalewu Wiślanego. Taki przebieg zasolenia możemy zaobserwować kilkanaście razy w ciągu każdego roku.

Przeciętne minimum zasolenia obserwujemy również w marcu, gdyż w miesiącu tym utrzymuje się prawie trwale pokrywa lodowa. Najwyższe wartości przeciętnego minimum w drugim półroczu pojawiały się już w połowie sierpnia i stale wzrastały do 2,7‰ w październiku.

Średnie zasolenie dla poszczególnych akwenów układa się różnie, zależnie od odległości od rynny bałtyjskiej, o czym szerzej piszemy omawiając rozkład izohalin na Zalewie.

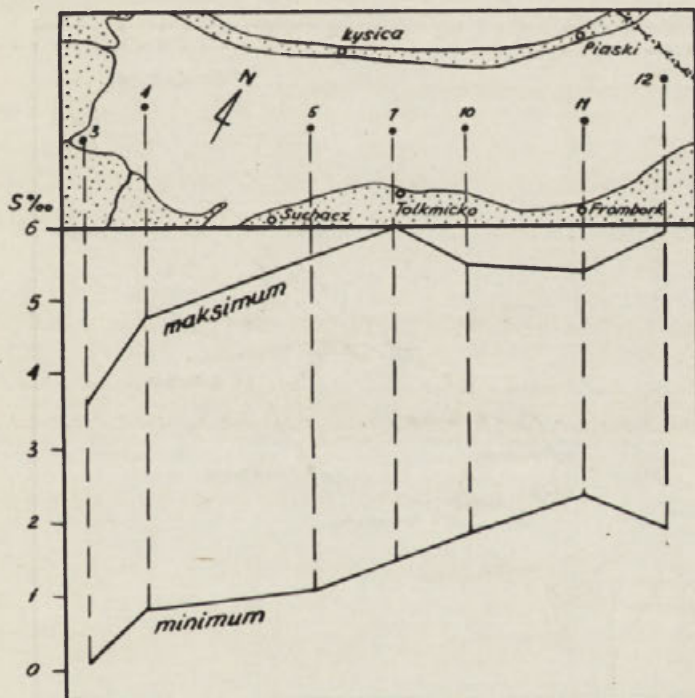
Dla Tolkmicka, średnie zasolenie obliczono na 2,42‰ (Cl 1,32‰); jest ono stosunkowo wysokie, chociaż miejscowość ta leży już w pobliżu granicy tego regionu Zalewu, w którym wody rzeczne na niedużych akwenach

osłabiają zawartość Cl. Zasolenie powyżej średniego mamy tutaj od sierpnia do stycznia, a więc do chwili powstania stagnacji w okresie zlodzenia. Wyższą słoność od średniej w styczniu tłumaczymy, jak poprzednio, wysoką słonością wód w czasie nadejścia zlodzenia i przetrwania jej przez pewien czas.

Zarówno skrajne wahania, jak i średnie stany zasolenia należy rozpatrywać w konkretnych warunkach anemobarycznych, biorąc pod uwagę przebieg prądów wymiennych w rynnie bałtyjskiej, przemieszczanie się mas wodnych z jednych akwenów na drugie, a okres pokrycia lodem traktując odrębnie.

ROZKŁAD ZASOLENIA NA RÓŻNYCH AKWENACH ZALEWU

W miarę zbliżania się do głębi Bałgi i rynny bałtyjskiej możemy stwierdzić stałe wzrastanie zasolenia wód. Wahania w zasoleniu obejmują cały zbiornik Zalewu. Podczas silnych wiatrów z kierunku SE w całym profilu

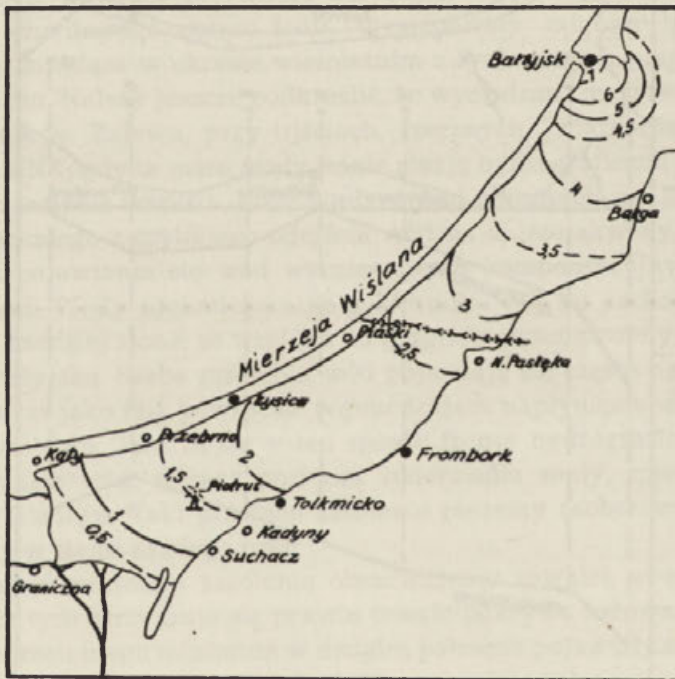


Ryc. 13. Amplituda zasolenia wody wzdłuż środkowej rynny na Zalewie Wiślanym w latach 1950—1954

rynny bałtyjskiej wypływa woda z Zalewu do Bałtyku; jeśli wiatr ten trwa długo, stwierdzamy w rynnie zasolenie zaledwie 3 — 4‰. Przy tych kierunkach wiatrów, lub do nich zbliżonych, wody z Zatoki Gdańskiej spychane są ku północy, a w związku z tym poziom ich zwierciadła jest obni-

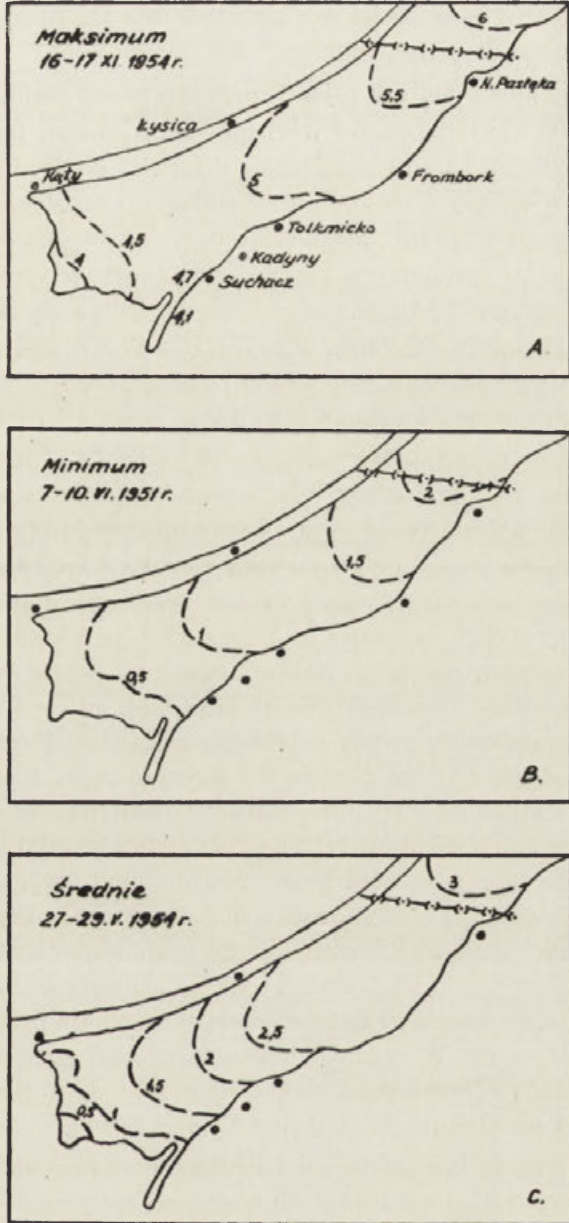
żony, co ułatwia wyjście wód zalewowych w Zatokę. Przy wiatrach NW, wprowadzających wodę bałtycką do Zalewu natrafiamy na zasolenie 7,0 — 7,5‰, przeto amplituda w samej rynnie wynosi około 4‰. Tej samej wielkości amplitudę mamy na akwenach przejściowych rzek Elbląg, Nogatu i Wisły Elbląskiej czy Królewieckiej (ryc. 13). Inna jest jednak częstotliwość występowania tych amplitud na porównywanych akwenach. Na ryc. 13 przedstawione są bezwzględne maksima i minima na siedmiu stacjach położonych na osi Zalewu, w oparciu o obserwacje z rejsów prowadzonych w ciągu 5 lat (1950—1954) z wyłączeniem okresu zlodzenia. Zmniejszenie się amplitudy na stacji nr 10 i 11 mogło powstać na skutek kilkugodzinnej chociażby różnicy czasu dokonania pomiarów w stosunku do sąsiednich stacji. Idąc od akwenów przyujściowych, wyraźnie zaznacza się wzrost krzywych ku NE.

Akweny sąsiadujące z rynną bałtyjską mają wyższe zasolenie niż dalsze. Nie posiadamy bieżących materiałów dla całego Zalewu, dlatego ry-



Ryc. 14. Izohaliny powierzchniowe S‰ w dn. 16—19.IX.1924 r.

sujemy układ izohalin z tabeli Willera [40], przy czym wygięcie izohalin przeprowadzono na podstawie analogii z danymi naszych rejsów (ryc. 14), gdyż Willer płynął tylko środkiem Zalewu i nie wykonywał przekrojów poprzecznych. Wrześniowy jego rejs z 1924 r. wykazuje zasolenie, na na-



Ryc. 15. Izohaliny powierzchniowe ‰

szych akwenach, poniżej średniego. Na głębi Bałgi przebiega izohalina 4,5‰, na akwenach pobliskich rynnje bałtyjskiej przebieg izohalin zagęszcza się od 5–7‰, co jest typowe dla początkowego okresu wlewu lub świadczy o słabym jego przebiegu. Odstępy pomiędzy izohalinami wzrasta-

ją ku SW, podczas gdy w części elbląskiej znowu zagęszczają się, na skutek wysładzającego działania rzek.

Na podstawie obserwacji w rejsach przedstawiono izohaliny w polskiej części Zalewu (ryc. 15) w czasie wlewów (maksimum), spadku zasolenia (minimum) i w okresie stanu zasolenia zbliżonego do średniego. Wybrane z naszych rejsów okresy o maksimum i minimum zasolenia nie są bynajmniej wartościami skrajnymi, gdyż rejsy organizowano w danych miesiącach, niezależnie od sytuacji na Zalewie. Prognozy w tym względzie nie opracowywano, niemniej jednak jesienne rejsy ukazywały skrajne stosunki zasolenia np. maksimum zasolenia w rejsie 16—17.XI.1954 r., które w części elbląskiej Zalewu przekroczyło 4‰ w partiach przyległych ujściu rzek, na przekroju Tolkmicko—Łysica 5,0 — 5,5‰, na stacji nr 12 osiągnęło aż 5,9‰. Minimum w rejsach uchwycono 7—10.VI.1951 r., kiedy to w najdalszej ku NE polskiej stacji hydrograficznej nr 12 zasolenie wynosiło 1,9 — 2,1‰, pod Tolkmickiem 1,3‰, w najdalszych na zachód płycznach Zalewu spadło poniżej 0,5‰, w niektórych zatokach wykazując zaledwie ślad.

Układ izohalin z rejsu 27—29.V.1954 r. traktujemy jako średni stan. W pobliżu stacji nr 12 przebiega izohalina 3‰, na wysokości Tolkmicka 2,5‰, a w zachodnich zatokach Zalewu zasolenie waha się w granicach 0,2 — 1,0‰. Izohaliny zupełnie inaczej ułożą się, gdy rok podzielimy na kilka pór o charakterystycznym przebiegu zasolenia. Pora jesienna, od września do grudnia, da nam prawie dwukrotnie wyższą słoność wód niż pora wiosenna. Dotychczas rozpatrywaliśmy zasolenie na osi Zalewu, na podstawie obserwacji dokonywanych wzdłuż rynny biegnącej środkiem Zalewu. Przy wykreśleniu izohalin brano również pod uwagę przekroje poprzeczne, dokonywane na trzech profilach, a to w partii przy ujściach rzek, na linii Tolkmicko—Łysica i równoległe do granicy państwowej na wysokości stacji nr 12. W czasie względnego spokoju atmosferycznego i bezruchu wód, znajdowaliśmy pośrodku Zalewu wyższe zasolenie przeciętnie o 0,5‰ niż w pobliżu brzegów. W czasie wlewów zachodziły różnice wyjątkowo duże np. 6.VIII.1954 r. pośrodku Zalewu, na przekroju Tolkmicko—Łysica, $S = 5,95‰$, w Tolkmicku 3,53‰, a pod Łysicą 3,91‰.

W czasie silniejszych wiatrów, o kierunkach w przybliżeniu równoległych do poprzecznych przekrojów, słoność wód na przeciwległych akwenach wzrastała maksymalnie do 2‰, co najczęściej występowało w porze jesiennej, w partii zachodniej, przy ujściach rzek; na dalszych przekrojach, przeciwległe akweny przybrzeżne wykazywały w zasadzie o wiele mniejszą różnicę w słoności wód, rzędu 0,5‰.

Rozkład zasolenia na różnych akwenach zmienia się więc w zależności od działania czynników regulujących reżim wód.

4. PRZEZROCZYŚC I BARWA WODY

Przezroczystość wody (zasięg widzenia) w zbiorniku Zalewu jest ważnym czynnikiem dla życia organicznego. Na akwenach Zatoki Gdańskiej, przyległych do Zalewu Wiślanego, przezroczystość wynosi przeciętnie 4 m, na Zalewie Wiślanym jest dziesięciokrotnie mniejsza, gdyż średnio wynosi 35—40 cm. Dno Zalewu, przy spokojnym stanie wody, widoczne jest tylko w zatokach elbląskiej i kackiej. Na południowym Bałtyku, widzimy dno Ławicy Słupskiej, na głębokości 11—14 m.

Na Zalewie, poza akwenami przyległymi do ujść rzecznych, zasięg widzenia maleje w kierunku NE. Bezpośrednio po sztormie krążek Secchiego zniknął z zasięgu widzenia na 5 cm podobnie jak na Wiśle w czasie przechodzenia wysokiej fali o zmętnionej wodzie. Falowanie Zalewu wzburza muliste osady denne, a powrót do poprzedniego stanu i strącanie zawiesin odbywa się powoli i trwa przeciętnie 2 dni.

Amplituda przezroczystości wody na Zalewie jest stosunkowo wysoka. Podczas rejsów dokonywano na różnych stacjach pomiarów przezroczystości, w różnych porach roku i przy różnych stanach Zalewu. Tabela 18 obejmuje do 14 pomiarów na jednej stacji.

Tabela 18

Przezroczystość wody na stacjach hydrograficznych Zalewu Wiślanego, obserwowana w czasie rejsów w latach 1950—54

Przezroczystość wody w cm	Numer stacji hydrograficznej											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Maksymalna	170	145	160	120	160	70	85	90	70	80	70	75
Minimalna	35	10	55	30	30	20	15	20	20	20	20	15

Wyraźnie daje się wydzielić obszar zachodnich zatok o głębokim zasięgu widzenia, podczas gdy w kierunku NE od latarni «Piotruś» w pobliżu stacji nr 6 przezroczystość utrzymuje się przeciętnie na poziomie około 40 cm, w pobliżu stacji nr 12 obejmuje warstwę wody do 60 cm.

Pomiary dokonywane na przekrojach poprzecznych przez Zalew wykazały, że w strefie brzegowej przezroczystość wody jest większa. Dzięki temu roślinność kwiatowa zajmuje jeszcze miejscami akweny przybrzeżne.

Na zachodnich zatokach można przyjąć jako zasadę zwiększanie się zasięgu widzenia na obszarach łąk podwodnych, a zmniejszanie się jego na obszarach pozbawionych roślinności zanurzonej.

Barwę wody określano w skali Forela-Ulego przeciętnie stopniem 19—20. Zalew ma wody o barwie szarzielonej z odcieniem brunatnym.

W porze letniej przeważa seledynowy kolor wody, spowodowany według Ż m u d z i ń s k i e g o [42] masowym zakwitom sinic planktonowych. Im bliżej wód wysłodzonych, tym bardziej barwa wody Zalewu upodabnia się do wody rzecznej. Podobnie działają wody wiślane na barwę wód Zatok i Gdańskiej, zmieniając jasnozieloną wodę Zatoki (11 st. skali Forela) na szarozieloną.

Barwą wody można nawet wizualnie wyróżnić wody bałtyckie od wód zalewowych. Pierwsze są jaśniejsze, z odcieniem zielonkawym, drugie zaś zbliżają się do koloru ciemnobrunatnego.

Barwa wody zmienia się również zależnie od pory roku.

VIII. WARUNKI BIOLOGICZNE

Zalew jest zbiornikiem słonawowodnym, jego zasolenie ulega ciągłym zmianom, przeto świat roślinny i zwierzęcy musi dostosować się do warunków środowiska. Niektóre gatunki ichtiofauny goszczą w dalszych akwenach Zalewu w okresie wzmożonych wlewów, organizmy zaś euryhalinowe dostosowują się do częstych zmian zasolenia. Organizmy słodkowodne zamieszkują akweny najbardziej wysłodzone w pobliżu ujść rzecznych.

Stosunki zasolenia i rozwój życia organicznego w Zalewie skłoniły biologów do wydzielenia w tym zbiorniku kilku regionów. Najbardziej zachodni region zwany przyujściowym [42] lub oligohalinowym [40] obejmuje pas zatok przyległych do delty Wisły. Pod względem zasolenia granicę tego regionu przeprowadza się na linii Kadyny—Przebrno, jakkolwiek każdy region przechodzi pasem przejściowym łagodnie w drugi.

W kierunku NE wzrasta zasolenie, zmieniają się warunki ekologiczne, nie można jednak ustalić granicy, w tym regionie środkowym, na przybliżonej linii. Nazywa się go centralnym lub mezohalinowym; przeważa w nim fauna euryhalinowa, znosząca wzrost czy spadek zasolenia. Region przymorski, inaczej polihalinowy, obejmuje głębię Bałgi i akweny pobliskie rynny bałtyjskiej, której woda, gatunki fauny i flory przybliżone są do bałtyckich.

We wschodniej, kaliningradzkiej części Zalewu panują warunki zbliżone do regionu centralnego.

W polskiej części Zalewu region przyujściowy zajmuje roślinność twarzą, pasem o szerokości przeszło 1 km. Do tego pasa oczeretów zalicza się [36] trzcina pospolita (*Phragmites communis*) i sitowie jezienne (*Scirpus lacustris*) sięgające przeciętnie do głębokości 1,4 m, miejscami ponad 2 m. Między trzcina a sitowiem rośnie pałka wąskolistna (*Typha angustifolia*). Roślinność oczeretów przyczynia się w poważnej mierze do przeobrażenia płycizn w łąd, chociaż dowóz zawieszin odbywa się raczej z innych akwenów Zalewu, a nie z ujść rzecznych w tej skali jak dawniej.

W spokojnych zatokach, w regionie przyujściowym, występują łąki podwodne, przeważnie widoczne gołym okiem, z roślinnością o liściach pływających lub zanurzonych, z których ostatnie wchodzi miejscami w pas oczeretów. Liczne są tu glony, które niekiedy w formie „waty” pływają po powierzchni [36]. Bujne łąki podwodne są doskonałym siedliskiem dla fauny bezkręgowej; liczne są tu larwy owadów [42].

Świat zwierzęcy, w regionie przyujściowym, reprezentują gatunki słodkowodne (mięczaki, owady, pierścienice), rzadko pojawiają się tutaj gatunki słonawowodne. W ichtiofaunie przeważa lin, płoć, leszcz, krąp, szczupak i okoń.

W regionie centralnym, w strefie przybrzeżnej, roślinność złożona jest z trzciny i sitowia, ale występuje wąskim pasem na kilkadziesiąt metrów i nie tak zwarcie jak w strefie przyujściowej. Miejscami w ogóle jej nie ma ze względu na brak spokojnych zatok, zwiększone zasolenie wód, falowanie i często piaszczyste dno. Nie ma tu również łąk podwodnych. Niektóre gatunki roślinności miękkiej w rzadkich kępach pojawiają się tutaj na dnie.

W faunie regionu centralnego, na akwenach położonych bliżej regionu przyujściowego, pojawiają się jeszcze gatunki słodkowodne, dalej zaś ku NE fauna w ogóle ubożeje, ogranicza się do gatunków euryhalinowych. Gatunki specyficzne dla Bałtyku pojawiają się zazwyczaj przypadkowo, przywędrowują tutaj tylko w czasie silnych wlewów. Spośród ryb bałtyckich spotykamy dorsza, stornia i śledzia, wędrującego do Zalewu na tarło.

Zalew Wiślany, podobnie jak Bałtyk, wykazuje od kilkudziesięciu lat wzmożone wpływy wód bardziej słonych, stąd zmiany w roślinności i faunie tak przestrzenne jak i sezonowe, które idą w kierunku dostosowania się do zwiększonego zasolenia, przy równoczesnym kurczeniu się obszaru wód wysłodzonych.

IX. WNIOSKI

Zalew Wiślany traktowano dotychczas jako zbiornik wód lądowych, który ulega stałemu spłycaaniu na skutek nanosów rzecznych. Uchodziły uwagi zmiany w układzie stosunków hydrologicznych Zalewu, leżącego w strefie przejściowej dwóch, odmiennych reżimów wodnych, na kontakcie wód morskich i lądowych.

Zalew Wiślany, jako zbiornik słonawowodny, doznał zasadniczych zmian na skutek ingerencji człowieka, wydatnie zaznaczonej w zmniejszeniu zlewni Zalewu o dorzecze Wisły, przede wszystkim przez odcięcie śluzami Nogatu pod Białą Górą w 1915 r., czego następstwem było zahamowanie narastania jego delty.

Wody wiślane odkładają współcześnie swoje osady na stożku deltowym Wisły, poza wałem wydm nadbrzeżnych, co stwarza zupełnie nowy problem dla gospodarki wodnej, w ujściu Wisły do morza. Zalew Wiślany stracił swą dawną rolę jako teren akumulacji wód wiślanych. Rzeka Pregola awansowała do głównej rzeki Zalewu, jakkolwiek dorzecze jej jest około 13 razy mniejsze od dorzecza Wisły.

Ponadto należy podkreślić, że w ostatnim 30-leciu stwierdzamy wybitne zmiany w wodach Morza Bałtyckiego, spowodowane silnymi wlewami wód słonych z Morza Północnego, poprzez cieśniny duńskie.

Przemieszczanie się frontów, w układach niżowych, oddziałuje na wymianę wód. Silne wiatry wtłaczając wody z jednego basenu w drugi zaczęły odgrywać decydującą rolę również w przypadku Zalewu Wiślanego. Znaczny wzrost zasolenia wód Zalewu zbliżony jest w okresach jesienno-zimowych do wartości zasolenia w przyległych wodach powierzchniowych Zatoki Gdańskiej. Wzmoczone wlewy wód morskich, poprzez rynę bałtyjską oraz odcięcie Nogatu, zmieniły dawny obraz Zalewu.

Poddając analizie przebieg elementów hydrologicznych i meteorologicznych, które zachodzą na Zalewie Wiślanym i uzasadniając cały kompleks zjawisk i procesów w tym subregionie hydrograficznym Zatoki Gdańskiej, stwierdzamy w niniejszej pracy przewagę czynnika morskiego. Wniosek ten opiera się na obfitym materiale obserwacyjnym ze stacji nadbrzeżnych oraz z licznych polskich rejsów badawczych, z ostatnich 7 lat.

Przyszłość Zalewu może kształtować się nadal pod wpływem wód morskich, zależnie od ogólnego przebiegu czynników, działających w basenie Morza Bałtyckiego. Fala sztormowa Zalewu zawsze może grozić depresyjnym polderom Żuław. Wody Zalewu będą nadal wykazywać pewien cha-

rakterystyczny kontynentalizm uwydatniający się w przebiegu temperatury wody i zjawiskach zlodzenia, co jest następstwem położenia geograficznego i właściwością płytkiego zbiornika. Zalew Wiślany jest w pewnej mierze subregionem hydrograficznym, na którym ścierają się wpływy morskie z lądowymi.

Przyszłe badania Zalewu Wiślanego winny iść w kierunku:

1. Stwierdzenia stopnia dalszego oddziaływania czynników morskich i lądowych na obszarze Zalewu Wiślanego.
2. W kierunku określenia rozmiarów podziemnej wymiany wód poprzez Mierzę Wiślaną.
3. Ustalenia ewentualnych zmian biologicznych jego wód.

*Katedra Geografii Fizycznej
UMK
w Toruniu*

LITERATURA

- [1] A m b a s s a t A., Die Provinz Ostpreussen, Königsberg 1912.
- [2] B a u e r H., L a n g e C., Das Frische Haff und die Frische Nehrung, Königsberg 1930.
- [3] B e r t r a m H., Das Weisel — Nogat — Delta. Danzig 1924.
- [4] B i e r n a c k a I., *Tintonnainea* w Zatoce Gdańskiej i wodach przyległych, „Biul. Morsk. Labor.” nr 4, Gdynia 1948.
- [5] B o r o w i k J., Kilka przyczynków stwierdzających oddziaływanie Wisły na stosunki w Zatoce Gdańskiej, „Kosmos”, 55, Lwów 1931.
- [6] B r a u n G., Das Frische Haff, „Zeitschr. für Gewässerkunde”, Bd. VII, H. 3.
- [7] B r o g m u s W., Eine Revision des Wasserhaushaltes der Ostsee. „Kieler Meeresforschungen”, Bd. IX, H. 1. Kiel 1952.
- [8] C z e k a Ń s k a M., Złodzenie Bałtyku, „Bad. Geogr. Inst. Geogr. Univ. Pozn.”, Poznań 1935.
- [9] C z e r n i k S., Kilka uwag w sprawie regulacji Wisły, „Gospod. Wodna” nr 8, 1954.
- [10] D e m e l K., Kilka uwag o wpływie Wisły na stosunki w Zatoce Gdańskiej, „Kosmos”, 1933.
- [11] G ł o w i Ń s k a A., Stosunki hydrograficzne na Bałtyku Południowym od sierpnia 1949 do maja 1957, „Prace MIR” nr 6, Gdynia 1951.
- [12] G r o s s H., Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Frischen Haffs, „Geologie des Meere und Binnengewässer”, Bd. V, 1942.
- [13] H e l a I., Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee, Helsinki 1944.
- [14] J a r b u c h f. d. Gewässerkunde Norddeutschlands 1901—1940.
- [15] K e l l e r H., Memel-Pregel-Weichselstrom, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse, Berlin 1899.
- [16] K i s i e l e w s k i Z., Zagospodarowanie Zalewu Wiślanego w nawiązaniu do zagospodarowania Żuław. Studium wstępne (praca zbiorowa-manuskryp.).
- [17] K l u ź n i a k S., Hydrologiczne i meteorologiczne warunki występowania wysokich stanów wody na Zalewie Wiślanym, „Przegl. Met. i Hydrol.” R. VI, zesz 3—4, Warszawa 1954.
- [18] K n u d s e n M., Über Bestimmung von S²Meersalzgehalt des Brackwassers, Copenhagen 1911.
- [19] K o w a l c z y k A., Zagadnienia ujścia Wisły w świetle bezpieczeństwa doliny, „Gospod. Wodna” nr 4, 1954.
- [20] L u n d b e c k J., Vorläufiger Bericht über die Strömungsuntersuchungen mit Flaschenposten im Frischen Haff, „Mitteilungen des Deutschen Seefischereivereins”, 1926.
- [21] Ł o m n i e w s k i K., Z zagadnień hydrologii południowego Bałtyku, „Wiadom. Służby Hydr. i Met.”, t. IV, zesz. 5, Warszawa 1954 — Przegląd stosunków hydrologicznych u polskich wybrzeży, „Wiadom. Służby Hydr. i Met.”, t. IV, zesz. 5a, Warszawa 1954.
- [22] M a j e w s k i A., O wysokich stanach wody na Zalewie Wiślanym, „Przegl. Met. i Hydrol.” R. VI, zesz. 3—4, Warszawa 1954.

- [23] Mańkowski W., Zmiany biologiczne w Bałtyku w ciągu ostatnich lat pięćdziesięciu, „Prace MLR” w Gdyni, nr 6, 1951.
- [24] Meissner O., Einfluss der Zirkulationsänderungen des Luftdruckes auf den Wasserstand der Ostsee. „Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.”, H. XI, 1941.
- [25] Miciński S., Ekonomiczna analiza eksploatacji rybackiej na Zalewie Szczecińskim i Wiślanym, 1956 (manuskrypt).
- [26] Müller K., Die Böden der durch Schlickaufspülung neu gewonnenen Ländereien am westlichen Frischen Haff, „Beiträge z. Bodenerforschung”, Bd. I, Danzig 1942.
- [27] Mysiowski M., Przyszłość Zalewu Wiślanego, „Gospod. Wodna” nr 5, 1953.
- [28] Nordmann R., Die Entstehung der sekundären Delten der Elbinger Weichsel und der Nogat, Danzig 1937.
- [29] Prätze O., Bohrungen auf den ostpreussischen Haffen, „Natur und Volk”, 1936.
- [30] Prüfer G., Die Eisverhältnisse in den deutschen Ost- und Nordseegebieten, „Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.”, 1944.
- [31] Sawicki R., Rozbudowa ujścia Wisły, „Gospod. Wodna” nr 1—3, 1948.
- [32] Schiemenz P., Gutachten über die Fischereiverhältnisse im Frischen Haff und über die durch den Abschluss der Nogat zu erwartenden Veränderungen, Danzig 1907.
- [33] Schrödter E., Die salzhaltigen Grundwässer der Weichselmündung, „Geologie und chem. Untersuchungen”, Danzig 1931.
- [34] Seligo A., Vom Frischen Haff, Ber. d. Fischereivereins für die Provinz Ostpreussen, Königsberg 1895.
- [35] Staszewski J., Odkrycie Bałtyku, „Poznaj Świat” nr 3, 1956.
- [36] Szarejko D., Roślinność Zalewu Wiślanego, „Prace MLR” nr 8, 1955.
- [37] Szymborski S., Sejsze Zatoki Gdańskiej, „Archiwum Hydrotechniki”, vol. II, 1955.
- [38] Uhl J., Betrachtungen zur Entwicklungsgeschichte der Frischen Nehrung, „Beiträge z. Bodenerforschung” Bd. I., Danzig 1942.
- [39] Wattenberg H., Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser, „Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.” H. IX, 1941.
- [40] Willer A., Studien über das Frische Haff, „Zeitschr. für Fischerei”, Bd. XXIII, H. 3, Berlin 1925.
- [41] Wyrtki K., Der grosse Salzeinbruch in die Ostsee in November und Dezember 1951, „Kieler Meeresforschungen”, Bd. X, H. 1, 1954.
- [42] Żmudziński L., Szarejko D., Badania hydrograficzno-biologiczne Zalewu Wiślanego, „Prace MLR” nr 8, 1955.
- [43] Żmudziński L., Zoobentos Zalewu Wiślanego, „Prace MLR”, nr 9, 1957.

SPIS RYCIN

	Str.
1. Rejs badawczy na Zalewie Wiślanym. W dali ląd między Tolkmickiem a Fromborkiem	10
2. Zalew Wiślany	12
3. Główne, miesięczne stany wody na Zalewie Wiślanym w poszczególnych latach (stacja wodowskazowa w Tolkmicku w latach 1947—1956)	28
4. Statki badawcze obok stacji nr 7	34
5. Temperatura wody powierzchniowej w °C na Zalewie Wiślanym w poszczególnych miesiącach i latach (stacja Tolkmicko w latach 1950—1956)	44
6. Ekipa badawcza podczas rejsu bojerem na Zalewie	49
7. Przeciętna ilość dni z lodem na Zalewie Wiślanym i Zatoce Gdańskiej w czasie bardzo surowej zimy	54
8. Przekrój przez Zalew Wiślany w czasie zlodzenia w 1951 r.	58
9. Grubość lodu na Zalewie Wiślanym w Tolkmicku i przebieg temperatury wody i powietrza (zima 1950/51 r.).	60
10. Grubość lodu na Zatoce Puckiej w Pucku oraz przebieg temperatury wody i powietrza (zima 1950/51 r.).	61
11. Badanie prądów pod lodem	64
12. Zasolenie wody powierzchniowej w ‰ na Zalewie Wiślanym w poszczególnych miesiącach i latach (stacja Tolkmicko w latach 1950—1956).	67
13. Amplituda zasolenia wody wzdłuż środkowej rynny na Zalewie Wiślanym w latach 1950—1954	69
14. Izohaliny powierzchniowe S ‰ w dniach 16—19.IX.1924 r.	70
15. Izohaliny powierzchniowe S ‰	71

SPIS TABLIC

I. Obserwacje w rejsach w latach 1950 i 1951	90
II. Obserwacje w rejsach w latach 1952 — 1954	95
III. Obserwacje w czasie pokrycia lodem Zalewu Wiślanego	104
IV. Zjawiska i okres zlodzenia na Zalewie Wiślanym w ciągu 8 zim w latach 1949/50 — 1956/57	105

ВИСЛИНСКИЙ ЗАЛИВ

Резюме

В работе учтен весь наблюдательный материал за более чем 50-летний период. Но больше всего наблюдений в 24 исследовательских рейсах осуществили Исследовательские Институты: Государственный Гидролог-Метеоролог. Институт и Морской Рыбачий Институт. Полностью осталась использована также густая сеть гидрографических постов заключающих наблюдения за период с 1947—1956 г. на территории польского участка залива.

Вислинский залив занимает площадь в 838 кв.км. (см. стр. 150), в чем польский участок — 328 кв. км. У современного залива площадь в 24,300 кв. км. После отделения Ногата шлюзами в окрестностях Вялей Гуры в 1915 г. приток вислинской воды понизился по крайней мере в 2/3 раза в сравнении с предыдущим периодом. Во время средних уровней воды сегодня изливается в залив со всего бассейна едва ли 102 куб. м./сек. Процесс уменьшения площади залива в следствие его выполнения отложениями вислинской воды, чрезвычайно сильно сократился и ограничился до минимума.

Вытянутый, длиной в 90,7 км, залив, является мелким бассейном, глубиной около 2,6 м. (максимальная глубина — 5,1 м.), в котором помещается масса воды в 2,3 куб. км. Средняя ширина залива равняется 9,3 км. Длина береговой линии — 270.

Обмен воды с Балтикой осуществляется через балтийский канал; его гидрографическое значение увеличилось с моментом понижения притока речной воды. Нагон соленой воды из Балтийского моря в залив осуществляется под воздействием анемобарических факторов. Приток морской воды сильнее притока речной воды. Во время сильного нагона залив в несколько дней выполняется морской водой, этим и объясняется, что в режиме воды главную роль играет преобладание морского фактора, следствия чего мы находим в повышенном колебании уровня воды, в бурном перемещении водяных масс, в термических отношениях и в повышенной солености воды; эти явления создают в конечном итоге особые условия для жизни организмов в заливе.

Климатический континентализм залива проявляется в продолжительном ледстое, большой толщине льда, редко появляющихся оттепелях, а мелкость залива делает возможным быстрый переход термических условий от одного времени года к другому.

Самая большая амплитуда колебания уровня воды равняется 290 см. Абсолютное максимум — 660 см. (т.е. 160 см. выше среднего уровня NN — 500 см.) обнаружено было в западном участке залива, в местности Ослонка, 2. III. 1949 г. Это максимум явилось причиной прорыва плотин на Жулавах, вследствие чего вода залила ок. 600 гектаров земли. В штормовый, осенне-зимний период под воздействием сильных ветров направленных приблизительно согласно с осью залива появляются макс. и мин. воды со средней амплитудой в 1,6 м.

Вода в заливе находится в постоянном движении, скорость поверхностных течений равняется в среднем 8—11 см/сек. а скорость ветра 10 м/сек. Волны

во время штормов касаются дна, волнуя илистые донные отложения. Воздействие сильного волнения на современные донные отложения гораздо больше, чем влияние речных осадков.

Солоноватая вода залива вливается в устьевые участки низменных рек, вызывая явление „cofki” и изменения в химическом составе воды. Температура воды в июле в среднем $+20,6^{\circ}\text{C}$, в январе $+0,5^{\circ}$ (в январе залив преимущественно покрыт льдом, средняя годовая температура почти на 2°C теплее чем температура воздуха т. воды $+9,5^{\circ}\text{C}$, воздуха $+7,6^{\circ}\text{C}$). Абсолютное максимум в продолжении одного года колеблется вблизи $+24^{\circ}\text{C}$, минимум $-0,13^{\circ}\text{C}$.

Залив оказывает воздействие на климат окружающей местности: с месяца мая до осени нагревает воздух благодаря быстрому повышению температуры воды, осенью же главным образом начиная с октября, охлаждает воздух. Зимой воздействие залива на климат окружающей местности не проявляется т. к. залив покрыт льдом, который часто прикрыт снеговым покровом.

Образование льда происходит раньше всего 10. XI., вскрытие же начинается позже всего 24. IV, но среднее количество дней с ледяным покровом в период очень суровых зим равняется 110—125 дней в западном и срединном участке залива, тогда как в окрестностях Калининграда равняется 145 дням. Толщина ледяного покрова доходит максимально до 50—60 см. В период ледостоя образуется своеобразная солевая и термическая стратификация воды; по этой причине определение солёности воды по образцам воды залегающей тут же под ледяным покровом (этот слой зимой является опресненным), не верно для 9/10 всей массы воды в заливе.

После исчезновения ледяного покрова начинается в результате воздействия ветров в этом мелком бассейне, перемешивание воды начиная с поверхностного слоя и до самого дна, поэтому в профиле воды мы не можем обнаружить основных различий в температуре и солёности воды. Наибольшая солёность 6,11‰ была замечена на водомерном посту в Толькмичке 19. I. 1952 г. средняя же равняется 2,42‰. Наиболее опресненным является западный район Ельблонгского и Концкого залива в устьях рек, где средняя солёность падает ниже 0,5‰, тогда как в срединном участке залива, напротив устья Пасленки, она равняется ок. 3,0‰; на так называемой глубине Балги ок. 5‰, в Балтийском канале приближается к воде залива (ок. 7‰). В осенне-зимний период амплитуда солёности почти во всем заливе равняется 4‰. Увеличение притока морской воды по балтийскому каналу сопровождается повышением солёности воды в заливе.

Прозрачность воды в заливе самая большая в западных бухтах (1,5—2,0 м.), на более отдаленных от них участках — 0,35—0,40 м., иногда 0,60 м. Цвет воды обыкновенно серо-зеленый с бурым оттенком, изменяется в зависимости от времени года и от доли воды изливающейся из Балтики.

Солёность воды регулирует основным образом развитие органической жизни в заливе. Пресноводные виды распространены в переходном, западном районе, солоноватоводные обитают преимущественно в центральном районе залива, приспособляясь к постоянным изменениям солёности воды.

В Вислинском заливе протекают в современное время важные преобразования в водном режиме, вызванные понижением притока речной воды, ограничением до минимума аккумуляции речных отложений, повышением притока морской воды и ее преобладанием в заливе так ясно выраженном в годовом ходе всех гидрологических элементов. Наиболее существенные перемены про-

изошли в притоке речной, вислинской воды, и поэтому можно обнаружить в западном участке залива иные гидрологические условия чем те, которые господствовали в заливе в прошлом. Залив мы считаем теперь гидрографическим субрегионом Гданского залива. Поэтому в работе резко выдвинуты на первый план океанографические проблемы именно с той целью, чтобы в работе представить режим водного бассейна, расположенного в переходной зоне, контакта морской и континентальной воды.

В будущих исследованиях залива следует заняться определением степени воздействия отдельных факторов на водный режим залива, главным же образом следует заняться организацией исследований грунтового обмена воды между Вислинским и Гданским заливами и ближе определить возможные преобразования в биологических условиях Вислинского залива.

Перевод: *И. Гейштор*

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

	Стр.
1. Изыскательский рейс по Вислинскому заливу. Вдали берег между Толькмицком а Фромоорком	10
2. Вислинский залив	12
3. Главные, месячные уровни воды в Вислинском заливе по отдельным годам (водомерный пост в Толькмицке 1947—1956)	28
4. Изыскательские суда возле станции № 7.	34
5. Температура поверхностной воды в °С в Вислинском заливе в отдельных месяцах и годах (пост в Толькмицке 1950—56)	44
6. Изыскательская партия во время рейса катером по заливу	49
7. Среднее количество дней с ледяным покровом в Вислинском заливе и в Гданском заливе во время очень суровой зимы	54
8. Разрез через Вислинский залив во время ледостоя в 1951 г.	58
9. Толщина льда в Вислинском заливе и ход температуры воды и воздуха (зима 1950/51 г.)	60
10. Толщина льда в Пуцком заливе в Пуцке и ход температуры воды и воздуха (зима 1950/51 г.)	61
11. Исследование морских течений подо льдом	64
12. Соленость поверхностной воды в ‰ в Вислинском заливе по отдельным месяцам и годам (водомерный пост в Толькмицке 1950—1956)	67
13. Амплитуда солености воды вдоль срединной ложбины в Вислинском заливе в период с 1950—1954 г.	69
14. Изогалины поверхностного слоя воды С ‰ в период с 16—19. IX 1924 г.	70
15. Изогалины поверхностного слоя воды С ‰	71

СПИСОК ТАБЛИЦ

I. Наблюдения во время рейсов в 1950 и 1951 г.	90
II. Наблюдения во время рейсов в 1952—1954 г.	95
III. Наблюдения в период ледостоя на Вислинском заливе	104
IV. Период ледостоя и результаты наблюдений над другими гидрографическими явлениями в Вислинском заливе в период восьми зим (1949/50—1956/57)	105

THE FIRTH OF VISTULA

Summary

In the work, all the observation material has been taken into account, obtained in the course of over 50 years of studies. Most of the observations have been made, in the years 1950—1954, in the course of 24 research cruises over the Firth of Vistula, by scientific research institutes, namely the State Hydrologic-Meteorological Institute and the Sea Fisheries Institute. Intensive use has also been made of observation data obtained in the years 1947—1956 by the well developed network of hydrological stations located in the section of the Firth contained within the boundaries of Poland.

The area of the Firth of Vistula amounts to 838 sq. km, of which 328 sq. km. within the territory of Poland. The river basin of the Firth covers at present an area of 24.300 sq. km. Due to the Nogat Vistula arm having been in 1915 cut off by means of sluices at Biała Góra, the influx of the Vistula waters into the Firth has decreased by at least two thirds, as compared with the state prior to that year. At a mean running water level of the rivers, water from the entire river basin flows at present into the Firth only at the rate of 102 cub. m/sec. The silting up of the Firth by Vistula water deposits, resulting in a decrease of its area, has been limited to a minimum.

The basin of the Firth, of 90.7 km. length, running in the direction from SW towards NE, forms a shallow basin of 2.6 m. average depth (maximum depth — 5.1 m) and contains a volume of water of 2.3 cub. km. The average width of the Firth is 9.2 km., and the coast line is 270 km long.

The exchange of waters between the Firth and the Baltic Sea is effected through the Bałtyjsk gutter, the hydrological role of which has gained in importance in connection with the decreased inflow of the river waters. Salt water from the Baltic is driven into the Firth due to the effect of anemobaric factors, and the influx of sea waters dominates over that of river waters. When the influx is particularly strong, the Firth trough becomes filled with salt water in the course of a few days, which accounts for the fact that the dominant role in the water regime is played by the marine factor. This results in a greater oscillation of the water level, rapid translocation of the water masses, in the thermic conditions existing, and in more intensive salting of the waters. All these features consequently bear upon the formation of specific biological conditions of the organic life in the Firth.

The continental character of climate in the Firth is evident in the prolonged period of winter ice, considerable thickness of the ice cover, infrequent periods of thawing, while the shallow waters of the Firth contribute to a rapid transition in the thermic properties of the waters, from one season of the year into another, which may best be observed in spring and in autumn.

The maximum amplitude of water level oscillations amounts to 290 cm. The absolute maximum of 660 cm. (i. e. 160 cm over the mean level NN = 500 cm) was observed in the western part of the Firth, at Osłonka, on March 2nd, 1949, when it resulted in the breaking of the Żuławy dyke and flooding of about 600 hectares of reclaimed land. During the period of autumn and winter storms, maximum and minimum water levels are observed of 1.6 m average amplitude, appearing as a result of the action of strong winds blowing from directions more or less parallel to the axis of the Firth.

The Firth waters are in a state of continual movement, the speed of the surface currents being on the average 8—11 cm. sec, at 10 m. sec. wind velocity. During storms, the waves sweep down right to the bottom, stirring up the silt bottom deposits. As at present observed, bottom deposits are more affected by strong waves than by the actual river alluvium.

The brackish waters of the Firth penetrate up into the lowland rivers, causing their waters to retreat, as well as resulting in changes in their chemical composition.

The water temperature in July amounts on the average to 20.6°C, and in January, when the Firth is mostly ice-bound, to 0.5°C. The mean temperature of the water in a year is almost by 2°C higher than that of air (water temperature 9.5°C, that of air 7.6°C). The absolute maximum in a year oscillates about the 24°C point, the absolute minimum, about the -0.13°C point. The Firth basin also bears upon the climate of the neighbouring regions, warming up the air beginning with the month of May due to a rapid rise in the water temperature, and cooling it in autumn, especially beginning with October. This effect is not noticeable in winter, owing to the Firth being then ice-bound and frequently also covered with a layer of snow.

Ice appears on November 10th at the earliest, disappearing, at the latest, on April 24th; during very severe winters, however, the average number of days when the Firth is ice-bound amounts to 110—125 in the western and central parts of the Firth, and to 145 in the part around Kaliningrad. The maximum thickness of the ice cover reaches 50—60 cm. During the ice period, there appears specific water stratification as regards saltiness and temperature of the waters, and it is for this reason that results of any measurements of the degree of saltiness, made on the basis of samples taken from a sweetened water stratum immediately under the ice cover, are not applicable to the remaining nine tenths of the water mass.

After the disappearance of the ice cover, waters contained in this shallow basin become intermixed, from the surface to the bottom stratum, as a result of wind action. This accounts for the fact that no outstanding differences in the thermic conditions and saltiness are encountered in the water profile. The highest degree of saltiness, amounting to 6.11‰, was observed on January 19, 1952, at the Tolkmicko station where on the average it is 2.42‰. The waters are most sweetened in the western part of the Firth, in the estuarine region of the Elbląg and Kały Bay, where the mean saltiness drops below 0.5‰, while in the part of the Firth extending along the main waterway, opposite the Pasłęka estuary, it amounts to approx. 3.0‰, on the so-called Bałga Deep — about 5.0‰, and in the Bałtyjsk gutter it approaches the figure obtained for the waters of the Gdańsk Bay (i. e. about 7.0‰). The amplitude of saltiness over practically the entire area of the Firth is approx. 4.0‰. Viewed over the period of a whole year, water saltiness increases in intensity in the autumn and winter season, due to more intensive influx of sea waters through the Bałtyjsk gutter during that season.

Water transparency in the Firth is highest in the western bays where it amounts to 1.5—2.0 m, decreasing in more distant water areas to 0.35—0.40 m, or in some places to 0.60 m. The colour of the water, usually grey-green with a tinge of brown, undergoes changes according to the season of the year and also to the volume of the sea water influx.

The development of organic life in the Firth is, in a most determined manner, regulated by the water saltiness. Sweet water species abound in the western estuarine region, while salt water ones, adapting themselves to constant changes in water saltiness, prevail in the central water regions.

The Firth of Vistula is now subject to fundamental transformations taking place in the water regime in connection with such factors as: the decrease in the inflow of river waters; the limitation, to a minimum, of river deposit accumulation; and the intensification of sea water influx, as well as the predominance of marine factors, so clearly marked in all hydrological elements over the period of the whole year. The most fundamental changes have taken place in the inflow of the Vistula river waters, which accounts for the fact that the hydrological system now prevailing in the western part of the Firth, differs much in its character from what it had previously been. The basin of the Firth is now considered as a hydrographic subregion of the Gdańsk Bay. In this connection special attention has been paid in the work to oceanographic problems, with the view to presenting a picture of the regime of a water trough located in a transitional area, i. e. in a sea-and-land water contact zone.

For studies on the Firth of Vistula, planned for the future, the following aims have been set: the degree is to be determined of the effect of the individual factors on the water regime of the basin; in particular, studies are to be organised of the underground exchange between the Firth and the Gdańsk Bay; more detailed data are also to be obtained as to any biological changes taking place in the waters of the Firth of Vistula.

Translated by *D. Brzostowska*

ILLUSTRATIONS

	p.
1. A research cruise over the Firth of Vistula. In the distance — the mainland between Tolkmicko and Frombork	10
2. The Firth of Vistula	12
3. Main monthly water levels in the Firth of Vistula, in the individual years (data obtained by the hydrological station at Tolkmicko in the years 1947 — 1956)	28
4. Research units near the station No. 7	34
5. Temperature of surface waters, in °C, in the Firth of Vistula, in the individual months and years (data obtained by the hydrological station at Tolkmicko in the years 1950—1956)	44
6. A research staff on a boyer cruise over the Firth	49
7. Average number of days in the ice period in the Firth of Vistula and in the Gdańsk Bay, during a very severe winter	54
8. Cross-section of the Firth of Vistula during ice in 1951	58
9. Thickness of ice in the Firth of Vistula at Tolkmicko, and diagram of water and air temperatures (winter of 1950/51)	60
10. Thickness of ice in the Puck Bay at Puck, and diagram of water and air temperatures (winter of 1950/51)	61
11. Examination of currents under the ice cover	64
12. Saltiness of surface waters in ‰ in the Firth of Vistula, in the individual months and years (data obtained by the hydrological station at Tolkmicko in the years 1950—1956)	67
13. Amplitude of water saltiness along the central gutter of the Firth of Vistula, in the years 1950—1954	69
14. Surface isohalines $S_{\text{‰}}$, for the days 16—19 September 1924	70
15. Surface isohalines $S_{\text{‰}}$	71

TABLES

I. Observations made during research cruises in the years 1950 and 1951	90
II. Observations made during research cruises in the years 1952—1954	95
III. Observations made during the ice period in the Firth of Vistula	104
IV. Features of the ice period in the Firth of Vistula, observed in the course of eight winters (1949/50—1956/57)	105

OBSERWACJE W REJSACH W LATACH 1950 I 1951

Nr stacji	Położenie	Data	Godzina	Głębokość stacji w m	Głębokość pomiaru w m	Temperat. °C		Zasolenie w ‰	Przezroczystość wody w cm	Prąd w cm/sek	Wiatr		Stan Zalewu	Widzialność w km	Zachmurzenie	
						wody	powietrza				kierunek	prędkość m/sek			stopień	rodzaj
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
16 — 17. V. 1950																
12	54°26'24"N 19°42'48"E	16. V	13 ³⁰	4,2	0,0 2,0 3,5	15,0 14,9 14,7	10,0	3,10 3,10 3,19	40	6,0 6,0 8,6	N	3	1	30	3	Cu Ac
11	54°23'48"N 19°38'41"E		15 ²⁵	3,6	0,0 3,0	15,7 15,4	11,4	3,19 3,37	40	4,3 3,7	NNE	3	1	30	3	Ac Cu
10	54°22'06"N 19°34'13"E		16 ³⁵	3,5	0,0 3,0	15,3 14,7	13,0	2,27 2,38	40	3,6 5,6	NNE	2	0—1	30	3	Ac Cu
7	54°20'54"N 19°29'45"E		18 ³⁵	3,3	0,0 3,0	15,2 15,0	11,3	2,45 2,45	40	8,0 7,7	ENE	2	0—1	30	2	Ac
9	54°20'35"N 19°30'40"E	17. V	8 ⁴⁵	2,5	0,0 2,0	14,4 14,4	13,6	2,45 2,36	35	12,0 15,0	SSW	6	2	30	6	Cc Ac Cu
8	54°22'16"N 19°27'48"E		12 ²⁵	2,4	0,0 2,0	14,7 14,8	15,2	1,60 1,60	35	12,0 13,0	S	8	2—3	30	9	Cu Sc
6	54°19'48"N 19°26'16"E		14 ³⁰	2,8	0,0 2,0	14,5 14,5	15,6	2,07 2,07	40	5,8 10,4	SSW	8	1—2	30	9	Ac Sc Cu
4	54°18'06"N 19°26'16"E		15 ⁵⁰	2,2	0,0 2,0	14,6 14,6	15,7	1,05 1,23	40	5,8 10,2	SSE	9	1—2	30	9	Cu Sc

2	54°17'07"N 19°24'33"E	4. VII	11 ²⁵	2,6 2,0	0,0 2,0	18,3 18,4	14,8	2,43 2,63	60	6,5 4,8	NNE	6	1	10	10	Ns As
6	54°19'48"N 19°26'16"E		13 ⁴⁰	2,8 2,5	0,0 2,5	18,6 18,6	16,6	3,17 2,99	60	3,9 3,6	E	3	1	20	9	Ns As
10	54°22'06"N 19°34'13"E		15 ⁵⁰	3,5	0,0 2,0 3,0	18,8 18,8 18,8	17,8	3,64 3,64 3,46	60	5,3 4,3 4,8	N	4	2	20	7	Ci As Ac Cu
12	54°26'24"N 19°42'48"E		18 ²⁰	4,2	0,0 2,0 4,0	18,4 18,4 18,4	16,8	4,09 4,18 4,47	75	12,1 6,3 12,2	NW	8	2—3	20	7	Ci Ac
7	54°20'54"N 19°29'45"E	5. VII	9 ⁵⁰	3,3	0,0 2,0 3,0	18,0 18,1 18,1	16,2	3,17 2,99 2,99	65	4,3 — —	N	4	1	20	9	Ac Cu Sc
11	54°23'48"N 19°38'41"E		13 ³⁵	3,6	0,0 2,0 3,0	19,1 19,0 18,7	17,6	3,91 3,91 3,91	65	3,4 3,4 3,3	N	4	1	25	7	Sc Ci Cc Ac Cu
8	54°22'16"N 19°27'48"E		20 ⁰⁰	2,4	0,0 2,0	18,6 18,6	16,0	2,90 2,90	90	3,9 3,3	N	5	1—2	20	9	Ac As
6	54°19'48"N 19°26'16"E	6. VII	11 ⁰⁵	2,8	0,0 2,0	18,6 17,9	14,8	3,08 3,08	40	21,6 8,9	ESE	8	3	15	10	As Ns Fs
4	54°18'06"N 19°17'50"E		12 ³⁰	2,2	0,0 2,0	17,9 17,9	15,6	2,63 2,43	30	7,5 9,4	SE	5	3	15	10	As Sc Fs
10	54°22'06"N 19 34'13"E		16 ⁵⁰	3,5	0,0 2,0 3,0	17 8 17,8 17,8	16,0	3,17 3,08 3,08	55	5,2 4,5 3,5	SE	4	2	15	10	St Fs

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
7	54°20'54"N 19°29'45"E	6. VII	17 ⁵⁵	3,3 2,0 3,0	0,0 2,0 3,0	17,9 17,9 17,9	17,0	3,17 3,17 3,08	60	7,9 4,4 3,0	C	0	0—1	15	10	As St
9	54°20'35"N 19°30'40"E		19 ⁵⁰	2,5	0,0 2,0	17,7 17,7	16,8	2,63 2,99	55	4,6 4,9	NW	5	1	10	10	As Ns St
12	54°26'24"N 19°42'48"E	7. VII	10 ³⁵	4,2	0,0 2,0 4,0	17,8 17,8 17,8	15,6	3,91 4,09 4,00	70	7,3 5,1 6,1	NW	7	2	10	10	Ns St
8	54°22'16"N 19°27'48"E		16 ²⁵	2,4	0,0 2,0	17,6 17,6	15,8	2,99 2,99	70	9,0 9,0	NNW	8	3	15	9	Ac Sc Cb Ns
7	54°20'54"N 19°29'45"E		18 ⁰⁰	3,3	0,0 2,0	17,7 17,7	15,4	2,99 3,17	55	9,8 21,6	NNW	10	3	15	10	As Ns Fs
9	54°20'35"N 19°30'40"E		18 ³⁰	2,5	0,0 2,0	17,4 17,4	15,4	2,90 2,81	40	8,6 8,4	NNW	10	3—4	15	10	As Ac Ns
7	54°20'54"N 19°29'45"E	15. 8. VII	10 ²⁵	3,3	0,0 2,0 3,0	17,5 17,5 17,4	16,0	3,08 2,99 3,08	50	12,0 11,7 10,7	N	6	2—3	25	4	Cu Sc
6	54°19'48"N 19°26'16"E		11 ³⁰	2,8	0,0 2,0 2,5	17,5 17,5 17,5	16,5	2,63 2,63 2,72	50	7,5 9,8 —	N	6	2	25	3	Cu Sc
2	54°17'07"N 19°24'33"E		15 ³⁰	2,6	0,0 2,0	18,0 18,0	18,8	2,52 2,52	50	8,9 6,8	N	2	1	30	1	Cu
19—20. X. 1950																
2	54°17'07"N 19°24'33"E		11 ³⁰	2,6	0,0 2,0	9,2 9,2	10,8	3,33 3,53	10	13,8 12,5	WNW	8	1—2	20	6	Cu Fe

12	54°26'24"N 19°42'48"E	19. X	14 ⁵⁰	4,2	0,0 2,0 4,0	9,5 9,5 9,5	11,0	4,63 4,72 4,45	45	11,2 8,5 11,0	WNW	10	2	20	7	Ac Cu Fc
6	54°19'48"N 19°26'16"E		16 ⁵⁵	2,8	0,0 2,0 2,5	9,5 9,5 9,6	10,4	4,45 3,53 4,45	35	6,4 6,1 8,9	W	6	1	20	2	Cu Fc
5	54°19'38"N 19°17'15"E	20. X	11 ⁵⁰	2,4	0,0 2,0	8,8 8,8	11,4	3,53 3,53	100	6,4 8,1	SSW	6	1	2	10	Ns
7	54°20'54"N 19°29'45"E		12 ⁴⁵	3,3	0,0 2,0 3,0	9,1 9,0 9,0	11,3	4,34 4,34 4,43	40	9,3 12,1 13,7	SW	9	2	10	10	Ns Sc

7—10. VI 1951

2	54°17'07"N 19°24'33"E	7. VI	10 ⁵⁰	2,6	0,0 1,0 2,0	19,8 19,1 19,1	17,6	1,20 1,29 1,38	50	3,9 4,4 3,7	NNE	5	1	15	2	Cu Ac
4	54°18'06"N 19°17'50"E		12 ⁵⁰	2,2	0,0 1,0 2,0	20,0 19,9 19,9	14,6	0,84 0,93 0,93	40	5,0 9,8 6,6	NNW	8—9	2	10	6	Fs Cu Ac
10	54°22'06"N 19°34'13"E		14 ⁵⁰	3,5	0,0 1,0 2,0 3,0	18,7 18,7 18,7 18,7	12,2	1,87 1,87 1,87 1,87	50	5,0 5,9 8,4 9,8	N	9	2	8	10	St
12	54°26'24"N 19°42'48"E		16 ⁵⁵	4,2	0,0 1,0 2,0 3,0 3,8	18,7 18,7 18,7 18,7 18,7	11,7	2,14 2,23 2,23 2,14 2,14	50	8,4 10,5 8,7 9,8 —	N	10	2—3	10	10	St

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
7	54°20'54"N 19°29'45"E	8. VI	15 ⁴⁵	3,3 0,0 1,0 2,0 3,0	17,2 17,2 17,2	10,1	1,29 1,29 1,38 1,29	15	8,0 5,0 9,1 11,9	NNW	8—9	2	30	7	CuSc	
2	54°17'07"N 19°24'33"E		17 ⁴⁵	2,6 0,0 1,0 2,0	16,9 16,9 16,9	10,2	1,29 1,20 1,29	15	6,6 8,4 9,4	NNW	8—9	2	30	5	CuSc	
6	54°19'48"N 19°26'16"E	9. VI	12 ¹⁵	2,8 0,0 1,0 2,0 2,5	16,5 16,5 16,4 16,4	12,4	1,20 1,29 1,29 1,29	25	3,4 3,4 3,9 —	NNE	6—7	1—2	30	2	Cu	
6	54°19'48"N 19°26'16"E	10. VI	11 ³⁰	2,8 0,0 1,0 2,0 2,5	16,5 16,6 16,4 16,3	17,8	1,29 1,11 1,29 1,20	25	4,4 5,6 5,9 —	ENE	7	1—2	30	2	Cu Ac	
12	54°26'24"N 19°42'48"E		14 ³⁰	4,2 0,0 1,0 2,0 3,0 3,8	17,1 17,1 17,1 16,4 16,4	17,9	1,96 1,96 1,96 2,23 2,05	35	8,7 9,8 6,6 4,4 —	NE	6—8	1—2	30	4	CuCi	
10	54°22'06"N 19°34'13"E		15 ²⁵	3,5 0,0 1,0 2,0 3,0	16,9 16,9 16,9	17,2	2,05 1,74 1,74 2,05	22	5,3 6,3 6,9 6,9	NE	6	2	30	7	Cu Ci Cs	

Nr stacji	Położenie	Data	Godzina	Głębokość stacji	Głębokość pomiaru	Temperatura wody	Zasolenie	Przezroczystość	Wiatr		Stan Zalewu	Zachmurzenie
									kierunek	prędkość B°		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
22—24.V. 1952												
9	54°20'35"N 19°30'40"E	22.V	13 ⁰⁰	2,5	1,0	12,0	2,09	—	NW	4	3—4	1
7	54°20'54"N 19°29'45"E		14 ⁰⁰	3,3	1,0	12,5	3,71	—	NW	4	3—4	1
8	54°22'16"N 19°27'48"E		15 ⁰⁰	2,4	1,0	12,0	3,41	—	NW	4	3—4	1
6	54°19'48"N 19°26'16"E		16 ⁴⁵	2,8	1,0	10,0	1,89	—	W	3	—	1
11	54°23'48"N 19°38'41"E	23.V	13 ³⁰	3,6	1,0	10,8	3,71	—	N	1	—	2
2	54°17'07"N 19°24'33"E	24.V	9 ¹⁵	2,6	1,0	11,8	1,00	—	SW	1	—	4
4	54°18'06"N 19°17'50"E		10 ³⁰	2,2	1,0	11,6	2,21	—	SW	1	—	4
16—21.VIII. 1952												
9	54°20'35"N 19°30'40"E	16.VIII	15 ²⁰	2,5	1,0	21,5	3,37	—	—	C	0	1
10	54°22'06"N 19°34'13"E		16 ³⁰	3,5	1,5	21,3	3,37	—	—	C	0	1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
12	54°26'24"N 19°42'48"E	18.VIII	14 ⁵⁵	4,2	0,0 0,5 1,5 2,5	20,8 20,8 20,8 20,8	3,93 3,93 3,98 4,42	—	N	1	1	1
10	54°22'06"N 19°34'13"E	19.VIII	13 ¹⁰	3,5	1,5	20,3	3,87	—	N	2	2	1
8	54°22'16"N 19°27'48"E	20.VIII	10 ⁵⁰	2,4	1,5	19,1	3,39	—	E	4	3	1
6	54°19'48"N 19°26'16"E		12 ⁰⁰	2,8	1,5	19,3	3,35	—	E	4	3	1
2	54°17'07"N 19°24'33"E		13 ³⁵	2,6	1,5	19,1	1,94	—	SE	3	2	10
1	54°15'40"N 19°23'42"E		14 ¹⁵	2,5	0,0	—	1,08	—	SE	1	1-2	10
4	54°18'06"N 19°17'50"E	21.VIII	12 ³⁰	2,2	0,5	18,7	1,49	—	N	2	1-2	10
3	54°16'25"N 19°15'43"E		13 ⁰⁰	2,0	0,5	19,9	0,03	—	N	1	1	10
5	54°19'38"N 19°17'15"E		15 ⁴⁰	2,4	1,0	19,6	2,47	—	NW	1	1	8
19-21.X. 1952												
4	54°18'06"N 19°17'50"E	19.X	8 ²⁰	2,2	0,0	—	2,97	40	E	2	1	10

2	54°17'07"N 19°24'33"E	19.X	9 ³⁰	2,6	0,0	5,0	3,17	20	F	1	1	10
6	54°19'48"N 19°26'16"E		12 ¹⁰	2,8	0,0	—	3,44	18	E	2	1	10
12	54°26'24"N 19°42'48"E	20.X	13 ³⁰	4,2	0,0 1,0 2,0 3,0	— 6,6 6,6 6,6	3,77 3,78 4,00 4,60	26	E	1	0-1	4
9	54°20'35"N 19°30'40"E	11.X	11 ⁰⁰	2,5	2,5	6,2	3,89	18	SW	2	1	1
2	54°17'07"N 19°24'33"E		14 ³⁰	2,6	1,5	6,6	3,34	—	SW	1	0-1	1
18-19.V. 1953												
12	54°26'24"N 19°42'48"E	18.V	10 ⁰⁰	4,2	0,5 4,0	15,0 11,5	—	45	—	1-2	2	1
11	54°23'48"N 19°38'41"E		14 ⁰⁰	3,6	0,0 1,5 3,0	15,0 14,6 12,9	—	38	—	C	0	0
10	54°22'06"N 19°34'13"E		16 ⁰⁰	3,5	0,0 1,5 3,0	14,5 14,1 12,4	—	30	—	1	1	0
6	54°19'48"N 19°26'16"E	19.V	8 ⁴⁵	2,8	0,0 1,5 2,5	17,0 15,5 14,2	—	40	—	1	1	1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
4	54°18'06"N 19°17'50"E	19.V	11 ⁰⁰	2,2 0,0 1,5 2,0	0,0 16,9	16,9	—	120	—	1-2	1-2	1
3	54°16'25"N 19°15'43"E		12 ¹⁰	2,0 0,0 1,5 2,0	16,6 16,5	16,5	—	100	—	1	0	1
30.VIII — 1.IX. 1953												
8	54°22'16"N 19°27'48"E	30.VIII	12 ³⁰	2,4 0,0 1,5 2,4	17,2 16,8 16,6	3,62 3,66 —	30	SW	1	0	1	1
4	54°18'06"N 19°17'50"E		15 ³⁰	2,2 0,0 1,5 2,2	17,7 17,3 17,3	1,72 — —	90	SW	1	1	1	1
3	54°16'25"N 19°15'43"E		16 ³⁵	2,0 0,0 1,5	17,1 17,2	1,13 1,11	100	SW	1	1	3	3
1	54°15'40"N 19°23'42"E		18 ³⁰	2,5 0,0 1,5	17,2 17,0	1,31	100	SW	1	—	10	10
6	54°19'48"N 19°26'16"E	1.IX	8 ⁴⁵	2,8 0,0 1,5 2,5	16,8 16,8 16,8	4,09	20	NW	4	3	6	6
10	54°22'06"N 19°34'13"E		10 ⁴⁵	3,5 0,0 1,5	— 16,8	— 4,09	18	NW	4	4	7	7
11	54°23'48"N 19°38'41"E		11 ³⁵	3,6 0,0 1,5	— 16,9	— 4,83	20	NW	6	5	10	10

12	54°26'24"N 19°42'48"E	1.IX	12 ³⁰	4,2	0,0 1,5 3,0	— 16,9 16,9	— 4,36 —	18	NW	5	4	10
27 — 29. X. 1953												
3	54°16'25"N 19°15'43"E	27.X	16 ³⁵	2,0	0,0 1,5	10,3 10,3	— 1,09	160	SE	1	1	10
4	54°18'06"N 19°17'50"E	28.X	10 ⁰⁵	2,2	0,0 1,5	9,7 9,7	— 1,85	60	E	3	1—2	5
1	54°15'40"N 19°23'42"E		11 ⁵⁰	2,5	0,0 1,5	10,0 10,0	— 0,42	150	S	2—3	1	3
6	54°19'48"N 19°26'16"E		13 ⁰⁰	2,8	0,0 1,5 2,5	10,0 10,0 9,95	— 2,00 —	25	S	2	1	5
8	54°22'16"N 19°42'48"E		14 ³⁸	2,4	0,0 1,5	9,5 9,5	— —	18	SE	1	1	2
10	54°22'06"N 19°34'13"E		8 ⁰⁴	3,5	0,0 1,5 3,0	8,9 9,0 9,0	— 2,25 —	30	SE	1	1	1
11	54°23'48"N 19°38'41"E	29.X	9 ²⁴	3,6	0,0 1,5 3,0	8,6 8,6 8,6	— 2,40 —	40	SE	2—3	1—2	1
12	54°26'24"N 19°42'48"E		11 ⁴⁰	4,2	0,0 1,5 3,0 4,0	8,8 8,8 8,8 8,7	— 2,38 — —	50	SSE	2—3	1—2	1

27 — 29. V. 1954												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
8	54°22'16"N 19°27'48"E	27.V	9 ⁰⁰	2,4 1,5	0,0 1,5	14,5 14,4	— 2,16	90	NW	1	1	1
7	54°20'54"N 19°29'45"E		9 ⁴⁵	3,3 1,5	0,0 1,5	14,6 14,5	— 2,72	85	NW	1	1	1
9	54°20'35"N 19°30'40"E		10 ²⁵	2,5 1,5	0,0 1,5	15,2 14,9	— 2,14	70	NW	1	1	1
10	54°22'06"N 19°34'13"E		15 ⁰⁴	3,5 1,5	0,0 1,5	15,3 15,3	— 2,97	80	N	2	1	1
11	54°23'48"N 19°38'41"E		16 ⁰⁰	3,6 1,5	0,0 1,5	15,0 15,0	— 3,28	70	NW	3	2	1
12	54°26'24"N 19°42'48"E		17 ⁰⁰	4,2 1,5	0,0 1,5	14,4 14,4	— 3,19	70	NW	3	2	1
6	54°19'48"N 19°26'16"E	29.V	7 ⁰⁰	2,8 1,5	0,0 1,5	16,3 16,1	— 1,14	70	NW	1	0—1	0
2	54°17'07"N 19°24'33"E		8 ³⁵	2,6 1,5	0,0 1,5	17,7 17,6	— 0,27	145	NW	1	0—1	1
1	54°15'40"N 19°23'42"E		9 ¹⁰	2,5 1,5	0,0 1,5	17,3 17,2	— 0,18	170	N	2—3	1—2	1
4	54°18'06"N 19°17'50"E		11 ⁰⁰	2,2 1,5	0,0 1,5	16,8 16,7	— 1,54	110	N	2	1—2	1

3	54°16'25"N 19°15'43"E	29.V	11 ⁴⁵	2,0	0,0 1,5	18,1 18,1	ślad	155	N	3	1	0
5	54°19'38"N 19°17'15"E		13 ⁰⁰	2,4	0,0 1,5	17,4 17,3	— 1,80	160	N	3	2	1
24 — 26.VIII. 1954												
12	54°26'24"N 19°42'48"E	24.VIII	12 ³⁰	4,2	0,0 1,5 3,0	17,8 17,9 17,8	— 4,11 —	45	C	—	0	5
11	54°23'48"N 19°38'41"E		14 ⁴⁵	3,6	0,0 1,5 3,0	19,8 18,2 17,8	— 3,99 —	45	C	—	0	5
10	54°22'06"N 19°34'13"E		15 ⁴⁵	3,5	0,0 1,5 3,0	19,7 19,5 19,1	— 4,47 —	40	C	—	0	4
1	54°15'40"N 19°23'42"E	25.VIII	9 ⁵⁵	2,5	0,0 1,5	19,5 18,2	— 2,07	115	N	1-2	0	0
2	54°17'07"N 19°24'33"E		10 ⁰⁰	2,6	0,0 1,5	18,5 17,8	— 1,14	45	NE	1	0-1	0
5	54°19'38"N 19°17'15"E		12 ³⁰	2,4	0,0 1,5	19,2 19,1	— 2,72	50	N	2	1	2
4	54°18'06"N 19°17'50"E		13 ⁰⁰	2,2	0,0 1,5	19,5 19,2	— 4,80	45	N	3	1-2	1
3	54°16'25"N 19°15'43"E		13 ⁴⁵	2,0	0,0 1,5	19,5 19,4	— 1,69	100	N	1	0-1	0
6	54°19'48"N 19°26'16"E		16 ¹⁵	2,8	0,0 1,5	19,4 19,4	— 5,66	35	N	3	1-2	0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
8	54°22'16"N 19°27'48"E	26.VIII	8 ⁴⁵	2,4	0,0 1,5	18,8 18,7	— 3,91	40	NW	1-2	0-1	1
7	54°20'54"N 19°29'45"E		12 ²⁰	3,3	0,0 1,5 3,0	19,3 19,2 18,4	— 5,95 —	40	NW	2	1	1
9	54°20'35"N 19°30'40"E		12 ⁵⁰	2,5	0,0 1,5	20,0 20,0	— 4,66	40	NW	2	1	1
16—17.XI. 1954												
8	54°22'16"N 19°27'48"E	16.XI	8 ⁵⁰	2,4	0,0 1,5	4,6 4,7	— 5,41	30	NE	3-4	2-3	8
12	54°26'24"N 19°42'48"E		11 ⁵⁵	4,2	0,0 1,5 3,0	5,3 5,6 5,8	— 5,86 —	30	—	C	0	7
11	54°23'48"N 19°38'41"E		13 ⁴⁵	3,6	0,0 1,5 3,0	5,3 5,2 5,4	— 5,41 —	30	NW	3	2	8
10	54°22'06"N 19°34'13"E		14 ⁰⁰	3,5	0,0 1,5 3,0	4,9 5,0 5,2	— 5,50 —	30	N	1-2	1	8
7	54°20'54"N 19°29'45"E		15 ⁰⁰	3,3	0,0 1,5 3,0	4,6 4,9 5,1	— 5,59 —	25	SW-SE	1	0-1	7
9	54°20'35"N 19°30'40"E		15 ³⁵	2,5	0,0 1,5	4,3 4,4	— 4,34	25	SW-SE	1	0-1	8

16-17.XI. 1954

6	54°19'48"N 19°26'16"E	17.XI	9 ¹⁰	2,8	0,0 1,5	4,2 4,2	— 4,76	25	SW	3-4	3	3
2	54°17'07"N 19°24'33"E		9 ¹⁵	2,6	0,0 1,5	3,8 3,5	— 4,67	25	SW	3	1	2
1	54°15'40"N 19°23'42"E		10 ¹⁵	2,5	0,0 1,5	3,7 3,7	— 4,15	35	SW	3	1	5
4	54°18'06"N 19°17'50"E		11 ⁴⁰	2,2	0,0 1,5	3,9 3,9	— 4,16	40	SW	3	1-2	5
3	54°16'25"N 19°15'43"E		12 ¹⁰	2,0	0,0 1,5	3,8 3,8	— 3,59	55	SW	3	1-2	7
5	54°19'38"N 19°17'15"E		13 ¹⁰	2,4	0,0 1,5	3,8 3,9	— 4,80	30	SW	3	1-2	9

OBSERWACJE W CZASIE POKRYCIA LODEM ZALEWU WIŚLANEGO

Nr stacji	Położenie	Data	Głębokość stacji w m	Observacje hydrograficzne					Observacje meteorologiczne							
				Godz	Głębokość pomiaru m	temper. wody °C	Zasolenie ‰/‰	Grubość lodu cm	Godz	temperatura powietrza		e	f %	t _a	Wiatr	
										suche	zwilż.				kierunek	prędk. m/sek
9	54°20'35"N 19°30'40"E	1.II.1951	2,5	12 ³⁰	0,5	0,40	1,56	21	12 ⁰⁰	-6,1	-7,1	2,8	72	-10,3	ESE	3
					0,7	0,54	1,87									
					1,0	0,75	2,07									
					1,5	0,69	2,20									
					2,0	0,48	2,25									
2,5	0,90	2,34														
pośrodku wejścia do portu w Tolkmieku, 40 m od światła nawigacyjnego	54°19'40"N 19°31'18"E	1.II.1951	1,9	14 ³⁰	0,5	1,12	0,93	21	14 ⁰⁰	-4,6	-5,8	3,0	69	-9,3	ESE	4
					1,0	1,80	1,65									
					1,5	1,90	1,87									
					1,8	1,90	2,07									
8	54°22'16"N 19°27'48"E	7.II.1951	2,4	9 ⁰⁰	0,0	0,25	0,57	26	9 ⁰⁰	4,6	3,4	6,8	81	1,6	SSF	4
					0,5	0,50	1,96									
					1,0	0,95	2,34									
					1,5	1,00	2,43									
					2,0	1,07	2,43									
6	54°19'48"N 19°26'16"E	7.II.1951	2,8	11 ⁴⁵	0,0	0,55	0,30	28	12 ⁰⁰	6,4	5,3	8,0	84	3,8	S	2
					0,5	0,75	2,07									
					1,0	0,90	2,34									
					1,5	0,93	2,43									
					2,0	0,97	2,34									
					2,5	1,00	2,34									
7	54°20'54"N 19°29'45"E	7.II.1951	3,3	13 ³⁰	0,0	0,56	0,21	26	13 ⁰⁰	6,9	5,4	7,7	78	3,4	S	2
					0,5	0,60	1,38									
					1,0	0,85	2,25									
					1,5	0,85	2,34									
					2,0	0,94	2,34									
					2,5	1,00	2,43									
					3,0	1,04	3,44									
9	54°20'35"N 19°30'40"E	7.II.1951	2,5	15 ¹⁰	0,0	0,70	0,30	25	15 ⁰⁰	5,3	4,1	7,2	81	2,4	W	1
					0,5	1,19	1,47									
					1,0	1,35	2,16									
					1,5	1,35	2,25									
					1,5	1,35	2,25									
					2,0	1,47	2,25									

ZJAWISKA I OKRES ZŁODZENIA NA ZALEWIE WIŚLANYM
 W CIĄGU 8 ZIM W LATACH 1949/50—1956/57

Nazwa stacji	Okres zlodzenia			Zjawiska zlodzenia					Maksymal- ne grubości lodu w cm
	początek	koniec	ilość dni	śryż	lód przy- brzeżny	pokrywa lodowa	kra	razem dni z lodem	
1949/50									
Tolkmicko	31.XII.	18.III.	78	3	1	40	34	78	33
Łysica	22.I.	6.III.	44	2	1	33	7	43	50
Frombork	4.I.	18.III.	74	2	0	48	24	74	37
Nowa Pasłęka	3.I.	28.II.	57	3	1	52	1	57	40
Puck* (zat. Pucka)	5.I.	16.II.	43	1	0	40	2	43	43
1950/51									
Tolkmicko	8.XII.	27.III.	110	7	20	62	7	96	29
Łysica	27.XII.	28.III.	92	0	6	70	9	85	29
Frombork	27.XII.	27.III.	91	0	6	85	0	91	32
Nowa Pasłęka	25.XII.	20.III.	86	8	3	41	13	65	30
Puck	24.XII.	16.III.	83	0	12	56	0	68	27
1951/52									
Tolkmicko	22.I.	7.IV.	77	1	0	66	10	77	24
Łysica	22.I.	7.IV.	77	1	12	53	11	77	29
Frombork	23.I.	4.IV.	73	0	0	73	0	73	18
Nowa Pasłęka	21.I.	31.III.	71	9	18	25	19	71	5
Puck	1.II.	20.II.	20	0	0	16	0	16	8
1952/53									
Tolkmicko	28.XI.	19.III.	112	2	23	72	15	112	36
Łysica	1.XII.	18.III.	108	0	13	82	4	99	32
Frombork	3.XII.	28.II.	88	0	0	88	0	88	22
Nowa Pasłęka	1.XII.	28.II.	90	0	2	60	28	90	7
Puck	2.XII.	27.I.	57	3	0	11	24	38	13

* Dla porównania z wodami Zalewu

Nazwa stacji	Okres zlodzenia			Zjawiska zlodzenia					Maksymalne grubości lodu w cm
	początek	koniec	ilość dni	śryż	lód przybrzeżny	pokrywa lodowa	kra	razem dni z lodem	
1953/54									
Tolkmicko	16.XII.	5.IV.	111	1	3	107	0	111	55
Łysica	16.XII.	7.IV.	113	0	16	91	6	113	49
Frombork	17.XII.	4.IV.	109	0	0	109	0	109	50
Nowa Pasieka	14.XII.	7.IV.	115	1	0	111	3	115	56
Puck	20.XII.	31.III.	102	0	12	90	0	102	41
1954/55									
Tolkmicko	1.I	3.IV.	90	4	0	85	1	90	27
Łysica	2.I	31.III.	89	2	0	80	7	89	34
Frombork	3.I	31.III.	88	2	0	86	0	88	29
Puck	24.XII.	9.IV.	107	8	15	75	9	107	28
1955/56									
Tolkmicko	11.XII.	13.IV.	125	4	0	95	5	104	49
Łysica	12.XII.	12.IV.	123	2	4	81	14	103	43
Frombork	12.XII.	13.IV.	124	2	3	100	2	107	43
Puck	12.XII.	31.III.	111	12	7	61	1	81	36
1956/57									
Tolkmicko	11.XI.	18.III.	128	17	3	39	10	69	17
Łysica	10.XI.	14.III.	125	4	6	57	8	75	20
Frombork	19.XI.	18.III.	120	0	19	42	0	61	16
Nowa Pasieka*	14.XI.	14.III.	125	4	6	57	8	75	20
Puck	14.XI.	20.III.	127	0	33	12	7	52	15

* Uwaga: brak obserwacji w Nowej Pasiece w zimach lat 1954/55 i 1955/56

Państwowe Wydawnictwo
Naukowe

Redaktor Wydawnictwa
Irena Parol

Wydanie pierwsze. Nakład
1200+300+150 egz. Ark. wyd.
7,75. Ark. druk. 6,75. Papier
ilustr. kl. III, 80 g., 70×100.
Oddano do składu III. 58.
Podpis. do druku VIII. 58.
Druk ukończono IX. 58
Cena z. 24.— Zam. 419/58.

A-64

Drukarnia im Rewolucji
Październikowej



Cena zł 24.—