

Józef P. Girjutowicz • Tomasz A. Łabuz • Małgorzata Świątek

Zjawiska lodowe

na brzegach akwenów południowego Bałtyku



Zjawiska lodowe

na brzegach akwenów południowego Bałtyku

UNIwersytet Szczeciński
ROZPRAWY I STUDIA T. (MCDLI) 1377

Józef P. Girjatowicz
Tomasz A. Łabuz
Małgorzata Świątek

Zjawiska lodowe na brzegach akwenów południowego Bałtyku

Szczecin 2025

Rada Wydawnicza

Barbara Braid, Anna Cedro, Urszula Chęcińska, Rafał Klóska,
Maciej Kowalewski, Ewa Mazur-Wierzbicka, Jarosław Nadobnik,
Grzegorz Wejman, Renata Ziemińska, Magdalena Zioło,
Andrzej Skrendo – przewodniczący Rady Wydawniczej,
Elżbieta Zarzycka – dyrektor Wydawnictwa Naukowego

Recenzent

prof. dr hab. Adam Choiński

Redakcja językowa

Wojciech Markowski

Skład komputerowy

Iga Bańkowska

Korekta

Małgorzata Szczęsna

Projekt okładki

Raraku.pl

Józef P. Girjatowicz ORCID 0000-0002-1005-8826

Tomasz A. Łabuz ORCID 0000-0002-6138-2052

Małgorzata Świątek ORCID 0000-0001-5163559X

Rysunki w pracy opracowali Łukasz Girjatowicz i Tomasz A. Łabuz

Autorem zdjęć w rozdziałach 2–6 (z wyjątkiem zdjęć 2.27A, 2.27B, 2.29C i 3.22D)

jest Józef P. Girjatowicz, a w rozdziałach 7 i 9 Tomasz A. Łabuz



Wersja elektroniczna publikacji dostępna na licencji CC BY-SA 4.0
po 12 miesiącach od daty wprowadzenia do obrotu

© Copyright by Uniwersytet Szczeciński, Szczecin 2025

DOI 10.18276/978-83-7972-952-4

ISBN 978-83-7972-952-4 (online)

ISBN 978-83-7972-951-7 (print)

ISSN 0860-2751

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIWERSYTETU SZCZECIŃSKIEGO

Wydanie I | Ark. wyd. 15,5 | Ark. druk. 13,5 | Format 170/240

Spis treści

Wstęp	9
Materiały i metody badań	13
Rozdział 1. Charakterystyka podstawowych parametrów lodowych	17
1.1. Termin wystąpienia pierwszego lodu (pierwszy lód)	17
1.2. Termin zaniku ostatniego lodu (ostatni lód)	26
1.3. Długość sezonu lodowego (sezon lodowy)	27
1.4. Liczba dni z lodem	29
1.5. Maksymalna grubość lodu	30
1.6. Podsumowanie	32
Rozdział 2. Zjawiska i krajobrazy lodowe	35
Rozdział 3. Rodzaje lodu zdeformowanego	67
3.1. Lód nawarstwiony	67
3.2. Lód nasunięty na brzeg	70
3.3. Lód spiętrzony	83
3.3.1. Lód stłoczony	84
3.3.2. Wał śryżowy	87
3.3.3. Wał lodowy	91
3.3.4. Zwał lodowy	92
3.4. Podsumowanie	95

Rozdział 4. Meteorologiczne i hydrologiczne uwarunkowania powstawania wałów śryżowych	97
Rozdział 5. Procesy tworzenia się i zaniku zwałów lodowych	107
5.1. Formowanie się zwałów lodowych	108
5.2. Topnienie i zanik zwałów lodowych	112
5.3. Podsumowanie	117
Rozdział 6. Inwersja zlodzenia na wodach morskich	119
6.1. Charakterystyka zjawiska	119
6.2. Podsumowanie	126
Rozdział 7. Wpływ poziomu wody na nasunięcia lodu na brzeg	127
7.1. Poziom morza a wysokość nasunięcia lodu	128
7.2. Poziom wody w zalewach i jeziorach przybrzeżnych a wysokość nasunięcia lodu	134
7.3. Podsumowanie	135
Rozdział 8. Zmiany warunków lodowych	137
8.1. Liczba zim bez lodu	138
8.2. Termin wystąpienia pierwszego lodu	139
8.3. Termin zaniku ostatniego lodu	142
8.4. Długość sezonu lodowego	147
8.5. Liczba dni z lodem	149
8.6. Maksymalna grubość lodu	154
8.7. Podsumowanie	156
Rozdział 9. Oddziaływanie zlodzenia na morfodynamikę, roślinność i infrastrukturę brzegu	159
9.1. Wpływ lodu na brzeg morza	160
9.1.1. Zmiany podbrzeża i plaży	160
9.1.2. Wysokość plaży a maksymalne nasunięcie lodu	164
9.1.3. Zmiany u podstawy stoku wydmy i klifu	165

9.2. Wpływ lodu na brzegi zalewów i jezior przybrzeżnych	166
9.3. Niszczenie roślinności na brzegu przez lód	170
9.4. Uszkodzenia infrastruktury brzegowej przez lód	171
9.5. Transport osadu przez lód przy i na brzegu	172
9.6. Formy powstające na brzegach w wyniku wytapiania pokryw lodowych	172
9.6.1. Formy erozyjne	174
9.6.2. Formy akumulacyjne	175
9.6.3. Formy deformacyjne	176
9.7. Podsumowanie	179
Wnioski	183
Literatura	187
Spis rysunków	197
Spis tabel	207
Abstract	209
Abstrakt	211
Posłowie	213

Wstęp

Wzrost zainteresowania zjawiskami lodowymi w XIX wieku spowodowany był intensyfikacją rozwoju żeglugi na południowym wybrzeżu Bałtyku i występującymi zimą utrudnieniami żeglugowymi. Pierwsze prace dotyczące zlodzenia w tej części Bałtyku ukazały się głównie w czasopiśmie „Hydrographische Mitteilungen” (które od 1875 roku wydawane było pod zmienionym tytułem „Annalen der Hydrographie und Maritime Meteorologie”). Z tego okresu należy wspomnieć o publikacjach informujących ogólnie o warunkach lodowych i żeglugowych na wodach ujścia Odry (Bogusławski 1873), Zatoki Gdańskiej (Lothes 1891) i Morza Bałtyckiego (Ackermann 1891).

Codzienne obserwacje zjawisk lodowych w niektórych portach rozpoczęto na początku XX wieku. Na uwagę zasługują opracowania Kresa (1911), Steffensa (1911), Szychlińskiego (1922), Petersena i Oellricha (1930) czy Czekańskiej (1935). Zamieszczono w nich krótkie zestawienia tabelaryczne niektórych parametrów lodowych i starano się wyjaśnić zróżnicowanie zjawisk lodowych, głównie na wodach południowego Bałtyku.

W miarę gromadzenia szczegółowych obserwacji lodowych już od początku połowy XX wieku powstawały publikacje o charakterze syntetycznym (Palosuo 1951; Blüthgen 1954; Bączyk, Czekańska 1962). Wiele było też prac opisujących warunki lodowe w poszczególnych sezonach lodowych (Blüthgen 1948; Kluźniak 1957; Mysłowski 1958; Maliński 1961; Matalewski 1961; Teisseyre 1963). Duża część literatury naukowej poświęcona była poszczególnym akwenom: Zatoce Gdańskiej (Bączyk 1959; Grabowska 1979; Girjatowicz 1988), Zatoce Puckiej (Maliński 1971a;

Zakrzewski 1982; Szeffler 1993; Dyrz 2017), Zatoce Pomorskiej (Blüthgen 1954; Girjatowicz 1999b; Sztobryn i in. 1999), Zalewowi Szczecińskiemu (Maliński 1971b; Correns 1973; Girjatowicz 1987b; Girjatowicz i in. 1995; Sztobryn i in. 1999) oraz Zalewowi Wiślanemu (Zorina, Maliński 1975; Girjatowicz 1994). Ukazywały się również prace typu prognostycznego, dotyczące niektórych zjawisk lodowych (Maliński 1959, 1960, 1964, 1968; Girjatowicz 1976, 1977, 1980; Zakrzewski 1978, 1979, 1983a; Zakrzewska 1980, 1981).

W Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) powstawały obszerne monografie hydrologiczno-meteorologiczne. W opracowaniach dotyczących Zatoki Pomorskiej (Majewski 1974), Zalewu Wiślanego (Łazarienko, Majewski 1975), Zalewu Szczecińskiego (Majewski 1980) i Zatoki Gdańskiej (Majewski 1990) opisano między innymi warunki lodowe na tych akwenach. Ukazały się też monografie poświęcone wyłącznie warunkom lodowym (Maliński 1971a, 1971b; Girjatowicz 1983a; Zakrzewski 1983b).

Szczególnie cenne były opracowania o charakterze kartograficznym, które obejmowały wody południowego Bałtyku. Należy tu wspomnieć o pierwszych atlasach przygotowanych przez Prüfera (1942) i Preobrażenskigo (1960), przedstawiających przestrzenne zróżnicowanie niektórych parametrów lodowych. Później ukazała się praca Palosuo (1966), w której mapy zlodzenia pokazano w małej skali (1 : 10 000 000) i nie uwzględniono Zalewu Szczecińskiego, Zalewu Wiślanego ani Zatoki Puckiej. Podobne mankamenty dotyczą atlasu Dietricha i Ulricha (1968). Bardziej szczegółowe mapy zlodzenia, uwzględniające więcej parametrów, zamieszczono w atlasach zlodzenia Janérusa i Janssona (1982) oraz Leppäranta i in. (1988). Przestrzenne zróżnicowanie zlodzenia z uwzględnieniem polskich wód wewnętrznych (akwenów osłoniętych) zaprezentowano w atlasie Girjatowicza (1990) i na oddzielnych, szczegółowych mapach (1 : 50 000) dla wód Aglomeracji Szczecińskiej (Girjatowicz 1982). W późniejszym okresie ukazał się klimatyczny atlas zlodzenia obejmujący zachodni i południowy Bałtyk, opracowany na podstawie najdłuższych serii pomiarowych z lat 1961–2010 (Schmelzer, Holfort 2012).

Obszerny materiał obserwacyjny zlodzenia zebrany w XX wieku oraz na początku XXI wieku był podstawą licznych opracowań o zróżnicowanej tematyce lodowej. Wiele z nich związanych było z ocieplaniem się klimatu i łagodzeniem warunków lodowych. Procesy te obserwowano nie tylko na Morzu Bałtyckim (Kozuchowski 1994; Jevrejeva i in. 2004; Jaagus 2006; Leppäranta, Myrberg 2009; Vichma, Haapala 2009; Girjatowicz 2011; Omstedt i in. 2014; Haapala i in. 2015; van Storch i in. 2015), ale również na zalewach przybrzeżnych (Sztobryn 1994; Kozuchowski, Girjatowicz

1997; Jakimavičius i in. 2020; Girjatowicz, Świątek 2021) i na jeziorach przybrzeżnych (Girjatowicz 2004; Marszelewski, Skowron 2006; Skowron 2009; Ptak 2013; Choiński i in. 2014; Girjatowicz i in. 2022).

W ostatnich latach ukazały się prace poświęcone niektórym dynamicznym zjawiskom lodowym na południowym wybrzeżu Bałtyku. Dotyczą one powstawania zwałów lodowych (Girjatowicz 2001a, 2019), wałów śryżowych (Girjatowicz 2016; Girjatowicz i in. 2022), nasunięć lodu na brzeg (Girjatowicz 2004, 2014, 2015a; Kolerski i in. 2019) oraz wybranych form spiętrzeń lodowych (Girjatowicz, Łabuz 2020).

Głównym celem monografii jest przedstawienie całokształtu zjawisk lodowych na południowym wybrzeżu Bałtyku. Opisano zjawiska i procesy lodowe mało znane w literaturze, między innymi: inwersję zlodzenia, depresję lodową, lód wielopoziomowy czy formowanie się wałów śryżowych i zwałów lodowych. Każde zjawisko lodowe zostało udokumentowane materiałem graficznym, głównie fotografiami wykonanymi w terenie, począwszy od lat 70. XX wieku. Ponadto przedstawiono przestrzenne zróżnicowanie parametrów lodowych, ich charakterystykę, zmiany w czasie oraz oddziaływanie lodu na brzeg i infrastrukturę brzegową.

Wstęp, Materiał i metody oraz rozdziały 1–6 zostały napisane przez Józefa Girjatowicza, rozdziały 7 i 9 – przez Tomasza Łabuza, a rozdział 8 – przez Małgorzatę Świątek. Rysunki zostały opracowane przez Łukasza Girjatowicza i Tomasza Łabuza.

Materiały i metody badań

W pracy wykorzystano bogate materiały archiwalne dotyczące zlodzenia, pochodzące z wielu różnorodnych źródeł, od instytucji i przedsiębiorstw państwowych, z locji bałtyckich i innych publikowanych materiałów. Część stanowiła wyniki własnych obserwacji i pomiarów. Materiały obserwacyjne zlodzenia pochodzą głównie z archiwum Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego (IMGW-PIB). Podstawowe dane statystyczne dla 23 stacji z okresu 1946/1947–1999/2000 zostały opublikowane w *Katalog zlodzenia i warunków termicznych polskiego wybrzeża* (Girjatowicz 2007). Korzystano również z krótszych serii obserwacyjnych z 38 stacji opublikowanych w *Atlasie zlodzenia wód polskiego wybrzeża Bałtyku* (Girjatowicz 1990). Dla niektórych stacji dysponowano najdłuższymi seriami danych – z okresu 1946/1947–2023/2024. Dane z lat 2000/2001–2023/2024 zostały pobrane bezpośrednio z bazy danych IMGW-PIB dostępnej online. Korzystano też z dostępnych materiałów dotyczących zlodzenia wód niemieckich z Urzędu Federalnego Żeglugi Morskiej i Hydrografii (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie) oraz z materiałów rosyjskich obejmujących Zalew Wiślany, pochodzących z Kaliningradzkiego Obwodowego Ośrodka Hydrometeorologii z okresu zim 1950/1951–1989/1990 (Girjatowicz 2011).

Bardzo cenne były własne materiały – obserwacyjne i pomiarowe uzyskane podczas rekonesansów: lotniczych, na statku i wypraw pieszych w terenie, w rejonach, które nie były objęte siecią obserwacyjną IMGW (obecnie IMGW-PIB). Materiały te oraz dane zawarte między innymi w Dziennych Raportach Zlodzenia czy w Miesięcznych Wykazach Zlodzenia IMGW pomocne były przy opracowaniu kartograficznym zlodzenia (ryc. 1.1–1.5).

Podczas badań terenowych wykonano ponad tysiąc fotografii niezbędnych do opisu zjawisk lodowych na wybrzeżu polskim i niemieckim w latach 1973–2024. W pracy wykorzystano ich 268. Ukazują one różnorodne zjawiska lodowe, które wystąpiły wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku na odcinku od Heringsdorfu (Niemcy) do Fromborka na Zalewie Wiślanym. Dokumentacja fotograficzna obejmuje Zatokę Pomorską, Zalew Szczeciński, Jezioro Nowowarpieńskie, Zalew Kamieński, Jezioro Dąbie, dolną Odrę (Wschodnia i Zachodnia Odra) i kanały Międzyodrza, brzegi Bałtyku na odcinku między Zatoką Pomorską a Zatoką Gdańską wraz z ujściami rzek i kanałów oraz portami w Świnoujściu i w Gdyni, Zatokę Pucką, Zalew Wiślany, a także jeziora przybrzeżne: Jamno, Gardno i Łebsko.

Ze względu na zróżnicowany reżim hydrologiczny, w tym także lodowy wód południowego wybrzeża Bałtyku, wyróżniono akweny osłonięte i nieosłonięte. Do akwenów osłoniętych zaliczono: Zalew Szczeciński, Zalew Pucki, Zalew Wiślany, porty, ujściowe odcinki rzek i kanałów oraz jeziora przybrzeżne. Zalew Pucki, zwany też Wewnętrzną Zatoką Pucką czy Małą Zatoką Pucką, to północno-zachodnia część Zatoki Puckiej oddzielona od Zewnętrznej Zatoki Puckiej Rybitwią Mielizną o głębokości nieprzekraczającej 1 metra na swej długości. Akwen ten bywa określany jako zalew przybrzeżny ze względu na swoje cechy morfologiczne powodujące słabą wymianę wód z pozostałą częścią Zatoki Gdańskiej (Nowacki 1976; Musielak 1983; Majewski 1990). Do akwenów nieosłoniętych należą: Zatoka Pomorska, Zatoka Gdańska i strefa przybrzeżna morza rozciągająca się między tymi zatokami.

Dla akwenów tych podano wartości średnie i ekstremalne takich parametrów zlodzenia, jak: termin wystąpienia pierwszego lodu, termin zaniku ostatniego lodu, długość sezonu lodowego, liczba dni z lodem i maksymalna grubość lodu w zimie; termin wystąpienia pierwszego lodu (pierwszy lód) – dzień (data), w którym po raz pierwszy w sezonie zimowym zaobserwowano jakąkolwiek postać lodu, jednak bez uwzględnienia przypadków obmarzania przedmiotów znajdujących się w wodzie, jak na przykład kamieni, pali, obiektów hydrotechnicznych; termin zaniku ostatniego lodu (ostatni lód) – dzień (data), w którym po raz ostatni w sezonie zimowym stwierdzono obecność jakiegokolwiek lodu, jednak nie uwzględniając lodu osiadłego na gruncie lub lądzie; długość sezonu lodowego (sezon lodowy) – okres czasu pomiędzy dniem wystąpienia pierwszego lodu a zanikiem ostatniego lodu włącznie; liczba dni z lodem – suma dni, w których występował lód w sezonie zimowym; maksymalna grubość lodu – największa grubość jednolitego lodu (nienawarstwionego) w sezonie zimowym. Parametry te przedstawiono na mapach obejmujących południowe wybrzeże Bałtyku (ryc. 1.1–1.5).

Wyznaczono trendy zmian warunków lodowych dla wybranych akwenów południowego wybrzeża Bałtyku, na których lód pojawiał się najczęściej. Są to zalewy przybrzeżne: Zalew Szczeciński (Trzebież), Zalew Pucki (Puck), Zalew Wiśłany (Tolkmicko), a także zatoki: Pomorska (Świnoujście) i Gdańska (Gdynia) oraz porty w Świnoujściu i w Gdyni. Dla tych akwenów dysponowano najdłuższą serią danych z okresu 1946/1947–2023/2024.

Trendy wyznaczono dla pięciu parametrów lodowych: terminu wystąpienia pierwszego lodu, terminu zaniku ostatniego lodu, długości sezonu lodowego (dni), liczby dni z lodem i maksymalnej grubości lodu w zimie. Parametry lodowe przyjęto jako zmienne zależne (wielkość prognozowana, y), a wpływający czas (zimy) – jako zmienną niezależną (prognozująca, x). Wykorzystano regresję liniową, dla której prosta regresji została wyznaczona metodą najmniejszych kwadratów i opisana równaniem:

$$y = a \cdot x + b,$$

gdzie: a – współczynnik kierunkowy prostej regresji, b – wyraz wolny. Obliczono również współczynniki determinacji R^2 jako miarę dopasowania wyznaczonej prostej trendu oraz poziom istotności statystycznej p .

Zmiany warunków lodowych scharakteryzowano także za pomocą porównania wielkości parametrów lodowych sprzed i po 1988 roku. Granicę tę przyjęto ze względu na zmianę mniej więcej w tym czasie warunków cyrkulacyjnych nad Polską, przejawiającą się raptownym nasileniem cyrkulacji strefowej zachodniej oraz osłabieniem południkowego przepływu mas powietrza od roku 1988 (Marsz i in. 2022). Przyczyniło się to, obok czynników solarnych, do intensyfikacji wzrostu temperatury powietrza (Żmudzka 2012; Marsz, Styszyńska 2022; Wrzeński 2024). Istotność różnic między wartościami parametrów lodowych w okresach od zimy 1946/1947 do 1987/1988 oraz od 1988/1989 do 2023/2024 określono za pomocą testu różnic między średnimi t-Studenta dla prób niezależnych względem zmiennych. Wyznaczono podstawowe miary tendencji centralnej oraz kwartyle i ekstrema w tych podokresach i zaprezentowano je na rysunkach.

Przyjmuje się, że zima jest surowa, gdy suma anomalii (odchyłeń) średnich miesięcznych temperatur powietrza miesięcy zimowych (XII–III) od średnich wieloletnich dla tych miesięcy wynosi poniżej $-7,3^{\circ}\text{C}$ (Bietin, Preobrażenski 1962).

Rozdział 1

Charakterystyka podstawowych parametrów lodowych

Charakterystykę zlodzenia oparto na analizie pięciu parametrów: terminu wystąpienia pierwszego lodu i zaniku ostatniego lodu, długości sezonu lodowego, liczby dni z lodem oraz maksymalnej grubości lodu w zimie z okresu 1946/1947–1999/2000 (54 zimy). Są to najczęściej stosowane parametry charakteryzujące warunki lodowe na poszczególnych akwenach (Maliński 1971a, 1971b; Janérus, Jansson 1982; Leppäranta i in. 1988; Majewski 1990; Schmelzer, Holfort 2012; Choiński i in. 2015; Locja Bałtyku – Wybrzeże Polskie 2022). Wartości liczbowe tych parametrów lodowych na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku z okresu zim 1946/1947–1999/2000 przedstawiono w tabelach 1.1–1.3. Zróżnicowanie tych parametrów przedstawiono na mapach zlodzenia (rys. 1.1–1.5).

1.1. Termin wystąpienia pierwszego lodu (pierwszy lód)

Pierwszy lód (sryż, lepa lodowa, szkło lodowe) na południowym wybrzeżu Bałtyku najwcześniej tworzy się na akwenach osłoniętych, zwłaszcza na jeziorach i zalewach przybrzeżnych (rys. 1.1). Na jeziorach tych (Łebsko, Gardno, Bukowo, Jamno) pierwszy lód pojawiał się przeciętnie od 4 XII na Łebskim do 11 XII na Jamnie, a ekstremalnie, najwcześniej odpowiednio od 1 XI do 15 XI. Podobnie, ale bardziej zróżnicowanie pojawiał się on na zalewach przybrzeżnych. Tam przeciętnie lód tworzył się w okresie od 6 XII do 21 XII (tabela 1.1).

Tabela 1.1. Terminy pojawienia się pierwszego lodu i zaniku ostatniego lodu na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000

Akwen	Pierwszy lód		Ostatni lód		Zimy bez lodu
	najwcześniejszy	średni	średni	najpóźniejszy	
	akweny osłonięte				
Zalew Wiślany (Tolkmicko)	11 XI	6 XII	19 III	19 IV	0
Ujście Wisły (Świbno)	17 XI	22 XII	5 III	5 IV	0
Gdynia, port	9 XII	19 I	3 II	8 IV	12
Zalew Pucki, Puck	11 XI	21 XII	10 III	12 IV	1
Ustka, port	2 XII	2 I	19 II	27 III	9
Kołobrzeg, port	1 XII	5 I	21 II	24 III	11
Świnoujście, port	26 XI	1 I	5 III	9 IV	4
Zalew Szczeciński (Trzebież)	13 XI	21 XII	8 III	10 IV	4
Szczecin, port	23 XI	28 XII	26 II	30 III	7
	akweny nieosłonięte (morze)				
Krynica Morska	31 XII	5 II	4 III	7 IV	31
Gdynia	9 XII	18 I	6 III	6 IV	18
Hel W	10 I	1 II	8 III	7 IV	31
Hel N	15 I	5 II	5 III	1 IV	44
Rozewie	23 XII	24 I	4 III	9 IV	32
Łeba	8 XII	20 I	2 III	7 IV	27
Ustka	27 XII	26 I	25 II	6 IV	27
Darłowo	22 XII	27 I	22 II	9 IV	24
Kołobrzeg	24 XII	22 I	1 III	11 IV	23
Świnoujście	16 XII	12 I	7 III	7 IV	13

Źródło: opracowanie własne.

W latach 1946/1947–1999/2000 (dla Niemiec i Rosji – 1950/1951–1989/1990) ekstremalnie najwcześniej lód odnotowano we wschodniej części Zalewu Wiślanego w rejonie Uśakovo (Rosja) w dniu 22 X 1977 roku, a na terytorium polskim w Tolkmicku w dniu 11 XI 1956 roku. Na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży lód pojawił się później, najwcześniej 13 XI 1965 roku. Na takie zróżnicowanie wpływ miały warunki klimatyczne. Zimą w zachodniej części południowego wybrzeża Bałtyku występują wyższe temperatury powietrza niż we wschodniej, co wynika z mniejszej odległości od ocieplającego wpływu Atlantyku.

W portach pierwszy lód pojawiał się później niż na zalewach, a jego terminy były dość zróżnicowane. Pierwszy lód na tych akwenach nie tylko tworzy się na miejscu, ale również może pochodzić z napływu lodu z rzek, kanałów, zalewów oraz jezior. Przeciętnie w portach pojawiał się on w styczniu. Na stosunkowo późniejsze terminy mogły mieć wpływ wody Bałtyku, o tej porze roku cieplejsze niż rzeczne, które niosą zimną wodę chłodniejszą niż morskie. Później (19 I) lód pojawił się w Sassnitz (Niemcy) i w Gdyni. Są to porty nieznajdujące się w ujściach rzek. Na badanych akwenach najwcześniej pierwszy lód pojawiał się przeważnie w grudniu. Tylko w Szczecinie i w Świnoujściu pojawił się odpowiednio 23 i 26 XI 1965 roku. Jest to lód napływowy, odpowiednio z Odry Zachodniej i z Zalewu Szczecińskiego. Podobnie jak w warunkach przeciętnych, również w ekstremalnych najpóźniej lód pojawił się w porcie Sassnitz – 24 XII 1969 roku.

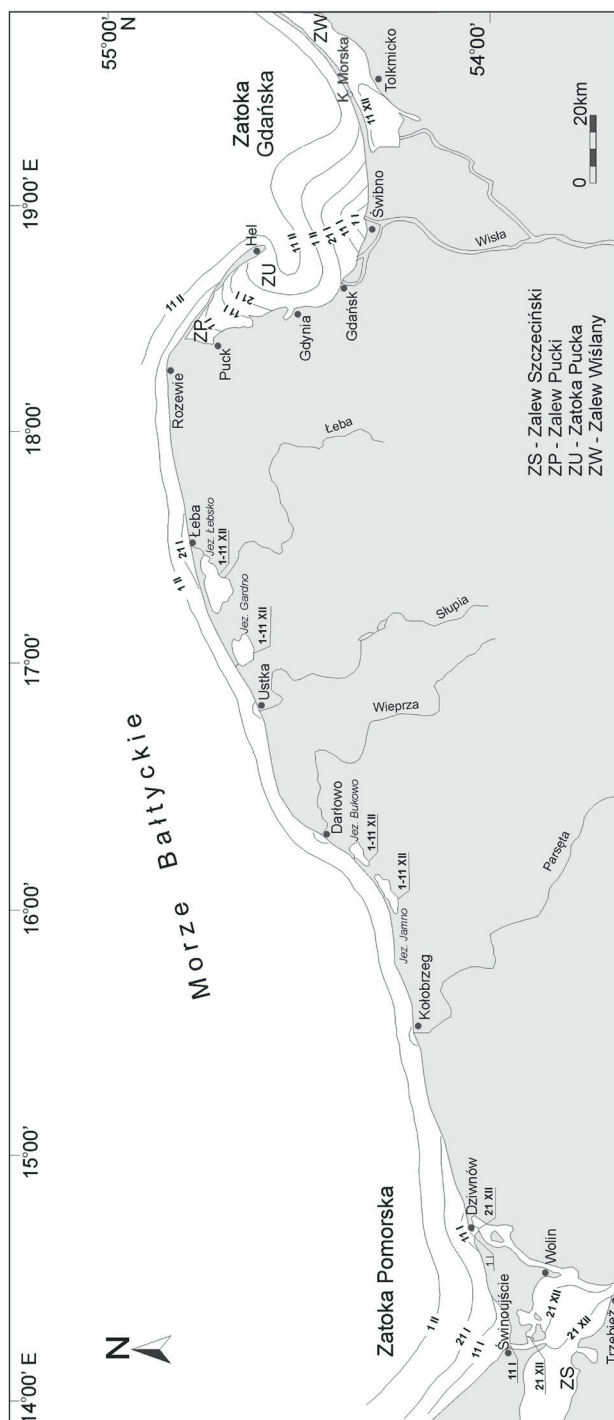
Znacznie później pierwszy lód pojawia się na morzu, przeważnie w drugiej połowie stycznia, a najwcześniej 12 I w rejonach Świnoujścia i Koserow (Niemcy). Na ten stosunkowo wczesny termin pojawiania się lodu w Świnoujściu mógł mieć wpływ lód napływający Świną z Zalewu Szczecińskiego. Najpóźniej lód pojawia się w rejonie Helu i Krynicy Morskiej – na początku lutego (pierwsza pentada). Przyczynia się do tego ciepło zakumulowane w stosunkowo głębokich wodach Zatoki Gdańskiej, opóźniające spadek do temperatury zamarzania. Ekstremalnie najwcześniej pierwszy lód na morzu odnotowano w rejonach Łeby i Gdyni, odpowiednio 8 i 9 XII 1959 roku. Lód do tych rejonów napłynął odpowiednio z jeziora Łebsko i Zatoki Puckiej. Znacznie później przeciętnie pojawia się on w rejonach Arkony (Niemcy) i w północnych rejonach Helu (Hel N – na północ od Helu), odpowiednio 8 i 15 I. Są to miejsca najbardziej wysunięte w głąb morza, położone w pobliżu stosunkowo głębokich basenów morskich.

Zazwyczaj pierwszymi formami lodu w danym sezonie, wyraźnie widocznymi na wodzie, są: śryż, lepa śnieżna, lepa lodowa lub szkło lodowe. Zdarza się również, że są to krążki lodowe, zwane niekiedy krążkami śryżowymi, lub lód połamany (gruz lodowy). Obie formy są lodem napływowym, tworzącym się najczęściej na rzekach.

Gruz lodowy pochodzi z lodołamania na rzekach lub zalewach. Lód napływowy często jest pierwszym zjawiskiem lodowym w portach i na morzu w rejonach ujść rzecznych.

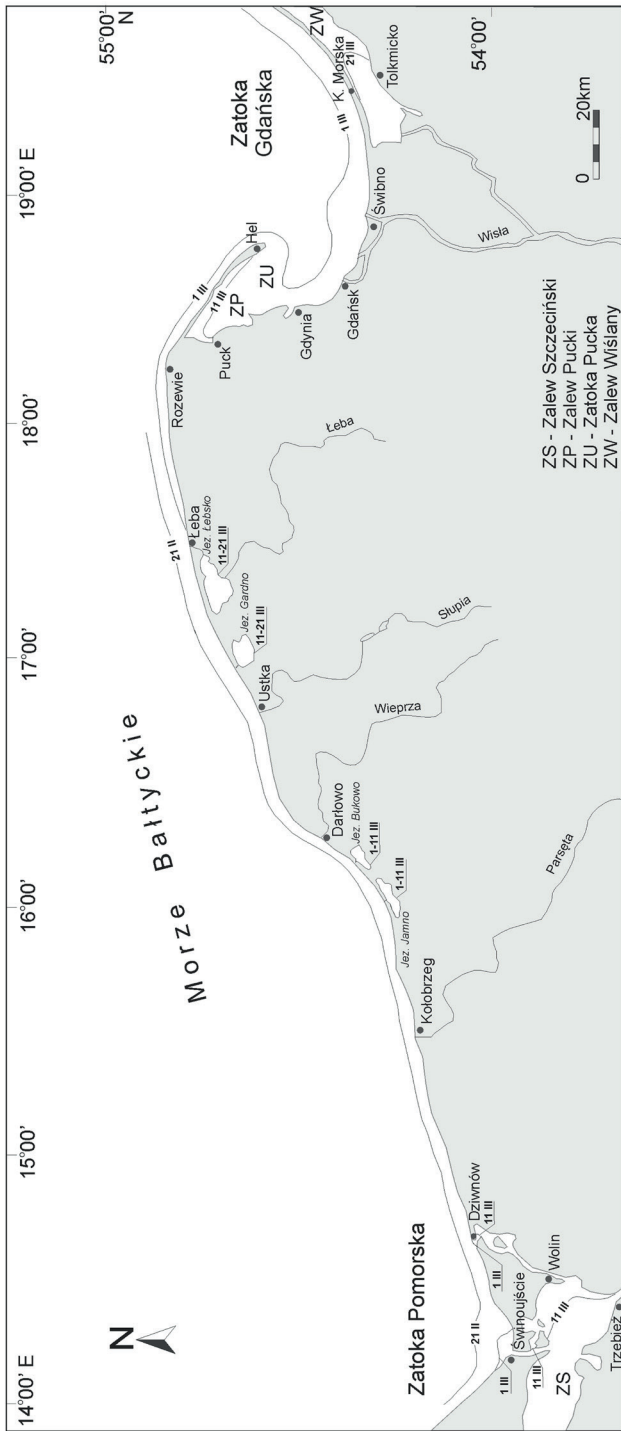
Definicje niektórych rodzajów lodu przedstawiono poniżej:

- śryż (*grease ice*) – połączone kryształki lodu tworzące na powierzchni wody zawieszistą warstwę; śryż słabo odbija światło, wskutek czego nadaje powierzchni morza matowy odcień,
- lepa śnieżna (*slush*) – lepka masa przepojonego wodą śniegu, który spadł na wolną od lodu powierzchnię wody,
- lepa lodowa (*shuga*) – skupisko gąbczastych bryłek białego lodu o średnicy przeważnie od kilku do kilkunastu centymetrów; powstaje ona ze śryżu lub lepy śnieżnej, a niekiedy z wypływającego na powierzchnię lodu dennego (*anchore ice*),
- szkło lodowe (*ice rind*) – cienka, krucha, błyszcząca skorupa lodowa o grubości do 5 cm; powstaje na spokojnej powierzchni wody w wyniku bezpośredniego zamarzania wody lub tworzy się ze śryżu, co zachodzi zazwyczaj w wodzie o małym zasoleniu,
- krążki lodowe (*pancake ice*) – płyty lodu o kształcie przeważnie kolistym, o średnicy od 0,3 do 3 m i grubości do 10 cm; płyty te zderzają się ze sobą, wskutek czego ich obrzeża są charakterystycznie podniesione; w warunkach słabego falowania mogą powstać ze śryżu, lepy śnieżnej, lepy lodowej czy wskutek pęknięcia szkła lodowego lub młodego lodu (10–30 cm),
- kra (*floe*) – każda stosunkowo płaska płyta lodu; kry lodowe mają bardzo zróżnicowane wielkości (średnice), jak: bardzo drobna kra – poniżej 2 m, drobna – 2–20 m, mała – 20–100 m, duża – 0,5–2 km, bardzo duża – 2–10 km i olbrzymia – ponad 10 km,
- gruz lodowy (*brash ice*) – nagromadzenie pływającego lodu złożone z kawałków lodu o średnicy do 2 m powstały wskutek połamania innych form lodu (WMO Sea ice... 1970; Zakrzewski 1983b).



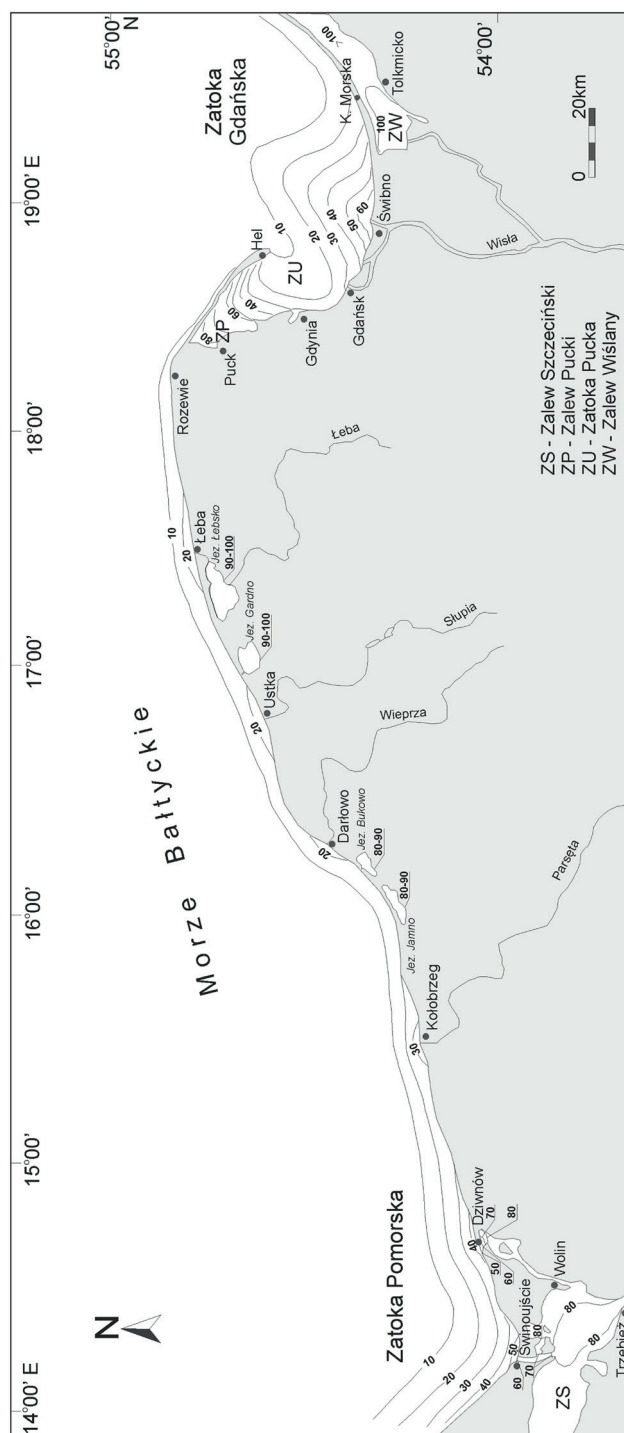
Rys. 1.1. Średni termin pojawienia się pierwszego lodu (pierwszy lód); 1946/1947–1999/2000

Źródło: Girjatowicz 2007, zmienione.



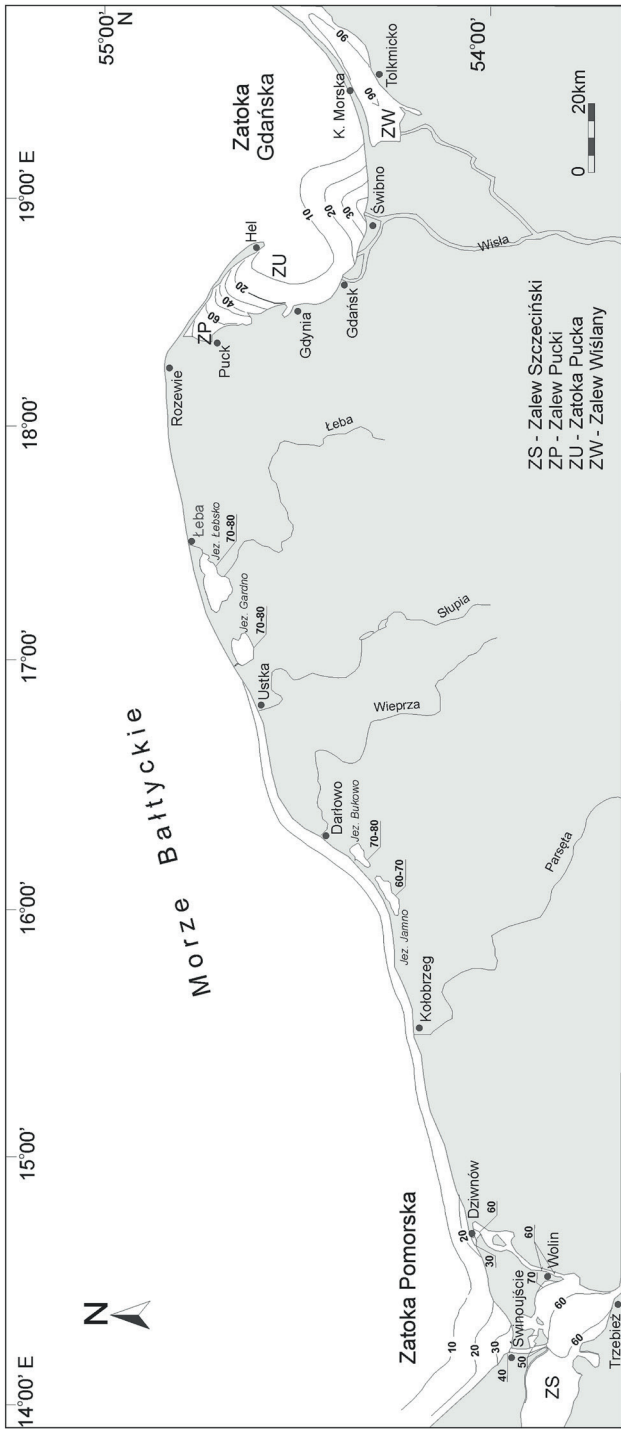
Rys. 1.2. Średni termin zaniku ostatniego lodu (ostatni lód); 1946/1947 – 1999/2000

Źródło: Girjatowicz 2007, zmienione.

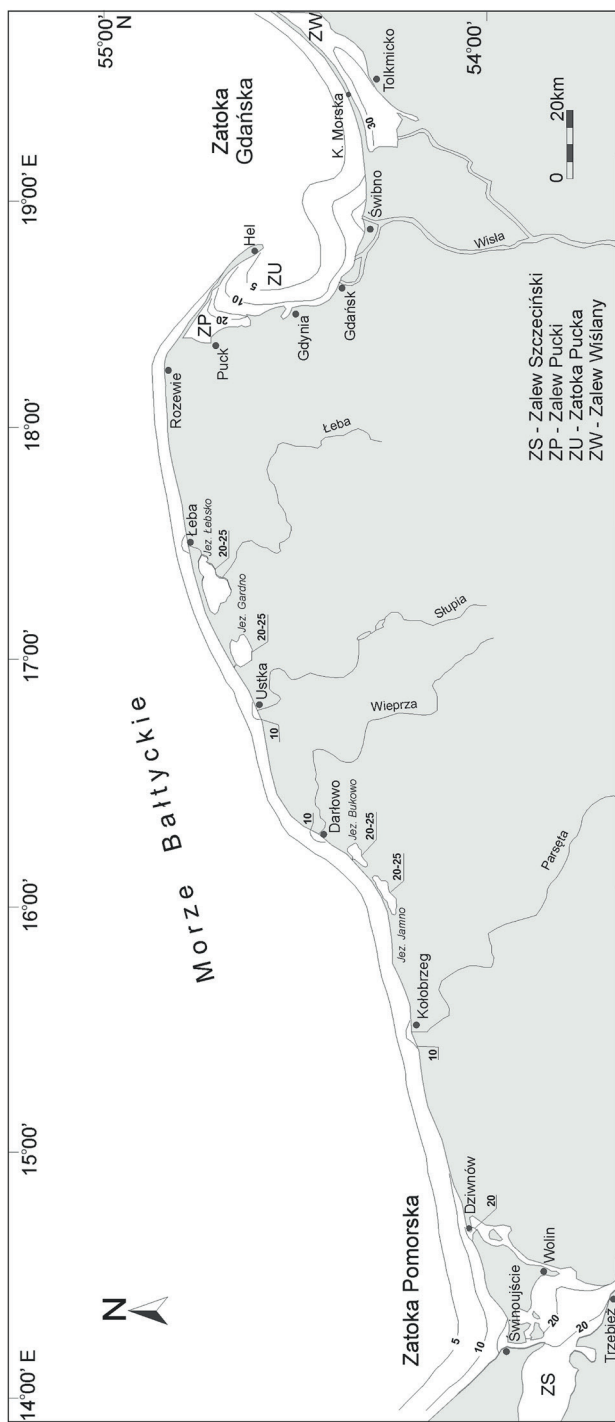


Rys. 1.3. Średnia długość sezonu lodowego (dni); 1946/1947–1999/2000

Źródło: Girjatowicz 2007, zmienione.



Rys. 1.4. Średnia liczba dni z lodem; 1946/1947–1999/2000
Źródło: Girjatowicz 2007, zmienione.



Rys. 1.5. Średnia maksymalna grubość lodu (cm); 1946/1947–1999/2000
Źródło: Girjatowicz 2007, zmienione.

1.2. Termin zaniku ostatniego lodu (ostatni lód)

Najpóźniej lód zanikał na akwenach osłoniętych, a zwłaszcza na jeziorach i zalewach przybrzeżnych. Na jeziorach przeciętnie zanikał od 7 (Jamno) do 12 III (Gardno), a najpóźniej odpowiednio od 13 do 19 IV. Podobnie, oprócz Zalewu Wiślanego, było na pozostałych zalewach (przeciętnie ostatni lód zanikał tam w marcu). Najpóźniej lód zanikał na Zalewie Wiślanym (tabela 1.1, rys. 1.2), najpierw w jego części zachodniej (Tolkmicko), a później w części wschodniej (Uśakovo), przeciętnie odpowiednio 19 i 25 III. Mają na to wpływ surowsze warunki klimatyczne w rejonach wschodnich oraz przeważający w okresie zimowo-wiosennym wiatr z kierunków zachodnich (SW-W). Wiatr z tych kierunków przyczynia się nie tylko do rozpadu pokrywy lodowej, ale także wywołuje dryf lodu w kierunkach wschodnich, wcześniej uwalniając od lodu zachodnie rejonu zalewu.

Wcześniej lód zanikał na Zalewie Puckim (Puck), przeciętnie 10 III, a najwcześniej na Zalewie Szczecińskim w jego części zachodniej (Karnin, Niemcy) w dniu 3 III, a następnie w części wschodniej zalewu (Trzebież) w dniu 8 III. Ekstremalnie, podobnie jak dla wartości przeciętnych, najpóźniej zanik ostatniego lodu odnotowano na Zalewie Wiślanym w jego części wschodniej w miejscowościach Uśakovo i w Bałtiju (Rosja), odpowiednio 22 i 23 IV 1958 roku, a wcześniej – w części zachodniej w Tolkmicku 19 IV 1996 roku. Wcześniej zanikł on na Zalewie Puckim – 12 IV 1963 roku, a na Zalewie Szczecińskim w dniu 10 IV 1970 roku. Należy zauważyć, że były to zimy zaliczane do surowych, w których lód utrzymywał się najdłużej.

W portach przeciętnie ostatni lód zanika na przełomie lutego i marca w przedziale od 19 II w Ustce do 5 III w Świnoujściu (tabela 1.1). Stosunkowo późny zanik lodu w Świnoujściu spowodowany był napływem lodu z Zalewu Szczecińskiego. Ekstremalnie najpóźniej w portach lód zanikł na przełomie marca i kwietnia – od 24 III 1947 roku w Kołobrzegu do 9 IV 1970 roku w Świnoujściu. Stosunkowo późny zanik lodu w Świnoujściu, podobnie jak dla wartości przeciętnych, spowodowany był napływem lodu z Zalewu Szczecińskiego. Należy tu zaznaczyć, że zdecydowanie większa część lodu na Zalewie Szczecińskim topnieje na miejscu. Najwięcej lodu odpływa kanałami Piastowskim i Mielenkim (Świną) do morza. Sprzyja temu intensywny ruch statków na zalewie i kanałach. Natomiast niewiele lodu odpływa do morza Dziwną i Pianą.

Na morzu ostatni lód zanikał w podobnym okresie jak w portach. Przeciętnie zanika on na przełomie lutego i marca, w przedziale od 22 II w rejonie Darłowa do 9 III w rejonie Arkony. Na polskim wybrzeżu lód najczęściej zanikał na początku

marca – najpóźniej 8 III w rejonie Helu (Hel W – na zachód od Helu). Napływa on tam z Zalewu Puckiego, na którym przeciętnie utrzymuje się do 10 III. Ekstremalnie późniejszy termin zaniku ostatniego lodu na morzu odnotowano w rejonie Kołobrzegu w dniu 11 IV 1956 roku. Również w pozostałych rejonach morza ostatni lód zanikał w kwietniu, najwcześniej w rejonie Helu N – 1 IV 1947 roku. Stosunkowo wczesnemu zanikowi lodu w rejonie Helu N sprzyjało sąsiedztwo głębokich, stosunkowo ciepłych wód Zatoki Gdańskiej.

Rodzajami ostatniego lodu są przeważnie drobna kora i gruz lodowy pochodzący z rozpadającej się pokrywy lodowej. Nie uwzględnia się lodu osiadłego (spiętrzonego) na gruncie. Te osiadłe formy lodu, jak na przykład zwały lodowe, mogą przetrwać nawet do maja. Podobnie wały śryżowe osiadłe na brzegu znacznie dłużej się utrzymują niż lód pływający.

1.3. Długość sezonu lodowego (sezon lodowy)

Najdłużej lód utrzymuje się na jeziorach i zalewach przybrzeżnych (tabela 1.2, rys. 1.3). Na jeziorach przeciętna długość sezonu lodowego wynosiła od 85 (Jamno) do 98 dni (Łebsko), a ekstremalnie najdłużej od 134 (Jamno, 1963/1964) do 160 dni (Gardno, 1979/1980). Oprócz Zalewu Wiślanego podobnie było na pozostałych zalewach. Tam przeciętnie lód występuje przez ponad 100 dni – od 104 dni w Tolkmicku i Krasnoflotskoje (Rosja) do 110 dni w miejscowości Uśakovo. Znacznie krócej sezon lodowy trwa na Zalewie Puckim – 77 dni i na Zalewie Szczecińskim – od 71 dni w Ueckermünde (Niemcy) do 82 dni w Kamminke (Niemcy). Na terytorium polskim Zalewu Szczecińskiego w Trzebieży długość tego sezonu wynosiła 73 dni. Stosunkowo długiemu zaleganiu lodu w Kamminke sprzyjają warunki fizjograficzne – położenie w północnej, osłoniętej zatoczce zalewu i ekspozycja na najczęściej występujący wiatr z kierunku SW. Ekstremalnie najdłuższy sezon lodowy odnotowano również na Zalewie Wiślanym. Najdłuższy był w Krasnoflotskoje i wynosił 166 dni w zimie 1979/1980, a w Tolkmicku 151 dni w zimie 1962/1963. Krótszy sezon lodowy był na Zalewie Puckim – 139 dni w zimie 1954/1955 i na Zalewie Szczecińskim w Trzebieży – 135 dni również w tym samym sezonie. Mimo iż sezon lodowy 1954/1955 nie był zimą surową, a tylko umiarkowaną, to jednak bardzo wcześnie pojawił się wówczas lód w Pucku i Trzebieży, odpowiednio 22 i 24 XI, a zanikł bardzo późno, odpowiednio 9 i 7 IV. W środkowej części tej zimy – w grudniu i styczniu nastąpiło ocieplenie i był to okres bez lodu.

Tabela 1.2. Długość sezonu lodowego i liczba dni z lodem na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000

Akwen	Długość sezonu lodowego (liczba dni)		Liczba dni z lodem		Zimy bez lodu
	najdłuższy	średni	największa	średnia	
	akweny osłonięte				
Tolkmicko, Zalew Wiślany	151	104	138	88	0
Świbno, Ujście Wisły	132	76	118	57	0
Gdynia, port	107	34	105	23	12
Puck, Zalew Pucki	139	77	128	62	1
Ustka, port	108	42	90	20	9
Kołobrzeg, port	100	38	91	19	11
Świnoujście, port	121	60	109	39	4
Trzebież, Zalew Szczeciński	135	73	123	56	4
Szczecin, port	114	53	112	33	7
akweny nieosłonięte (morze)					
Krynica Morska	77	12	62	5	31
Gdynia	107	32	87	18	18
Hel W	77	15	68	9	31
Hel N	70	5	58	3	44
Rozewie	99	16	86	9	32
Łeba	105	18	95	9	27
Ustka	92	15	90	10	27
Darłowo	98	15	98	10	24
Kołobrzeg	102	22	95	14	23
Świnoujście	109	42	108	27	13

Źródło: opracowanie własne.

Wyraźnie krótsze sezony lodowe były w portach. Dla wartości przeciętnych sezon ten zawierał się w przedziale od 28 dni w Sassnitz do 60 dni w Świnoujściu. Długi sezon był również w porcie Szczecin, gdzie wyniósł 53 dni (tabela 1.2).

Długie sezony lodowe w portach Świnoujście i Szczecin spowodowane były napływem lodu, odpowiednio z Zalewu Szczecińskiego i Odry. Ekstremalnie najdłuższe sezony lodowe w portach zawierały się w przedziale od 92 dni w Sassnitz do 121 dni w Świnoujściu. Najdłuższy sezon odnotowany w porcie Świnoujście wynoszący 121 dni wystąpił w surowej zimie 1969/1970. Podobnie długi sezon lodowy zarejestrowano w Szczecinie – 114 dni i również dotyczył zimy surowej 1995/1996.

Na morzu długość sezonów lodowych była znacznie krótsza i dość zróżnicowana. Wartości przeciętne zawierały się w przedziale od 5 dni w rejonie Helu N do 42 dni w rejonie Świnoujścia (tabela 1.2). Długi sezon był również w rejonie Koserow, gdzie wyniósł 38 dni. Należy zauważyć, że Świnoujście i Koserow są położone nad Zatoką Pomorską, która jest stosunkowo płytka w porównaniu z innymi nieosłoniętymi akwenami południowego Bałtyku. Ponadto na długość sezonów lodowych w tych rejonach mogą oddziaływać napływające lody z Odry i Zalewu Szczecińskiego. Natomiast w rejonie Helu N na stosunkowo krótki sezon (5 dni) miała wpływ duża liczba zim bez lodu (ponad 80%), która rzutowała na wartość średnią. Ekstremalnie najdłuższe sezony lodowe na morzu były znacznie krótsze niż na zalewach i w portach. Zawierały się one bowiem w przedziale od 70 dni w rejonie Helu N w zimach 1962/1963 i 1986/1987 do 114 dni w rejonie Koserow w zimie 1968/1969. Na terytorium polskim najdłuższy sezon – 109 dni odnotowano w rejonie Świnoujścia w zimie 1946/1947. Były to surowe zimy na południowym wybrzeżu Bałtyku.

1.4. Liczba dni z lodem

Podobnie jak w przypadku długości sezonu lodowego liczba dni z lodem była największa na akwenach osłoniętych, a zwłaszcza na zalewach (rys. 1.4). Przeciętna liczba dni z lodem na Zalewie Wiślanym wynosiła 88 dni, a dalej na zachód na Zalewie Puckim już tylko 62 dni (tabela 1.2). Zbliżone wartości jak na Zalewie Puckim były również na Zalewie Szczecińskim. Tam liczby dni z lodem wahały się w przedziale od 56 w Trzebieży do 72 dni w Kamminke. Podobne wartości występowały na jeziorach przybrzeżnych. Należy tu wspomnieć, że najbardziej zlodzone są północne i północno-wschodnie rejon tych akwenów. Na Zalewie Szczecińskim takim rejonem jest Zatoka Płocińska, położona w jego północno-wschodniej części. Ekstremalnie największą liczbę dni z lodem odnotowano na Zalewie Wiślanym w Tolkmicku, gdzie wynosiła 138 dni w zimie surowej 1969/1970. Wartości te były mniejsze na Zalewie Puckim i Zalewie Szczecińskim. Na Zalewie Szczecińskim ekstremalnie największe w wieloleciu liczby dni z lodem zawierały się w przedziale od 123 w Trzebieży w zimie 1969/1970 do 135 dni w Karninie, również w tej samej zimie.

W portach liczba dni z lodem była wyraźnie mniejsza niż na zalewach. W wartościach przeciętnych wahała się w przedziale od 19 dni w Kołobrzegu do 39 dni w Świnoujściu (tabela 1.2). Na tę stosunkowo dużą liczbę dni z lodem w Świnoujściu miał wpływ lód napływający z Zalewu Szczecińskiego. Liczba dni z lodem była też duża w Szczecinie, gdzie wynosiła 33 dni. Ekstremalnie największa liczba dni z lodem w portach zawierała się w przedziale od 79 dni w Sassnitz w zimie 1969/1970 do 112 dni w Szczecinie w zimie 1995/1996. W Szczecinie, podobnie jak w Świnoujściu, na tę stosunkowo dużą wielkość miał wpływ lód napływowy. Mała liczba dni z lodem w porcie Sassnitz spowodowana może być brakiem napływu lodu rzecznego oraz znaczącym oddziaływaniem stosunkowo ciepłych wód morskich zimą.

Na morzu liczba dni z lodem była mniejsza niż w portach i znacznie mniejsza niż na jeziorach i zalewach. W warunkach przeciętnych zawierała się w dość szerokich granicach – od 3 dni w rejonie Helu N do 28 dni w rejonie Koserow. Duża liczba dni z lodem była też w rejonie Świnoujścia, gdzie wynosiła 27. Ekstremalnie największe liczby dni z lodem na morzu zawierały się w przedziale od 58 w rejonie Helu N do 108 dni w rejonie Świnoujścia w zimie bardzo surowej 1946/1947. Duża liczba dni z lodem była też w rejonie Koserow – wynosiła tam 101 dni w zimie 1969/1970. Stosunkowo duże liczby w rejonach Świnoujście i Koserow mogą wynikać z ich położenia nad płytkimi wodami Zatoki Pomorskiej, a także z możliwości napływu lodu rzecznego i zalewowego do tych rejonów.

1.5. Maksymalna grubość lodu

Największa maksymalna grubość lodu występowała na jeziorach i zalewach przybrzeżnych (rys. 1.5, tabela 1.3). Na jeziorach przeciętna maksymalna grubość lodu była mało zróżnicowana i wyniosła od 22 cm na Jamnie do 24 cm na Gardnie, a wartości ekstremalnie najwyższe wahały się w przedziale od 45 cm na Jamnie (1969/1970) do 52 cm na Łebskim (1978/1979). Oprócz Zalewu Wiślanego podobne grubości lodu wystąpiły na pozostałych zalewach. Na Zalewie Wiślanym w Tolkmicku przeciętnie maksymalna grubość lodu wynosiła 31 cm (tabela 1.3). Na Zalewie Puckim grubość lodu była niższa i wynosiła 22 cm, a na Zalewie Szczecińskim w Trzebieży – już tylko 18 cm. Można zauważyć, że na jeziorach i zalewach położonych bardziej na zachód grubość lodu malała, na co miały wpływ łagodniejsze warunki klimatyczne. Ekstremalnie największą grubość lodu, podobnie jak dla wartości przeciętnych, również odnotowano na Zalewie Wiślanym, a także na Zalewie Puckim, gdzie osiągnęły 70 cm, odpowiednio w zimach 1969/1970 i 1962/1963. Natomiast na Zalewie Szczecińskim grubość ta wyniosła 60 cm w zimie 1946/1947. Były to najsurowsze zimy

na naszym wybrzeżu. Należy tu wspomnieć, że surowsze warunki lodowe występują na Zalewie Kurońskim, gdzie ekstremalnie największa grubość lodu dochodzi do 90 cm (Zorina 1965; Sergiejewa 1983; Kozlov i in. 2020). Zalew ten położony jest na południowo-wschodnim wybrzeżu Bałtyku, gdzie warunki klimatyczne są surowsze niż na pozostałych zalewach południowego wybrzeża Bałtyku.

Tabela 1.3. Maksymalna grubość lodu na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000

Akwen	Maksymalna grubość lodu (cm)		Zimy bez lodu
	średnia	największa	
	akweny osłonięte		
Zalew Wiślany, Tolkmicko	31	70	0
Gdynia, port	13	50	12
Zalew Pucki, Puck	22	70	1
Ustka, port	10	50	9
Kołobrzeg, port	11	50	11
Świnoujście, port	16	50	4
Zalew Szczeciński, Trzebież	18	60	4
Szczecin, port	13	32	7
	akweny nieosłonięte (morze)		
Krynica Morska	5	30	31
Gdynia	11	50	18
Hel W	9	50	31
Hel N	5	50	44
Rozewie	7	45	32
Łeba	8	45	27
Ustka	8	45	27
Darłowo	9	40	24
Kołobrzeg	9	40	23
Świnoujście	12	50	13

Źródło: opracowanie własne.

W portach maksymalna grubość lodu była niższa niż na zalewach. Wartości średnie zawierały się w przedziale od 11 cm w Kołobrzegu do 16 cm w Świnoujściu (tabela 1.3). Na wyższe wartości w porcie Świnoujście mógł mieć wpływ lód napływający z Zalewu Szczecińskiego. Ekstremalnie najwyższe wartości maksymalnej grubości lodu w portach dochodziły do 50 cm w najsurowszej zimie po II wojnie światowej – 1946/1947.

Na morzu ze względu na dużą liczbę dni bez lodu (wartość 0) średnie maksymalne grubości lodu były wyraźnie niższe. Wahwały się one od 5 cm w rejonach Krynicy Morskiej i Helu N do 12 cm w rejonie Świnoujścia (tabela 1.3). Ta stosunkowo duża grubość lodu na morzu w rejonie Świnoujścia spowodowana była częstym napływem lodu z Zalewu Szczecińskiego. Stosunkowo duża grubość lodu była również w rejonie Gdyni, gdzie wynosiła 11 cm, co mogło być związane również z częstym napływem lodu z Zatoki Puckiej.

Należy zauważyć, że w rejonach Świnoujścia i Gdyni było stosunkowo mało dni bez lodu, co mogło mieć wpływ na stosunkowo dużą średnią grubość lodu. Ekstremalnie największe maksymalne grubości lodu na morzu były niższe niż w portach i na zalewach. Zawierały się one bowiem w przedziale od 30 cm w rejonie Krynicy Morskiej do 50 cm w rejonach Gdyni, Helu N i Helu W – w zimie 1962/1963. Można zauważyć, że te ekstrema grubości lodu w zimach bardzo surowych są zbliżone w wielu punktach pomiarowych, a nawet przeważnie są takie same.

1.6. Podsumowanie

Stwierdzono wyraźne zróżnicowanie warunków lodowych między akwenami osłoniętymi i nieosłoniętymi. Na jeziorach i zalewach przybrzeżnych zjawiska lodowe znacznie wcześniej pojawiają się i później zanikają niż wzdłuż strefy przybrzeżnej Bałtyku. Wcześniej tworzą się i później zanikają na jeziorach i zalewach we wschodniej części niż w zachodniej części naszego wybrzeża. O takim zróżnicowaniu przestrzennym tych terminów decydują głównie warunki klimatyczne. Z kolei na akwenach nieosłoniętych, poza zatokami Pomorską i Gdańską, brak jest wyraźnego zróżnicowania warunków lodowych. Na zatokach tych występują znacznie surowsze warunki lodowe, zwłaszcza w ujściach Odry i Wisły, co związane jest z napływem lodu rzecznego. Zróżnicowanie terminów pojawiania i zaniku lodu rzutuje na długość sezonu lodowego, a także na liczbę dni z lodem. Najdłuższe sezony lodowe i największe liczby dni z lodem występują na jeziorach i zalewach przybrzeżnych, zwłaszcza na Zalewie Wiślanym.

Znacznie mniejsze wartości dotyczą akwenów nieosłoniętych, zwłaszcza rejonów wschodnich (Hel, Krynica Morska). Podobnie jak pozostałe parametry lodowe również maksymalna grubość lodu w sezonie wykazuje największe wartości na jeziorach i zalewach przybrzeżnych. Grubość lodu wyraźnie zwiększa się z zachodu (Jamno, Zalew Szczeciński) na wschód (Łebsko, Zalew Kuroński), co uwarunkowane jest głównie warunkami klimatycznymi. Natomiast w portach występują pośrednie (przejściowe) warunki lodowe między jeziorami i zalewami przybrzeżnymi a strefą przybrzeżną Bałtyku (akweny nieosłonięte).

Rozdział 2

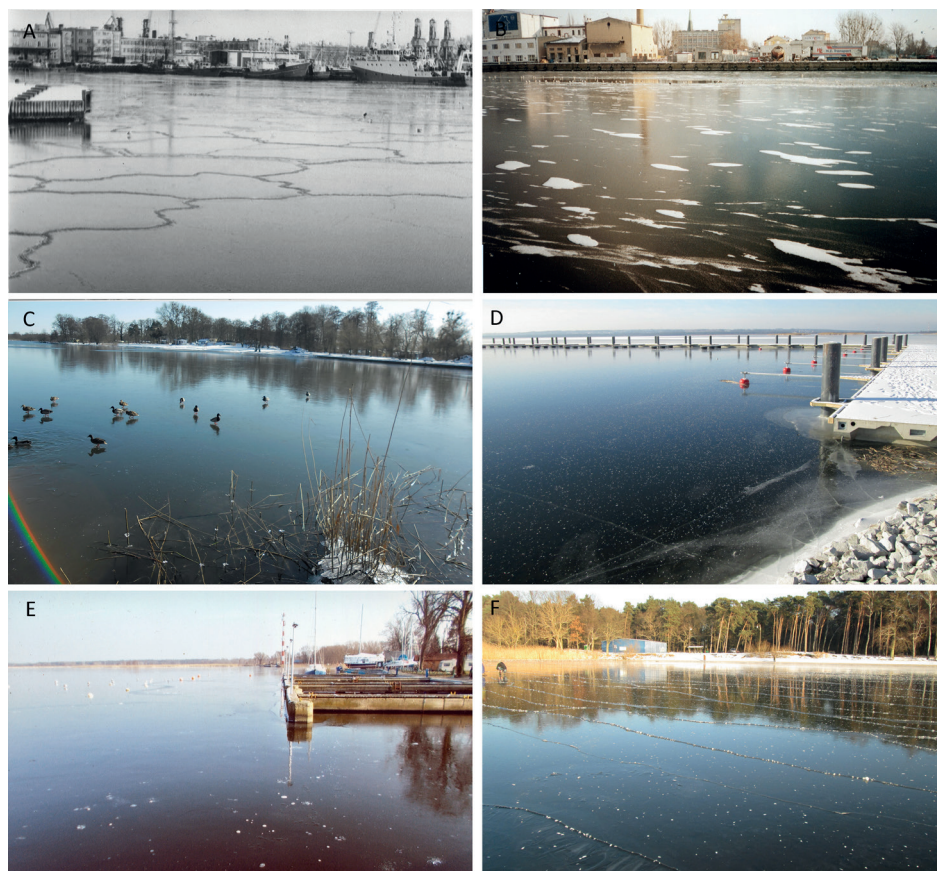
Zjawiska i krajobrazy lodowe

Wiele ciekawych zjawisk lodowych zostało uwiecznionych na fotografiach zamieszczonych w specjalistycznych publikacjach: albumach lodowych (Jevgenov 1955), katalogach zlodzenia (WMO 1970; Girjatowicz 2007) czy w monografiach lodowych (Zakrzewski 1983b). Dużo ciekawych fotografii ukazujących zjawiska lodowe na polskim wybrzeżu, a zwłaszcza w rejonie ujścia Odry, zawierają prace opisujące walory turystyczne zjawisk lodowych (Girjatowicz 2015b, 2016).

Zjawiska lodowe pojawiają się na wszystkich wodach, ale z różną częstością i natężeniem. Najczęściej, prawie corocznie, występują na jeziorach i zalewach przybrzeżnych, a nieco rzadziej w ujściach rzek i w portach. Znacznie rzadziej lód pojawia się na morzu, zwłaszcza w strefach położonych blisko wód głębokich (rejon Helu czy Krynicy Morskiej). W zależności od rodzaju akwenu różnią się one zróżnicowanymi i dominującymi rodzajami lodu. Na jeziorach i zalewach najczęściej występuje szkło lodowe, przekształcające się w stałą pokrywę lodową. Na rzekach, oprócz lodu brzegowego, dominuje lód pływający: śryż, krążki i kra lodowa. Natomiast na morzu najczęściej występują lepa lodowa, kra i gruz lodowy, a na brzegu wał śryżowy. Należy jednak zaznaczyć, że podczas zim surowych, a zwłaszcza bardzo surowych, na wszystkich akwenach przybrzeżnych dominować będzie stała pokrywa lodowa (stały lód), a na morzu – stały lód przybrzeżny (przylepa).

Rodzaje lodu zmieniają się również w zależności od stadium ich rozwoju. Na początku sezonu lodowego występują: zawiesina kryształków lodu, śryż, lepa lodowa, szkło oraz krążki lodowe. W wyniku dalszego zamarzania i narastania grubości lodu tworzy się stała pokrywa lodowa. Po rozpadzie stałej pokrywy lodowej

(ruszenie lodów) pojawiają się pola lodowe, a przy dalszej dezintegracji – kra i gruz lodowy. Przy sprzyjających warunkach dynamicznych (silnym wietrze) może pojawić się lód nawarstwiony i spiętrzony. Te i inne zjawiska lodowe zostały przedstawione na 134 fotografiach i opisane. Zwrócono uwagę na ciekawe formy lodowe i ich proces tworzenia się.



Rys. 2.1. Szkło lodowe: A – w porcie Gdynia, 6 II 1996; B – na Odrze Zachodnie w centrum Szczecina, 7 I 2009; C – na Kanale Odyńca, Szczecin-Dziewoklicz, 23 III 2013; D – w porcie Lubczyna, 25 I 2014; E – na Zatoce Nowowarpieńskiej, Nowe Warpno, 9 II 2018; F – na Zalewie Szczecińskim, Czarnocin, 25 I 2014

Na rys. 2.1A–F zaprezentowano szkło lodowe na wybranych akwenach naszego wybrzeża. Szkło lodowe należy do jednych z pierwszych postaci świeżego lodu o grubości do 5 cm. Tworzy się podczas bezwietrznej pogody lub słabego wiatru na wodzie niesfalowanej. Najpierw szkło lodowe rozprzestrzenia się od strefy

brzegowej. Początkowo można zaobserwować poszczególne cienkie kilkumilimetrowe płyty szkła, które łącząc się, przekształcają się w stały lód. Takie cienkie płyty szkła lodowego pokazano w basenie portowym w Gdyni (rys. 2.1A). Szkło lodowe może pojawić się również na rzekach o bardzo słabych prądach, zwłaszcza w oddaleniu od nurtu rzeki (lód brzegowy). Takie szkło lodowe pokazano na Odrze Szczecińskiej, gdzie widoczna jest płona prądowa (rys. 2.1B). Na lodzie widoczne są również białe płyty śniegu. Na rys. 2.1C pokazano cienkie szkło lodowe na Kanale Odyńca w Szczecinie-Dziewokliczu. Łatwiejsze warunki do tworzenia się szkła lodowego występują na jeziorach, zwłaszcza w rejonach zacisznych (rys. 2.1D). Na fotografii pokazano szkło lodowe na jeziorze Dąbie w basenie portu jachtowego w miejscowości Lubczyna. Podobne warunki występują w zacisznych zatoczkach Zalewu Szczecińskiego (rys. 2.1E i F). Na rys. 2.1E widoczne jest szkło lodowe w Zatoce Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego w rejonie portu rybackiego w Nowym Warpnie. Z kolei na rys. 2.1F pokazano podłużne tafle szkła lodowego, przekształcające się w stałą pokrywę lodową na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Czarnocin.



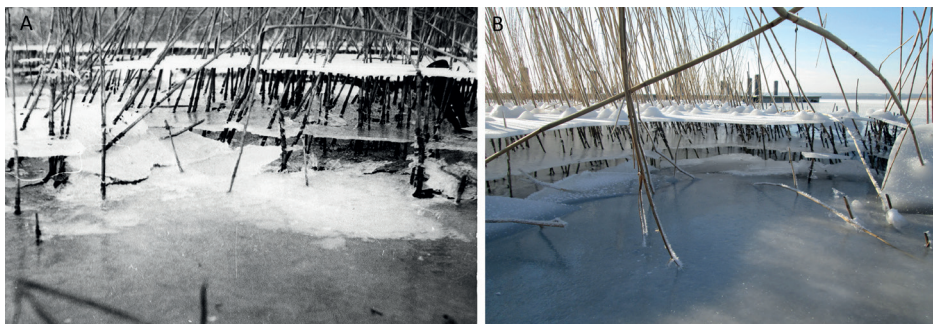
Rys. 2.2. „Ścieżki szczęścia” na lodzie: A – na szkle lodowym przy półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 27 I 1993; B – na Kanale Ustowskim, Ustowo, 21 XII 2012; C – na Zalewie Szczecińskim, Kopice, 15 II 2017; D – na Zatoce Skoszewskiej, Zagórze, 6 II 2016

W dni słoneczne na powierzchni lodu, zwłaszcza na szkłe lodowym, można zaobserwować efekty fotooptyczne, jak na przykład „ścieżki szczęścia” (rys. 2.2A–D). Ścieżki takie na powierzchni szkła lodowego pokazano na zalanym półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego (rys. 2.2A), Kanale Ustowskim, położonym w obrębie Międzyodrza na południe od Szczecina (rys. 2.2B) i na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Kopice (rys. 2.2C). Na rys. 2.2D widoczna jest natomiast „ścieżka szczęścia” na topniejącej i rozpadającej się pokrywie lodowej na Zatoce Skoszewskiej Zalewu Szczecińskiego w rejonie miejscowości Zagórze.

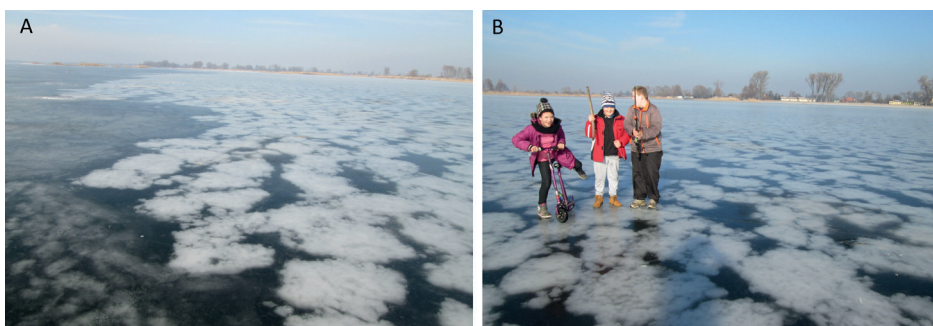
Cienkie szkła lodowe w trzcinach mogą występować w formie kilku warstw (poziomów), które powstają wskutek obniżania się poziomu wody. Najwyższy poziom szkła tworzy się najwcześniej, najniższy – najpóźniej, a różnica wysokości między nimi wskazuje, o ile obniżył się poziom wody na akwenie. Lód wielopoziomowy tworzy się na początku sezonu (okresu) lodowego, kiedy następuje zmiana kierunku wiatru na naszym wybrzeżu, z kierunków dolądowych (W-NE) na kierunki odlądowe (E-SW), a tym samym spadek poziomu wody na akwenach znajdujących się w strefie przejściowej między morzem a wodami śródlądowymi. Takie zjawiska lodowe często można zaobserwować na zalewach i jeziorach przybrzeżnych (rys. 2.3A i B). Na fotografii pokazano trzy poziomy szkła lodowego na jeziorze Dąbie w Szczecinie Dąbiu (rys. 2.3A) i w rejonie miejscowości Lubczyna (rys. 2.3B).

Świeże postacie lodu, jak: szkło lodowe, sryż czy lepa, w wyniku narastania grubości lodu przekształcają się w stałą pokrywę lodową. Na rys. 2.4A i B widoczne są płyty lepy śniegowej, wmarzniete w krystaliczny lód, tworzący stałą pokrywę lodową na jeziorze Dąbie w rejonie miejscowości Lubczyna.

Na jeziorach najczęściej występującym rodzajem lodu jest stała pokrywa lodowa (stały lód), zwłaszcza na płytkich jeziorach przybrzeżnych. Na rys. 2.5A–D pokazano stałą pokrywę lodową w północnej części jeziora Łebsko w rejonie wydmy Madwiny. Lód płaski rozciąga się na całej powierzchni jeziora Łebsko (rys. 2.5A i B). W strefach przybrzeżnych na krawędziach spłyceń (mielizn) widoczny jest lód spiętrzony (rys. 2.5C). W dniu, w którym wykonano zdjęcie, wysokość spiętrzeń lodowych dochodziła do 1,5 m. Strefy przybrzeżne u podnóża wędrujących wydmy są bardzo spłycone, tak że na powierzchni wody uwidaczniają się łachy piaszczyste (rys. 2.5D). Piasek osypujący się z wydmy do jeziora był niwelowany i równomiernie rozprowadzany przez prądy i fale w strefie przybrzeżnej.



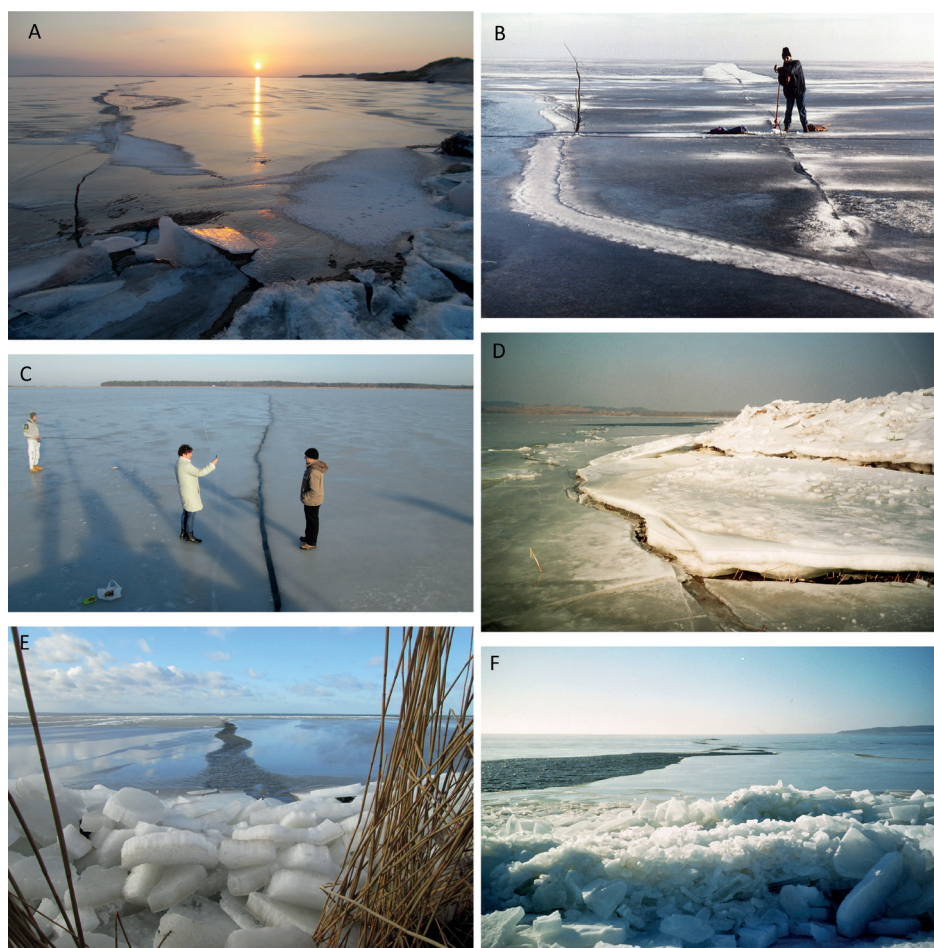
Rys. 2.3. Lód „wielopoziomowy” na jeziorze Dąbie: A – Szczecin-Dąbie, 8 XII 1978; B – Lubczyna, 25 I 2014



Rys. 2.4. Lepa śniegowa wmarznięta w pokrywie lodowej na jeziorze Dąbie w rejonie Lubczyny: A i B – 16 II 2017



Rys. 2.5. Lód u podnóża wydym łębskich w Madwinach: A i B – 14 II 2018; C i D – 19 XII 2002



Rys. 2.6. Szczeliny w lodzie: A – na jeziorze Łebsko w Madwinach, 14 II 2018; na Zalewie Szczecińskim: B – Miroszewo, 15 I 1997; C – Nowe Warpno, 9 I 2016; D – przy półwyspie Rów, 2 III 2011; E – Czarnocin, 28 I 2016; F – przy półwyspie Rów, 5 III 2011

W stałej pokrywie lodowej często pojawiają się większe lub mniejsze szczeliny. Przyczyn ich powstania może być wiele, jak zmiany termiczne, wahania poziomu wody czy ruchy lodu spowodowane działaniem prądów i wiatru. Szczeliny w pokrywie lodowej występujące na jeziorach i zalewach przybrzeżnych zaprezentowano na rys. 2.6A–F. Na rys. 2.6A pokazano stałą pokrywę lodową ze szczeliną spowodowaną prawdopodobnie ruchami lodu, wywołanymi działaniem wiatru na jeziorze Łebsko w rejonie wydmy Madwiny. Świadczą o tym deformacje lodu w strefie

brzegowej. Podobne szczeliny powstały na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Miroszewo. Świadczyć o tym może widoczne na fotografii w oddali spiętrzenie lodu (rys. 2.6B). Dostrzegalne na rys. 2.6C i D szczeliny lodowe powstały natomiast w wyniku wahań poziomów wody. Na rys. 2.6C widoczna jest szczelina dzieląca wody przybrzeżne od wód otwartych Zatoki Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego. Bardziej wyraźne szczeliny powstały w wyniku obniżania się poziomu wody wzdłuż brzegu półwyspu Rów Zalewu Szczecińskiego (rys. 2.6D). Na fotografii tej znajdują się pasma lodu osiadłego, położonego na różnych wysokościach (poziomach). W głębi ładu widoczny jest zwał lodowy. Podczas dryfu lodu mogą pojawić się między polami lodowymi przerwy w lodzie o zróżnicowanych szerokościach (rys. 2.6E i F). Przerwę w lodzie o szerokości kilku metrów pokazano na rys. 2.6E na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Czarnocin. Przerwom tym towarzyszy lód nawarstwiony (w głębi fotografii) i lód spiętrzony na brzegu. Z kolei na rys. 2.6F widoczna jest szersza przerwa w pokrywie lodowej w rejonie półwyspu Rów. Na brzegu tego półwyspu obecne są grzbiety zwałów lodowych.

W stałym lodzie występują również zwarte szczeliny, na których krawędziach ujawniają się niewielkie nasunięcia lodu (rys. 2.7A–D). Na rys. 2.7A zaprezentowano zwartą i zamrożoną szczelinę przebiegającą prostopadle do cieśniny, od brzegu polskiego (Nowe Warpno) do brzegu niemieckiego (Altwarp), oddzielającą Zatokę Nowowarpieńską Zalewu Szczecińskiego od Jeziora Nowowarpieńskiego. Powstała ona w wyniku naporu lodu od zatoki w kierunku jeziora, kiedy jeszcze na tych akwenach występowała pokrywa ze szkła lodowego. Czynnikiem wywołującym ruch lodu był wiatr wiejący z kierunków północnych. Podobna szczelina oddziela płytkie wody plażowe Nowego Warpna od otwartych wód Jeziora Nowowarpieńskiego (rys. 2.7B). Innym rodzajem takich zwartych szczelin jest tak zwana linia ścięcia (*shear line*). Powstaje ona między dryfującym i nieruchomym lodem. Taką linię ścięcia pokazano na jeziorze Jamno w rejonie uroczyska Czajcze (rys. 2.7C). Linia ta oddzielała od strony brzegu silnie zwarty, ściśnięty i nieruchomy lód od dryfujących krążków lodowych od strony otwartych wód jeziora. Podobną linię rozdzielającą ściśnięty, stłoczony i nieruchomy lód występujący w strefie przybrzeżnej od pływających płyt szkła lodowego pokazano na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Podgrodzie (rys. 2.7D). Linie ścięcia powstają zwykle na początku sezonu lodowego i oddzielają lód wcześniej utworzony (brzegowy) od lodu późniejszego, tworzącego się na otwartych głębszych wodach. Należy tu wyjaśnić, że w dniach wykonywanych zdjęć, zarówno na jeziorze (rys. 2.7C), jak i na zalewie (rys. 2.7D), występowała już stała pokrywa lodowa. Najczęściej linie ścięcia można zaobserwować na rzekach (por. Grześ 1991).



Rys. 2.7. Zwarte szczeliny w lodzie: A i B – na Jeziorze Nowowarpieńskim, Nowe Warpno, 14 II 2017; C – linie ściegą w lodzie na jeziorze Jamno, rejon uroczyska Czajcze, 9 XII 2002; D – na Zalewie Szczecińskim, Podgródzie, 1 II 2012

W pokrywie lodowej oprócz szczelin i przerw w lodzie pojawiają się przestrzenie wolne od lodu o nieregularnym kształcie zwane płonami (*polynya*). Powstają one głównie na skutek prądów wody i wiatru. Płony prądowe pojawiają się najczęściej na rzekach w rejonach mostów i wzmożonych prądów (rys. 2.8A–F). Na zdjęciu pokazano płony prądowe w rejonie mostów Cłowego w Szczecinie Dąbie (rys. 2.8A), Pomorzań w Szczecinie Dziewokliczu (rys. 2.8B) i Długiego w centrum Szczecina (rys. 2.8C). Często na tych wodach wolnych od lodu żeruje wodne ptactwo. Na początku sezonu lodowego mogą występować przestrzenie wodne na cienkich pokrywach lodowych. Płonę przybrzeżną na szkle lodowym zaobserwowano na Dziwnie w Wolinie (rys. 2.8D). Płony występują również z dala od brzegu. Jedną z nich, zlokalizowaną na Zalewie Szczecińskim w rejonie Cypla Miroszewskiego, przedstawiono na rys. 2.8E. W rejonie tym występują silniejsze prądy wody. Kolejną przyczyną był stosunkowo silny wiatr. Na rys. 2.8E oprócz płony widoczny jest lód nawarstwiony i spiętrzony. Innym rodzajem płon są ich formy koliste, powstające na brzegach

bagnistych – na oparzeliskach. Są to miejsca przeważnie trudno zamarzające wskutek wydzielania ciepła związanego z procesami rozkładu materiału organicznego. Taką płonę o kształcie owalnym zlokalizowaną na południowym brzegu Zatoki Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego reprezentuje rys. 2.8F.



Rys. 2.8. Płony w lodzie: A – na Regalicy w rejonie Szczecina-Dąbie, 8 I 2009; B – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 6 I 2016; C – na Odrze Zachodniej w centrum Szczecina, 10 II 2021; D – na Dziwnie w Wolinie, 14 XII 2022; E – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 1 II 2012; F – na Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego (półwysp Rów), 2 IV 2013



Rys. 2.9. Podłużne płyny prądowe w lodzie: A – na Starej Łebie w Izbicy, 28 XII 2000; B – na jeziorze Gardno w Gardnie Wielkiej, 7 III 2001; C – na Nurcie Jamieńskim, 9 XII 2002; D – na Kanale Szczuczym koło Dąbkowic, 9 XII 2002; E – na Kanale Parnica w Szczecinie, 17 I 2017; F – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 2 I 2011

Podłużne płyny w ujściach rzek i kanałów przedstawiono na rys. 2.9A–F. Prąd rzek uchodzących do akwenu pokrytego lodem wypłukuje podłużną płyną prądową o różnej długości, w zależności od siły prądu, temperatury wody oraz grubości lodu na akwenu. Na rys. 2.9A pokazano szeroką i długą płyną prądową w ujściu Starej Łeby do jeziora Łebsko w miejscowości Izbica. Na pierwszym planie widoczne jest przybrzeżne szkło lodowe. Podobna płyną prądowa występowała w ujściu Łupawy

do jeziora Gardno w rejonie miejscowości Gardna Wielka (rys. 2.9B). Płona ta daleko wrzynała się w głąb grubej stałej pokrywy lodowej pokrytej śniegiem. Płony prądowe występują też w kanałach łączących jeziora z morzem. Na rys. 2.9C zaprezentowano płonę prądową na Nurcie Jamieńskim, odprowadzającym wody z jeziora Jamno do morza. Występowała ona w nurcie w środkowej części kanału. Na rys. 2.9D widać płonę przybrzeżną na Kanale Szczuczym, który łączy jezioro Bukowo z morzem. Na rys. 2.9E pokazano mozaikowy układ kry i gruzu lodowego, tworzący pokrywę lodową na Kanale Parnica w Szczecinie. W głębi fotografii słabo widoczna jest płona z krą i gruzem lodowym. Inny rodzaj płony prądowej, przypominający wyglądem kanał w lodzie, zaobserwowano w ujściu Kanału Odyniec do Odry Zachodniej w Szczecinie Dziewokliczu (rys. 2.9F). Wyższy poziom wody na Regalicy (prawej odnodze Odry w obrębie Szczecina) wywołał silny prąd wody przez Kanał Odyniec do Odry Zachodniej. Na pierwszym planie widoczna jest stała pokrywa utworzona ze zmarzniętej kry i gruzu lodowego na Odrze Zachodniej.

Pod koniec sezonu lodowego lód ulega zmurszeniu na skutek oddziaływania dodatknych temperatur powietrza i promieniowania słonecznego. Lód staje się początkowo mokry, pojawiają się kałuże i tworzą się przetainy. Przetainy to pionowe otwory w pokrywie lodowej, które powstały wskutek wytopienia przez powierzchniowe kałuże. Następnie powierzchnia lodu wysusza się (spływa) i ostatecznie lód łatwo rozsypuje się na niewielkie fragmenty. Taki zmuszały lód występujący pod koniec sezonu lodowego zaprezentowano na rys. 2.10A i B.



Rys. 2.10. Lód murszejący na Zalewie Szczecińskim: A – w Miroszewie, 16 IV 1996; B – w Sułominie, 24 II 2014

Na rys. 2.10A przedstawiono zmurszałą pokrywę lodową z przetainami i fragmentami lodu nasączonymi wodą (ciemny odcień) na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Miroszewo. Białe plamy na rozpadającej się pokrywie lodowej to resztki

lodu nawarstwionego i spiętrzonego, bardziej wysuszonego. Natomiast na rys. 2.10B pokazano zmurszałe fragmenty lodu (płyty) po stałej pokrywie lodowej na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Sułomino. Na zdjęciu można zauważyć, że strefa brzegowa jest wolna od lodu w wyniku szybszego nagrzewania powierzchni lądowej, spowodowanego większą absorpcją promieniowania słonecznego niż powierzchnia lodowa (wodna).



Rys. 2.11. Krążki lodowe: A – na Odrze w Gryfinie, 1 II 2014; B – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 3 III 2011; C – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 1 II 2012; D – na Zalewie Szczecińskim w Podgrodziu, 1 II 2012; E – na jeziorze Miedwie w Morzyczynie, 1 III 2011; F – na Zatoce Puckiej w Rewie, 6 II 1996

Przeważnie na początku sezonu lodowego pojawiają się, zwłaszcza na rzekach, krążki lodowe o średnicy dochodzącej do 3 m (Zakrzewski 1983b). Charakteryzują się one zazwyczaj kolistym kształtem z podniesionymi obrzeżami w wyniku zderzania się ze sobą podczas płynięcia i falowania. W wyniku słabego ruchu wód mogą tworzyć się one ze śryżu, lepy lub wskutek pęknięcia szkła lodowego, a podczas silniejszych ruchów wód z połamanego grubszego lodu. Krążki lodowe o zróżnicowanym wykształceniu pokazano na rys. 2.11A–F. Na rys. 2.11.A widoczne są słabo wykształcone krążki lodowe na Odrze Wschodniej w Gryfinie. Powstały one po wcześniej przeprowadzonym lodołamaniu na Odrze powyżej Gryfina. Typowy krążek lodowy dobrze wykształcony pokazano na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu (rys. 2.11B). Na obrzeżach tego kolistego krążka wyraźnie widoczny jest wianuszek startego białego lodu, przypominający wyglądem śnieg. Krążki lodowe tworzą się również na akwenach w wyniku falowania świeżych i drobnych postaci lodu. W zależności od czasu i siły falowania mogą mieć słabiej lub mocniej podniesione obrzeża krążków. Na rys. 2.11C i D przedstawiono słabo oraz wyraźnie wykształcone krążki lodowe na Zalewie Szczecińskim. W miejscowości Miroszewo obrzeża krążków były nieznacznie podniesione i wyglądem przypominały łuski zachodzące na siebie (rys. 2.11C). Natomiast w Podgrodziu obrzeża krążków miały wyraźny wianuszek startego lodu (rys. 2.11D). Pokazano również krążki lodowe w strefie brzegowej na jeziorze Miedwie w rejonie miejscowości Morzyczyn (rys. 2.11E) i na Zatoce Puckiej (Cypel Rewy) koło miejscowości Rewa (rys. 2.11F). Krążki przy wschodnim brzegu Cypla Rewy utworzyły się ze szkła lodowego na niewielkiej powierzchni wodnej między brzegiem a grubymi fragmentami lodu osiadłego na gruncie.

Groźnymi zjawiskami lodowymi na rzece są zatory lodowe. Jest to stłoczony lód, który zmniejsza lub blokuje przepływ wody w przekroju koryta rzeki. Na początku sezonu lodowego tworzą się zatory śryżowe utworzone ze śryżu, lepy i krążków śryżowych. Pod koniec sezonu, po rozpadzie stałego lodu, pojawiają się natomiast zatory lodowe powstałe z kry oraz gruzu lodowego. Zarówno jedno, jak i drugie prowadzą do wezbrania wody w rzece, co grozi przerwaniem wałów przeciwpowodziowych i wywołaniem groźnej powodzi. Na dolnej Odrze często można zaobserwować zatory lodowe przed mostami blokującymi spływ lodu, pochodzącego głównie z lodołamań – z górnych odcinków rzeki (rys. 2.12A–D). Na rys. 2.12A widoczny jest stłoczony gruz lodowy przed mostem Gryfitów w Szczecinie-Podjuchach. Na rys. 2.12B przedstawiono zator lodowy, który utworzył się z połamanego szkła lodowego przed

mostem na Dziwnie w Wolinie. Ten świeży lód spłynął z Zatoki Skoszewskiej Zalewu Szczecińskiego. Na rys. 2.12C przedstawiono natomiast niewielki zator lodowy, który powstał przed nieistniejącym już mostem na Kanale Odyńca w Szczecinie-Dziewokliczu. Znacznie większy zator lodowy zaobserwowano na Odrze Wschodniej w rejonie Widuchowej (rys. 2.12D). Na fotografii widać stłoczoną krę i gruz lodowy pokryty warstwą śniegu.



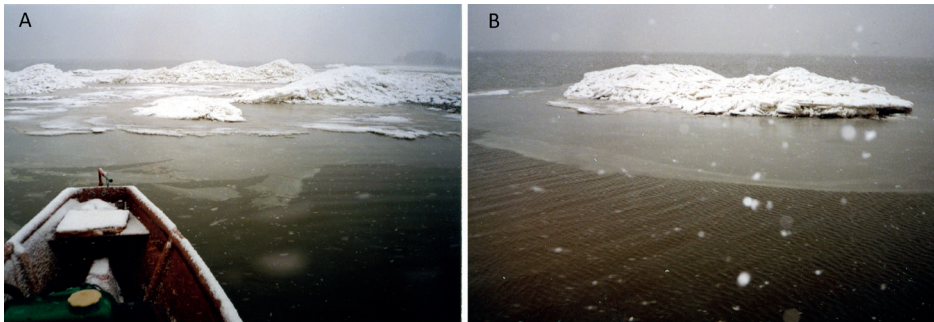
Rys. 2.12. Zatory lodowe na rzekach: A – na Regalicy w Szczecinie-Podjuchach, 2 I 2011; B – na Dziwnie w Wolinie, 21 I 2021; C – na Kanale Odyńca w Szczecinie-Dziewokliczu, 1 III 2011; D – na Odrze w Widuchowej, 29 XII 2010

Lód stłoczony można zaobserwować również na brzegach akwenów (rys. 2.13A i B). Na rys. 2.13A pokazano „jęzor” spiętrzonego gruzu lodowego powstałego z nasuwającej i łamiącej się tafli lodowej na zachodnim brzegu półwyspu Rów Zalewu Szczecińskiego. W głębi fotografii widoczny jest nawarstwiony i spiętrzony lód (biały kolor). Na rys. 2.13B ukazane jest natomiast pole lodowe nasunięte na ląd z jego obłamnymi i spiętrzonymi krawędziami na południowym brzegu Zalewu Szczecińskiego w rejonie Miroszewa. W głębi fotografii na horyzoncie widać lód spiętrzony (białe pasmo) na mieliźnie Wysoku Warpińskiego.



Rys. 2.13. Nasunięte na brzeg „języki” stłoczonego lodu na Zalewie Szczecińskim: A – półwysp Rów, 3 II 2016; B – Miroszewo, 14 II 2017

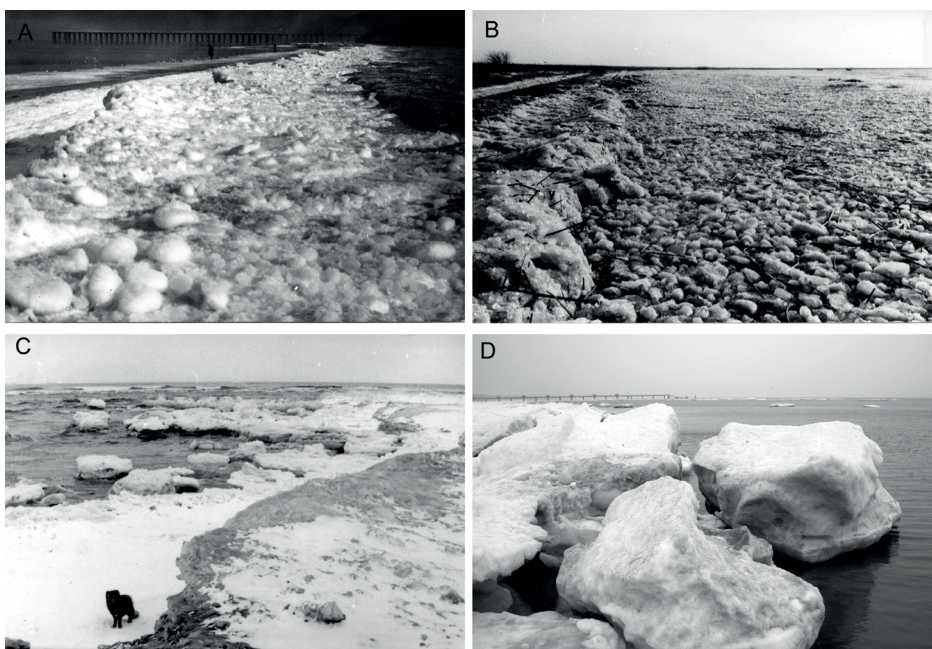
Zwały lodowe często tworzą się na płyciznach przybrzeżnych, nie tylko na zalewach, ale także na dużych jeziorach, w tym na badanych jeziorach przybrzeżnych. Na rys. 2.14A i B zaprezentowano zwały lodowe we wschodniej części jeziora Gardno. Na rys. 2.14A widać lód zwałowany z resztkami tafli lodowych od strony nawietrznej (od strony otwartego jeziora) i szkłem lodowym. Natomiast na rys. 2.14B zaprezentowano pojedynczy zwał lodowy z otaczającym go szkłem lodowym. Tak cienki lód przy niskiej temperaturze wody (około 0°C) może utworzyć się podczas wystąpienia przymrozków w ciągu jednej nocy. Natomiast w ciągu dnia ulega on stopnieniu, dlatego nazywany jest „lodem nocnym”.



Rys. 2.14. Zwały lodowe otoczone szkłem lodowym we wschodniej części jeziora Gardno: A i B – 18 III 2005



Rys. 2.15. Wysunięte do góry tafle lodowe na zwałach: A – Zalewu Szczecińskiego na półwyspie Rów, 2 III 2011; B – 5 III 2011; C – w Miroszewie, 14 II 2017; D – Zalewu Wiślanego w Tolkmicku, 25 II 2017



Rys. 2.16. Formy owalne lodu na brzegach: A – w Międzyzdrojach (kule lodowe), 5 II 1982; B – w Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego, 27 I 1993; C – w Zatoce Gdańskiej w rejonie Świbna („głazy lodowe”), 9 II 1987 i D – w Zatoce Pomorskiej w rejonie Międzyzdrojów, 18 II 2012

W procesie zwałowania lodu występuje nasuwanie tafli lodowych od strony nawietrznej. Nasuwająca się tafla lodowa w części wierzchołkowej zwału często wysuwa się do góry, przyjmując pozycję pionową lub bliską pionu. Takie tafle lodowe na zwałach przedstawiono na rys. 2.15A–D. Na rys. 2.15A i B widać je na zwałach Zalewu Szczecińskiego przy zachodnich brzegach półwyspu Rów, gdzie najczęściej dochodzi do zwałowania lodu. Sprzyja temu duży rozbieg wiatru nad powierzchnią lodu z kierunku zachodniego na odcinku około 45 km. Tafle lodowe wysunięte pionowo do góry pokazano również na rys. 2.15C – w południowej części Zalewu Szczecińskiego w rejonie Miroszewa. Na rys. tym przed zwałem lodowym występuje pole lodowe ze słabo widocznym lodem nawarstwowym. Podobnie na rys. 2.15D widoczna jest tafla lodowa wysunięta do góry na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka.

Kolejnym zjawiskiem lodowym spotykanym na brzegach akwenów są kuliste formy lodu powstałe ze śryżu i lepy o średnicy od kilku do nawet kilkudziesięciu centymetrów (rys. 2.16A–D). Na rys. 2.16A pokazano zawietrzną stronę wału śryżowego usytuowanego wzdłuż brzegu morskiego w Międzyzdrojach. Widać na niej kuliste formy lepy lodowej, utworzonej ze śryżu i zamrożonej wody podczas falowania od strony nawietrznej i następnie wyrzucone przez fale na stronę zawietrzną wału. Kule lodowe z gruzu lodowego zaobserwowano na Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego (rys. 2.16B). Wcześniej, po rozpadzie stałej pokrywy lodowej, powstała kra lodowa, a następnie na skutek falowania – gruz lodowy. W wyniku dalszego falowania i zderzania się ze sobą gruzu lodowego ukształtowały się formy kuliste. Na brzegu morza mogą pojawić się duże formy owalne o średnicy około 1 m, zwane „głazami lodowymi” (rys. 2.16C i D). Na rys. 2.16C widoczne są takie „głazy lodowe” na Zatoce Gdańskiej w Świbnie. Utworzyły się one z rozbitego przez fale wału śryżowego. Podobne owalne formy lodu zaobserwowano na Zatoce Pomorskiej w rejonie Międzyzdrojów (rys. 2.16D). Powstały one również z rozpadu wału śryżowego w wyniku działania czynników termicznych i dynamicznych (falowania).

Pierwszymi wzdłuż brzegu spiętrzonymi formami lodu są wały śryżowe. Ich zbocza nawietrzne są zazwyczaj pionowe o bardzo urozmaiconej rzeźbie. Na tym zboczu występują gzymsy, nisze, a nawet groty (rys. 2.17A–D). Na rys. 2.17A pokazano wał śryżowy z gzymsem w jego części wierzchołkowej. W głębi fotografii widoczny jest nieistniejący już pomost w Międzyzdrojach, zniszczony przez napór lodu w 1985 roku. Nisze w wałach śryżowych powstają w wyniku silnego falowania i wypłukiwania od strony nawietrznej. Głęboką niszę w wale w rejonie Świnoujścia zaprezentowano na rys. 2.17B. Przed niszą widoczny jest niewielki wał śryżowy, a przed nim zmarznięty

śrzyż tworzący pokrywę lodową. Z kolei na rys. 2.17C i D u podstawy wału śrzyżowego pokazano wgłębienie przypominające wyglądem grotę. Takie groty lodowe zaobserwowano na wale śrzyżowym w rejonie Międzyzdrojów. Podobne formy wklęsłe na zboczach nawietrznych wałów śrzyżowych zaobserwowano na zalewach (rys. 2.17E i F). Ich mniejsze rozmiary uwarunkowane są słabszym falowaniem niż na morzu. Na rys. 2.17E pokazano niewielkie nisze na nawietrznej krawędzi stłoczonego śrzyżu, tworzącego pokrywę lodową w strefie brzegowej Zalewu Szczecińskiego w rejonie Miroszewa. Na fotografii tej w pokrywie widać też kanalik zakończony niewielkim spiętrzeniem z niszą. Bardziej wykształconą niszę pokazano na rys. 2.17F. Wokół niszy występuje pokrywa lodowa utworzona ze zmarzniętego śrzyżu i lepy lodowej.



Rys. 2.17. Nisze i groty lodowe na wałach śrzyżowych: A – w Międzyzdrojach, 5 II 1982; B – w Świnoujściu, 6 III 1987; C – w Międzyzdrojach, 28 XII 2010; D – w Międzyzdrojach, 15 I 2011 oraz na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie: E – 13 XII 2010; F – 9 I 2016



Rys. 2.18. Formy erozyjne wałów śryżowych: A i B – w Międzyzdrojach, 18 II 2012; C – 15 I 2011; D – na Zalewie Szczecińskim w Trzebieży, 18 I 1980 oraz E i F na Nurcie Jamieńskim, 16 I 2003

Niektóre wały śryżowe mogą mieć przebiccia (tunele, bramy) ze strony nawietrznej na zawietrzną (rys. 2.18A–F). Taki wyerodowany (wyplukany) tunel pod wałem śryżowym w rejonie Międzyzdrojów pokazano na rys. 2.18A. Tego typu formy tworzą się w okresie ocieplenia przy dodatniej temperaturze powietrza podczas wzmożonego falowania. Tunele w wałach śryżowych po stronie zawietrznej mogą wyglądem przypominać studnie. Takie zagłębienie zaobserwowano na zboczu zawietrznym wału śryżowego w rejonie Międzyzdrojów (rys. 2.18B). Większe przebiccia i przerwy w wale śryżowym wyglądem przypominają bramy. Mogą one powstać również w wyniku wyklinowania się wału śryżowego. Takie przerwy w wale śryżowym pokazano na rys. 2.18C i D. Na rys. 2.18C widać dość szeroką bramę lodową w wale śryżowym w rejonie Międzyzdrojów. Węższą przerwę przypominającą

wyglądem mały kanion zaobserwowano na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży (rys. 2.18D). Przez tę przerwę podczas falowania i przy wyższym poziomie wody woda przelewała się na zawietrzną stronę wału śryżowego. Po jej zamarznięciu utworzyła się tam płaska pokrywa lodowa. Przebiecia pod wałem śryżowym blokującym odpływ cieków do morza można zaobserwować w ujściach małych rzek czy kanałów. Na rys. 2.18E i F pokazano przepływ wody pod wałem z Nurtu Jamieńskiego do morza. Od strony kanału utworzyło się rozlewisko o wyższym poziomie wody niż w morzu (rys. 2.18E). Wypływającą wodę spod wału śryżowego widać wyraźnie na rys. 2.18F. Na plaży od strony morza zaobserwowano również „gejzerki” wybijającej wody spod piasku.



Rys. 2.19. Nalodzia na roślinności: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 I 2016; B – 9 II 2018 i Czarnocina; C – 18 I 2021; D – 25 I 2014

W strefie brzegowej może występować oblodzona roślinność (nalodzia). Nalodzia pokazano na Zalewie Szczecińskim na rys. 2.19A–D. Na rys. 2.19.A widać kępki trzciny z zamarzniętym na nich śryżem utworzonym podczas falowania w rejonie miejscowości Miroszewo. Wokół nich występuje pokrywa lodowa stałego lodu utworzona z zamarzniętego śryżu i lępy lodowej. W rejonie tym zaobserwowano nalodzia na roślinności z krystalicznego lodu (rys. 2.19B). Podobne oblodzenia wystąpiły

na trzcinach w Czarnocinie (rys. 2.19C). Utworzyły się one z zamarzniętych bryzgów wody pochodzących z rozbijanych fal przez gruz betonowy chroniący brzegi przed abrazją. W okresie występowania wyższych poziomów wody i falowania na roślinności mogą utworzyć się nalodzia o stożkowatym kształcie. Takie nalodzia przypominające wyglądem karbowane świece pojawiły się na trzcinach w rejonie Czarnocina (rys. 2.19D). Pod nimi widać warstwę szkła lodowego zawieszoną na trzcinie, utworzonego podczas dłużej utrzymującej się spokojnej wody.



Rys. 2.20. Pierścienie i stożki lodowe na pniach drzew: A–C – na jeziorze Miedwie w rejonie Morzyczyna, 1 III 2011; D – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 I 2016

Nalodzia o większych rozmiarach występują na pniach drzew i krzewów (rys. 2.20A–D). Na rys. 2.20A widoczne są pierścienie wokół pni drzew. Powstały one podczas opadania poziomu falującej wody na jeziorze. Z kolei na rys. 2.20B na pniach drzew oprócz pierścieni można zobaczyć również stożki lodowe. Mniej regularny stożek lodowy wokół drzewa pokazano na rys. 2.20C. W oddali widoczna jest gładka powierzchnia stałej pokrywy lodowej. Podobny stożek lodowy zaobserwowano u podstawy krzewu na rys. 2.20D, na której widoczny jest również stały lód utworzony ze śryżu i lepy lodowej.



Rys. 2.21. Głazy granitowe w lodzie: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 14 II 2017, B – 9 III 2011, C – 12 III 2011, D – 9 I 2016, E – 13 III 2003; F – na Zalewie Kamieńskim w rejonie Chrząższewka, 23 II 2012

W strefie brzegowej badanych akwenów, zwłaszcza na zalewach przybrzeżnych, można zaobserwować w obrębie pokrywy lodowej głazy granitowe (rys. 2.21A–F). Wynurzające się spod pokrywy lodowej głazy granitowe podczas opadania poziomu wody na Zalewie Szczecińskim przedstawiono na rys. 2.21A–B. Widać na nich obniżający się popękany lód nad wynurzającymi się spod lodu głazami granitowymi. Przy występowaniu niskich poziomów wody głazy widoczne są nad powierzchnią wody (rys. 2.21C–E). Głazy te mogą być oblodzone w wyniku falowania i zamarzania na nich bryzgów wody (rys. 2.21D). Wokół nich widać pokrywę lodową utworzoną ze śryżu i lepy lodowej. W okresie ocieplenia wokół głazów pojawiają się płony (powierzchnia wodna w obrębie pokrywy lodowej), powstające w wyniku

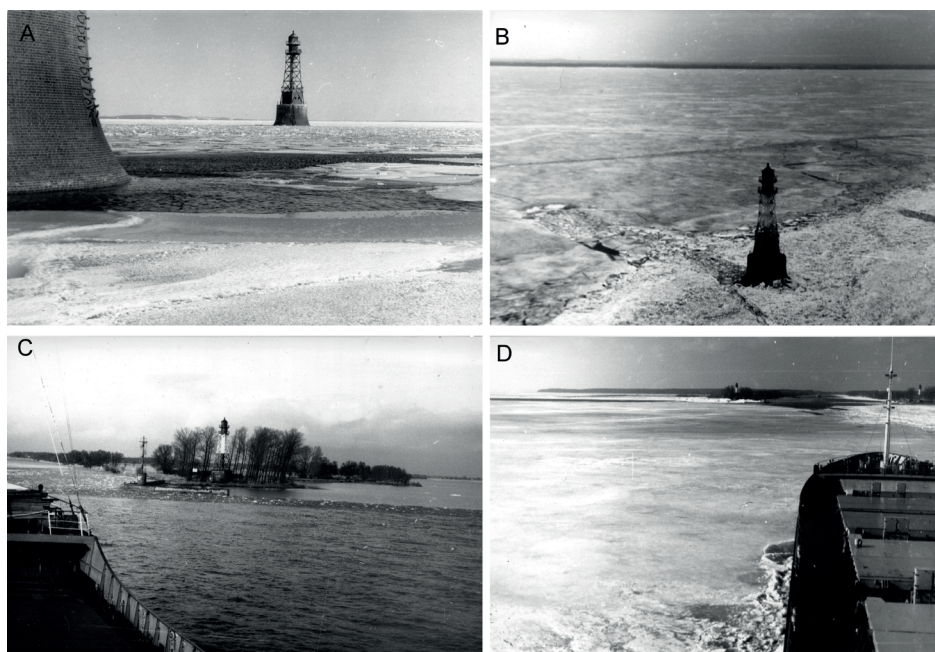
odmiennych właściwości termicznych lodu i gładu oraz ruchów wody (wirów) wokół nich (rys. 2.21E). Na zdjęciu widoczny jest też nawarstwiony murszejący lód. Podobna sytuacja lodowa zaprezentowana została na rys. 2.21F. Pokazano tu Gład Królewski w topniejącej pokrywie lodowej na Zalewie Kamieńskim. Wokół gładu słabo widoczna jest płona.



Rys. 2.22. Zlodzenie portów i przystani: A – na Zalewie Wiślanym we Fromborku, 16 III 2011; B – na Zalewie Szczecińskim w Sułominie, 27 II 2021; C – w Kopicach, 28 I 2016; D – na jeziorze Łebsko w Izbicy, 19 III 2005; E – na jeziorze Gardno w Gardnie Wielkiej, 15 II 2018; F – na jeziorze Dąbie Małe w Szczecinie-Dąbiu, 23 III 2013

W sezonie lodowym baseny portowe zalewów i jezior przybrzeżnych są najdłużej zlodzone. Na tych silnie osłoniętych wodach zalega głównie stała pokrywa lodowa, która uniemożliwia żeglugę (rys. 2.22A–F). Na rys. 2.22A pokazano zmurszałą

pokrywą lodową na Zalewie Wiślanym w porcie Frombork. Przy nabrzeżu widać uwięzione w lodzie łodzie rybackie. Podobna sytuacja lodowa występuje na przystaniach Zalewu Szczecińskiego w miejscowościach Sułomino (rys. 2.22B) i w Kopicach (rys. 2.22C). Na rys. 2.22C widoczna jest woda na lodzie. Zalodzone przystanie pokazano również na jeziorach przybrzeżnych (rys. 2.22D i E). Na rys. 2.22D widać pokrywą lodową na przystani rybackiej w Izbicy na jeziorze Łebsko. Podobnie zlodzona jest przystań rybacka w Gardnie Wielkiej na jeziorze Gardno (rys. 2.22E). Po lewej stronie w basenie portowym widoczna jest łata wodowskazowa. Długo utrzymuje się również lód w basenach i zatoczkach jeziora Dąbie. Na rys. 2.22F w oddali widać przestrzeń wolną od lodu na jeziorze Dąbie Małe. Fotografii wykonano z nieistniejącego już elewatora zbożowego w Szczecinie-Dąbiu.



Rys. 2.23. Lód na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego: A – w rejonie Bramy Torowej II, 1 III 1996; B – 13 III 1979; C – w rejonie Bramy Torowej I, 4 II 1981; D – 12 III 1979

Duże znaczenie dla żeglugi ma tor wodny przechodzący przez środek Zalewu Szczecińskiego. W sezonie lodowym występuje na tym torze gruz lodowy powstały w wyniku intensywnej żeglugi i łamania lodu. Na rys. 2.23A–D pokazano fragment toru wodnego w sezonie lodowym. Na rys. 2.23A i B widoczna jest pokrywa lodowa wraz z gruzem lodowym (kasza lodowa) w rejonie Bramy Torowej II

na Zalewie Szczecińskim. Na rys. 2.23B oprócz przemieszczającej się pokrywy lodowej widać też gruz lodowy przesunięty częściowo poza tor żeglugowy. Należy tu wspomnieć, że w tym czasie na wschodnich brzegach Zalewu Szczecińskiego utworzyły się zwały lodowe. Zdjęcie wykonano podczas lotniczego rekonesansu lodowego w dniu 13 III 1979 roku. W rejonie ujścia Kanału Piastowskiego do Zalewu Szczecińskiego (Brama Torowa I) występuje zwykle płona prądowa (rys. 2.23C). Do jej powstania przyczynił się prąd wypływających wód z zalewu oraz ruch statków na torze wodnym Szczecin-Świnoujście. Nasuwające się pole lodowe na tor wodny Zalewu Szczecińskiego zaprezentowano na rys. 2.23D. Nasuwający się lód był dość zmurzały, toteż statek ze wzmocnieniem przeciwlodowym mógł samodzielnie go łamać.



Rys. 2.24. Utrudnienia żeglugowe: A – w lodzie na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego 6 III 1979; B – 28 I 1980; C – 12 III 1979 i na Zatoce Pomorskiej w rejonie Świnoujścia; D – 19 II 1979

W okresie intensywnego zlodzenia występują na akwenach poważne utrudnienia żeglugowe (rys. 2.24A–D). Na rys. 2.24A i B pokazano udzielaną pomoc lodołamaczy lub holowników na zlodzonym torze wodnym Zalewu Szczecińskiego. Na rys. 2.24A widać statek MS „Tarnica” holowany przez holownik „Atlant”, a na rys. 2.24B barcę pchaną przez holownik „Hermes”. Duże statki ze wzmocnieniem przeciwlodowym mogą niekiedy same przepływać przez zlodzony Zalew Szczeciński (rys. 2.24C).

W czasie dryfu pola lodowego statki lub lodołamacze tną lód na pasy wzdłuż toru wodnego. Niekiedy statki zostają uwięzione w lodach (rys. 2.24D). Zdjęcie zostało wykonane z samolotu podczas rekonesansu lodowego w dniu 19 II 1979 roku.



Rys. 2.25. Ślady w pokrywie lodowej po przeptynięciu lodołamaczy: A – na Odrze Zachodniej w centrum Szczecina, 8 I 2009, B – 26 I 2010; w rejonie Szczecina-Dziewoklicza: C – 14 II 2006; D – 16 II 2012 i w pobliżu Siadła Dolnego: E – 1 II 2014, F – 7 I 2011

Łamanie lodów przez lodołamacz przeprowadza się też na rzekach. Lodołamanie rozpoczyna się po przecięciu pokrywy lodowej w środkowej części rzeki (w nurcie rzeki). Ślady po przejściu lodołamacza w pokrywie lodowej w ujściowych odcinkach

Odry w rejonie Szczecina pokazano na rys. 2.25A–F. Na rys. 2.25A i B widać kanał w lodzie częściowo wypełniony odpowiednio: gruzem lodowym i szkłem lodowym na Odrze w centrum Szczecina. Na rysunku 2.25C i D przedstawiono natomiast kanał w lodzie wypełnionym krą i gruzem lodowym. Na rys. 2.25E i F widoczne są ślady po przepłynięciu, odpowiednio jednego i trzech lodołamaczy, co ułatwiło szybszy spływ kry i gruzu lodowego.

Lodołamanie w rejonie dolnej Odry rozpoczyna się w pierwszych dniach występowania dodatniej temperatury powietrza. Łamanie lodu i udrażnianie spływu kry i gruzu lodowego na Odrze i jeziorze Dąbie pokazano na rys. 2.26A–D. Na rys. 2.26A znajduje się lodołamacz rzeczny łamiący lód na jeziorze Dąbie. Wyrąbuje on na jeziorze kanał w lodzie od ujścia Regalicy do Ińskiego Nurta i dalej do Odry Zachodniej, gdzie warunki lodowe są już łagodniejsze i gdzie odbywa się ciągły ruch statków. Należy zaznaczyć, że na jeziorze Dąbie lód najwcześniej się tworzy i najdłużej występuje niż na wodach przyległych.



Rys. 2.26. Lodołamanie w rejonie ujścia Odry: na jeziorze Dąbie: A – 1 II 1980; B – na Regalicy w Szczecinie-Podjuchach, 31 I 2013; C – 21 II 2021; D – w Szczecinie-Dąbiu, 10 I 2011

Spływająca kra z wyżej położonych odcinków Odry (powyżej Gryfina) często zatrzymuje się na dolnych odcinkach Odry i niezbędne jest jej udrażnianie (rys. 2.26B–D). Na rys. 2.26B i C pokazano pracę lodołamaczy rzecznych na Regalicy w rejonie Szczecina-Podjuch, a na rys. 2.26D w rejonie Szczecina-Dąbia, gdzie widoczny jest napływowy bardzo zwarty gruz lodowy pochodzący z górnych odcinków Odry.



Rys. 2.27. Lód napierający na obiekty hydrotechniczne: A – na pomosty jeziora Łebsko w rejonie Rąbka, 8 II 2011; B – 5 III 2013 (fot. D. Staniaszek); C – w Międzyzdrojach, 30 XII 2010; D – na Zalewie Szczecińskim, 13 III 1979

Zjawiska lodowe często powodują uszkodzenia lub zniszczenia obiektów i budowli przybrzeżnych (rys. 2.27A–D). Na rys. 2.27A i B pokazano zniszczony i uszkodzony pomost w wyniku naporu lodu na jeziorze Łebsko w rejonie miejscowości Rąbka. W rejonie tym często dochodzi do nasuwania się lodu na brzeg i jego piętrzenia się. Napierający lód na budowle i obiekty hydrotechniczne pokazano również na rys. 2.27C i D. Na rys. 2.27C widać dryfujące pole lodowe, rozcinane przez słupy pomostu. Z kolei na rys. 2.27D zaprezentowano dryfujące pole lodowe rozcinane przez stawę Bramy Torowej II na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego. Zdjęcie zostało wykonane podczas lotniczego rekonesansu lodowego

w dniu 13 III 1979 roku. Należy tu zauważyć, że podstawa stawy ma kształt łukowaty (dzwonu), po którym nasuwający i unoszący się lód łatwiej się łamie, niż gdyby napierał prostopadle na obiekt.



Rys. 2.28. Lód na obiektach hydrotechnicznych na nabrzeżach portów: A – we Fromborku, 16 III 2011; B – w Kryńcy Morskiej, 2 III 1999; C – w Tolkmicku, 11 II 2011; D – na torze wodnym (Brama Torowa I) na Zalewie Szczecińskim, 12 III 1979; E – na ostrogach w Dziwnówku, 19 II 2021; F – na falochronie w Świnoujściu, 18 III 1986

Szkody spowodowane zjawiskami lodowymi mogą powstać również na skutek ciężaru nagromadzonej masy lodu na obiektach infrastruktury portowej. Przykłady skumulowanego lodu na obiektach hydrotechnicznych zaprezentowano na rys. 2.28A–F. Na rys. 2.28A–C widać lód skumulowany na nabrzeżach portowych, odpowiednio we Fromborku, Kryńcy Morskiej i Tolkmicku na Zalewie Wiślanym.

Lód obciążający obiekty hydrotechniczne zaobserwowano także na umocnieniach toru wodnego w rejonie Bramy Torowej I przy Kanale Piastowskim (rys. 2.28D), ostrogach brzegowych w rejonie Dziwnówka (rys. 2.28E) oraz na falochronie w Świnoujściu (rys. 2.28F).

Na brzegach niskich w zasięgu nasuwającego się lodu na ląd mogą być uszkodzane również drzewa tam rosnące. Napierający lód na pnie drzew pokazano na rys. 2.29A–D. Na rys. 2.29A i B widać krę lodową napierającą na drzewa, odpowiednio we Fromborku na Zalewie Wiślnym i Widuchowej na Odrze. Większe uszkodzenia drzew występują podczas nasuwania i zwałowania lodu. Na rys. 2.29C i D widać drzewa wokół zwałów lodowych. Na rys. 2.29D pokazano napór lodu, który spowodował przechylenie drzew w wyniku nasuwania i zwałowania lodu.



Rys. 2.29. Lód uszkadzający drzewa: A – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 11 II 2011; B – na Odrze w rejonie Widuchowej, 7 I 2011; C – na jeziorze Łebsko w rejonie Rąbki, 8 II 2011 (fot. D. Staniaszek); D – na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 5 I 2013

Napór lodu może spowodować wyorywanie drzew z korzeniami oraz ścinanie brzegów (skarp) wraz z roślinnością (rys. 2.30A–F). Przypadki wyoranych drzew na zachodnim brzegu półwyspu Rów na Zalewie Szczecińskim pokazano

na rys. 2.30A–C, gdzie widoczny jest również nasunięty i spiętrzony lód. Na zachodnich brzegach półwyspu można zobaczyć również wyorane fragmenty gruntu (skarp, rys. 2.30D i E). Na rys. 2.30E widać ścięte kępy gruntu wraz z roślinnością i przesunięte w głąb lądu. Z kolei na rys. 2.30F pokazano piasek wybagrowany z dna przez nasuwające tafle lodowe na brzeg półwyspu Rów. Usypany kopiec piasku miał wysokość około 1 m nad poziomem wody. Po lewej stronie widoczne są resztki topniejących zwałów lodowych.



Rys. 2.30. Drzewa i grunt wyorane przez lód: A – na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 18 III 2003; B – 27 III 2003; C – 30 XII 2009; D – 2 III 2011; E – 5 III 2004; F – 25 III 2010

Zjawiska lodowe pojawiają się na wszystkich wodach południowego wybrzeża Bałtyku, ale z różną częstością i natężeniem. Najczęściej występują na jeziorach i zalewach przybrzeżnych, nieco rzadziej w ujściach rzek i w portach, a znacznie rzadziej – na morzu, zwłaszcza w strefach położonych blisko wód głębokich. W zależności od rodzaju akwenu różnią się dominującymi rodzajami lodu. Na jeziorach i zalewach najczęściej obecne jest szkło lodowe, przekształcające się w stałą pokrywę lodową. Na rzekach oprócz lodu brzegowego dominuje lód pływający, jak: śryż, krążki i kra lodowa. Natomiast na morzu najczęstsze są: lepa lodowa, kra i gruz lodowy, a na brzegu wał śryżowy. Podczas bardzo surowych zim na wszystkich akwenach występuje stała pokrywa lodowa, a na morzu stały lód przybrzeżny. Rodzaje lodu zmieniają się również w zależności od stadium ich rozwoju. Na początku sezonu lodowego występuje zawiesina kryształków lodu, lepa, szkło oraz krążki lodowe. W wyniku dalszego zamarzania tworzy się stała pokrywa lodowa, a po jej rozpadzie (ruszenie lodów) – pola lodowe, kra i gruz lodowy. Tworzy się też lód nawarstwiony i spiętrzony. Te i inne zjawiska lodowe przedstawiono na 134 fotografiach. Wskazano też na ciekawe formy lodowe i ich proces tworzenia się. Na fotografiach zaprezentowano szkło lodowe, „ścieżki szczęścia” widoczne na lodzie, lód wielopoziomowy, lepę śniegową wmarzniętą w pokrywie lodowej, lód u podnóża wydmy łąbskich, szczeliny i przerwy w lodzie, zwarte szczeliny i linie ścięcia w lodzie, rodzaje płon w lodzie, lód zmurszały, krążki lodowe, zatory i gruz lodowy na rzekach, „języki” stłoczonego lodu, zwały lodowe, wysunięte do góry tafle na zwałach lodowych, formy owalne lodu i „głazy lodowe”, nisze i „groty” lodowe na wałach śryżowych, formy erozyjne i „bramy lodowe” w wałach śryżowych, nalodzia na roślinności, pierścienie i stożki lodowe na pniach drzew i krzewów, głazy granitowe wynurzające się spod lodu, złodzone przystanie i baseny portowe, utrudnienia żeglugowe w lodzie, ślady w pokrywie lodowej po przepłynięciu statku, lodołamanie na wodach ujścia Odry, lód napierający i skumulowany na obiektach hydrotechnicznych, lód napierający i uszkadzający drzewa oraz wyorane i przesunięte w głąb łądy kępy gruntu wraz z roślinnością.

Rozdział 3

Rodzaje lodu zdeformowanego

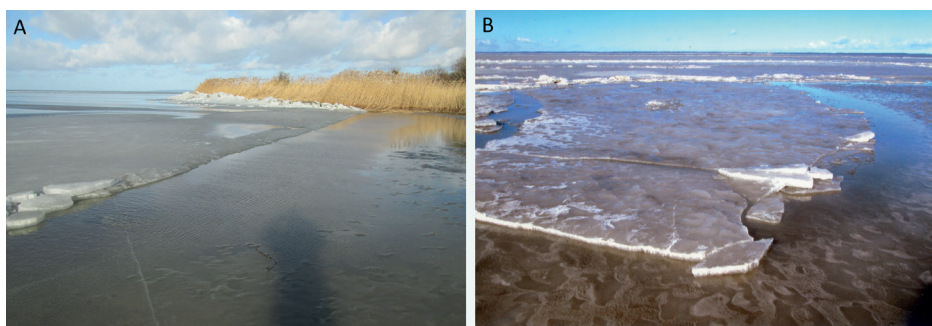
W wyniku procesów deformacji lodu powstają następujące formy lodu zdeformowanego: lód nawarstwiony, nasuwy lodu na brzeg i spiętrzenia lodowe. W odróżnieniu od lodu niezdeformowanego (poziomego, płaskiego, np. stała pokrywa lodowa, szkło lodowe czy kra) lód zdeformowany ma zaburzoną topografię w wyniku działania czynników dynamicznych takich jak wiatr, prądy i falowanie.

3.1. Lód nawarstwiony

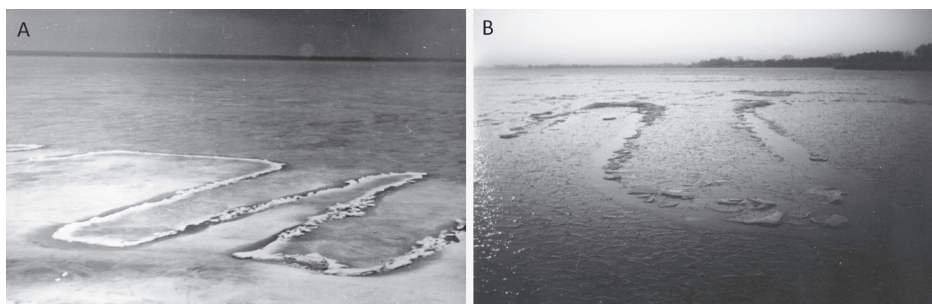
Nawarstwienie lodu powstaje w wyniku nasuwania jednej tafli lodowej na drugą. Może to zachodzić, gdy tafle te płyną z różną prędkością lub gdy jedna z nich jest nieruchoma albo nasuwa się na stały lód przybrzeżny. Prowadzi to przynajmniej do dwukrotnego wzrostu grubości lodu. Nawarstwianiu ulega przeważnie lód o niewielkiej grubości jak szkło lodowe (do 5 cm), świeży lód (5–10 cm), rzadziej młody lód (10–30 cm). Czynnikiem wywołującym nawarstwianie lodu są wiatr oddziałujący na powierzchnię lodu (naprężenia styczne), a także prądy. Grube tafle lodowe o małej szorstkości mogą nasuwać się nawet 200–300 m na lód, licząc od linii początkowego ich zwarcia (Zakrzewski 1983b).

Można wyróżnić nawarstwianie proste i zazębione. Lód nawarstwiony prosty pokazano na rys. 3.1A i B. W nawarstwianiu prostym czoła nasuwających się tafli lodowych są zwarte, przeważnie o nieprzerwanej krawędzi czołowej. Taki nawarstwiony lód z wyraźną krawędzią czołową zaprezentowano na rys. 3.1A.

U góry ryciny widoczny jest lód stłoczony (jaśniejszy odcień) na umocnieniach brzegowych w wyniku nasuwania się pola lodowego. Przed czołem lodu nawarstwionego wypłynęła woda w wyniku nacisku i obniżenia się lodu brzegowego. Natomiast na rys. 3.1B pokazano w miarę zwarte nawarstwione tafle lodowe na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka. Podobnie jak na poprzedniej rycinie przed nawarstwionymi taflami lodowymi pojawiła się woda. W głębi ryciny zauważalne są nawarstwione tafle lodowe z jaśniejszymi krawędziami.



Rys. 3.1. Lód nawarstwiony prosty: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Czarnocina, 28 I 2016; B – na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka, 25 II 2017

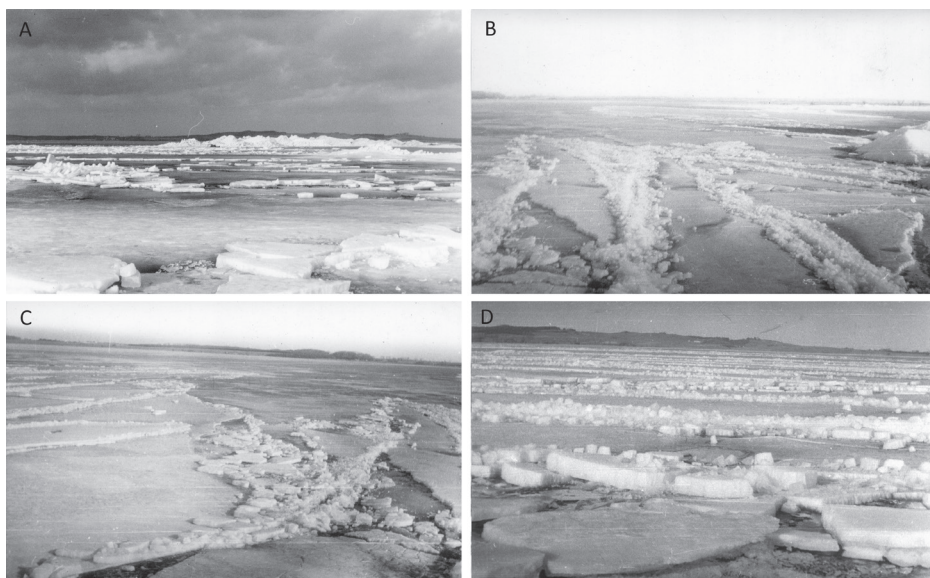


Rys. 3.2. Lód nawarstwiony zazębiony: A – na Zalewie Szczecińskim, 13 III 1979; B – na jeziorze Jamno w rejonie Unieścia, 9 XII 2002

Lód nawarstwiony zazębiony zbudowany jest z równoległych do siebie taflí lodowych o podobnych długościach. Tafle te występują na przemian z lodu nasuwającego i nieruchomego. Takie tafle zazębione widoczne są na rys. 3.2A i B. Na rys. 3.2A przedstawiono nawarstwienie zazębione, które powstało w wyniku działania silnego wiatru. Występowała tam topniejąca pokrywa lodowa, ale jeszcze stosunkowo gruba.

Zdjęcie zostało wykonane z samolotu podczas rekonesansu lodowego w dniu 13 III 1979 roku. Najczęściej tafle lodowe zazębiają się podczas występowania cienkiego lodu. Przykład nawarstwienia zazębianego szkła lodowego zaprezentowano na rys. 3.2B.

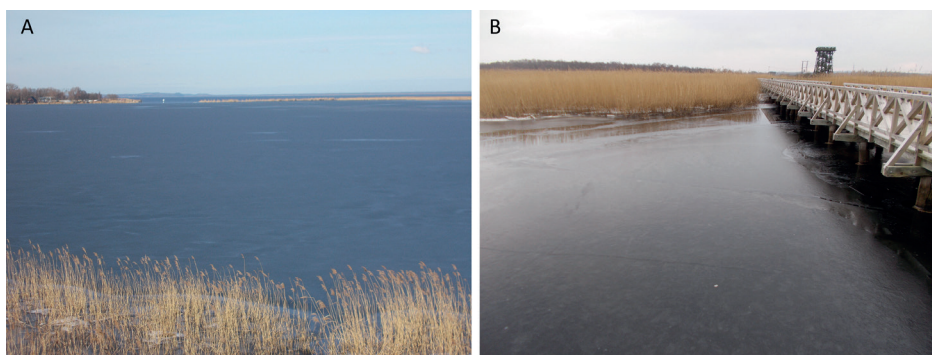
Lód nawarstwiony nie zawsze przybiera typowe formy (rys. 3.3A–D). Na rys. 3.3A przedstawiono lód nawarstwiony, pofalowany z formami lodu stłoczonego na krawędziach. Na fotografii widoczny jest lód nawarstwiony z odłamkami lodu i formami gruzu stłoczonego (niewysokie wały). Na pierwszym planie zauważalne jest nawarstwienie sfalowane – wybrzuszenie o jaśniejszym odcieniu. W głębi widać wysokie zwały lodowe. Podobne formy lodu nawarstwiczonego są na rys. 3.3B. Znajdują się tam połamane i wielowarstwowe tafle lodowe. Pomiedzy taflami, wzdłuż linii ścicia (granica między lodem płynącym i nieruchomym), występują podłużne formy stłoczonego gruzu lodowego. Po prawej stronie ryciny dostrzec można wysoki zwal lodowy, a za nim płonę o ciemniejszym odcieniu. Lód nawarstwiony pokazano również na rys. 3.3C i D. Na rys. 3.3C po lewej stronie widoczne są nasunięte i nawarstwione tafle lodowe. Przed czołem tego nawarstwiczonego lodu miejscami obecny jest stłoczony gruz lodowy. Również na rys. 3.3D zauważyć można stosunkowo grube nawarstwione tafle lodowe rozdzielone podłużnymi niskimi formami stłoczonego gruzu lodowego powstałego z obłamywania ich krawędzi.



Rys. 3.3. Lód nawarstwiony z formami lodu stłoczonego na Mielźnie Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego: A – 7 II 1973; B–D – 2 III 1976

3.2. Lód nasunięty na brzeg

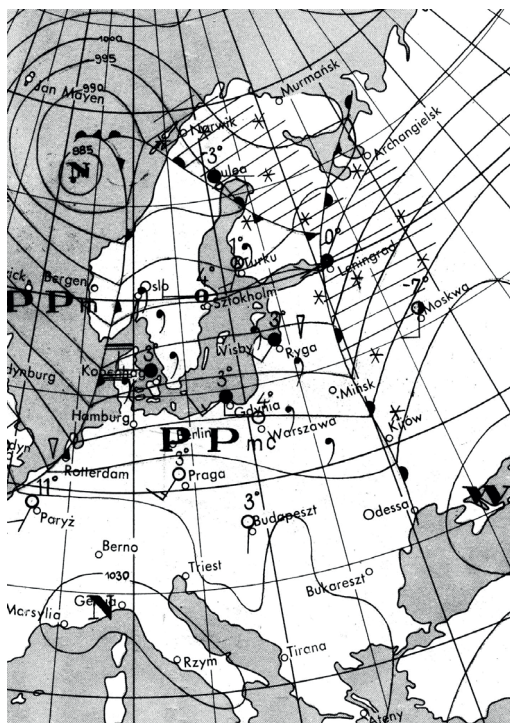
Na brzeg nasuwają się przeważnie duże postacie lodu, jak pole lodowe i duże postacie kry lodowej o grubości zwykle kilkunastu centymetrów. Nasuwanie lodu na brzeg najczęściej obserwuje się na akwenach osłoniętych, o słabych ruchach wód, takich jak zalewy i jeziora przybrzeżne. Na tych akwenach powstają stałe pokrywy lodowe z narastania grubości szkła lodowego. Taki stały lód najczęściej tam występuje i dominuje nad lodem pływającym, takim jak śryż, krążki lodowe, kra czy gruz lodowy (Maliński 1971b, Zorina i Maliński 1975, Girjatowicz 2003). Stały lód jest wytrzymały, równolegle narosły, o jednolitej strukturze, spoisty i o gładkiej powierzchni (rys. 3.4A i B). Duża wytrzymałość pokryw tego typu sprzyja dalekim nasuwom w głąb lądu, nawet na odległość powyżej 100 m. Czynnikiem wywołującym nasuwanie lodu jest siła wiatru oddziałująca na powierzchnię lodu. Im silniejszy jest wiatr, tym grubsze tafle lodowe mogą się nasuwać na ląd. O możliwości nasuwu lodu na ląd w dużym stopniu decyduje topografia brzegu. Na brzegach niskich, płaskich i bez przeszkód terenowych tafle lodowe mogą łatwo nasuwać się w głąb lądu. Gdy pokrywa lodowa jest zbyt gruba, to niezbędne jest jej częściowe stopnienie, aby mogło wystąpić ruszenie lodu. Czynnikiem sprzyjającym nasuwom lodu są podwyższone poziomy wody. Im wyższy będzie poziom wody, tym mniejsze będzie tarcie nasuwającego lodu i tym dalej będą mogły nasuwać się nawet grube tafle lodowe w głąb lądu.



Rys. 3.4. Szkło lodowe: A – na Zatoce Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego, 12 II 2019; B – na jeziorze Łebsko w rejonie miejscowości Kluki, 15 II 2018

Przypadki długich nasuwów pola lodowego na brzeg obserwowano na wielu akwenach osłoniętych w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego. W północno-wschodniej części Zatoki Ryskiej – w niewielkiej Zatoce Parnawskiej (Pärnu, Estonia), gdzie podczas bardzo silnego sztormu o prędkości wiatru dochodzącej do 28 m/s, w dniu 2 II 1957 roku nasunęło się pole lodowe w głąb lądu na odległość 150 m (Orviku 1965). Bardzo dalekie nasunięcie lodu na brzeg obserwowano również w szerokiej cieśninie Luodonselkä w północno-wschodniej części Zatoki Botnickiej. Tam pod koniec grudnia 1972 roku wiatr z kierunku południowo-zachodniego o prędkości 20 m/s spowodował na wschodnim brzegu nasunięcie pola lodowego na odległość około 100 m od brzegu (Alestalo, Häikiö 1976). Długie nasunięcie pola lodowego na brzeg zaobserwowano również na północno-wschodnim brzegu wyspy Sarema (Estonia) w dniu 19 III 1997 roku. W tym dniu wiatr z kierunku północno-zachodniego o prędkości 19 m/s spowodował nasunięcie lodu w głąb lądu na odległość około 100 m (Orviku i in. 2011). Dłuższe nasunięcia pola lodowego zaobserwowano na niewielkiej Zatoce Tallińskiej. Tam na południowe brzegi Zatoki Fińskiej na skutek wiatru sztormowego z kierunków północnych nasunęło się pole lodowe na ląd na odległość około 250 m (Kraus 1930). Natomiast najdłuższe nasunięcie lodu na ląd na odległość 312 m zaobserwowano na północno-wschodnim brzegu Zatoki Parnawskiej (Zatoka Ryska) w nocy z 15 na 16 I 1863 roku. Nasunięcie pola lodowego na brzeg poprzedzone zostało wzrostem poziomu lodu o 120 cm powyżej średniego poziomu w wyniku silnego sztormu z kierunku SW. Podniesiona pokrywa lodowa na zatoce stała się olbrzymim polem lodowym, które łatwo nasunęło się w głąb lądu (Kraus 1930).

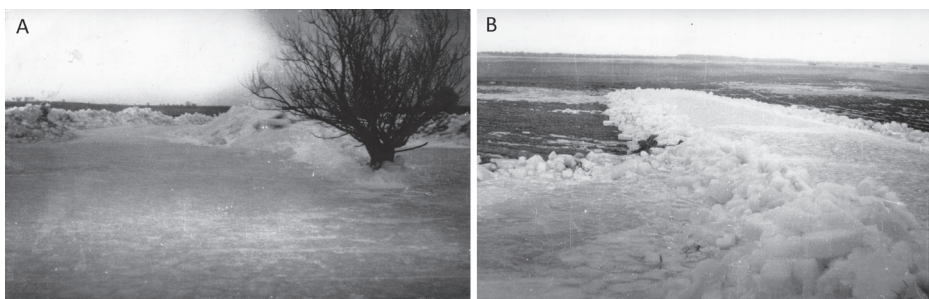
Nasuwanie pola lodowego na ląd zależy głównie od warunków hydrologicznych i meteorologicznych. Przykładami uwarunkowań hydrologiczno-meteorologicznych wywołujących nasuwanie się lodu na ląd mogą być udokumentowane cztery przypadki: trzy na Zalewie Szczecińskim (1 III 1976, 14 I 1993, 28 I 2003) i jeden na Zalewie Wiślanym (8 II 2011, Girjatowicz 2014). W dniu 1 III 1976 roku Zalew Szczeciński był pod wpływem przemieszczającej się głębokiej zatoki niżowej wraz z frontem chłodnym. Centrum niżu barycznego znajdowało się nad Morzem Norweskim o ciśnieniu poniżej 985 hPa o godzinie 00 GMT (rys. 3.5). Niż baryczny wraz z zatoką niżową przemieszczał się z zachodu na wschód. Napływało powietrze polarno-morskie (PPm), stosunkowo ciepłe, o średniej dobowej temperaturze wynoszącej 5,2°C i o cyrkulacji północno-zachodniej cyklonalnej (NWc, tabela 3.1). W tym dniu wystąpił wiatr z kierunku północno-zachodniego (NW) o prędkości do 24 m/s.



Rys. 3.5. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 1 III 1976 roku o godzinie 00 UTC

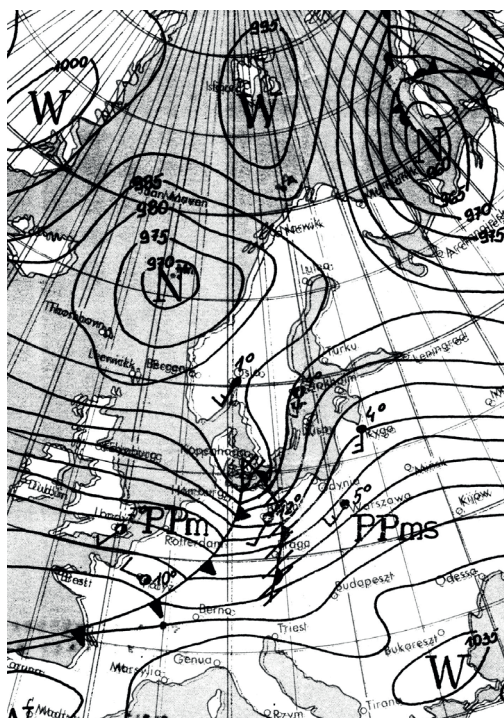
Źródło: IMGW-PIB.

W momencie przechodzenia frontu chłodnego o godzinie 14.30 wystąpiła nawałnica, której bezpośrednim skutkiem było nasunięcie lodu na ląd. Na wschodnim brzegu Zalewu Szczecińskiego na półwysep Rów pole lodowe o grubości około 20 cm nasunęło się na odległość dochodzącą do 120 m od brzegu (rys. 3.6A i B). Nasunięte pole lodowe przedzielone było szczelinami (przerwami), w przybliżeniu prostopadłymi do brzegu i równoległymi do kierunku wiatru. Dzieliły one pole lodowe na poszczególne tafle o szerokości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Nasunięte tafle lodowe miały zróżnicowaną długość, a w miejscach, gdzie nie było nasunięć na ląd, uformowały się na brzegu zwały lodowe o wysokości dochodzącej do 6 m. Krawędzie nasuwających się, zwłaszcza od czoła tafli lodowych, były obłamywane w wyniku tarcia o podłoże. Powodowało to ich zwężenie w części przedniej, sprawiając, że przypominały wyglądem języki lub półelipsy (rys. 3.6B). Napierające pole lodowe na brzeg ścinało kępy roślinności wraz z gruntem i przenosiło je w głąb lądu.



Rys. 3.6. Nasunięte pole lodowe na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 1 III 1976

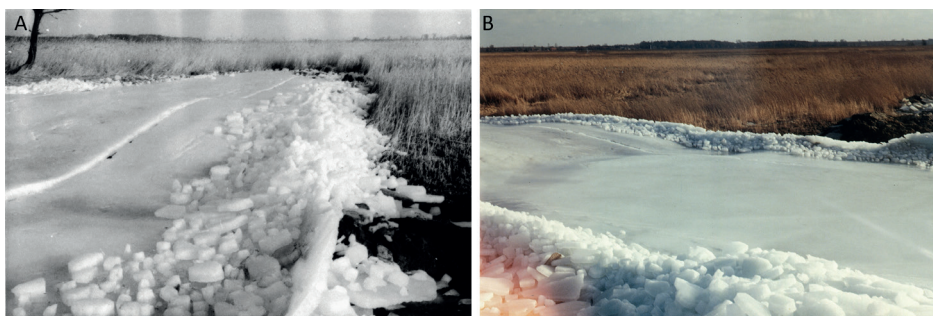
Inny interesujący przypadek nasuwu pola lodowego na brzeg zaobserwowano 14 I 1993 roku. W tym dniu Zalew Szczeciński był pod wpływem głębokiej zatoki niżowej o ciśnieniu atmosferycznym w centrum poniżej 980 hPa (rys. 3.7).



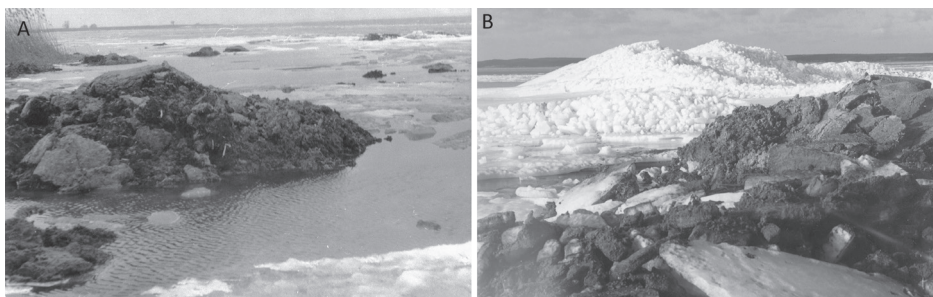
Rys. 3.7. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 14 I 1993 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

Nasunięcie pola lodowego wystąpiło po północy w momencie przechodzenia frontu chłodnego, kiedy wystąpił najsilniejszy wiatr. Napływało powietrze polarno-morskie (PPm) o średniej dobowej temperaturze $6,2^{\circ}\text{C}$. Występującej w tym czasie cyrkulacji zachodniej cyklonalnej (Wc, tabela 3.1) towarzyszył silny sztorm o prędkości wiatru 24 m/s z kierunku zachodniego (W). Na zachodnie brzegi półwyspu Rów, w jego słabo wyniesionej nad poziom wody środkowej części, nasunęło się pole lodowe o grubości 13 cm na odległość na niektórych odcinkach do 110 m od brzegu. Niektóre tafle lodowe były pofalowane i odzwierciedlały ukształtowanie powierzchni lądowej (rys. 3.8A i B).



Rys. 3.8. Nasunięte tafle lodowe na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 14 I 1993



Rys. 3.9. Wyorany grunt na brzegu półwyspu Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 20 I 1993; B – 14 I 1993

Czoła tych taflí były zaokrąglone w wyniku obłamywania się na skutek tarcia o powierzchnię lądową. Na pozostałych odcinkach wzdłuż brzegu uformowały się zwały lodowe o wysokości 4 m . Przed zwałami zaobserwowano także lód nawarstwiony oraz stosunkowo krótkie nasunięcia i duże ilości zwałów utworzonych przed linią brzegową. Przyczyną tego był przede wszystkim stosunkowo niski poziom wody wynoszący 485 cm , czyli 18 cm poniżej średniego poziomu, niesprzyjający dalekim

nasuwom taflí lodowych. Obniżone pole lodowe nasuwając się, napotykało stosunkowo strome brzegi, a łamiąc się od czoła, ulegało zwałowaniu. Niektóre tafle lodowe wbijały się w skarpy brzegowe, ścinały je i przenosiły w głąb lądu, przemodelowując linię brzegową. Inne tafle wyorywały osady denné i formowały z nich kopce, często przewarstwione gruzem lodowym. Kopce te były przeważnie zabarwione torfem na kolor brunatny (rys. 3.9A i B).

Kolejny przypadek nasuwu pola lodowego zaobserwowano przy zachodnim brzegu półwyspu Rów 28 I 2003 roku. W tym dniu Zalew Szczeciński był pod wpływem głębokiego i rozległego niżu barycznego z centrum nad Morzem Norweskim o bardzo niskim ciśnieniu atmosferycznym wynoszącym 979 hPa o godzinie 00 UTC (rys. 3.10). Natomiast nad północnym Atlantykiem rozpościerał się wówczas silnie rozbudowany wyż baryczny o bardzo wysokim ciśnieniu wynoszącym w centrum 1055 hPa. Między wymienionymi układami barycznymi wystąpił bardzo duży gradient baryczny, obejmujący swym zasięgiem również polskie wybrzeże. Spowodował on wystąpienie silnego wiatru, zwłaszcza podczas przechodzenia frontu chłodnego. Napływało powietrze polarno-morskie (PPm) o średniej dobowej temperaturze wynoszącej 5,1°C i o cyrkulacji północno-zachodniej cyklonalnej (NWc, tabela 3.1).

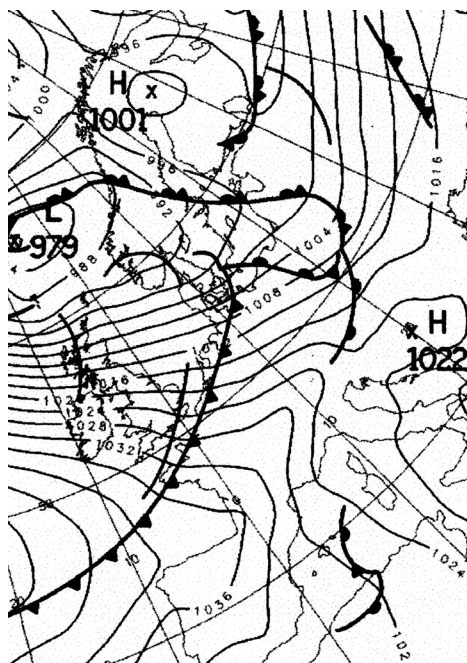


Tabela 3.1. Hydrologiczne i meteorologiczne warunki podczas nasuwania się pola lodowego na brzegi Zalewu Szczecińskiego i Zalewu Wiślanego

Akwen	Data	Najdłuższe nasunięcie lodu (m)	Grubość lodu (cm)	Śr. dobową temperatura pow. (°C)	Kierunek i prędkość wiatru (m/s)	Poziom wody (cm)	Typ cyrkulacji atmosferycznej
Z. Szczeciński	1 III 1976	120	20	5,2	NW, 24	503	NW _c
Z. Szczeciński	14 I 1993	110	13	6,2	WSW, 24	485	W _c
Z. Szczeciński	28 I 2003	120	18	5,1	W, 17	518	NW _c
Z. Szczeciński	1 II 2004	60	19	6,0	SW, 20	486	W _c
Z. Wiślany	8 II 2011	140	21	5,0	W, 25	550	NW _c

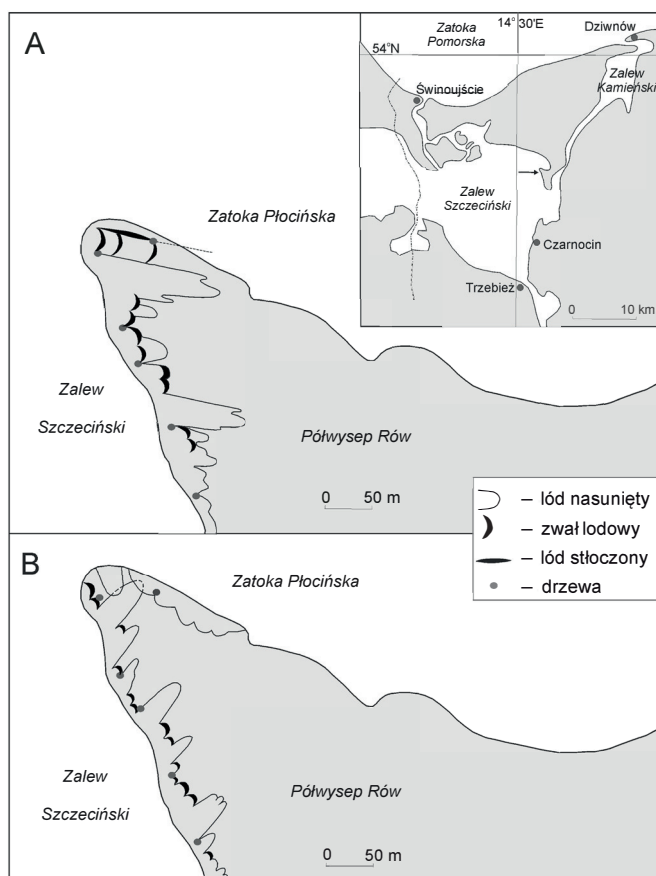
Źródło: opracowanie własne.

W wyniku działania wiatru z kierunku zachodniego (W) o prędkości 17 m/s na północno-zachodni brzeg półwyspu Rów nasunęło się pole lodowe o grubości 18 cm. Najdłuższe nasunięcia taflí lodowych w głąb lądu dochodziły do 120 m, co pokazano na rys. 3.11A i B. Ich kierunek nasuwu był zgodny z kierunkiem wiatru, to jest z zachodu na wschód. Tym dalekim nasunięciom sprzyjały nie tylko niskie i płaskie brzegi, ale też podwyższony poziom wody wynoszący 518 cm, czyli 15 cm powyżej średniego poziomu. W wyniku tarcia nasuwających się taflí lodowych o podłoże krawędzie ich ulegały obłamywaniu, zwłaszcza w części czołowej, na gruz lodowy. Zmniejszała się szerokość tych taflí od kilkudziesięciu metrów u podstawy (brzeg) do kilku metrów w części czołowej.



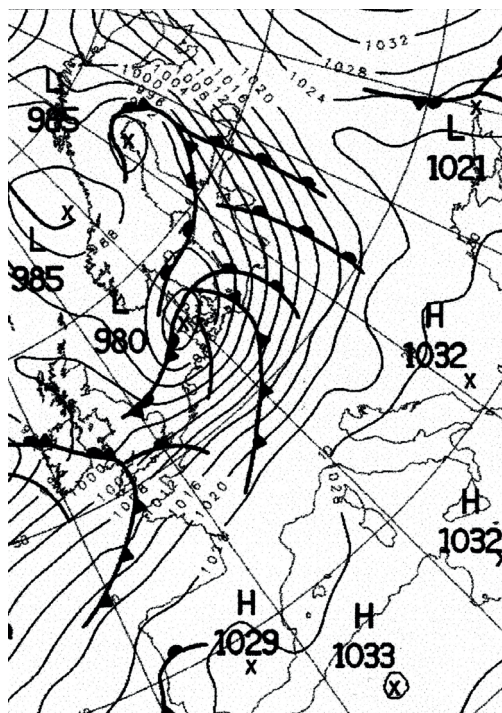
Rys. 3.11. Długie nasunięcia taflí lodowych na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 12 III 2003; B – 27 II 2003

Takie nasunięte tafle lodowe przypominały wyglądem palec, język, półelipsę czy parabolę (rys. 3.12A). Niektóre nasuwające się tafle lodowe na brzegu ulegały zwałowaniu na skutek przeszkód terenowych, jak na przykład stromy brzeg, wały osadów czy kępy drzew. Krótkie nasunięcia tafli lodowych od czoła kończyły się zwałami lodowymi. Można było zauważyć, że im krótsze było nasunięcie, tym od czoła tafli więcej lodu ulegało zwałowaniu i były one wyższe, nawet o wysokości do 6 m. Natomiast na czołach najdłuższych nasunięć spiętrzeń lodowych nie było.



Rys. 3.12. Nasunięte pole lodowe z taflami lodowymi na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 28 I 2003; B – 1 II 2004

Źródło: Girjatowicz 2015a, zmienione.



Rys. 3.13. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 1 II 2004 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: Weather 59,4.

Następny przypadek nasuwu pola lodowego zaobserwowano na zachodnim brzegu półwyspu Rów 1 II 2004 roku. W tym dniu Zalew Szczeciński był pod wpływem głębokiego niżu barycznego i towarzyszącemu mu frontu chłodnego (rys. 3.13). Centrum niżu znajdowało się nad Danią o niskim ciśnieniu atmosferycznym wynoszącym 980 hPa. Nad Zalewem Szczecińskim wystąpił bardzo duży gradient baryczny, wywołując silny sztorm. Napływało powietrze polarno-morskie (PPm) o średniej dobowej temperaturze wynoszącej 6°C i o cyrkulacji zachodniej cyklonalnej (Wc, tabela 3.1). W wyniku działania wiatru z kierunku południowo-zachodniego o prędkości 20 m/s wystąpiło nasunięcie pola lodowego o grubości 19 cm w północno-zachodnim brzegu półwyspu Rów. Nasunięte tafle lodowe o długości 60 m miały kierunek północno-wschodni. Szerokość tych tafli u ich podstawy (brzeg) wynosiła od kilkunastu do 35 m (rys. 3.12B). Od czoła tafle były zaokrąglone, zwężały się i przyjmowały kształt półelips i paraboli, były też formy trójpalczaste.

Na północno-zachodnim cyplu półwyspu Rów doszło do nawarstwienia i skrzyżowania nasuniętych taflí lodowych na ląd. Wystąpiło to w późniejszym terminie, kiedy pole lodowe nasunęło się na odległość około 30 m od strony północnej (od Zatoki Płocińskiej, rys. 3.12B).

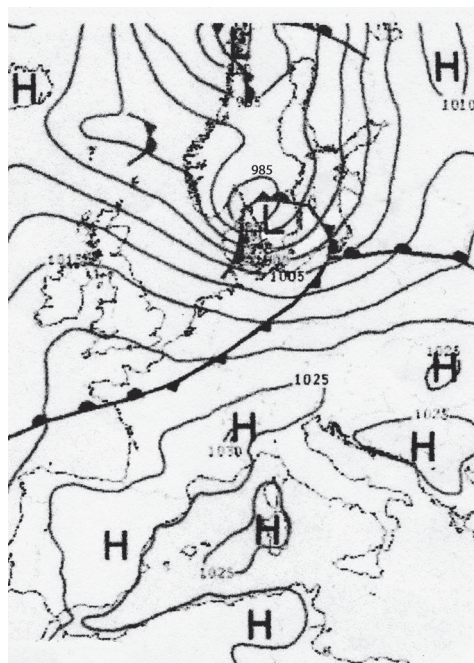
Tam między długimi nasunięciami występowały także krótsze nasunięcia taflí lodowych, na czołach których utworzyły się zwały lodowe o wysokości do 3 m. Po stopnieniu nasuwów i zwałów lodowych pozostały ślady sprasowanej trzciny (rys. 3.14A i B).



Rys. 3.14. Trzcina sprasowana w wyniku nasunięć i po stopnieniu taflí lodowych na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 23 III 2004

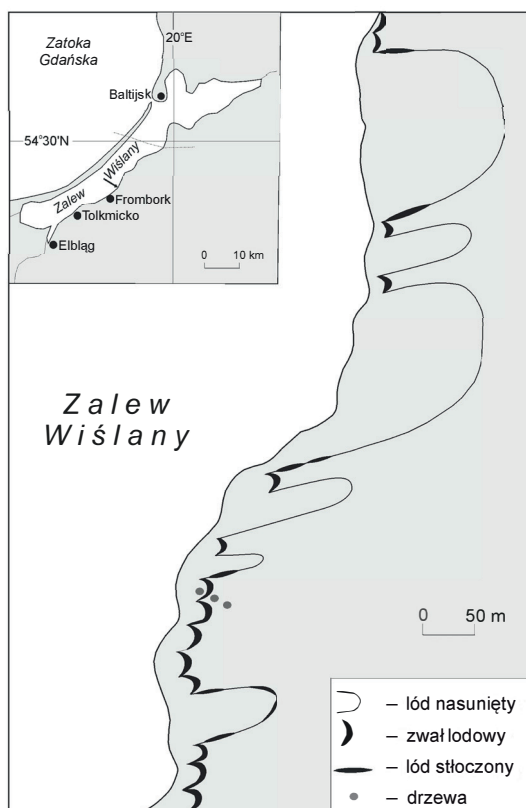
Nasuwanie pola lodowego na ląd zaobserwowano także na Zalewie Wiślanym 8 II 2011 roku. W tym dniu Zalew Wiślany był pod wpływem głębokiego niżu barycznego z centrum nad Kattegatem o ciśnieniu atmosferycznym poniżej 985 hPa o godzinie 00 UTC (rys. 3.15). Niż ten pogłębiał się i szybko przemieszczał na wschód z prędkością około 70 km/godz. O godzinie 12 UTC ośrodek niżu o ciśnieniu poniżej 980 hPa znalazł się nad Estonią (rys. 3.15). Nad południowym Bałtykiem wystąpił duży gradient ciśnienia atmosferycznego o wartości 8 hPa, generujący bardzo silny sztorm o prędkości wiatru 25 m/s. Napływało powietrze polarnomorskie o średniej dobowej temperaturze wynoszącej 5°C w cyrkulacji północno-zachodniej cyklonalnej (NWc, tabela 3.1).

Po przejściu frontu chłodnego i w wyniku działania bardzo silnego wiatru z kierunku zachodniego wystąpił dryf pola lodowego w kierunku wschodnim. Na południowym brzegu Zalewu Wiślanego na północny wschód od Fromborka nasunęło się pole lodowe o grubości 21 cm na odległość do 140 m od brzegu (rys. 3.16).



Rys. 3.15. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 8 II 2011 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: Weather 60,4.



Rys. 3.16. Nasunięte pole lodowe z taflami lodowymi na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 8 II 2011

Źródło: Girjatowicz 2015a, zmienione.

Jednocześnie po drugiej stronie zalewu, w rejonie Krynicy Morskiej, pokrywa lodowa odpłynęła od brzegu na odległość około 200 m. Dalekim nasuwom lodu na ląd sprzyjał niski i zabagniony teren oraz wysoki poziom wody wynoszący 550 cm, to jest o około 50 cm wyższy od średniego poziomu. Obszar ten został zalany wodą, co zmniejszyło tarcie nasuwających się tafli lodowych, tak że łatwo nasuwały się na ląd, prasując rosnącą tam trzcinę. Nasunięte tafle lodowe usytuowane były równolegle w stosunku do siebie i miały kierunek w przybliżeniu wschodni. Szerokość nasuniętych tafli lodowych u ich podstawy dochodziła do 160 m (rys. 3.16). Czoła tych tafli były zaokrąglone w wyniku tarcia i obłamywania krawędzi podczas nasuwania się na ląd. Szerokie tafle przypominały wyglądem półelipsy, zaś węższe tafle miały kształt palców. Z boków tych tafli, zwłaszcza u ich podstawy (blisko brzegu), występowały podłużne formy spiętrzonego gruzu lodowego, pochodzącego z obłamywania krawędzi tafli lodowych (rys. 3.17A i B). U czoła pola lodowego, na początku (brzeg), między nasuniętymi taflami lodowymi występowały zwały lodowe o wysokości dochodzącej do 5,5 m nad poziomem wody i 5 m nad gruntem. Rozciągały się one wzdłuż brzegu na odcinku około 1 km.



Rys. 3.17. Nasunięte tafle lodowe z formami lodu spiętrzonego na ich krawędziach na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka: A i B – 11 II 2011

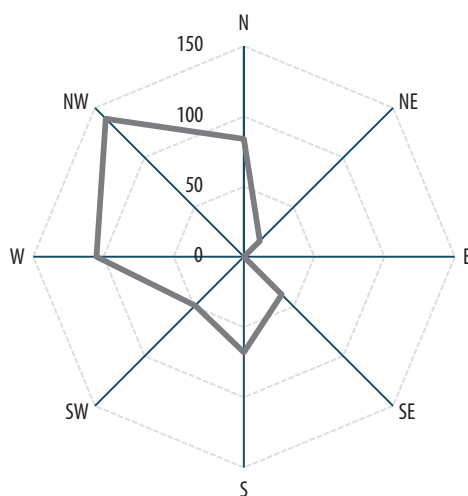
O kierunkach nasuwania się lodu na brzeg zalewów i jezior przybrzeżnych można się dowiedzieć nie tylko z bezpośrednich obserwacji, ale też na podstawie pomiarów blizn lodowych (uszkodzeń) na drzewach. Najczęściej tafle lodowe nasuwały się z kierunków zachodnich (SW-W-NW) – z częstością około 60% (293 przypadki), a zwłaszcza z kierunku NW – 28% (139 przypadków, tabela 3.2, rys. 3.18). Najrzadziej lód nasuwał się z kierunków wschodnich (NE-E-SE) – z częstością zaledwie 10% (54 przypadki). Brak było nasunięć lodu (blizn) z kierunku wschodniego (E).

Częstość nasuwów lodu z poszczególnych kierunków można uzasadnić warunkami hydrologiczno-meteorologicznymi, umożliwiającymi ruszenie lodów, ich nasuwanie i piętrzenie na brzegach badanych akwenów. Ruszenie lodów i ich nasuwanie na brzeg występuje przeważnie w okresie ocieplenia (przy dodatniej temperaturze powietrza), przy występowaniu silnego wiatru z kierunków zachodnich, podczas cyrkulacji atmosferycznej cyklonalnej. Podczas takich warunków meteorologicznych lód nasuwa się na wschodnie brzegi zalewów i jezior przybrzeżnych. Najdłuższe nasunięcia lodu na ląd wynoszące 120–140 m wystąpiły podczas cyrkulacji północno-zachodniej cyklonalnej (NWc, Girjatowicz 2014). Znacznie rzadziej lód nasuwa się z kierunków wschodnich (NE-E-SE) podczas cyrkulacji atmosferycznej antycyklonalnej. Napływające z sektora wschodniego masy powietrza przynoszą zimą mroźne powietrze, wpływając stabilizująco na pokrywę lodową.

Tabela 3.2. Liczba blizn lodowych na drzewach z poszczególnych kierunków na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych południowego Bałtyku

Kierunek (zakres)	Zalew Szczeciński	Zalew Wiśłany	Jeziora przybrzeżne	Razem	
				n	%
N (338°–22°)	10	69	5	84	17
NE (23°–67°)	12	4	0	16	3
E (68°–112°)	0	0	0	0	0
SE (113°–157°)	0	11	27	38	7
S (158°–202°)	12	9	47	68	14
SW (203°–247°)	8	20	21	49	10
W (248°–292°)	15	67	23	105	21
NW (293°–237°)	6	127	6	139	28
Razem	63	307	129	499	100

Źródło: opracowanie własne.



Rys. 3.18. Liczba blizn lodowych na drzewach z poszczególnych kierunków na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych południowego Bałtyku

Źródło: opracowanie własne.

3.3. Lód spiętrzony

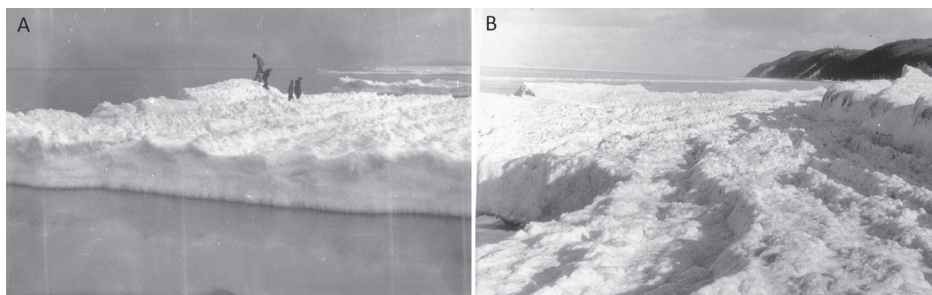
Spiętrzenie lodowe to miejscowe nagromadzenie lodu wypiętrzonego powyżej poziomu wody i pokrywy lodowej. Mogą one tworzyć się zarówno na powierzchni wodnej, jak i lądowej. Przyjmują różne formy w postaci wałów, ścian, wydm, pojedynczych czy grupowych kopców, a także ściśniętych (stłoczonych) stref lodowych z bruzdami, wybrzuszeniami lub pofalowaniami. Spiętrzenia lodowe zbudowane są z połamanego lodu, przeważnie z drobnej kry i gruzu lodowego, a także z nasuniętych tafli lodowych. Spiętrzenia tworzą się też ze świeżego drobnego lodu, jak ze śryżu i lepy lodowej, przyjmując postać głównie wału wzdłuż brzegu (wał śryżowy).

Na wodach południowego wybrzeża Bałtyku można wyróżnić cztery rodzaje spiętrzeń lodowych: lód stłoczony, wał śryżowy, wał lodowy i zwał lodowy (Girjatownicz i Łabuz 2020).

3.3.1. Lód stłoczony

Lód stłoczony (*pressured ice*) to ściśnięte i stłoczone drobne postacie lodu, przeważnie do wysokości kilkudziesięciu centymetrów nad powierzchnią wody. Ich osiadłe formy na gruncie mogą mieć większą wysokość, przeważnie około 1 m. Uformowany on może być ze śryżu, lepy lodowej, lepy śniegowej, krążków lodowych, drobnej kry lub gruzu lodowego. Rozpościera się przeważnie strefowo. Oprócz występowania na otwartych wodach lód stłoczony może pojawiać się też wzdłuż brzegu, przed stałym lodem, między polami lodowymi, przed innymi formami lodu spiętrzonego, przed budowlą hydrotechniczną (np. falochronem) czy przed jakąkolwiek inną przeszkodą. Czynnikiemami piętrzącymi mogą być zarówno bezpośrednie działanie wiatru na powierzchnie lodu (naprężenia styczne), prądy, jak i falowanie.

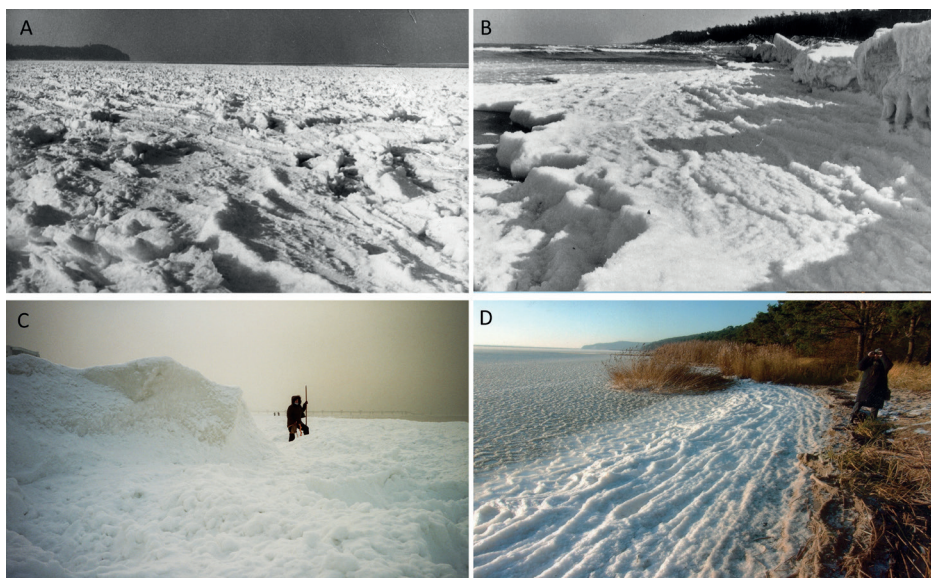
Lód stłoczony nie ma wyraźnie określonej topografii i najczęściej przyjmuje postać nierównej powierzchni, bruzd, wybrzuszeń lub pofalowań. Grube warstwy osiadłego stłoczonego lodu o wysokości około 1 m nad poziomem wody zaprezentowano na rys. 3.19A i B. Na rys. 3.19A pokazano resztki warstwy stłoczonego śryżu („półwysp lodowy”) po odpłynięciu wcześniej występującej pokrywy w strefie brzegowej w Zatoce Gdańskiej. Powierzchnia tego lodu ma wyraźne bruzdy powstałe w wyniku wiatrowego i falowego tłoczenia pływającego i ściskanego (tłoczonego) śryżu. Również na rys. 3.19B występuje gruba warstwa stłoczonego śryżu z głębokimi i wznoszącymi się bruzdami ku brzegowi. Lód ten został stłoczony przed stosunkowo wysokim wałem śryżowym, widocznym po prawej stronie.



Rys. 3.19. Gruba warstwa stłoczonego śryżu: A – na Zatoce Gdańskiej w rejonie Gdańska-Stogów, 9 II 1985; B – na Zatoce Pomorskiej w rejonie Międzyzdrojów, 26 I 1987

Ze względu na rodzaj stłoczonego lodu można wyróżnić: śryż i lepę lodową (rys. 3.20A–D), szkło lodowe (rys. 3.21A i B), drobną krę lodową (rys. 3.21C i D) oraz gruz lodowy (rys. 3.21E i F). Na rys. 3.20A zaprezentowano pokrywę lodową

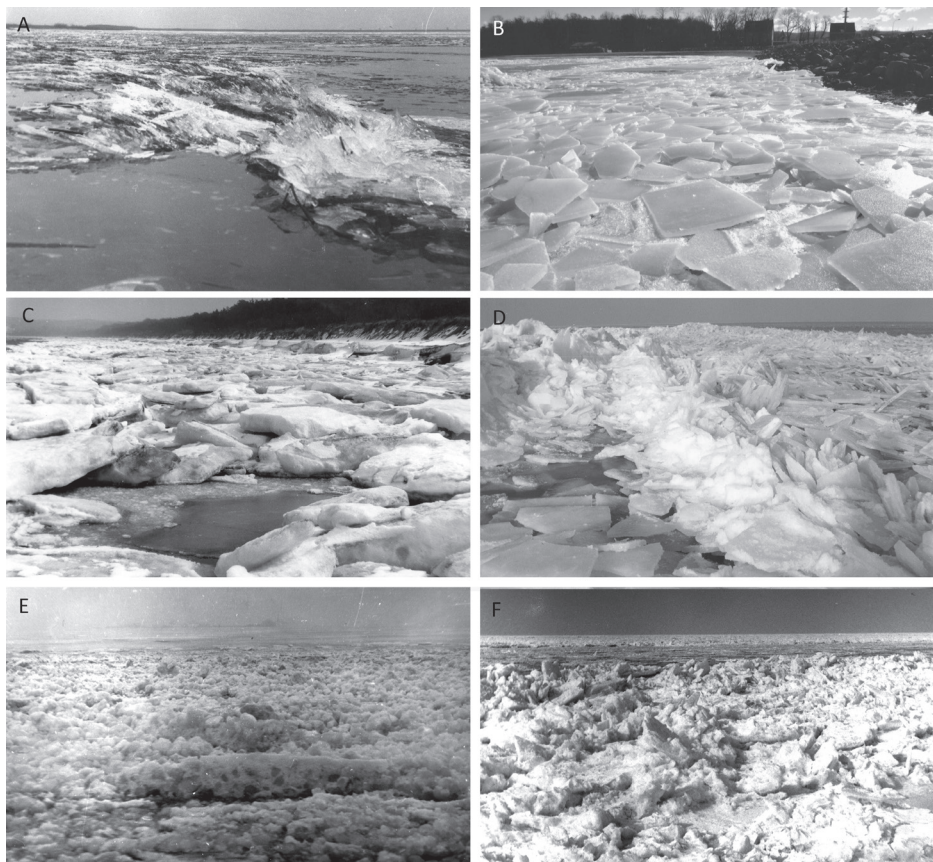
powstała ze stłoczonego śryżu. Topografia powierzchni tej pokrywy jest nierówna, chaotyczna z wgłębieniami i wypiętrzeniami. Natomiast na rys. 3.20B widoczna jest stosunkowo wąska strefa stłoczonego śryżu. Ten stłoczony przez fale lód z bruzdami uformował się przed wałem śryżowym, znajdującym się po prawej stronie. Również na rys. 3.20C przed wałem śryżowym utworzyła się stosunkowo szeroka strefa stłoczonego śryżu. Topografia tej powierzchni jest nierówna z zagłębieniami i spiętrzeniami. Z kolei na rys. 3.20D występuje wąski, o małej miąższości pas stłoczonego śryżu wzdłuż linii brzegowej. W odróżnieniu od pozostałej pokrywy lodowej, występującej w głębi zalewu, stłoczony śryż charakteryzuje się wyraźnymi bruzdami, równoległymi do brzegu. Uformował się on w wyniku falowania wody.



Rys. 3.20. Stłoczony śryż i lepa lodowa: A – we Władysławowie, 12 III 1987; B – w Mrzeżynie, 26 II 1987; C – w Międzyzdrojach, 28 XII 2010; D – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Karnocic, 14 XII 2022

Inne rodzaje lodu stłoczonego pokazano na rys. 3.21A–F. Na rys. 3.21A widoczne są spiętrzone skupiska stłoczonego szkła lodowego. Drobne stłoczone fragmenty szkła lodowego zaprezentowano również na rys. 3.21B. Ten stłoczony lód charakteryzuje się stosunkową równą powierzchnią, przypominającą wyglądem nawarstwienia szkła lodowego. Nawarstwienia stłoczonej kry lodowej ukazano z kolei na rys. 3.21C. Są to grube fragmenty kry lodowej bez wyraźnych spiętrzeń. Natomiast na rys. 3.21D

na Zalewie Szczecińskim w rejonie miejscowości Miroszewo stłoczona kra lodowa charakteryzuje się wyraźnymi spiętrzeniami. Między tymi spiętrzeniami w zagłębieniach widoczna jest woda.



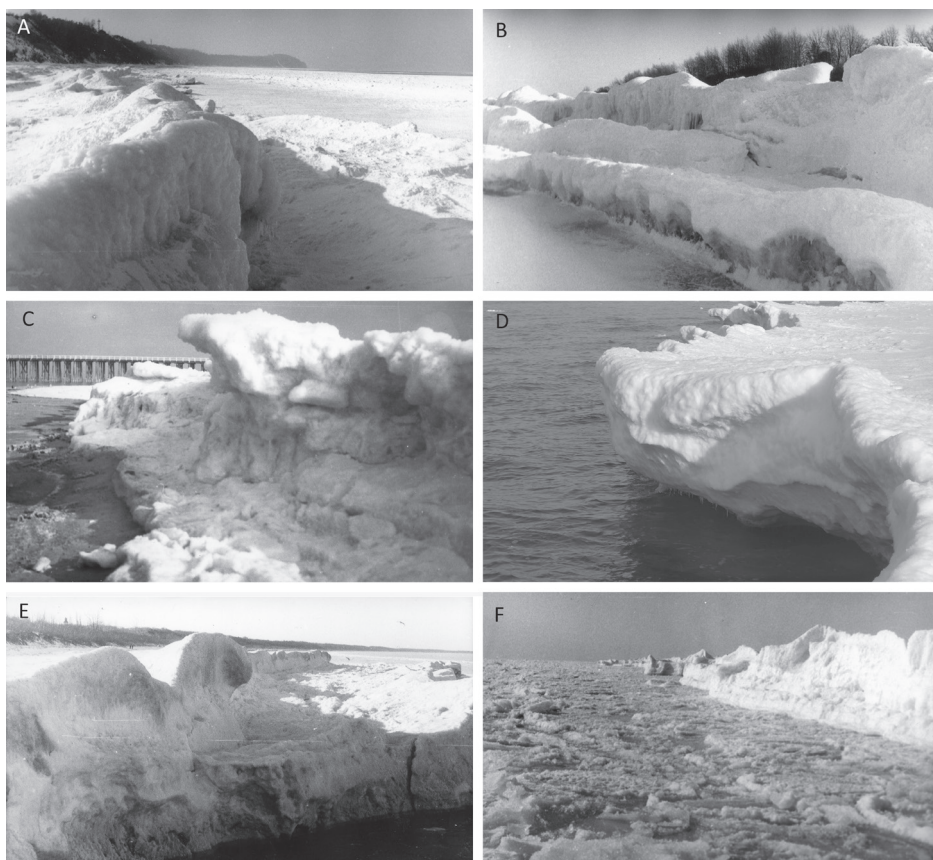
Rys. 3.21. Stłoczone szkło lodowe: A – na Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego, 13 XII 1993; B – na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka, 25 II 2017; kra i gruz lodowy: C – na Zatoce Pomorskiej w rejonie Lubiewa, 4 IV 1996, D – na Zalewie Szczecińskim rejonie Miroszewa, 18 XII 1997; gruz lodowy: E – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży, 6 III 1979; F – w Zatoce Gdańskiej w rejonie Świbna, 13 III 1987

W kanałach żeglugowych jednym z czynników powodujących piętrzenie lodu jest ruch statków na torze wodnym (tłoczenie okrętowe). Takie spiętrzenia powstają w wyniku spychania gruzu lodowego przez kadłub statku na obrzeża toru wodnego (rys. 3.21E). Na fotografii obecne są bruzdy w tak zwanej kaszy lodowej, powstałej w wyniku ciągłego ruchu statków i łamania lodu na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego.

Na rzekach czynnikiem piętrzącym lód jest prąd rzeczny. Płynąca i ściśkana kra na rzece ulega zwykle rozdrobnieniu na gruz lodowy. Taki ściśnięty i spiętrzony gruz oraz kra lodowa tworzą zatory lodowe, również w ujściowych odcinkach dużych rzek. Na rys. 3.21F pokazano stłoczony gruz lodowy formujący zator lodowy w ujściu Przekopu Wisły. Topografia powierzchni tego spiętrzenia jest nierówna z bruzdami. W oddali widoczna jest pokrywa lodowa na Zatoce Gdańskiej, zbudowana ze zmarzniętego śryżu, lepy lodowej i gruzu lodowego.

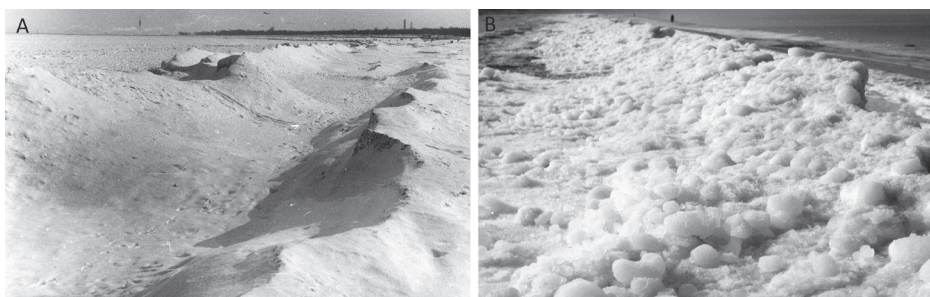
3.3.2. Wał śryżowy

Wał śryżowy (*grease ice ridge*) to podłużne usypisko, ściana, wał świeżego i drobnego lodu, jak: kryształków lodu, śryżu lub lepy lodowej o wysokości do kilku metrów (przeważnie 1–3 m). Wał taki rozpościera się wzdłuż linii brzegowej. Przy wyższych poziomach wody i silnym falowaniu tworzy się on na plaży, niekiedy nawet przed wydymami lub klifami. Czynnikiem piętrzącym jest falowanie wiatrowe, w wyniku którego drobne postacie lodu są wyrzucane na brzeg (Girjatowicz 2016). W trakcie powiększania się wału wykształcają się jego zbocza nawietrzne i zawietrzne, wyraźnie różniące się między sobą. Zbocze nawietrzne jest bardzo strome, przyjmując postać ściany (rys. 3.22A i F). Na rys. 3.22A przedstawiono pionowe zbocze nawietrzne wału śryżowego na brzegu morza w rejonie Władysławowa. Po lewej stronie można zauważyć stosunkowo łagodne zbocze zawietrzne tego wału. Natomiast po prawej stronie, przed wałem śryżowym, widoczne są stłoczenia śryżu, a na morzu – pokrywa lodowa zestalona ze śryżu i lepy lodowej. Podobne nachylenie zbocza nawietrznego, przyjmujące postać poszczególnych stopni (schoinki) wału śryżowego, zaobserwowano na brzegu Zatoki Gdańskiej w rejonie Krynicy Morskiej (rys. 3.22B). Przed tym trójstopniowym wałem widoczny jest fragment stałej pokrywy lodowej. Często wały śryżowe charakteryzują się wklęsłymi zboczami nawietrznymi z gzymsami w części wierzchołkowej (rys. 3.22C i D). Takie wklęsłe zbocze z wyraźnym gzymsem pokazano na rys. 3.22C. Natomiast na rys. 3.22D gzyms lodowy został uformowany z zamarzających bryzgów wody na wcześniej utworzonym wale śryżowym. Na nawietrznych zboczach wałów śryżowych mogą występować również formy wklęsłe, przypominające wyglądem muszle (nisze, rys. 3.22E i F). Na rys. 3.22E znajdują się dwie formy muszlowe w górnej części wału śryżowego. Przed wałem śryżowym zauważyć można natomiast grubą warstwę stłoczonego śryżu. Formy muszlowe na wale śryżowym zaprezentowane zostały również na rys. 3.22F. Formy muszlowe wyznaczają największą wysokość wału śryżowego, gdzie wystąpiło najintensywniejsze falowanie. Przed wałem tym występuje stała pokrywa lodowa utworzona ze zmarzniętego śryżu i lepy lodowej.



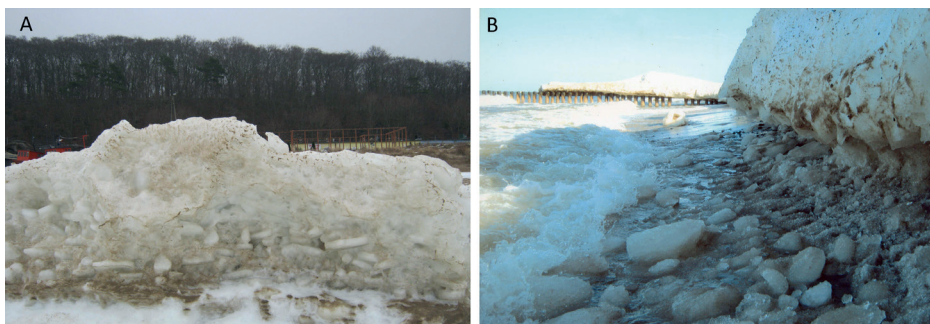
Rys. 3.22. Wały śryżowe – strome zbocze nawietrzne: A – we Władysławowie, 12 III 1987; B – w Krynicy Morskiej, 13 III 1987; gzymsy: C – w Międzyzdrojach, 5 II 1982; D – w Międzywodziu, 5 II 2010 (fot. M. Świątek); formy muszlowe: E – w Międzyzdrojach, 26 I 1987; F – na Helu, 12 III 1987

Z kolei zbocza zawietrzne wału śryżowego są stosunkowo łagodne, przeważnie o jednolitym nachyleniu zgodnie z kątem naturalnego usypu drobnych postaci lodu, głównie lepy lodowej. Nachylenie tych zboczy przedstawiono na rys. 3.23A i B. Na rys. 3.23A od strony lądu znajdują się zaśnieżone zbocza zawietrzne wału śryżowego, zbudowane ze śryżu i lepy lodowej. U góry po lewej stronie obecna jest stała pokrywa lodowa utworzona ze zmarznętego śryżu i lepy lodowej. Na rys. 3.23B na również łagodnie nachylonym zboczu zawietrznym wyraźnie widoczne są zaokrąglone formy lepy lodowej. Te kuliste postacie lodu tworzyły się przed zboczem nawietrznym w wyniku falowania i zostały wyrzucone przez fale na zbocze przeciwnym (zawietrzne). Lód taki łatwo stacza się, formując bardzo łagodne zbocze zawietrzne (od strony lądu).



Rys. 3.23. Zawietrzne zbocza wału śryżowego: A – w Świnoujściu, 6 III 1987; B – w Międzyzdrojach, 5 II 1982

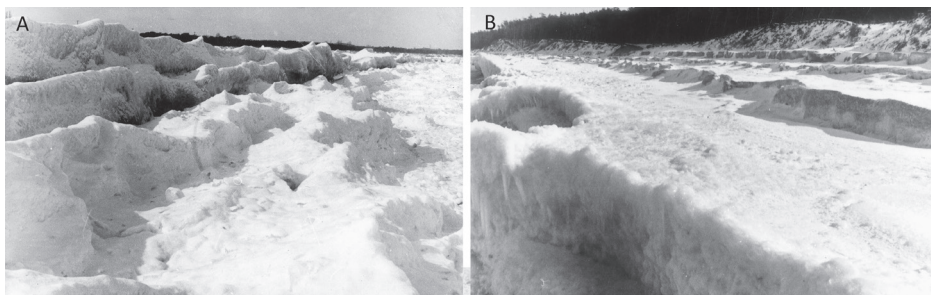
Wały śryżowe mogą powstawać nie tylko ze śryżu i lepy lodowej, ale również częściowo z gruzu lodowego, pochodzącego z rozpadu większych postaci lodu czy napływu gruzu z ujść rzecznych. Takie wały śryżowo-gruzowe przedstawiono na rys. 3.24A i B. Zostały one podmyte przez fale morskie, a u ich podstawy widoczne są drobne odłamy gruzu lodowego powstałego w wyniku falowania i topnienia. Może utworzyć się też wał zbudowany z samego rozdrobionego gruzu lodowego, wówczas będzie to wał gruzowy. Występują one w rejonach ujść rzecznych, z których napływa kra i gruz lodowy. Należy tu podkreślić, że niekiedy trudno jest odróżnić lepe lodową od obtoczonego gruzu lodowego.



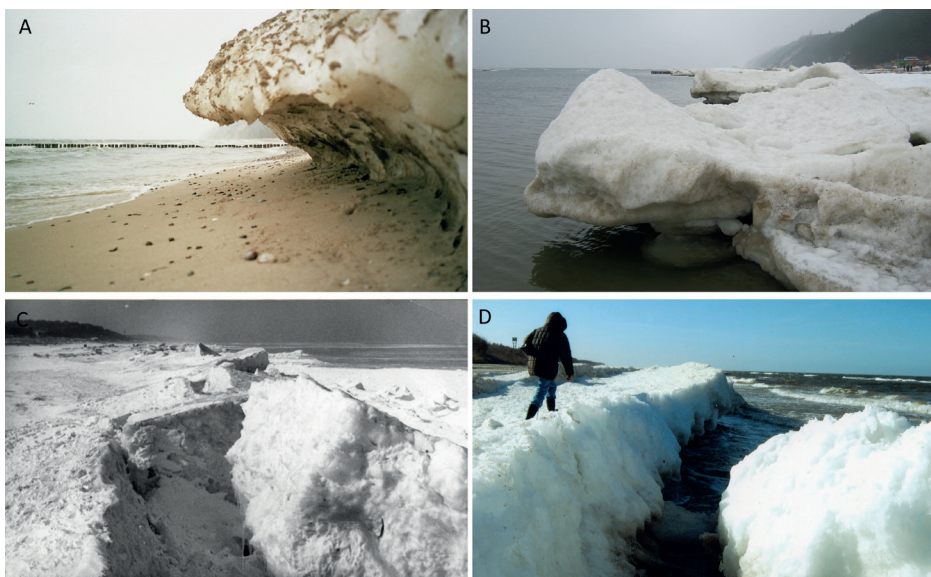
Rys. 3.24. Wały śryżowo-gruzowe: A – w Międzyzdrojach, 18 II 2012; B – w Dziwnówku, 23 II 2012

Wały śryżowe mogą być jednogrzebietowe, dwugrzebietowe, a nawet wielogrzebietowe (rys. 3.25A i B). Na rys. 3.25A przedstawiono wał śryżowy czterogrzebietowy, wyklinowujący się, widoczny po prawej stronie. Czterogrzebietowy wał śryżowy zaprezentowany został również na rys. 3.25B. Grzbiety tego wału są dość oddalone od siebie, o długich i łagodnych zboczach zawietrznych. Można też przyjąć,

że są to cztery oddzielne wały śryżowe. Wały te obejmują całą plażę. Najdalej od morza, u podstawy wydym, występuje zwykle najwyższy położony wał, który utworzył się najwcześniej. Kolejne wały śryżowe zazwyczaj obniżają się w kierunku morza i powstały później. Turyści lub kuracjusze przebywający zimą w miejscowościach nadmorskich takie wały śryżowe nazywają „zamarzniętymi falami”.



Rys. 3.25. Wielogrzebietowe wały śryżowe: A – w Świnoujściu, 6 III 1987; B – w Mrzeżynie, 26 II 1987



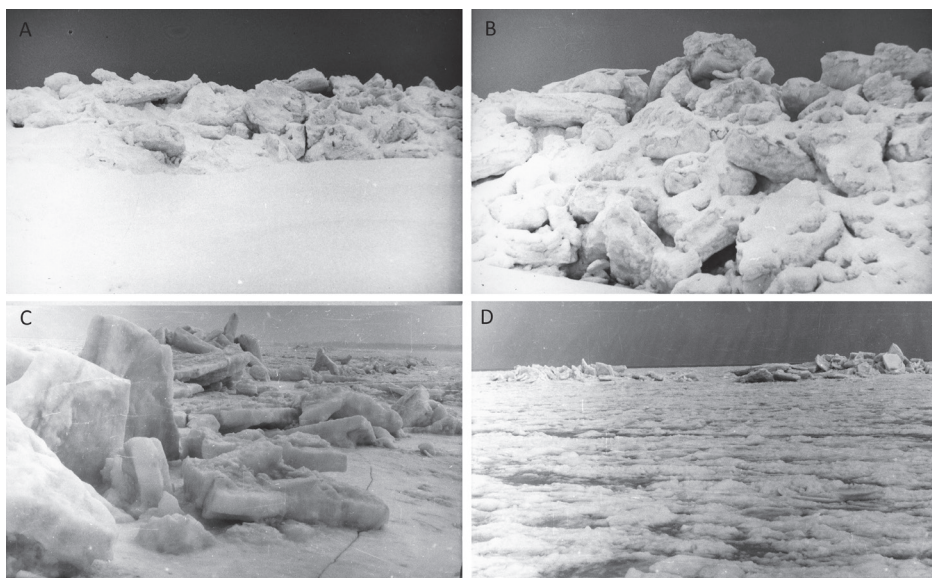
Rys. 3.26. Zerodowane i obłamane wały śryżowe: A – w Międzyzdrojach, 5 II 2011 i B – 18 II 2012; C – w Krynicy Morskiej (od strony morza), 13 III 1987, D – w Dziwnówku, 23 II 2012

W okresie ocieplenia i wzmożonego falowania wały śryżowe od strony morza są podmywane i wtedy występuje intensywne topnienie u ich podstawy. Wypłukiwana jest tam głęboka niszka i w rezultacie zostaje zaburzona równowaga hydrostatyczna, w wyniku czego dochodzi do przewrócenia się wału (rys. 3.26A–D). Na rys. 3.26A i B pokazano głęboką niszę u podstawy wału śryżowego na brzegu. Na wałach tych zauważalne są ciemniejsze zabarwienia wytapiającego się piasku. Natomiast na rys. 3.26C i D przedstawiono obrywy wału śryżowego. Na rys. 3.26C widoczny jest wał z wieloma obrywami. Między częścią obłamaną a pozostałą pojawiają się duże zagłębienia (szczeliny).

3.3.3. Wał lodowy

Wał lodowy (*ridge ice*) to stosunkowo długi wał, grobla występująca przeważnie między polami lodowymi. Zbudowany jest z drobnej kry i gruzu lodowego, powstałego głównie z obłamywania się krawędzi pól lodowych. Topografia zboczy nawietrznych i zawietrznych wałów lodowych nie wykazuje istotnych różnic. Czynnikiem piętrzącymi są prądy wodne oraz wiatr oddziałujący na górną powierzchnię pól lodowych. Wały lodowe na ogół spotyka się na otwartych wodach Bałtyku, gdzie obecne są duże pola lodowe. Takie pola lodowe corocznie występują zwykle w północnej części Bałtyku (zatoki Botnicka i Fińska). Wysokość wałów lodowych wynosi tam najczęściej 1–2 m i mogą dochodzić do 4 m nad poziom wody. Ich część podwodna (kil) ma miąższość kilkakrotnie większą od części nadwodnej (Palosuo 1975; Keinonen 1976; Zakrzewski 1983b; Leppäranta, Myrberg 2009).

U południowych brzegów Bałtyku bardzo rzadko pojawiają się duże pola lodowe, między którymi mogą uformować się wały lodowe. Tworzą się one podczas surowych zim, które już coraz rzadziej występują. Na południowym Bałtyku niewysokie wały lodowe obserwowano w zimach surowych, między innymi 1978/1979 (rys. 3.27A i B) i 1984/1985 (rys. 3.27C i D). Na rys. 3.27A i B przedstawiono wał lodowy o wysokości około 2 m zbudowany z grubych odłamów drobnej kry i gruzu lodowego. Wał lodowy o podobnej wysokości widać na rys. 3.27C i D. Utworzył się on w obrębie pokryw lodowej ze zmarzniętego śryżu i lepy lodowej.



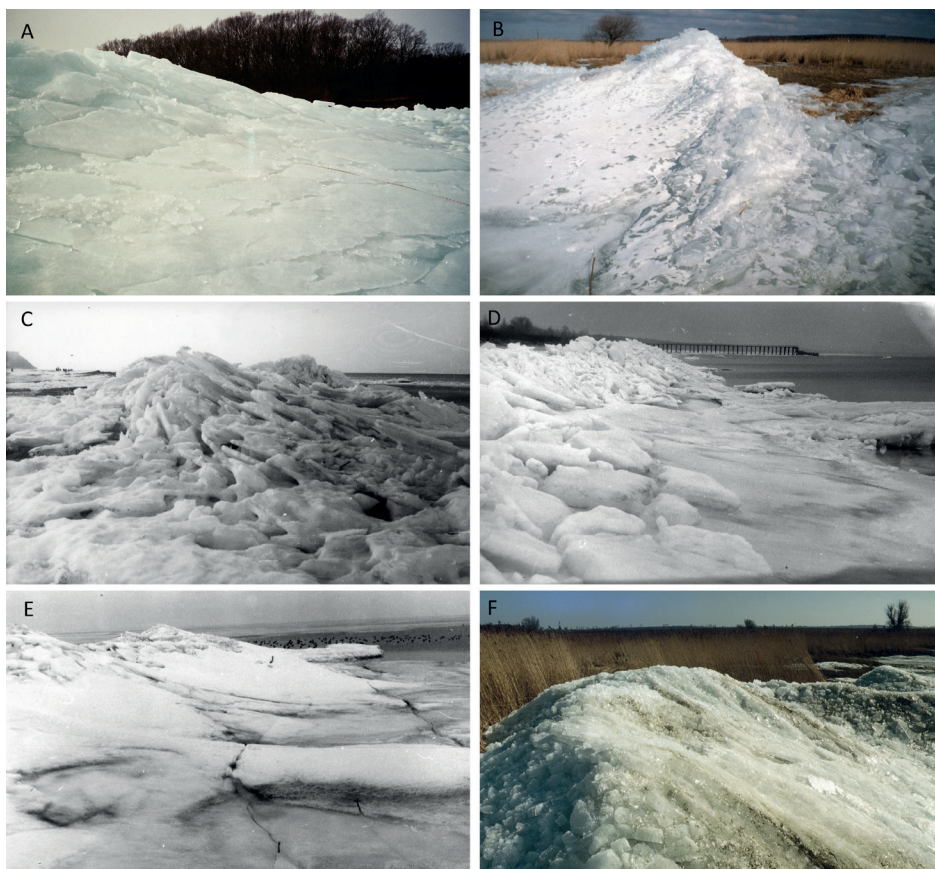
Rys. 3.27. Wały lodowe: A i B – w Trzemeszno, 11 I 1979; C i D – w Świnoujście, 27 II 1985

3.3.4. Zwał lodowy

Zwał lodowy (*hummock ice*) to stosunkowo wysoki, nawet do kilkunastu metrów kopiec zbudowany z połamanego lodu, drobnej kry i gruzu lodowego, a od strony nawietrznej – głównie z nasuniętych tafli lodowych. Są to najwyższe postaci lodu spiętrzonego, których maksymalne wysokości u brzegów Morza Bałtyckiego zawierały się w przedziale 12–16 m nad powierzchnią wody (por. Slaucitajs 1929; Kraus 1930; Orviku 1965). Najwyższe zwały formują się na płycznach, w strefie brzegowej i na lądzie i są to osiadłe formy lodu spiętrzonego (por. Kraus 1930; Alestalo, Häikiö 1976; Girjatowicz 1983b). Czynnikiem piętrzącym jest siła wiatru oddziałująca na górną powierzchnię pola lodowego.

Topografia zboczy zwału lodowego wyraźnie różni się od pozostałych form lodu spiętrzonego. Zbocze nawietrzne jest zazwyczaj dłuższe, na początku łagodne, a dalej w części wyższej coraz bardziej strome. Stąd najczęściej przyjmuje postać stożka wulkanicznego lub wydmy (rys. 3.28A–F). Na fotografiach pokazano stosunkowo łagodne zbocza zwału lodowego od strony wody (nawietrznej) i jego wzrastającą stromość, zwłaszcza w części górnej. Zbocze nawietrzne zwału zbudowane jest przeważnie z tafli lodowych, niekiedy przewarstwionych gruzem lodowym.

Na rys. 3.28C widoczne jest od strony morza stosunkowo długie zbocze nawietrzne zwału lodowego z nasuniętymi zerodowanymi taflami lodowymi w rejonie Heringsdorfu. Po przeciwnej stronie zwału dostrzec można krótkie, ale strome zbocze zawietrzne zbudowane z gruzu lodowego. Długie i łagodne zbocza nawietrzne zwałów lodowych ukazano również na rys. 3.28D–F. Na rys. 3.28F obecna jest silnie spękana, murszejąca i topniejąca tafla lodowa na zboczu nawietrznym, po stosunkowo długim okresie ocieplenia (dodatniej temperaturze powietrza) i dużego usłonecznienia.



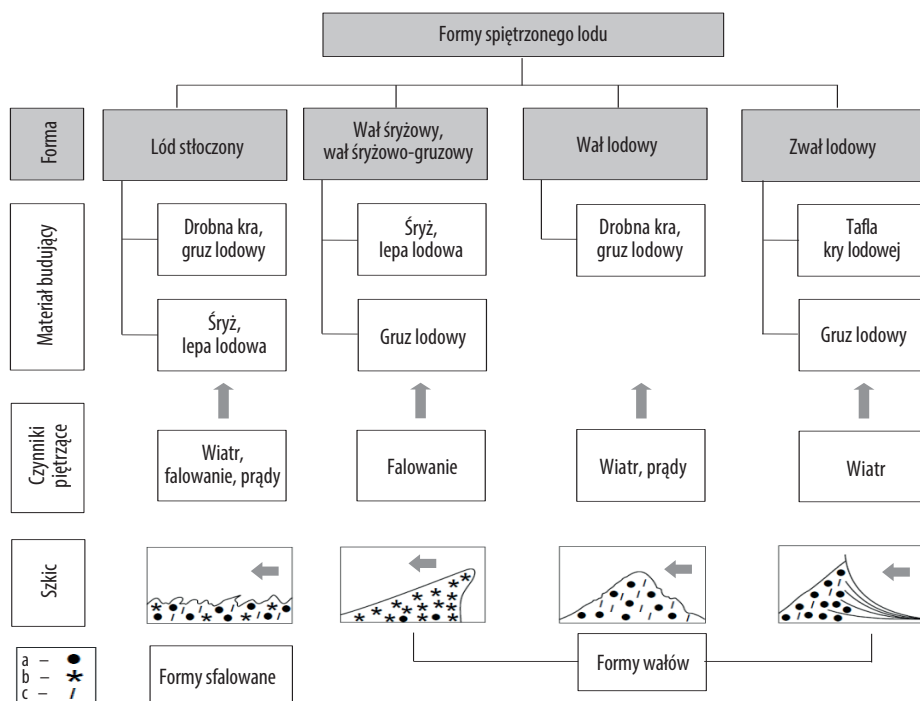
Rys. 3.28. Nawietrzna strona zwałów lodowych: A – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 12 III 2011; B – na półwyspie Rów, 5 III 2004; C – w Zatoce Pomorskiej w rejonie Heringsdorfu (Niemcy), 12 III 1979; D – w Międzyzdrojach, 20 III 1985; E – w Zatoce Puckiej w rejonie Rewy, 10 III 1986; F – na Zalewie Szczecińskim na półwyspie Rów, 11 III 1994

Natomiast zbocze zawietrzne zwału lodowego zbudowane jest z gruzu lodowego. Pochodzi on z obłamywania się tafli lodowej nasuwającej się od strony nawietrznej i obłamującej się pod własnym ciężarem w części wierzchołkowej po stronie zawietrznej zwału. Nachylenie zbocza zawietrznego jest strome, jednolite, zgodne z kątem naturalnego usypu gruzu lodowego (rys. 3.29A–D). Zbocze zawietrzne zwału lodowego przedstawione na rys. 3.29A jest krótkie i strome, zbudowane ze stosunkowo dużych odłamów gruzu lodowego. W oddali na morzu widoczna jest stała pokrywa lodowa. Z kolei na rys. 3.29B zaprezentowano zbocze zawietrzne zbudowane z drobnego, murszejącego i topniejącego gruzu lodowego. Na zwale tym obecne są ciemne plamy pochodzące z wytapiających się osadów. Podobnie dość zmurszały gruz lodowy występuje na zawietrznej stronie zwału lodowego pokryty topniejącą pokrywą śnieżną (rys. 3.29C). Można na niej zauważyć na horyzoncie pas białych wydym łebskich. Z kolei na rys. 3.29D pokazano strome zbocze zawietrzne zwału zbudowane ze stosunkowo grubego gruzu lodowego powstałego z połączonych tafli lodowych. W oddali wzdłuż brzegu można zauważyć ciąg zwałów lodowych.



Rys. 3.29. Zawietrzna strona zwałów lodowych: A – w Świnoujściu-Warszowie; 11 I 1997, B – na Zalewie Szczecińskim (półwysep Rów), 12 III 2004; C – na jeziorze Łebsko (ujście Łeby), 19 III 2005; D – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 16 III 2011

Klasyfikację i najważniejsze kryteria rodzajów (form) spiętrzeń lodowych, jak: rodzaj lodu – materiał budujący spiętrzenie, czynnik wywołujący piętrenie i wygląd spiętrzenia (szkic), przedstawiono na rys. 3.30.



Rys. 3.30. Klasyfikacja spiętrzeń lodowych na południowym wybrzeżu Bałtyku: a – gruz lodowy; b – śryż i lepa lodowa; c – drobna kra

Źródło: Girjátowicz, Łabuz 2020, zmienione.

3.4. Podsumowanie

Lód zdeformowany ma topografię zaburzoną w wyniku działania czynników dynamicznych, takich jak wiatr, prądy lub falowanie. Do lodu zdeformowanego zalicza się lód nawarstwiony, nasunięty na ląd i spiętrzony. Lód nawarstwiony powstaje w wyniku nasunięcia jednej tafli na drugą o grubości przeważnie do 10 cm. Wyróżnia się nawarstwienie proste i zazębione. Czynniki wywołującymi nawarstwianie są prądy, a przede wszystkim silny wiatr oddziałujący na górną powierzchnię lodu (naprężenia styczne).

Na południowym wybrzeżu Bałtyku obserwuje się również lód nasunięty na ląd. Są to tafle lodowe o grubości przeważnie powyżej 10 cm. Głównym czynnikiem wywołującym nasunięcia jest silny wiatr. Najdłuższe nasunięcia osiągające długość do 140 m od brzegu zaobserwowano na zalewach przybrzeżnych. Pojawiają się one na brzegach niskich, płaskich i zalewanych wodą (mniejsze tarcie). Krótsze nasuwy występują na brzegu morza i jeziorach przybrzeżnych. Nasunięcia lodowe powstają podczas głębokich i aktywnych niżów barycznych, które nie tylko przynoszą zimą ocieplenie, ale także wywołują bardzo silny wiatr z kierunków zachodnich i wzrost poziomów wody.

W strefach lodu nawarstwionego i nasuniętego na brzeg pojawiają się także spiętrzenia lodowe. Wyróżnia się następujące formy lodu spiętrzonego: lód stłoczony, wał śryżowy, wał lodowy i zwał lodowy. Stłoczeniu ulegają drobne postacie lodu (śryż, lepa lodowa, drobna kra, gruz lodowy) w wyniku działania silnego wiatru, prądów lub falowania. Są to niskie formy lodu spiętrzonego o wysokości do 1 m. Lód stłoczony nie ma wyraźnie określonej topografii i najczęściej przyjmuje formę nierównych powierzchni, bruzd, wybrzuszeń lub sfalowanej powierzchni. Wał śryżowy zbudowany jest ze śryżu i lepy lodowej. Tworzy się wzdłuż brzegu i ma wysokość przeważnie 1–3 m. Czynnikiem piętrzącym są fale wyrzucające ten drobny lód na brzeg. Charakteryzuje się on stromym, często wklęsłym zboczem nawietrznym i łagodnym zboczem zawietrznym o stałym nachyleniu, które określone jest kątem naturalnego usypu śryżu i lepy lodowej. Natomiast wał lodowy występuje przeważnie między polami lodowymi i uformowany jest z drobnej kry i gruzu lodowego powstałego z obłamywania ich krawędzi. Ma wysokość przeważnie 1–2 m. Część podwodna (kil) na otwartych wodach morza ma miąższość kilkakrotnie większą od części nadwodnej. Czynnikiem piętrzącymi są prądy lub silny wiatr oddziałujący na górną powierzchnię pól lodowych. Zbocza wału lodowego – nawietrzne i zawietrzne – są podobne. Najwyższą formą lodu spiętrzonego jest zwał lodowy, który na brzegach zalewów przybrzeżnych może osiągnąć wysokość do 10 m. Czynnikiem piętrzącym jest silny wiatr oddziałujący na górną powierzchnię pola lodowego. Zbocze nawietrzne zbudowane jest głównie z tafli lodowych o wzrastającym ku wierzchołkowi nachyleniu, natomiast zbocze zawietrzne zbudowane jest z gruzu lodowego o stałym nachyleniu, zgodnie z kątem naturalnego usypu gruzu lodowego.

Rozdział 4

Meteorologiczne i hydrologiczne uwarunkowania powstawania wałów śryżowych

Wał śryżowy (*grease ice ridges*) formuje się z drobnych postaci lodu: zawiesiny kryształków lodu (*frazil ice*), śryżu (*grease ice*), lepy śnieżnej (*slush*) oraz lepy lodowej (*shuga*). Mogą w nim też występować inne drobne postacie lodu, pochodzące z rozdrabniania przez fale szkła lodowego lub kry lodowej tworzącej gruz lodowy. Taką formę nazywamy zazwyczaj wałem śryżowo-gruzowym (*grease-brash ice ridge*). Wymienione postacie lodu w zależności od intensywności falowania ulegają zwieraniu i następnie są wyrzucane na ląd wzdłuż brzegu. Podczas silnego falowania drobny lód wyrzucany na brzeg formuje wał o wysokości nawet do kilku metrów.

Czynnikiem meteorologicznym niezbędnym do powstania wału śryżowego jest dość silny wiatr z kierunków dolądowych. Im silniejszy wiatr (a w konsekwencji wyższe fale wiatrowe), tym wyższe tworzą się wały śryżowe. U południowych brzegów Bałtyku jest to wiatr z kierunków północnych (NW, N, NE), o długim rozbiegu, zwłaszcza z kierunku północno-wschodniego. Wiatr z tych kierunków generowany jest najczęściej podczas niżu barycznego występującego na wschód (NE-SE) od południowego Bałtyku, a wyżu barycznego – nad Skandynawią.

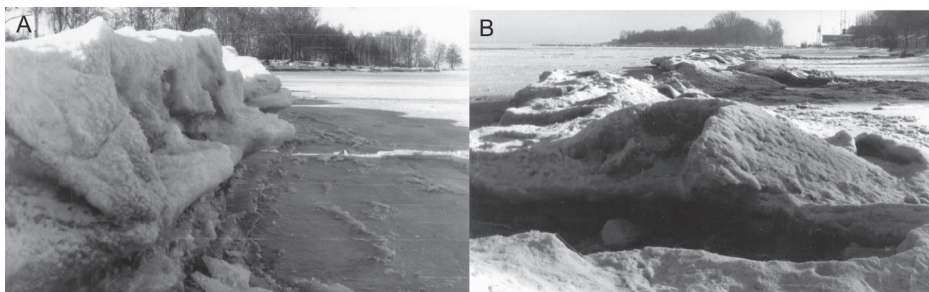
Charakterystykę warunków meteorologicznych umożliwiających formowanie się wałów śryżowych na południowym wybrzeżu Bałtyku oparto na analizie trzech udokumentowanych przypadków. Pierwszy z nich dotyczy Zalewu Szczecińskiego (w rejonie Trzebieży) zimą 1979/1980, drugi – południowego brzegu Bałtyku

(na odcinku od Świnoujścia do Helu) w zimie 1986/1987, a trzeci – Zatoki Pomorskiej (w pobliżu Międzyzdrojów) w zimie 2010/2011. W pierwszym przypadku wał śryżowy utworzył się 3 I 1980 roku (Girjatowicz 2016). Utrzymujące się ujemne temperatury powietrza spowodowały, że 2 I 1980 roku na Zalewie Szczecińskim zaczęły tworzyć się pierwsze zjawiska lodowe. Wiatr o sile 5–7 B z kierunku północno-zachodniego i towarzyszące mu silne falowanie przy stanie zalewu 5 (stopień skali sfalowania powierzchni wodnej) wyrzucały na brzeg śryż, tworząc na południowym brzegu zalewu w rejonie Trzebieży wał o wysokości około 1 m. Formowaniu się wału śryżowego sprzyjał stosunkowo wysoki poziom wody wynoszący 542 cm, to jest około 40 cm powyżej średniego poziomu (tabela 4.1). Na rys. 4.1A zaprezentowano wał śryżowy od strony nawietrznej, a na rys. 4.1B – od strony zawietrznej. Zbocze od strony nawietrznej (od stronu zalewu) jest bardzo strome, nieregularne, z licznymi wgłębieniami. Wiatr i falowanie formujące wał śryżowy na zalewie w dniu 3 I 1980 roku były generowane przez niż baryczny występujący na północny wschód od południowego Bałtyku (rys. 4.2). Centrum tego niżu znajdowało się nad Łotwą i miało ciśnienie atmosferyczne 997 hPa. Na zachód od tego niżu rozciągał się prawie południkowo wał wysokiego ciśnienia z dwoma ośrodkami – nad południową Norwegią o ciśnieniu powyżej 1025 hPa i nad Francją o ciśnieniu 1031 hPa. Południkowy układ izobar generował spływ powietrza z kierunków północnych. Napływało mroźne powietrze arktyczne (PA) znad Morza Barentsa i Skandynawii. Średnia dobową temperatura powietrza obniżyła się do -7°C , powodując dalsze tworzenie się świeżego lodu, zwłaszcza śryżu i lepy lodowej.

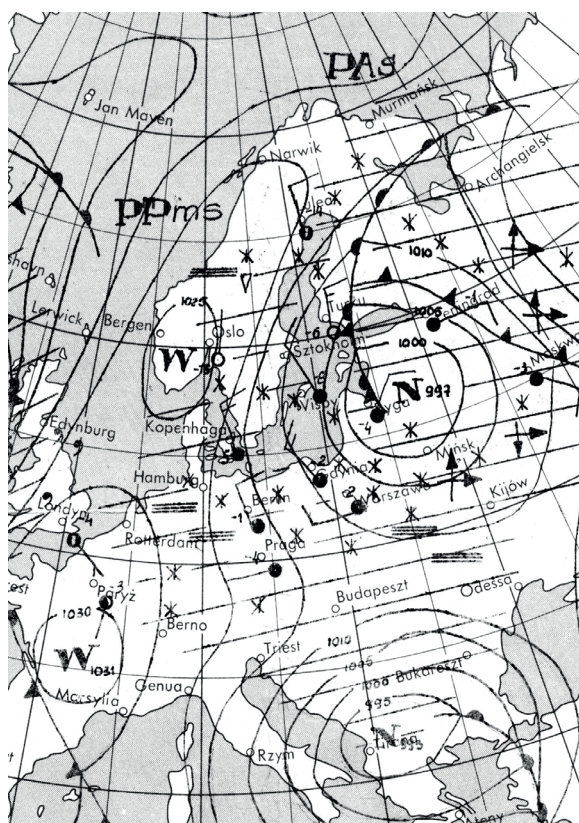
Tabela 4.1. Warunki hydrologiczno-meteorologiczne towarzyszące powstawaniu wałów śryżowych na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku

Akwen	Data	Wysokość wału śryżowego (m)	Średnia dobową temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$)	Kierunek i siła wiatru (B)	Stan morza	Poziom wody (cm)	Masa powietrza
Zalew Szczeciński (Trzebież)	3 I 1980	1	-7	NW, 5–7	5	542	PA
Bałtyk Południowy (Świnoujście-Hel)	10 I 1987	3	-13	NE, 6	6	550	PA
Zatoka Pomorska (Międzyzdroje)	25 XII 2010	3	-8	N, 7	7	586	PPk

Źródło: Girjatowicz 2016, zmienione.



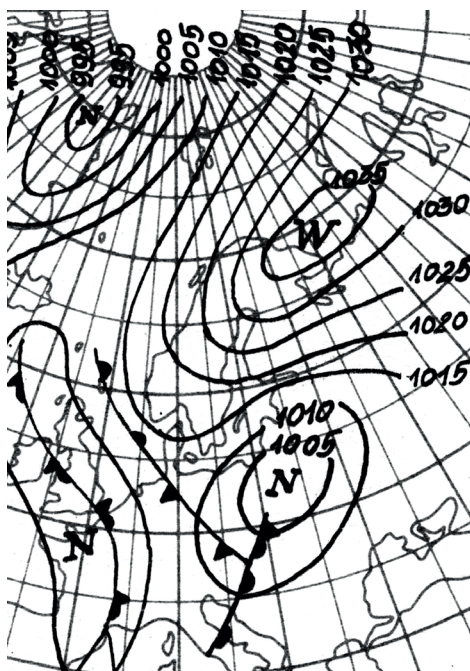
Rys. 4.1. Wał śryżowy na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży w dniu 16 I 1980 roku: A – strona nawietrzna; B – strona zawietrzna



Rys. 4.2. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 3 I 1980 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

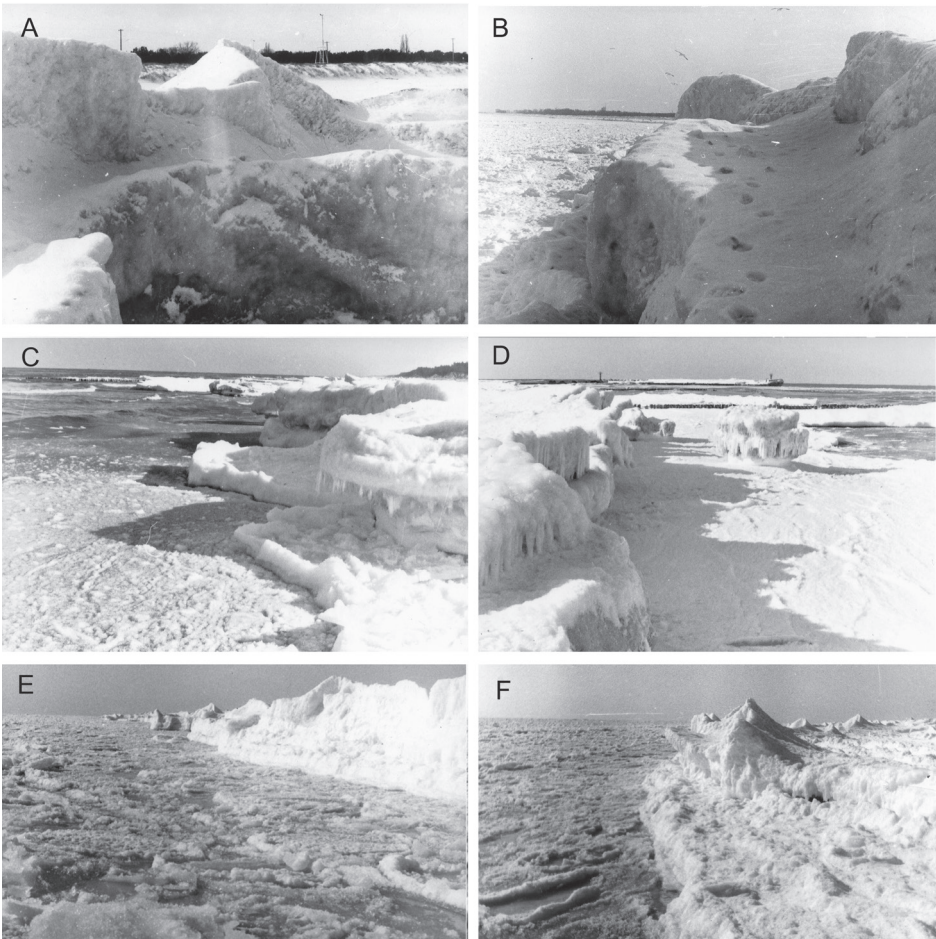
Drugi przypadek tworzenia się wałów śryżowych wzdłuż południowych brzegów Bałtyku odnotowano w zimie surowej 1986/1987 w dniu 10 I 1987 roku. Spadek temperatury powietrza poniżej 0°C wystąpił w dniach 21–26 XII 1986 roku. Trwałe ochłodzenie natomiast rozpoczęło się 2 I 1987 roku. Utrzymujące się niskie temperatury powietrza spowodowały, że prawie wzdłuż całego wybrzeża południowego Bałtyku na przełomie pierwszej i drugiej dekady stycznia zaczął tworzyć się pierwszy lód. W dniu 10 I 1987 roku spadek średniej dobowej temperatury powietrza poniżej -10°C spowodował intensywne tworzenie się śryżu (tabela 4.1). Wiatr o sile 6 B z kierunku północno-zachodniego, intensywne falowanie przy stanie morza 6 i stosunkowo wysoki poziom wody wynoszący 550 cm (około 50 cm powyżej średniego poziomu) sprzyjały tworzeniu się wałów śryżowych. Takie warunki hydrologiczno-meteorologiczne spowodowane były przez niż baryczny występujący na wschód od południowego wybrzeża Bałtyku (rys. 4.3). Centrum tego niżu o ciśnieniu atmosferycznym poniżej 1005 hPa znajdowało się nad Białorusią. Na północ od Bałtyku zalegał wyż baryczny z centrum nad Morzem Barentsa o ciśnieniu powyżej 1035 hPa. Takie położenie układów barycznych spowodowało napływ mroźnego powietrza arktycznego (PA) znad północno-zachodniej Rosji.



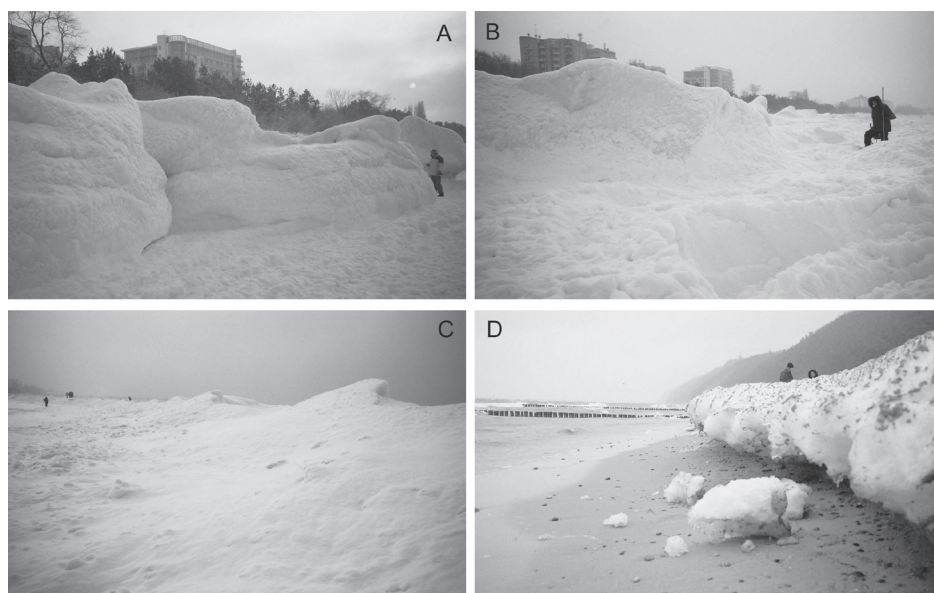
Rys. 4.3. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 10 I 1987 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

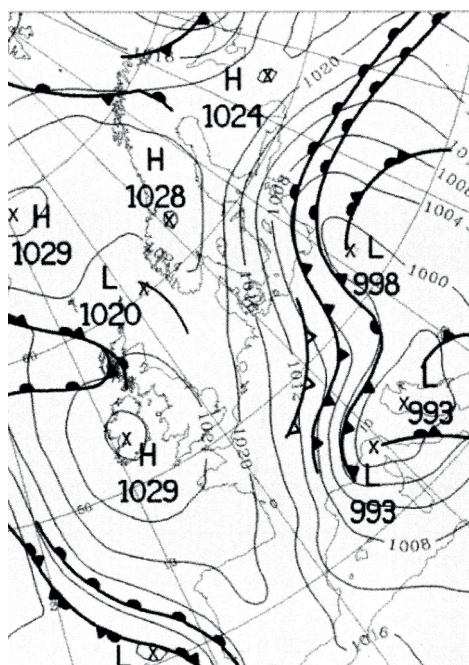
Powstałe warunki meteorologiczne sprzyjały tworzeniu się śryżu i wałów śryżowych. Przykłady spiętrzeń wzdłuż południowych brzegów Bałtyku w zimie 1986/1987 pokazano na rys. 4.4A–F. Na rys. 4.4A i B widoczne są strome zbocza nawietrzne z półkami (schodkami) w środkowej części zbocza wału śryżowego w rejonie Świnoujścia. W górnych wklęsłych miejscach wysokość wału dochodziła do 3 m. Na rys. 4.4C i D przedstawiono strome, nieregularne, z półkami, nawietrzne zbocza wału śryżowego w rejonie Mrzeżyna. Na zboczach wału obecne są sople powstałe w wyniku zamarzania bryzgów wody podczas falowania. Na rys. 4.4E widoczne są formy wklęsłe (muszle) od strony nawietrznej. Na rys. 4.4F zobaczyć można strome zbocze nawietrzne i stosunkowo łagodne zbocze zawietrzne wału oraz stałą pokrywę lodową utworzoną ze zmarzniętego śryżu i lepy lodowej.



Rys. 4.4. Wały śryżowe: A i B – w Świnoujściu, 6 III 1987; C i D – w Mrzeżynie, 26 II 1987; E i F – na Helu, 12 III 1987



Rys. 4.5. Wały śryżowe w Międzyzdrojach: A–C w dniu 28 XII 2010; D – w dniu 5 II 2011



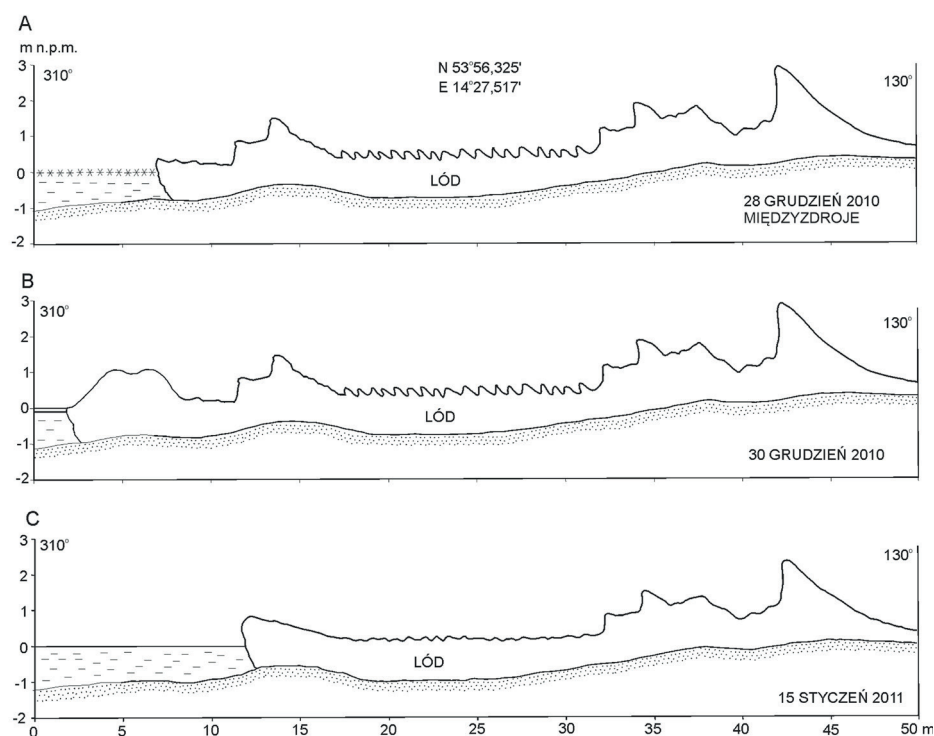
Rys. 4.6. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 25 XII 2010 o godzinie 00 UTC

Źródło: Weather 66,2.

Kolejny przypadek powstawania wału śryżowego odnotowano w Zatoce Pomorskiej w zimie 2010/2011 w dniu 25 XII 2010 roku. Na rys. 4.5A i B widoczne są zbocza nawietrzne uformowanego wówczas wału, a na rys. 4.5C – zbocze zawietrzne wału śryżowego. Z kolei na rys. 4.5D pokazano ablację wału wywołaną nie tylko ociepleniem, ale też podmywaniem przez fale. Na fotografii tej widać również odłamany fragment wału śryżowego.

W dniu powstawania wału śryżowego (25 XII 2010) wystąpił intensywny opad śniegu dostarczający lepy śniegowej oraz silny wiatr, co umożliwiło jego tworzenie się. Sytuację baryczną w tym dniu przedstawiono na mapce meteorologicznej dla Europy (rys. 4.6). Widoczny jest na niej rozległy niż baryczny z dwoma ośrodkami: jeden o ciśnieniu atmosferycznym 998 hPa usytuowany na południowy wschód od Zatoki Pomorskiej (nad Warszawą), a drugi o ciśnieniu 993 hPa na południe od niej (nad północnym Adriatykiem). Na północny zachód od tego niżu rozciągał się prawie południkowo wydłużony wyż baryczny z kilkoma ośrodkami o najwyższym ciśnieniu wynoszącym 1029 hPa nad Irlandią. Taki układ baryczny spowodował nad Bałtykiem Centralnym i Południowym zagęszczenie izobar, czyli duży gradient ciśnienia wzdłuż linii SW–NE. Duży gradient generował bardzo silny wiatr o prędkości 15 m/s (7 B) i duże falowanie z kierunku północnego przy stanie morza 7 (tabela 4.1). Napływało bardzo chłodne powietrze polarno-kontynentalne (PPk) z północno-zachodniej Rosji. Niska temperatura powietrza (-8°C) sprzyjała utrzymywaniu i dalszemu tworzeniu się lodu (śryżu i lepy lodowej).

Podczas takich warunków hydrologiczno-meteorologicznych znacznie wzrósł poziom wody wynoszący 586 cm, czyli około 90 cm powyżej średniego poziomu wody w Świnoujściu. Przy wysokich stanach wody i silnym falowaniu dolądowym utworzyły się na przybrzeżnej rewii i na plaży dwa wały śryżowe, oddzielone od siebie polem ściśniętego śryżu z bruzdami, przypominającym wyglądem zaorane pole (rys. 4.7A–C). Na rysunku zaprezentowano zmiany profilu poprzecznego wału śryżowego w stosunkowo krótkim czasie, w ciągu zaledwie 19 dni – od 28 XII 2010 do 15 I 2011 roku. Na rys. 4.7A od strony lądu widoczny jest typowy wał śryżowy wysokości około 3 m o łagodnym zboczu (22°) zawietrznym i wklęsłym zboczu nawietrznym z nawisem lodowym. Obok niego w stronę morza widoczne są trzy niewysokie do 2 m i nieregularne grzbiety wałów śryżowych. Dalej ku morzu w zagłębieniu na odcinku 14 m występuje ściśnięte (stłoczone) pole śryżu o miąższości około 1 m. Od strony morza na płyciźnie (na rewii) utworzył się następny wał śryżowy o stosunkowo łagodnym zboczu zawietrznym i z dwoma półkami (tarasami) od strony nawietrznej. Miał on wysokość 1,5 m i obniżał się stopniami około co 0,5 m ku morzu (rys. 4.7A).



Rys. 4.7. Zmiany przekroju poprzecznego wału śryżowego w strefie brzegowej w rejonie Międzyzdrojów: A – 28 XII 2010; B – 30 XII 2010; C – 15 I 2011

Źródło: Girjatowicz 2016, zmienione.

Na rys. 4.7B od strony morza przed wałem śryżowym w dniu 29 XII 2010 roku został dobudowany kopulasty niewysoki (1 m) zwał lodowy (*hummock*). Utworzył się on w wyniku nasuwania się szkła lodowego o grubości 3 cm wywołanego wiatrem z kierunku NW o prędkości 8 m/s. Tafle szkła lodowego, nasuwające się od strony morza (nawietrznej), obłamywały się pod własnym ciężarem na stosunkowo stromym zboczu zawietrznym zwału. Szkło lodowe utworzyło się 28/29 XII 2010 roku podczas występowania klina wyżowego, wywołującego znaczny spadek temperatury powietrza (-9°C). Na rys. 4.7C widoczne jest od strony morza wyraźne przekształcenie profilu lodowego tych spięrzeń. W dniu 1 I 2011 roku południowy Bałtyk był pod wpływem głębokiego niżu barycznego z centrum nad Sztokholmem. Wystąpiły silny wiatr z kierunków południowo-zachodniego i zachodniego oraz napływ ciepłego powietrza. W wyniku silnego falowania został rozbity nadbudowany na wale zwał

lodowy utworzony ze szkła lodowego i częściowo rozmyty wał śryżowy od strony morza. Gruz lodowy powstały z rozbitego zwału lodowego zdryfował w kierunku wschodnim. W następnych dniach w wyniku wyraźnego dalszego wzrostu temperatury powietrza, zwłaszcza od 7 I 2011 roku, wał śryżowy ulegał dalszemu rozmywaniu i topnieniu. Resztki wału śryżowego na plaży przetrwały do końca marca 2011 roku.

Czynnikiem piętrzącym śryż w wały są fale generowane przez silny wiatr z kierunków dolądowych – północnych (NW, N, NE), wywołujący duży stan morza (stopień sfalowania powierzchni wodnej). Od wysokości fal zależy wysokość wałów śryżowych wynosząca przeważnie od 1 m do 3 m. Im wyższe fale, tym wyższe będą wały śryżowe. Na ich wysokość i położenie wpływ ma również poziom wody. Im jest on wyższy, tym wyższe będą wały i tym dalej utworzą się w głębi plaży (lądu). Takie warunki hydrologiczne i meteorologiczne występują wówczas, gdy niż baryczny usytuowany jest na wschód od południowego Bałtyku, a wyż baryczny – na północ, głównie nad Skandynawią. Przy takim położeniu układów barycznych nad południowy Bałtyk napływają mroźne masy powietrza arktycznego (PA) lub powietrza polarno-kontynentalnego (PPk), wywołujące intensywne tworzenie śryżu i lepy lodowej. Wyższe wały śryżowe tworzą się u brzegów morza niż na zalewach i jeziorach przybrzeżnych ze względu na wyższe fale morskie.

Rozdział 5

Procesy tworzenia się i zaniku zwałów lodowych

Zwały lodowe jako najwyższe spiętrzenia lodowe w basenie Morza Bałtyckiego, a zwłaszcza na jego akwenach osłoniętych (zalewy, szerokie cieśniny, zatoki), można wyjaśnić procesem zwałowania lodu (por. Kraus 1930; Girjatowicz 1980, 2014, 2019). Proces ten wywołuje siła wiatru oddziałującego na górną powierzchnię pola lodowego. Im silniejszy jest wiatr, tym grubsze pole lodowe jest on w stanie ruszyć. Zależność tę pokazano w tabeli 5.1.

Tabela 5.1. Grubość pola lodowego (h) i odpowiadająca jej minimalna prędkość wiatru (v_{min}) umożliwiająca ruszenie i zwałowanie lodu na zalewach południowego Bałtyku

h (cm)	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
v_{min} (m/s)	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28

Źródło: Girjatowicz 2001a.

Z kolei im grubszy jest lód, tym uformuje się wyższy zwał lodowy, co przedstawiono w tabeli 5.2. Przeprowadzone badanie tych dwóch zależności na zalewach południowego Bałtyku wykazało wysoką istotność statystyczną ($p < 0,001$) o współczynnikach korelacji (R) odpowiednio: 0,83 i 0,89 (Girjatowicz 2014).

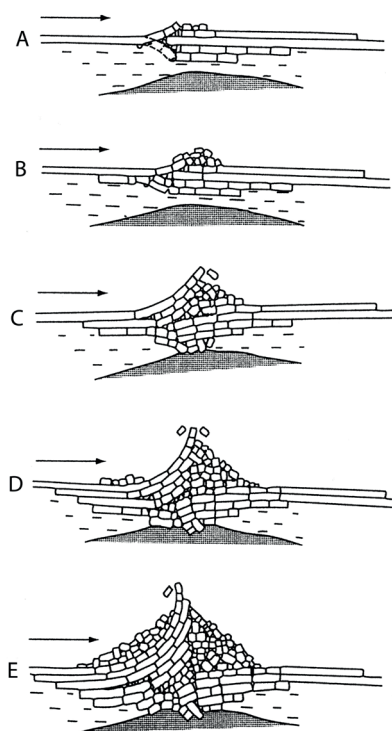
Tabela 5.2. Maksymalna wysokość zwał lodowego (H) i odpowiadająca jej minimalna grubość lodu (h_{min}) umożliwiającą uformowanie zwał lodowego na zalewach południowego Bałtyku

H (m)	2	3	4	5	6	7	8	9	10
h_{min} (cm)	4	8	11	14	18	21	24	28	31

Źródło: Girjatowicz 2001a.

5.1. Formowanie się zwałów lodowych

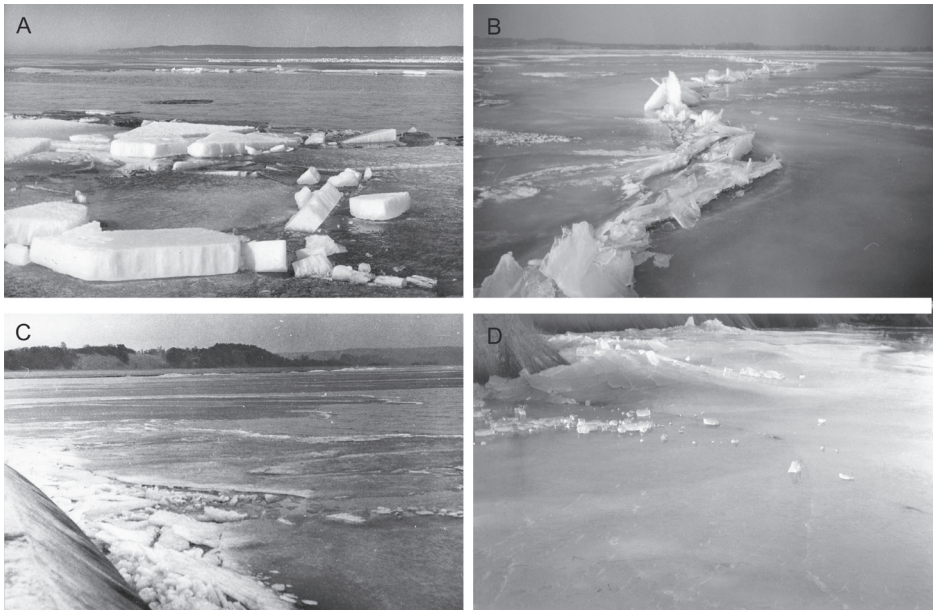
W zależności od miejsca zwałowania lodu (mielizna, brzeg, ląd) proces ten może nieznacznie różnić się w początkowych etapach piętrzenia lodu. Na lądzie tafle lodowe nie podsuwają się pod lód podczas piętrzenia. Natomiast na wodzie tafle te mogą początkowo niekiedy podsuwać się pod lód, ale głównie nad powierzchnią wody. Piętrzenie lodu rozpoczyna się w miejscu największego tarcia, na przykład przed krawędzią nieruchomego lodu, na brzegu czy w głębi lądu na jakiejkolwiek przeszkodzie.



Rys. 5.1. Etapy formowania się zwał lodowego

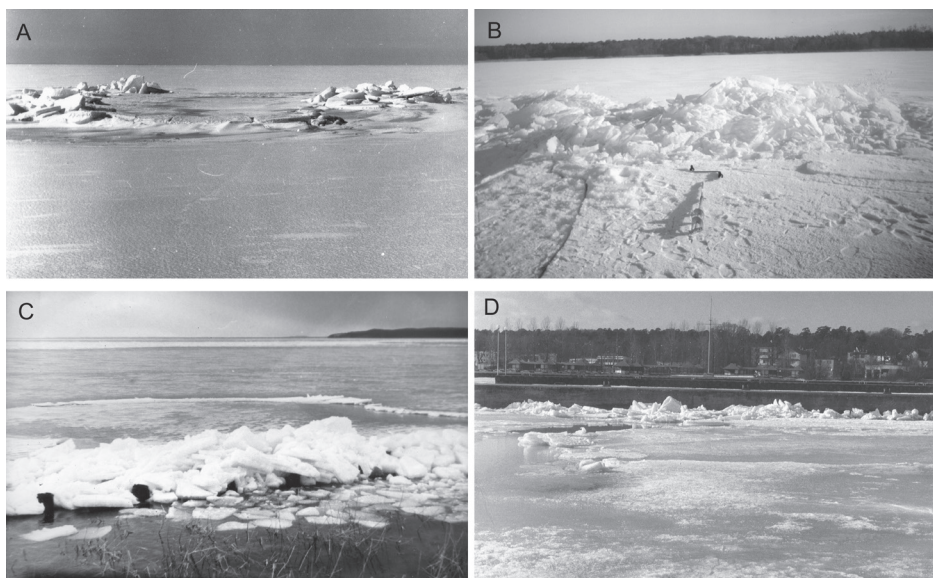
Źródło: Girjatowicz (2001a).

Można wyróżnić pięć wyraźnych etapów zwałowania lodu. Na rys. 5.1 zaprezentowano schematyczny przekrój porzeczný w poszczególnych etapach zwałowania lodu na mieliźnie. W pierwszym etapie następuje zwarcie pola lodowego wzdłuż szczeliny lub brzegu. Może pojawić się lód nawarstwiony lub nasunięty na brzeg. Wzdłuż szczeliny następuje zwykle obłamywanie krawędzi nasuwającego się lodu powodujące powstanie gruzu lodowego (rys. 5.2A–D). Na rys. 5.2A i B widać zwarte szczeliny z obłamanymi krawędziami i krótkimi nasunięciami pól lodowych. Podobne zjawiska lodowe występują też wzdłuż brzegu. Na rys. 5.2C przedstawiono nasunięte i obłamane krawędzie pola lodowego przed pirsem na Zalewie Wiślanym w rejonie portu Frombork, a na rys. 5.2D – nasunięte pole lodowe z obłamanymi krawędziami wzdłuż brzegu półwyspu Rów na Zalewie Szczecińskim.



Rys. 5.2. Zwarte szczeliny powstałe w wyniku naporu pola lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim, Mielizna Płocińska, 6 III 1982; B – 4 III 2003; C – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 9 III 1983; D – przy półwyspie Rów na Zalewie Szczecińskim, 6 I 1999

W drugim etapie zwałowania lodu nasuwające się pole lodowe obłamuje się na gruz lodowy i drobną krę. W wyniku tego procesu tworzą się niewielkie spiętrzenia lodowe, przypominające wyglądem lód stłoczony (rys. 5.3A–D). Przed spiętrzeniami zaprezentowanymi na rys. 5.3A–D występują nawarstwione tafle lodowe, a na rys. 5.3C dodatkowo krawędź nasuniętego pola lodowego.



Rys. 5.3. Podłużne formy lodu stłoczonego powstałe w wyniku naporu pola lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Kopic, 5 III 1980; B – Czarnocina, 4 I 2002; C – Płocina, 11 II 1981; D – na Zalewie Wiślanym w Krynicy Morskiej, 2 III 1999

W trzecim etapie występuje właściwe zwałowanie lodu. Typowe formy zwałów lodowych przedstawione zostały na rys. 5.4A–F. Nasuwające się tafle lodowe po zboczu nawietrznym zwału w części wierzchołkowej po przejściu na drugą stronę (zawietrzną) obłamują się tam pod własnym ciężarem na gruz lodowy. Obłamujące się tafle lodowe na gruz lodowy i osypujące się formują nachylenie zbocza zawietrznego zwału zgodnie z kątem naturalnego usypu gruzu lodowego. Natomiast zbocze nawietrzne jest zbudowane z tafli lodowych niekiedy przewarstwionych gruzem lodowym, o nachyleniu łagodnym w części przedniej i wzrastającym ku wierzchołkowi (rys. 5.4A i B). Na rys. 5.4A przedstawiono nasuwającą się taflę lodową po zboczu nawietrznym i obłamującą się po stronie zawietrznej zwału lodowego. Zbocze nawietrzne jest stosunkowo łagodne i nieznacznie wklęsłe. W głębi, po prawej stronie, widoczny jest lód nawarstwiony i spiętrzony. Podobny kształt zbocza nawietrznego, ale o nieco większym nachyleniu, ukazano na rys. 5.4B.

W czwartym etapie zwałowania lodu nasuwająca się tafla lodowa przyjmuje położenie pionowe i może obłamywać się, tworząc gruz lodowy, zarówno po zawietrznej, jak i po nawietrznej stronie zwału lodowego (rys. 5.4C i D). Na rys. 5.4C przedstawiono zwał lodowy z wysuniętą do góry taflą lodową. Również na rys. 5.4D widoczna jest

w części wierzchołkowej zwału wysunięta do góry tafla lodowa. Po lewej stronie widać zbocze zawietrzne o jednolitym nachyleniu, a w górnym prawym rogu można zauważyć pole lodowe z nawarstwionym lodem.



Rys. 5.4. Nasuwające się tafle lodowe po zboczu nawietrznym zwału lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 III 2011; na Zalewie Wiślanym w rejonach: B – Fromborka 16 III 2011 i C – Tolkmicka, 25 II 2017; D–F – przy półwyspie Rów na Zalewie Szczecińskim, 7 II 1973

W piątym etapie zwałowania lodu nasuwająca się tafla lodowa w części wierzchołkowej coraz bardziej odchyła się ku stronie nawietrznej, tak że zbocze to staje się coraz bardziej wklęsłe (rys. 5.4E i F). Odchylająca się tafla lodowa w stronę nawietrzną obłamuje się tam pod własnym ciężarem, tworząc gruz lodowy. Odkładany po stronie nawietrznej zwału gruz lodowy zwiększa tarcie nasuwającej się pod spodem tafli

lodowej, co zazwyczaj powoduje przerwanie procesu. Ostatecznie zbocze nawietrzne może upodobnić się do zbocza zawietrznego. Wówczas nachylenie obu zboczy uwarunkowane jest kątem naturalnego usypu gruzu lodowego. Jeżeli w dalszym ciągu występują sprzyjające warunki do zwałowania lodu, to następny zwał lodowy tworzy się u podnóża poprzedniego. W ten sposób powstaje strefa lodu zwałowanego z wieloma równoległymi rzędami zwałów (rys. 5.4F). Na rys. 5.4E zauważyć można u podnóża tafla po stronie nawietrznej gruz lodowy powstały z łamiących się tafla w części wierzchołkowej oraz depresję lodową wypełnioną wodą. Depresja lodowa to obniżenie się pokrywy lodowej poniżej poziomu wody. Powstała w wyniku naporu lodu i wgięcia się tafla przy podstawie zwału lodowego poniżej poziomu wody. Na rys. 5.4F po prawej stronie widoczna jest dość szeroka strefa zwałów lodowych.

W procesie zwałowania lodu najistotniejszy jest trzeci etap. Odkładany gruz lodowy po stronie zawietrznej jest podstawą do zakwalifikowania spiętrzonego lodu do zwału lodowego. Ten etap zwałowania lodu trwa najdłużej i decyduje o rozmiarach zwału lodowego. Maksymalną wysokość zwału wyznacza przeważnie tafla wysunięta do góry w partii wierzchołkowej zwału.

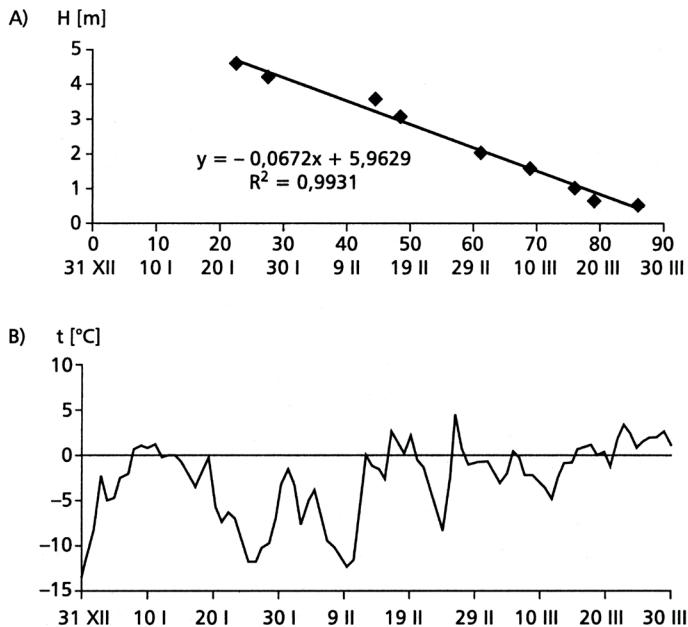
Proces zwałowania lodu nie zawsze obejmuje pięć etapów, ale zawsze musi wystąpić trzeci etap, aby dane spiętrzenie lodu można było zakwalifikować jako zwał lodowy. Najczęściej zwałowanie lodu kończy się na trzecim etapie. Zazwyczaj jest procesem ciągłym i zwał lodowy może uformować się nawet w ciągu kilku – kilkunastu minut. Czas trwania zwałowania lodu zależy głównie od rozmiarów pola lodowego i siły wiatru.

5.2. Topnienie i zanik zwałów lodowych

Po utworzeniu się zwału lodowego występuje jego systematyczne obniżanie się, nawet podczas występowania ujemnych temperatur powietrza. Proces ten zachodzi wówczas wolniej niż przy temperaturze dodatniej. Podczas mrozów topnieniu ulegają podwodne części zwału, zwłaszcza w strefie przydennej. Poza tym zwał lodowy rozpląszcza się wskutek ciśnienia warstw nadległych lodu (pod własnym ciężarem).

Tempo obniżania się zwału lodowego przeanalizowano na podstawie obserwacji procesów zachodzących w obrębie mielizny Wysokoju Warpieńskiego na Zalewie Szczecińskim, w odległości 510 m od Cypla Miroszewskiego w kierunku NNE (azymut 23°) w okresie od 22 I do 26 III 1996 roku. W tym czasie przy występowaniu głównie ujemnych temperatur powietrza zwał lodowy obniżał się w tempie około 7 cm na dobę. Zwał ten w dniu 22 I 1996 miał wysokość 4,6 m nad poziomem wody i utworzył się na głębokości 1,4 m. Przy wysokości 0,5 m rozsypał się (zanikł)

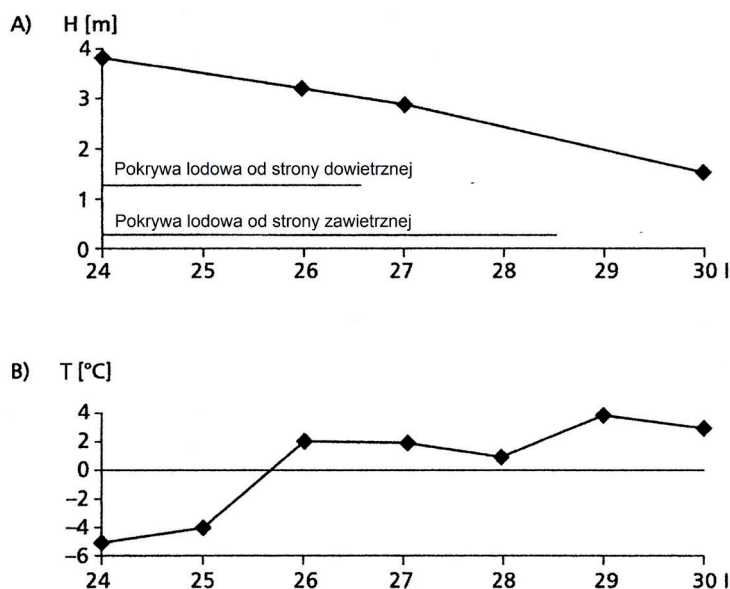
dopiero w dniu 26 III 1996 roku, a więc po 65 dniach. Długości występowaniu zwału lodowego sprzyjała stała pokrywa lodowa osłaniająca zwał ze wszystkich jego stron przed falowaniem. Po stopnieniu zwału powstała w tym miejscu okrągła płona wolna od lodu. Z rozkładu punktów empirycznych na rys. 5.5 widać, że zwał lodowy obniżał się jednostajnie z upływem czasu. Związek wysokości zwału lodowego i upływającego czasu jest bardzo silny i istotny statystycznie na poziomie $p < 0,001$. Bardzo wysoki jest współczynnik determinacji wynoszący $R^2 = 0,99$, który w 99% wyjaśnia zmiany wysokości zwału lodowego w zależności od upływającego czasu. W tym okresie nie stwierdzono wyraźnego wpływu ujemnej temperatury powietrza na wyhamowanie obniżania się zwału. Świadczy o tym zsynchronizowany przebieg krzywej średniej dobowej temperatury powietrza (t) i wysokości zwału lodowego (H , rys. 5.5). Mimo wyraźnej dominacji ujemnej temperatury powietrza w tym okresie, a nawet spadku średnich dobowych temperatury powietrza poniżej -10°C , zwał lodowy systematycznie się obniżał (rys. 5.5). Na tempo topnienia i obniżania się zwału lodowego miały wpływ temperatura wody powyżej 0°C , a także ciężar masy lodowej powodujący rozplaszczanie i tym samym obniżanie się zwału lodowego.



Rys. 5.5. Zmiany wysokości zwału lodowego (H) w okresie ochłodzenia (temp. pow. $<0^{\circ}\text{C}$) na Wysoku Warpieńskim Zalewu Szczecińskiego (A) ze zsynchronizowanym przebiegiem średniej dobowej temperatury (t) (B) w okresie 22 I – 26 III 1996

Źródło: Girjátowicz (2001b).

Przechodząc do uwarunkowań zwiększających tempo obniżania się zwału lodowego, można stwierdzić, że jest ono szybsze podczas występowania dodatniej temperatury powietrza. Obniżaniu zwału lodowego sprzyjają również ruchy wód, zwłaszcza falowanie, najsilniej w warunkach braku osłony przez pokrywę lodową. Falowanie podmywające zwał przyspiesza topnienie i osypywanie się lodu (gruzu lodowego), z którego jest on zbudowany. Zostaje wówczas stosunkowo szybko zaburzona równowaga hydrostatyczna zwału, co powoduje rozpad (rozpływa się) nawet przy znacznych jego rozmiarach. Końcowy rozpad zwału lodowego następuje wówczas raptownie, pozostawiając po sobie skupisko rozpływającego się gruzu lodowego.



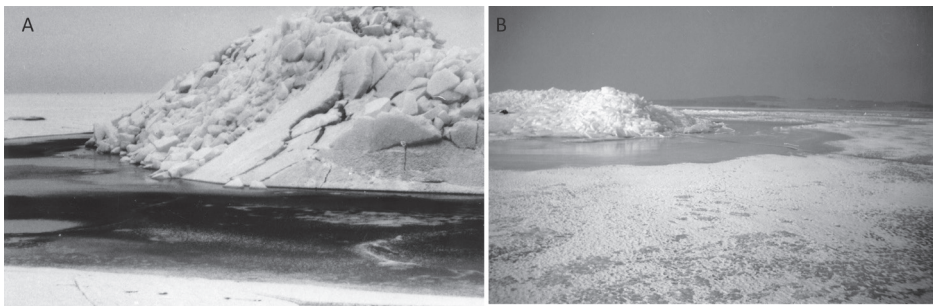
Rys. 5.6. Zmiany wysokości zwału lodowego (H) w okresie ocieplenia (temp. pow. $>0^{\circ}\text{C}$) na Wysoku Warpieńskim Zalewu Szczecińskiego (A) ze zsynchronizowanym przebiegiem średniej dobowej temperatury powietrza (T) (B) w okresie 24–30 I 2000 roku

Źródło: Girjatowicz 2001b.

Szczegółową analizę procesów topnienia, obniżania, a w konsekwencji zaniku zwału lodowego przeprowadzono na podstawie obserwacji i pomiarów wysokości zwału na mieliźnie Wysoku Warpieńskiego na Zalewie Szczecińskim w odległości około 200 m od brzegu, na głębokości 1,7 m w okresie od 24 I do 30 I 2000 roku (rys. 5.6). Zwał ten 24 I 2000 roku miał wysokość 3,8 m nad poziomem wody.

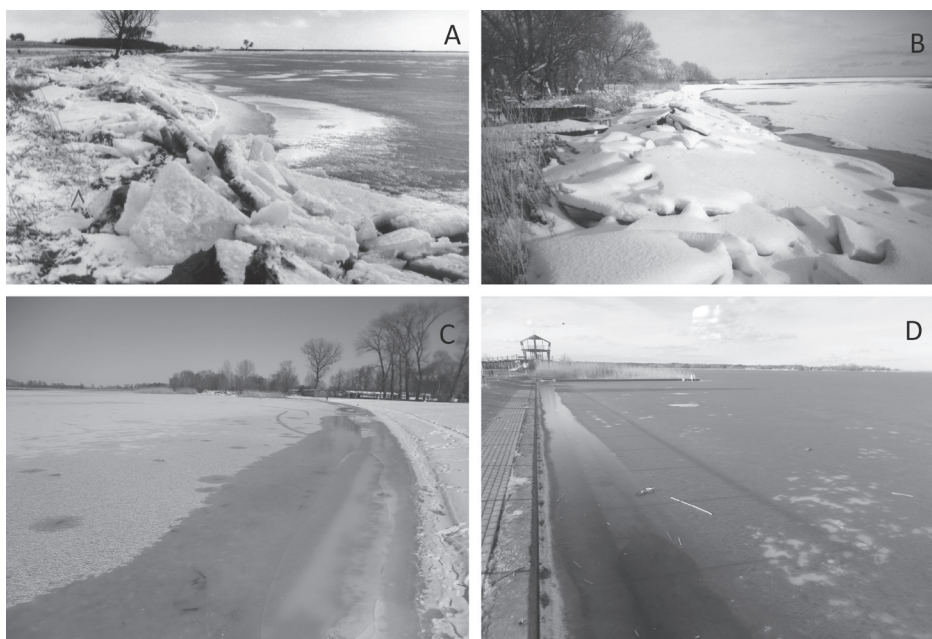
Ocieplenie (początek wystąpienia dodatniej temperatury powietrza) rozpoczęło się 26 I 2000 roku. Do tego dnia zwał był osłonięty pokrywą lodową ze wszystkich stron. Jego tempo obniżania się wynosiło około 30 cm na dobę. W tym dniu od strony nawietrznej zwału odpłynęło pole lodowe, a 28 I od strony zawietrznej (od lądu) odpłynął lód przybrzeżny. Gdy zwał lodowy został odsłonięty ze wszystkich stron, jego tempo obniżania zwiększyło się i przekroczyło 40 cm na dobę. Przy wysokości około 1,5 m w dniu 30 I zwał lodowy zanikł (rozszarpał się). Szybkemu topnieniu, obniżaniu i zanikowi sprzyjała dodatnia średnia dobową temperatura powietrza w zakresie od 1° do 4°C. Sprzyjał też temu silny wiatr, wywołujący intensywne falowanie podmywające zwał i osypywanie się gruzu lodowego, z którego był zbudowany.

W wyniku obniżania się zwału lodowego występuje również obniżanie się przymarzniętej do niego pokrywy lodowej. Topniejący od dołu zwał obniża się i pociąga za sobą przymarzniętą wokół niego pokrywę lodową. Wokół zwału lodowego powstaje zagłębienie pokrywy lodowej o szerokości do kilku metrów i o głębokości do kilkadziesiąt centymetrów poniżej poziomu wody (depresja lodowa). Podczas występowania mrozów depresja ta pozostaje sucha, a po jej nawierceniu wypełnia się wodą. Z upływem czasu depresja pogłębia się i ostatecznie dochodzi do pęknięcia pokrywy lodowej i wypływu wody. Woda na lodzie wywołuje intensywne topnienie lodu, co może doprowadzić do powstania kolistej płony wokół zwału lodowego (rys. 5.7A i B). Rycina 5.7A prezentuje kolistą płonę ze szkłem lodowym na wodzie o ciemnym odcieniu. Zapadający się zwał lodowy spowodował obniżenie przymarzniętej do niego pokrywy lodowej, na której pojawiła się woda. W okresie spadku temperatury powietrza poniżej 0°C na zalanej depresji tworzy się świeży lód (szkło lodowe), który również ulega obniżaniu wraz z zapadającym się zwałem lodowym.



Rys. 5.7. Depresja lodowa wokół zapadającego się zwału lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 19 I 1996; B – na Mielźnie Płocińskiej, 4 III 2003

Depresja lodowa może również powstać wzdłuż brzegu podczas naporu pokrywy lodowej na brzeg i jej wgięciu się (rys. 5.8.A i B) lub podczas wzrostu poziomu wody wraz z pokrywą lodową przymarznąłą do brzegu (rys. 5.8.C i D). Na rys. 5.8A widoczne jest nasunięcie pokrywy lodowej na podwyższony brzeg. Podobne nasunięcie pokrywy lodowej i obniżenie się jej wzdłuż brzegu prezentowane jest na rys. 5.8B. Obniżenie przedstawione na fotografii zostało wypełnione wodą i ma ciemniejszy odcień, odróżniający je na tle zaśniewionej pokrywy lodowej. Z kolei na rys. 5.8C i D depresja lodowa wzdłuż brzegu utworzyła się podczas wzrostu poziomu wody. Na rys. 5.8C widać pokrywę lodową pękniętą wzdłuż brzegu podczas jej podnoszenia się. Powstałe obniżenie zostało następnie zalane wodą. Na rys. 5.8D widoczna jest obniżona krawędź pokrywy lodowej wzdłuż nabrzeża, która została zalana wodą podczas podniesienia się poziomu wody. Depresje lodowe mogą postawać również wzdłuż brzegów rzek, na przykład na dolnej Wiśle, o czym wspomina Grześ (1991).



Rys. 5.8. Depresja lodowa wzdłuż brzegu: A – Zalewu Szczecińskiego w rejonie Płocina, 11 II 1981; B – Karnocic, 17 II 2009; C – na jeziorze Dąbie Małe w rejonie Szczecina-Dąbia, 23 III 2013; D – na Zatoce Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego w Nowym Warpnie, 12 II 2019

Depresja lodowa pojawia się także w bezpośrednim sąsiedztwie obiektów hydrotechnicznych, jak na przykład przy palach, stawach lub dalbach na skutek podniesienia się poziomu wody. Podnosząca się pokrywa lodowa, przymarznięta do tych obiektów, zgina się, tworząc wokół nich obniżenie lodu przypominające wyglądem nieznaczny lej depresyjny. W takich przypadkach może dochodzić do wyrywania obiektów słabo przytwierdzonych do dna (gruntu). Przy znacznym wzroście poziomu wody i podnoszeniu pokrywy lodowej następuje przekroczenie wytrzymałości lodu na zginanie, lód pęka i depresję zalewa woda.

5.3. Podsumowanie

Zwały lodowe są najwyższymi formami lodu spiętrzonego. Przy sprzyjających warunkach hydrologicznych i meteorologicznych, głównie przy dużej sile wiatru (huraganu), grubych i dużych polach lodowych, ich wysokość może wynosić do 10 m na naszym wybrzeżu. Im grubszy jest lód, tym większa będzie potrzebna siła wiatru, aby wywołać proces zwałowania lodu. Stosunkowo dużą wysokość zwały osiągają w wyniku specyficznego procesu zwałowania, dla którego wyróżniono pięć etapów. Najważniejszy jest trzeci etap zwałowania lodu, podczas którego tafle lodowe nasuwają się po zboczu nawietrznym i w części wierzchołkowej zwału, po przejściu na stronę zawietrzną, obłamują się tam pod własnym ciężarem na gruz lodowy. Ten etap zwałowania lodu trwa najdłużej i decyduje o jego rozmiarach. Nie zawsze występują wszystkie etapy zwałowania, ale zawsze musi wystąpić etap trzeci, aby dane spiętrzenie można było zakwalifikować jako zwał lodowy. Formowanie się danego zwału jest zazwyczaj procesem ciągłym i może utworzyć się w ciągu kilku lub kilkunastu minut. Czas trwania zwałowania lodu zależy głównie od rozmiarów pola lodowego i siły wiatru. Jeżeli w dalszym ciągu występują sprzyjające warunki do zwałowania, to następne zwały utworzą się u podnóża poprzedniego. Tak może powstać strefa lodu zwałowanego, składająca się przynajmniej z kilku zwałów lodowych. Najbardziej sprzyjające warunki do powstawania zwałów lodowych występują na zalewach przybrzeżnych, gdzie są one najczęstszą formą lodu spiętrzonego.

Na obniżenie i rozpad zwału lodowego ma wpływ wiele czynników, a przede wszystkim temperatura powietrza i wody. Choć obniżanie zwału postępuje ciągle, nawet podczas mrozów, to jednak znacznie szybciej zachodzi ono podczas występowania dodatniej temperatury powietrza. W trakcie ujemnych temperatur powietrza topnieniu ulegają podwodne części zwału, zwłaszcza – przydenne. Zwał lodowy

ulega również obniżaniu się na skutek własnego ciężaru (rozpłaszczanie się). Szybciej też obniżają i rozpadają się zwały niższe i położone głębiej niż wyższe i zanurzone płycej nad powierzchnią dna. Zwały niższe i położone głębiej łatwiej się rozpadają na skutek szybszego zaburzenia równowagi hydrostatycznej. Na obniżanie się zwału lodowego mają też wpływ ruchy wód – prądy, a zwłaszcza falowanie podmywające zwał. Powoduje to szybsze topnienie i osypywanie się lodu, z którego jest on zbudowany. Natomiast zwał wolniej obniża się, gdy osłonięty jest przed falowaniem pokrywą lodową. Zwał lodowy najwolniej obniża się i najdłużej utrzymuje się na lądzie, niekiedy nawet do maja.

W czasie mrozów obniżający się zwał lodowy obniża również okalającą go pokrywę lodową, która jest do niego przymarznięta. Obniżona pokrywa lodowa wokół zwału, poniżej poziomu wody, tworzy depresję lodową. Z czasem depresja pogłębia się, dochodzi do pęknięcia lodu i wypełnienia jej wodą. Powoduje to szybsze topnienie pokrywy lodowej wokół zwału. W rezultacie wokół zwału powstaje kolista płona, co przyczynia się do szybszego jego topnienia. Depresja lodowa może powstać również wzdłuż brzegu lub wokół obiektów posadowionych w wodzie.

Rozdział 6

Inwersja zlodzenia na wodach morskich

U południowych brzegów Bałtyku, a także na innych akwenach rozwój zjawisk lodowych rozpoczyna się od strefy brzegowej, rozprzestrzeniając się w głąb akwenu i obejmując otwarte wody. Taką prawidłowość przedstawiają atlasy zlodzenia Morza Bałtyckiego (Atlas der... 1942; Preobrażenskij... 1960; Girjatowicz 1990; Schmelzer i Holfort 2012). Wraz z zalodzeniem wód wzrasta również grubość lodu. Największa jest w strefie brzegowej i maleje w kierunku wód otwartych. Taki rozwój zjawisk lodowych na odcinku brzeg–otwarte morze jest typowy dla wszystkich akwenów, a jego tempo uzależnione jest przede wszystkim od warunków batygraficznych i termicznych. Nie zawsze jednak występuje taka prawidłowość. Niekiedy w wyjątkowych sytuacjach intensywniejszy rozwój zjawisk lodowych ma miejsce w większej odległości od brzegu. Może to być związane ze zjawiskiem upwellingu zimowego. Jest to podpływanie wód nieznacznie cieplejszych z warstw głębszych w strefie przybrzeżnej i ich odpływ już jako bardziej wychłodzonych wód powierzchniowych w kierunku otwartego morza.

6.1. Charakterystyka zjawiska

Podczas występowania wiatru z kierunków odlądowych, zwłaszcza wschodniego i południowo-wschodniego na południowym wybrzeżu Bałtyku, może wystąpić upwelling wywołujący odpływ powierzchniowych przybrzeżnych wód w kierunku otwartego morza (Łomniewski 1960; Urbański 1995; Krężel 1997). Upwelling może

pojawiać się we wszystkich porach roku, a najwyraźniejszy jest latem, kiedy odpływ ciepłych przybrzeżnych wód w głąb Bałtyku wywołuje napływ w to miejsce wód chłodniejszych z warstw głębszych. Natomiast zimą podpływające wody z warstw głębszych w strefie brzegowej są nieznacznie cieplejsze w porównaniu z wodami powierzchniowymi (Łomniewski 1960; Girjatowicz 1983a, 1987). Upwelling zimowy utrudnia tworzenie się lodu w strefie przybrzeżnej. Lód może pojawić się z dala od brzegu, po ochłodzeniu nieznacznie cieplejszej odpływającej wody do temperatury zamarzania. Podczas silnych mrozów na odpływających wodach przybrzeżnych mogą pojawić się pierwsze zjawiska lodowe i może nastąpić dalszy ich rozwój z dala od brzegu. Tę odwrotność warunków lodowych, przejawiającą się wyższymi stadiami rozwoju zjawisk lodowych i większą grubością lodu na otwartym morzu niż w strefie przybrzeżnej, określono terminem „inwersja zlodzenia” (Girjatowicz 1983a).

Inwersję zlodzenia może stworzyć również odpływający lód, który utworzył się w strefie przybrzeżnej. W czasie mrozów ten odpływający lód może powiększać swoją grubość, gdy w tym czasie strefa przybrzeżna może być wolna od lodu lub może tam tworzyć się świeży lód. Rozwijające się zjawiska lodowe z dala od brzegu podczas silnych mrozów mogą tworzyć pola lodowe o znacznej grubości. Pola takie obserwowano na ławicach południowego Bałtyku: Odrzanej, Orlej i Słupskiej (Girjatowicz 1987a). Czynnikiem sprzyjającym tworzeniu się pól lodowych na tych ławicach była mała głębokość, wynosząca zaledwie kilka metrów.

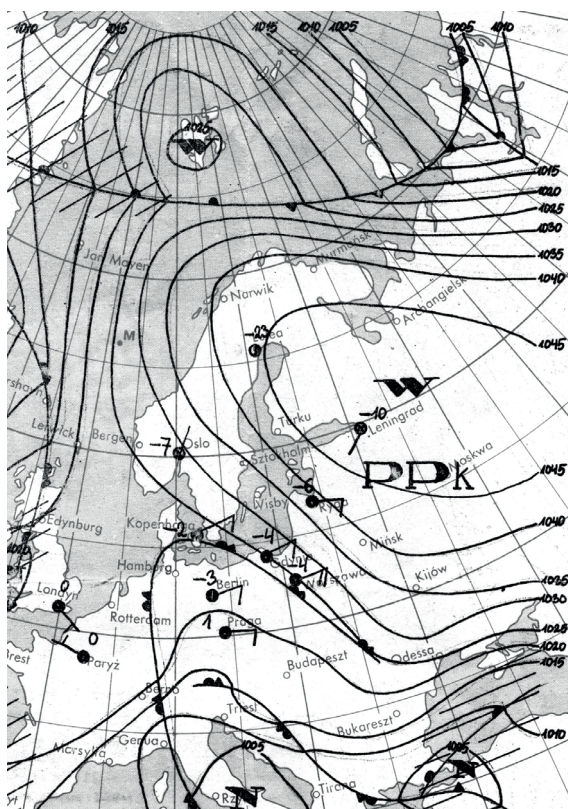
Powstawanie inwersji zlodzenia na południowym Bałtyku i tworzenie się pól lodowych stosunkowo daleko od brzegu zaobserwowano w dniach: 19 II 1979, 20 I 1980 i 19 I 1982 roku. W pierwszym przypadku inwersja zlodzenia na Bałtyku wzdłuż wybrzeża na odcinku Świnoujście–Rowy została rozpoznana na podstawie lotniczego zwiadu lodowego, zorganizowanego przez Urząd Morski i Biuro Prognoz (Seksja Prognoz Hydrologicznych) IMGW w Szczecinie w dniu 19 II 1979 roku. W tym dniu strefa przybrzeżna o szerokości do 1 km od brzegu była przeważnie wolna od lodu (tabela 6.1). Dalej od brzegu pojawiały się skupiska falującego świeżego lodu, przede wszystkim śryżu, widoczne z helikoptera jako ciemne, matowe plamy na wodzie. Jeszcze dalej od brzegu lód był coraz bardziej zwarty, składający się z cienkich krążków lodowych z wyraźnymi jaśniejszymi krawędziami. Wolna od lodu powierzchnia wody była bardziej sfalowana i miała ciemniejszy odcień. W miarę oddalania się od brzegu wzrastała grubość lodu, co uwidoczniło się zmianą odcienia obserwowanej pokrywy lodowej na jaśniejszy i występowaniem większych postaci lodu. Dalej na horyzoncie widoczny był biały zarys pola lodowego. Lód dryfował w kierunku północno-zachodnim.

Tabela 6.1. Warunki meteorologiczne podczas występowania inwersji zlodzenia (wzrostu grubości pokrywy lodowej wraz ze wzrostem odległości od brzegu) na południowym Bałtyku

Akwen	Data	Odległość od brzegu (km)	Grubość lodu (cm)	Śr. dobową temperatura pow. (°C)	Kierunek i siła wiatru (B)	Układ baryczny
Południowy Bałtyk (Świnoujście-Rowy)	19 II 1979	0–1	0	–5	SE, 1–3	Wyz
		>1	> 1			
Zatoka Pomorska (Świnoujście)	20 I 1980	0–10	> 0	–6	SE, 1–3	Wyz
		10–20	> 1			
		30–40	5			
		>40	7			
Zatoka Pomorska (Dziwnów)	19 I 1982	0–5	3	–8	SE–E, 2–3	Wyz
		5–15	5			
		15–50	12			
		>50	30			

Źródło: opracowanie własne.

Taka sytuacja lodowa spowodowana była określonymi warunkami meteorologicznymi. W tym dniu (19 II 1979) południowy Bałtyk był pod wpływem wyżu barycznego z centrum nad jeziorem Ładoga o ciśnieniu atmosferycznym powyżej 1045 hPa (rys. 6.1). Napływało powietrze polarno-kontynentalne o ujemnych temperaturach powietrza. W Świnoujściu i Kołobrzegu w okresie od 5 II do 19 II 1979 roku średnia temperatura powietrza wynosiła około -5°C , temperatura wody spadała poniżej 0°C (do $-0,3^{\circ}\text{C}$). Na wybrzeżu Zachodnim i Środkowym wiał słaby wiatr odlądowy z kierunku SE o sile 1–3 B. Wiatr z tego kierunku występował już dwa dni wcześniej i spowodował odpływ lodu ze strefy przybrzeżnej. W miejscu tego odpływającego lodu, jednak z dala od brzegu – powyżej 1 km tworzył się świeży lód, który odpływał w kierunku NW i wzrastała jego grubość. Podobne warunki hydrologiczno-meteorologiczne występowały prawie do końca lutego 1979 roku, kiedy nad południowy Bałtyk z zachodu zaczęły nasuwać się niż baryczne. Wówczas wystąpił wzrost temperatury powietrza i tym samym przerwany został rozwój zjawisk lodowych na tym akwenie.

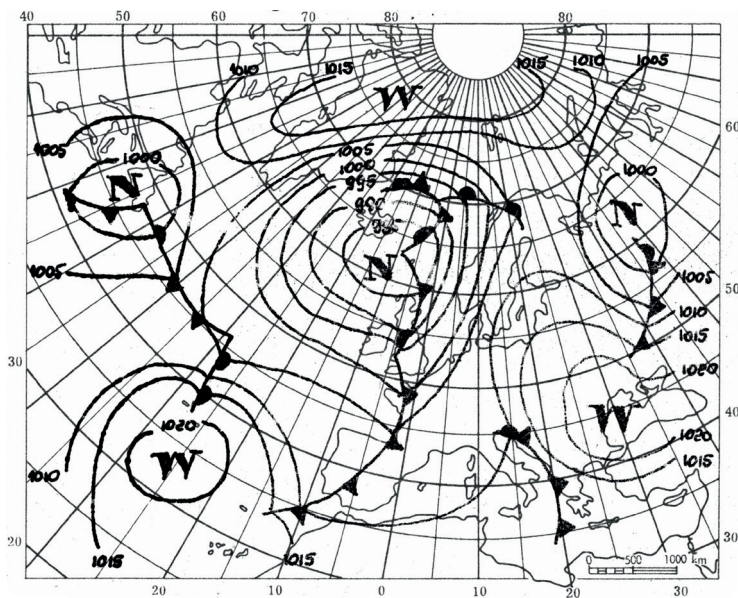


Rys. 6.1. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 19 II 1979 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

Kolejny przykład inwersji zlodzenia zaobserwowano na Zatoce Pomorskiej na odcinku Świnoujście–Bornholm. Rozpoznano ją w wyniku przeprowadzonego rekonesansu lodowego przez Wojska Ochrony Pogranicza w Świnoujściu w dniu 20 I 1980 roku. W tym dniu strefa przybrzeżna o szerokości do około 10 km od brzegu była wolna od lodu (tabela 6.1). Dalej, w odległości od 10 do 20 km od brzegu, obserwowano gruz lodowy pochodzący prawdopodobnie ze strefy brzegowej i ujść rzecznych. W odległości od 30 do 40 km od lądu występował świeży lód, którego grubość systematycznie wzrastała wraz ze wzrostem odległości od linii brzegowej. W odległości powyżej 40 km od brzegu aż po Bornholm rozprzestrzeniło się pole lodowe o grubości 7 cm. Lody te na skutek działania wiatru dryfowały w kierunku północno-zachodnim. Taka sytuacja lodowa, podobnie jak w poprzednim przypadku,

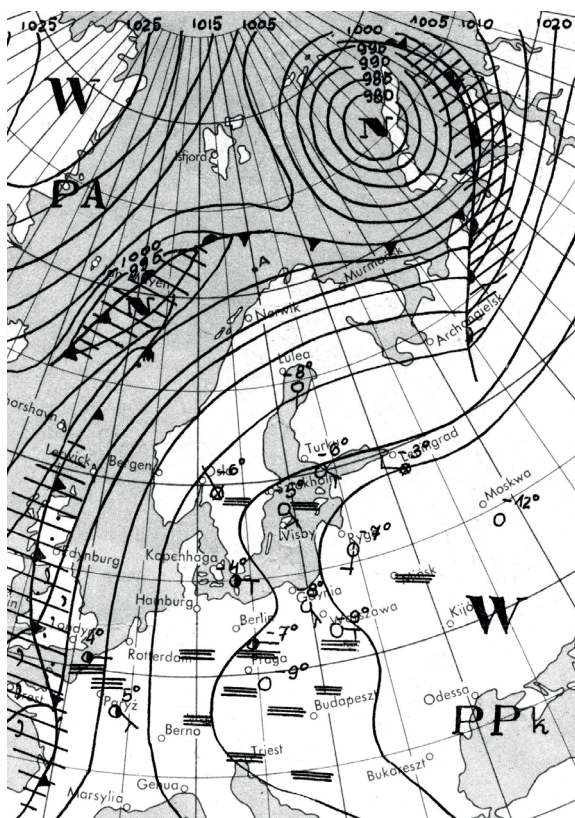
związana była z wyżem barycznym. W tym dniu (20 I 1980) południowy Bałtyk był w zasięgu wpływu słabego wyżu barycznego z centrum nad Morzem Czarnym o ciśnieniu atmosferycznym powyżej 1020 hPa, w masie powietrza polarno-kontynentalnego (PPk, rys. 6.2). Średnia dobową temperatura powietrza w Świnoujściu wynosiła -6°C . W okresie trwałego ochłodzenia od dnia 3 I do 20 I 1980 roku średnia dobową temperatura powietrza w Świnoujściu wahała się w przedziale od -2 do -9°C , a w Szczecinie – od -3° do -15°C . W okresie od 17 I do 20 I 1980 roku występował wiatr z kierunku SE o sile 1–3 B. Ten odlądowy wiatr spowodował odpływ lodu, przeważnie gruzu lodowego zalegającego w strefie przybrzeżnej w głąb morza. Na wodzie wolnej od lodu, z dala od brzegu, zaczął tworzyć się świeży lód, który również odpływał w głąb morza, a na jego miejscu pojawiał się nowy, świeży lód. Wraz z dryfem lodu w głąb morza postępował dalszy rozwój zjawisk lodowych i wzrost grubości lodu. Opisana sytuacja hydrologiczno-meteorologiczna utrzymywała się do 22 I 1980 roku. Natomiast 23 I 1980 roku zaznaczył się wpływ niżu barycznego i wzrost temperatury powietrza, co zahamowało dalszy rozwój zjawisk lodowych.



Rys. 6.2. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 20 I 1980 o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

W kolejnym zbadanym przypadku inwersję zlodzenia na Bałtyku w rejonie Dziwnowa rozpoznano w wyniku przeprowadzonego 19 I 1982 roku zwiadu rybackiego przez Spółdzielnię Pracy Rybołówstwa Morskiego „Belona” z Dziwnowa. W tym dniu w strefie przybrzeżnej morza o szerokości do około 5 km od brzegu występowało szkło lodowe o grubości około 3 cm (tabela 6.1). Im dalej od brzegu, tym grubość lodu wzrastała. W odległości od 5 do 15 km grubość lodu wynosiła około 5 cm, a w odległości od 15 do 50 km – 12 cm. Powyżej 50 km od brzegu grubość pola lodowego wzrosła nawet do 30 cm. Powstała pokrywa lodowa dryfowała w kierunku północno-zachodnim i północnym.



Rys. 6.3. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 19 I 1982 roku o godzinie 00 UTC

Źródło: IMGW-PIB.

Taka sytuacja, podobnie jak wcześniej opisywane, związana była z wyżem barycznym. Bałtyk południowy był pod wpływem rozległego wyżu z centrum nad Ukrainą o ciśnieniu atmosferycznym powyżej 1035 hPa (rys. 6.3). W tym dniu (19 I 1982) napływało mroźne powietrze polarno-kontynentalne (PPk) o temperaturze około -10°C . W okresie trwałego ochłodzenia od dnia 6 do 19 I średnia dobową temperatura powietrza w Szczecinie zawierała się w przedziale od -5° do -12°C . Występował słaby wiatr z kierunków odlądowych (SE, E) o sile 2–3 B, który dnia 16 I spowodował odpływ lodu przybrzeżnego w głąb morza. W strefie przybrzeżnej wolnej od lodu utworzył się świeży lód, głównie szkło lodowe. Lód ten w wyniku oddziaływania wiatru odpływał w kierunku północnym i północno-zachodnim, jednocześnie wzrastała grubość lodu. Podobne warunki lodowe utrzymywały się do dnia 23 I, kiedy nastąpiła zmiana cyrkulacji atmosferycznej z wyżowej na cyklację niżową. Od tego dnia południowy Bałtyk był już wyraźnie pod wpływem zatoki niżowej, wystąpił wzrost temperatury powietrza i zahamowanie rozwoju zjawisk lodowych.

W wyniku przeprowadzonej analizy warunków hydrologiczno-meteorologicznych w zimach: 1978/1979, 1979/1980 i 1981/1982 na południowym Bałtyku można stwierdzić, że zdarzają się przypadki intensywniejszego rozwoju zjawisk lodowych (większej grubości lodu) z dala od brzegu. Takie inwersje zlodzenia powstają w okresie występowania układów wyżowych z centrami położonymi na wschód od południowego Bałtyku. Wyże te wywołują zimą napływ mroźnej masy powietrza polarno-kontynentalnego z kierunków wschodnich, głównie z kierunku południowo-wschodniego. Wiatr z tych kierunków dla południowego Bałtyku jest wiatrem odlądowym, wywołującym odpływ powierzchniowej wody i lodu w głąb morza. Taka sytuacja meteorologiczna umożliwia wystąpienie warunków niezbędnych do powstania inwersji zlodzenia, czyli słabego wiatru odlądowego, znacznych spadków temperatury powietrza oraz niskiej temperatury wody oscylującej wokół 0°C . Inwersjom zlodzenia sprzyja również słabe zróżnicowanie temperatury wody, nie tylko w przekroju poziomym, wzdłuż linii brzeg–otwarte morze, ale również w przekroju pionowym (powierzchnia–dno).

Na powstanie inwersji zlodzenia duży wpływ wywierają stosunki głębokościowe akwenu. Na wodach płytszych, choć bardziej oddalonych od brzegu, rozwój zjawisk lodowych jest łatwiejszy niż na wodach położonych bliżej brzegu, ale głębszych. Stwierdzono, że sprzyjające warunki rozwoju zjawisk lodowych występują na pły-ciznach, na przykład na Ławicy Odrzanej. Znalazło to potwierdzenie w atlasach lodowych przedstawiających zlodzenie Zatoki Pomorskiej podczas surowych zim.

Na Ławicy Odrzanej lód wcześniej pojawiał się i później zanikał niż na wodach je okalających (Atlas der... 1942; Preobrażenskij... 1960). Na ławicy tej podczas zim surowych obserwowano białe pola lodowe, jakby „wyspy lodowe”.

6.2. Podsumowanie

Rozprzestrzenianie się lodu i wzrost jego grubości rozpoczyna się od brzegu. Jest to typowy rozwój zjawisk lodowych. Nie zawsze jednak taka prawidłowość ma miejsce. W wyjątkowych sytuacjach intensywniejszy rozwój zjawisk lodowych może się odbywać z dala od brzegu. Jest to związane ze zjawiskiem upwellingu, występującego w okresie słabego wiatru z kierunków odlądowych, głównie – wschodnich (E-SE) na południowym wybrzeżu Bałtyku. Zimą podpływające wody z warstw głębszych w strefie przybrzeżnej są nieznacznie cieplejsze w porównaniu z wodami powierzchniowymi, co utrudnia tworzenie się lodu w tej strefie (upwelling zimowy). Natomiast lód może pojawić się i intensywniej rozwijać z dala od brzegu, po ochłodzeniu tej nieznacznie cieplejszej odpływającej wody do temperatury zamarzania (inwersja zlodzenia). Inwersję zlodzenia może spowodować także lód odpływający ze strefy przybrzeżnej, który dalej będzie się rozwijać, gdy tymczasem strefa przybrzeżna będzie wolna od lodu lub może tworzyć się tam nowy świeży lód. W zimach surowych obserwowano surowsze warunki lodowe na Ławicy Odrzanej, znacznie oddalonej od brzegu, niż na wodach przyległych. Inwersje zlodzenia powstawały podczas mroźnej pogody wyżowej. Centra tych wyżów barycznych położone były na wschód (NE-E-SE) od południowego Bałtyku. Wywoływały one z kierunków wschodnich napływ mas powietrza polarno-kontynentalnych (PPk), które zimą są masami bardzo wychłodzonymi.

Rozdział 7

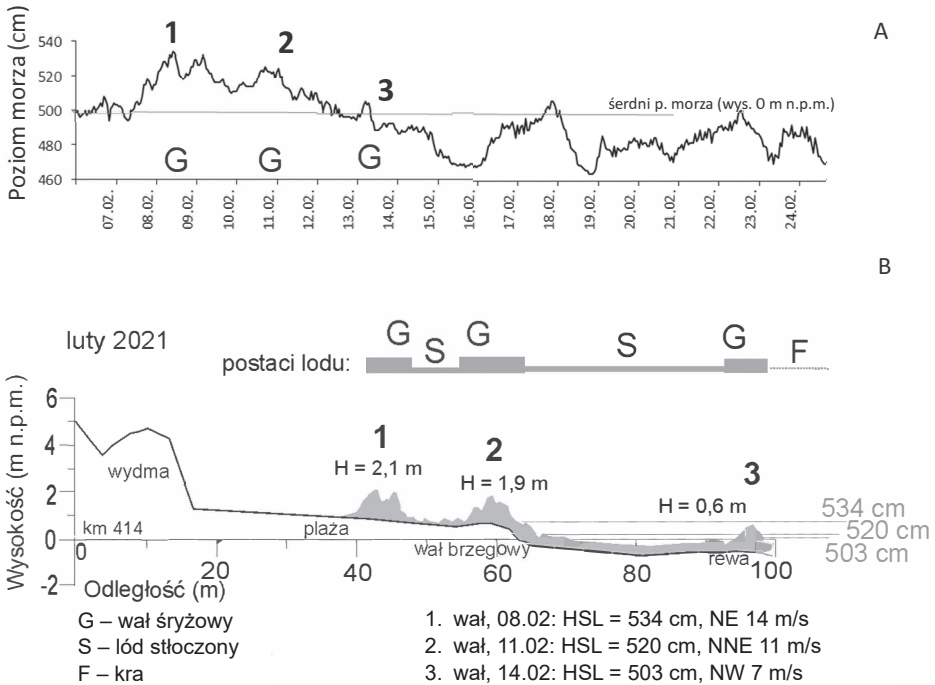
Wpływ poziomu wody na nasunięcia lodu na brzeg

Jednym z głównych czynników hydrologiczno-meteorologicznych, które mają wpływ na wysokość nasunięcia lodu na brzeg (wysokość gruntu) i pośrednio na wysokość formy lodu (spiętrzenie lodowe), jest poziom morza. Ponadto poziom wody, falowanie i prędkość wiatru oddziałują na wysokość względną nasuwanych postaci lodu (Girjatowicz i in. 2022). Z obserwacji historycznych wynika, że spiętrzenia lodu i ich wysokości względne na brzegu otwartego morza mogły sięgać 8–10 m (Dziadziuszko 1968). Poziomy morza w okresie zimowym zależą do cyrkulacji atmosferycznej (Sztobryn, Stigge 2005). Średnie miesięczne poziomy morza wynoszą 505–540 cm (Wróblewski 1992; Zeidler i in. 1995; Wiśniewski, Wolski 2009; Stanisławczyk i in. 2011), czyli nieznacznie ponad średni poziom przyjęty jako 500 cm. W trakcie zim chłodnych średni poziom morza jest niższy. W trakcie zim o zmiennych warunkach termicznych, wywołanych przemieszczaniem nad Bałtykiem układów niżowych, poziomy morza (HSL) przekraczają 570 cm, co określane jest spiętrzeniem sztormowym (Wróblewski 1992; Sztobryn, Stigge 2005; Wiśniewski, Wolski 2009). W czasie rozwoju spiętrzeń sztormowych dominuje wiatr z kierunku dolądowego – NW do NE o prędkości przekraczającej 10 m/s, tak zwany wiatr sztormowy (Trzeciak 2001). Wywołuje on silne falowanie, któremu towarzyszy wzrost poziomu morza przy brzegu (Wróblewski 1992; Zeidler i in. 1995; Sztobryn, Stigge 2005). Przy takich warunkach hydrologiczno-meteorologicznych, gdy przy brzegu lub akwenie przybrzeżnym uformowana jest pokrywa lodu lub inne postaci lodu, dochodzi do jej spychania w kierunku lądu.

7.1. Poziom morza a wysokość nasunięć lodu

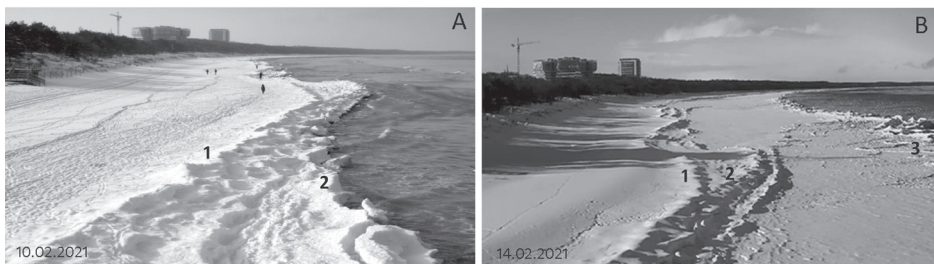
Wysokie nasunięcia pod stok form nadbrzeża są rzadkie i obserwowane były częściej w latach 70. i 80 XX wieku podczas częstych chłodnych zim z grubą pokrywą lodową i częstszymi nasunięciami lodu, również w postaci zwałów lodowych. Formy takie obserwowano np. zimą 1979 roku w rejonie Trzęsacza i na brzegu Zatoki Pomorskiej, gdzie powstały wały lodowe i śryżowe o wysokości 3–5 m (Girjatowicz, Łabuz 2020). Wysokie wały śryżowe 4–5 m obserwowano na brzegu morza podczas zim 1981/1982, 1984/1985, 1986/1987 oraz 1995/1996. Najwyższy wał śryżowy na brzegu morza odnotowany w publikacji naukowej sięgał 8 m pod klifem w Rozewiu w 1963 roku (Dziedziszko 1968). W XXI wieku ze względu na rzadsze zjawiska lodowe na akwenach i cieńszą pokrywę lodu lub obecność tylko śryżu na morzu nasunięcia lodu na brzegi obserwuje się rzadziej (zimy: 2002/2003, 2005/2006, 2009/2010, 2010/2011, 2011/2012, 2012/2013 i 2020/2021).

Rozwój różnych postaci lodu spiętrzonego zależy między innymi od poziomu morza, przy którym formy te powstają na brzegu. Przy wysokim poziomie wody dochodzi do wyższych nasunięć lodu na brzegi. Również powstają wyższe wały śryżowe, gdy falowanie wiatrowe jest większe (Girjatowicz i in. 2022). Przy poziomie morza niskim, często poniżej średniego, falowanie do brzegu prowadzi do rozwoju form lodu stłoczonego, który osadzany jest przed wałem brzegowym, a nawet z dala od brzegu na rewach. Jednym z ostatnich obserwowanych i zarazem najkrótszych epizodów rozwoju i trwania pokrywy lodowej na brzegu morza był luty 2021 roku. Warunki, które sprzyjały tworzeniu tych form lodu w trakcie ochłodzenia, to wiatr o prędkości 10–12 m/s z sektora dolądowego, który wywołał spychanie przemarznętej lepy i śryżu na brzeg przy zmiennym poziomie morza (rys. 7.1A). Pomiędzy 8 i 14 lutego 2021 roku powstały trzy wały śryżowe oraz jedna szeroka i jedna wąska strefa lodu stłoczonego. Wysokość utworzonych wałów była ściśle związana z poziomem morza (rys. 7.1B). Najwyższy wał uformowany ponad wałem brzegowym, o charakterystycznym podwójnym grzbiecie, nawiązywał do zmian poziomu morza HSL = 530–534 cm w dniu 8 II 2021 roku. Kolejny wał śryżowy przy poziomie wody niższym powstał w oparciu o wał brzegowy 11 II 2021 roku, a trzeci przy niskim poziomie morza na rewie w nocy z 13/14 II 2021 roku (rys. 7.2).



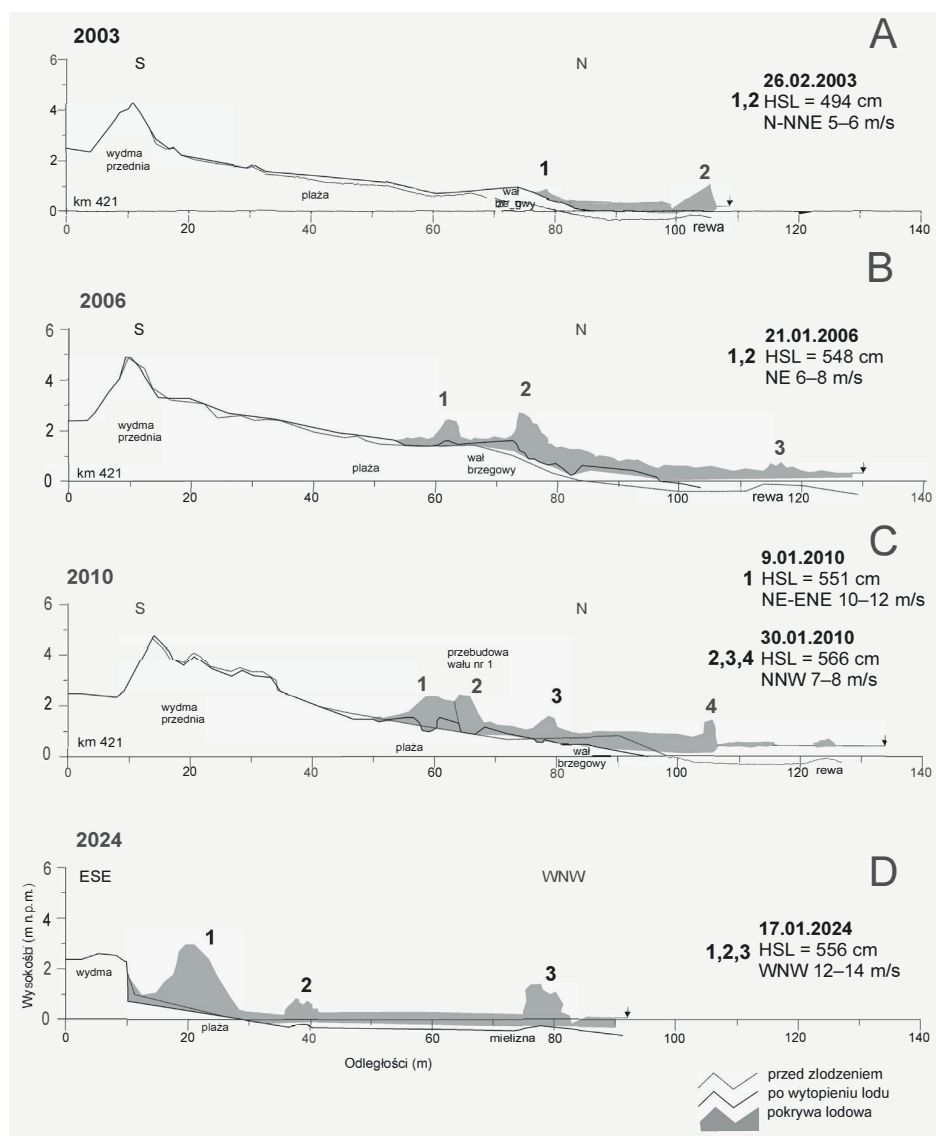
Rys. 7.1. Poziom morza w trakcie rozwoju lodu na brzegu Zatoki Pomorskiej w lutym 2021 roku: A – poziom morza w Świnoujściu (7–25 II 2021) z oznaczonym czasem tworzenia wałów sryżowych (1–3); B – profil brzegu z formami nasunięcia lodu (1–3) i ich wysokością przy danym poziomie morza

Źródło: opracowanie własne.



Rys. 7.2. Wysokość wałów sryżowych w Międzyzdrojach w lutym 2021 roku: A – tworzenie wału nr 2, 10 II 2021; B – utworzony wał nr 3, 14 II 2021 roku (1–3 nr wałów, rys. 7.1)

Wpływ poziomu wody na nasunięcia lodu na brzeg



Rys. 7.3. Przykłady poziomu wody (HSL, cm) i warunków wiatrowych oraz wysokości i formy nasuniętego na brzeg lodu w Zatoce Pomorskiej (A–C) i na Zalewie Wiślanym (D): A – nasunięta nisko na skłon brzegu i wąska strefa lodu, zima 2003; B – szerokie pole lodu stłoczonego i wały śryżowe utworzone na plaży, 2006; C – wysoko nasunięte i przebudowane wały śryżowe przy dużych sztormach, 2010; D – Wysokie nasunięcie i spiętrzenie lodu na Zalewie Wiślanym, 2024

Źródło: opracowanie własne.

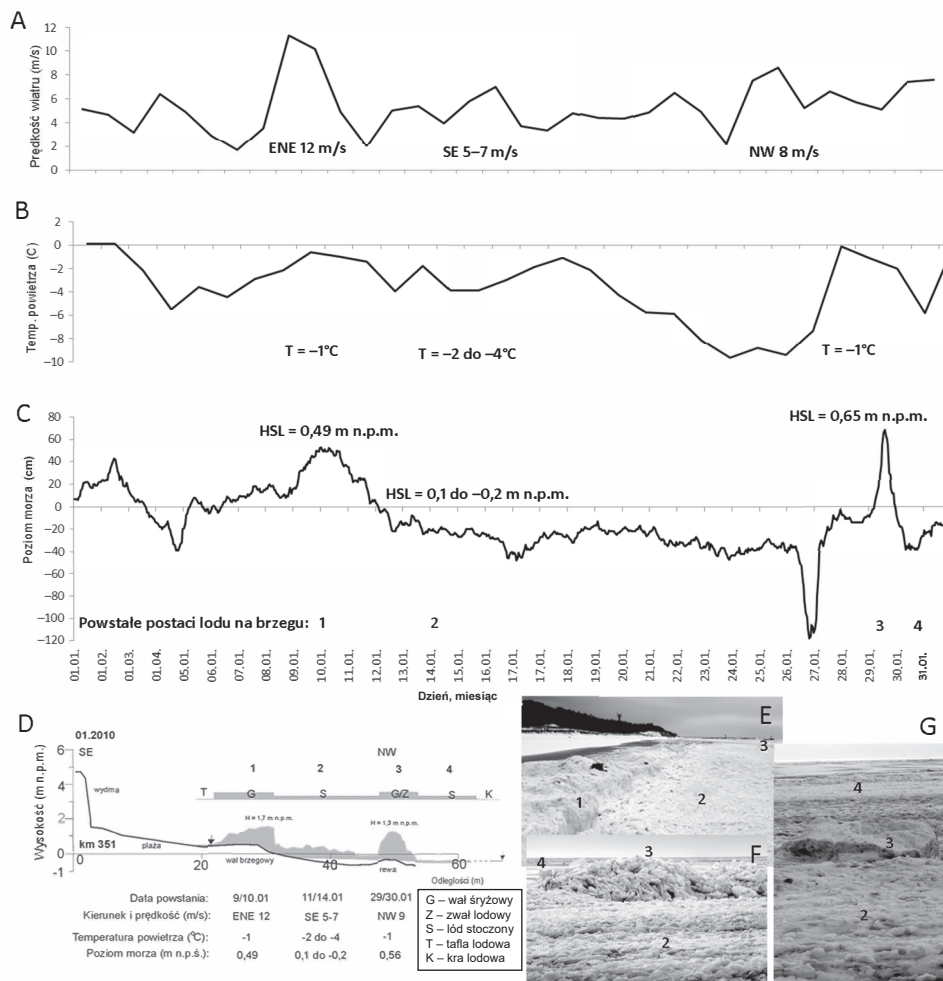
Przy niskim poziomie morza, $HSL < 0,5$ m n.p.m., powstaje nasunięcie lodu tylko na skłon brzegu lub na najbliższą rewę, w postaci lodu stłoczonego, niskich wałów śryżowych lub niewielkich wałów lodowych (rys. 7.1 i 7.2 – szeroka powierzchnia lodu stłoczonego). Takie formy obserwowano zimą 2003 roku w Zatoce Pomorskiej przy poziomie morza $HSL = 494$ cm (rys. 7.3A, forma 1 i 2). Morfologię tych form analizowano w odrębnej publikacji (Girjatowicz, Łabuz 2020).

Przy poziomie morza wyższym od średniego i większym falowaniu wały śryżowe formowane są najczęściej na samym wale brzegowym lub skłonie plaży do wysokości 0,8–1,1 m n.p.m. Do takiej wysokości tworzony był wał śryżowy (1) i lodowy (2) w styczniu 2006 roku (rys. 7.3B). Większa wysokość wału brzegowego może ograniczyć nasunięcie lodu w głąb plaży. Na płaskiej plaży pod klifem wyspy Wolin wał lodowy osiągnął ponad 3,5 m wysokości. Przedstawiono go w odrębnej publikacji (Girjatowicz, Łabuz 2020).



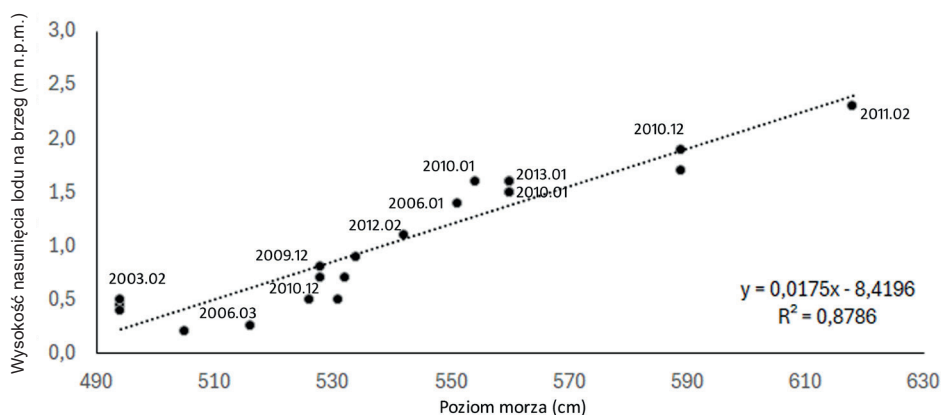
Rys. 7.4. Niszczenie i przebudowa wałów śryżowych podczas sztormu z 30 I 2010 roku z poziomem morza $HSL = 566$ cm (rejon Kołobrzeg-Ustronie Morskie-Gąski): A – początek sztormu i niszczenie wału śryżowego (z 9 I 2010), Gąski; B – zwiększenie falowania i poziomu wody powoduje rozbijanie pokrywy lodowej, Sarbinowo; C – bryły lodu z osadem naniesione pod klif w Gąskach, z przodu nowy wał śryżowy i lód stłoczony po ustaniu sztormu (31 I 2010); D – wysokie na 4,5 m wały śryżowe utworzone w Ustroniu Morskim przy poziomie wody 566 cm (31 I 2010)

Wpływ poziomu wody na nasunięcia lodu na brzeg



Rys. 7.5. Warunki hydrologiczno-meteorologiczne formowania różnych postaci lodu na brzegu w styczniu 2010 roku (1–31 I 2010), Mrzeżyno, km 351: A – prędkość wiatru; B – temperatura powietrza; C – poziom morza, postaci formowanego lodu; D – profil brzegu z lodem spiętrzonej i stłoczonej (formy nr 1–4); E – wał śryżowy i lód stłoczony (forma nr 1 i 2); F–G – formy lodu stłoczonego (nr 2 i 4) i zwal lodowy oraz wał śryżowy (nr 3)

Źródło: opracowanie własne.



Rys. 7.6. Zależność wysokości nasunięcia lodu na brzeg (rozumiana jako wysokość gruntu) od poziomu morza

Źródło: opracowanie własne.

Podczas spiętrzeń sztormowych przy poziomie morza wyższym od 0,5 m ponad średni, które obserwowano w okresie dużych zmian temperatury powietrza w ciągu zimy, nasuwanie lodu na brzeg sięgało do 1,5 m n.p.m. (rys. 7.4 i 7.5). Wysokość form, wśród których przeważały wały śryżowe, była również wyższa i wynosiła od 2 do 3,5 m. Zjawiska takie obserwowano w styczniu i grudniu 2010 oraz w lutym 2011 i 2013 roku. Najwyższy poziom morza 589 cm podczas rozwoju wałów śryżowych obserwowano w grudniu 2010 roku w Zatoce Pomorskiej (rys. 7.6). Istniejące postaci lodu nasuniętego na brzeg mogą ulec przebudowie z powodu silnego falowania sztormowego. Podczas sztormu z 30 I 2010 roku, przy poziomie morza HSL = 566 cm, część wałów śryżowych uległa rozbiciu (rys. 7.4A i B), a bryły lodu, osad i śryż zostały nasunięte na górną plażę (rys. 7.4C). Uformowane zostały nowe wały śryżowe, wyżej na brzegu i również wyższe, nawet do 4,5 m wysokości n.p.m. (rys. 7.4D).

Na początku stycznia 2010 roku (9/10 I 2010) został uformowany wał śryżowy (rys. 7.5D i E, forma nr 1) na wale brzegowym na zachodnim wybrzeżu od Kołobrzegu do Świnoujścia przy poziomie morza 0,49 m ponad średni (549 cm) i wietrze o prędkości do 12 m/s oraz przy temperaturze -1°C (rys. 7.5A–C). Przed nim przy obniżonym poziomie morza utworzona została pokrywa lodu stłoczonego (rys. 7.5D i E, forma nr 2). Do końca miesiąca podczas temperatury powietrza (rys. 7.5B) przy brzegu ponownie powstawał lód w dniach 15–28 I 2010 roku. Pod koniec miesiąca wiatr z kierunku NW (rys. 7.5A) spowodował wzrost temperatury powietrza i falowanie sztormowe (rys. 7.5B i C), co skutkowało formowaniem nowego wału śryżowego i miejscami zwału lodowego o wysokości do 1,2 m n.p.m. (rys. 7.5F i G, formy nr 3 i 4).

Te postaci lodu spiętrzonego powstały w dniach 29–30 I 2010 roku przy poziomie morza $HSL = 0,65$ m ponad średni (565 cm) i falowaniu zainicjowanym przez wiatr z kierunku NW o prędkości do 9 m/s (rys. 7.5A–G).

Najwyższe nasunięcie brył lodu i śryżu obserwowano na wysokiej plaży w Świnoujściu podczas spiętrzenia sztormowego z 19 II 2013 roku z poziomem morza 560 cm w Świnoujściu. Powstałe uprzednio na wale brzegowym wały śryżowe (13 I 2013) zostały rozbite na fragmenty gruzu lodowego i nasunięte pod wydmnę na wysokość do 1,5 m n.p.m. (wysokość gruntu). W trakcie sztormu przy najwyższym poziomie morza, ponad 600 cm w lutym 2011 roku, pozostałe na plaży ostańce z wytapiania lodu zostały wyerodowane z plaży i wyniesione do podstawy wydmy na wysokość 2,3 m n.p.m. Ze względu na to, że były to pozostałości po lodzie, nie obserwowano erozji wydmy z powodu tego zjawiska.

7.2. Poziom wody w zalewach i jeziorach przybrzeżnych a wysokość nasunięć lodu

Na przybrzeżnych zalewach i jeziorach wysokość lądu lub brzegu, na który nasuwa się lód, jest mniejsza niż na morzu. Wynika to z mniejszych wahań poziomu wody i z mniejszego falowania niż na otwartym morzu. Jednak na tych akwenach częściej dochodzi do nasunięć pola lodowego i jego spiętrzania wywołanego silnym wiatrem, najczęściej z kierunków zachodnich (SW-NW), które powodują wysokie spiętrzanie kry. Obserwowano wysokie do 6–7 m zwały lodowe na Zalewie Szczecińskim i Wiślanym. Na północnym brzegu Zalewu Szczecińskiego wysokość zwału sięgała 6 m w lutym 2003 roku, 5–6 m w lutym 2011 roku i do 7 m w styczniu 2004 roku na Zalewie Wiślanym.

Na zalewach przybrzeżnych wysokość nasunięcia lodu na brzeg nie jest bezpośrednio związana z poziomem wody. Maksymalne wysokości nasunięcia lodu na brzeg (rozumiane jako wysokości gruntu) obserwowano: na Zalewie Szczecińskim do 1,5 m n.p.m., na Zalewie Wiślanym do 1,6 m n.p.m., na Zalewie Puckim do 3,0 m n.p.m. Lód na zalewach nasuwa się w postaci kry i spiętrza się wyżej niż wały lodowe lub śryżowe obserwowane na brzegu morza. Przykładowo w styczniu 2024 roku przy poziomie wody 544 cm na Helu lód w postaci zwałów lodowych utworzył się na wydmy w Kuźnicy do wysokości 2,8 m n.p.m. Na Zalewie Wiślanym przy poziomie wody 555 cm nasunięcia lodu sięgały do wysokości 1,4 m n.p.m. Na jeziorach przybrzeżnych nasunięcia lodu na ląd sięgają do wysokości 0,9 m n.p.m., co związane jest z niższym poziomem wody.

Na jeziorach przybrzeżnych wysokość nasunięcia lodu na brzeg jest znacznie niższa, co wynika z niższego możliwego poziomu wody. Dlatego najczęściej obserwowano zatrzymywanie i piętrzenie kry lodowej na mieliznach, przy brzegach lub na lądzie do wysokości 1 m n.p.m.

7.3. Podsumowanie

Z obserwacji na brzegu morskim wynika, że najdalsze nasuwanie lodu jest zazwyczaj ograniczone szerokością plaży i obecnością na jej zapleczu wyniesionych wydym lub klifu. Na plażach szerokich w Zatoce Pomorskiej, od 40 m w Międzyzdrojach do 70–100 w Świnoujściu, nasunięcia lodu w ostatnich dwudziestu latach obserwowano u podstawy wydym w styczniu 2010, 2011 roku i w lutym 2013 roku. Na akwenach przybrzeżnych zasięg nasunięć może ograniczać gęste zadrzewienie lub szeroki pas trzcinowisk. Pomimo niższego poziomu wody na tych zbiornikach nasunięcia na brzeg są dalsze, co wynika z mniejszej wysokości brzegu, zazwyczaj organicznego, stanowiącego terasy zalewowe przy jeziorach i tereny podmokłe wokół zalewów (tabela 7.1).

Tabela 7.1. Wysokości i odległości nasunięcia lodu na brzegi akwenów morskich i przybrzeżnych w XXI wieku

Rejon	Wysokość nasunięcia na ląd (m n.p.m.)	Odległość nasunięcia w głąb lądu (m)	Maksymalna wysokość lodu (m n.p.m.)	Kierunek wiatru
Wybrzeże morskie				
Zachodnie (Zatoka Pomorska)	2,3	60	4,5	NW-NE
Środkowe (Kołobrzeg-Ustka)	1,2	30	4,5	NW-NE
Wschodnie (Zatoka Gdańska)	1,2	25	3,5	NE
Zalewy				
Szczeciński	1,5	200	2,0–4,5	NW, NE, SW
Pucki	2,0	30	2,0–3,5	SW
Wiśłany	4,5	150	3,0–7,0	NW, SW
Jeziora				
Wąskie: Jamno, Bukowo	1,1	25	1,0–1,5	NW, SW
Szerokie: Łebsko, Gardno, Dąbie	1,4	66	1,6–3,7	NW, SW

Źródło: opracowanie własne.

Wysokość poziomu morza podczas przemieszczania lodu na brzeg jest głównym uwarunkowaniem maksymalnego zasięgu nasuwu lodu. Przy niskim poziomie morza, zazwyczaj poniżej średniego, powstają wały lodowe na rewach lub na mieliznach na jeziorach i zalewach. Przy poziomie morza ponad średni lód gromadzony jest na skłonie plaży lub na wale brzegowym. Przy poziomie morza 540–550 cm nasunięcie lodu sięga do 0,9–1,5 m n.p.m. (wysokości rozumianej jako poziom gruntu). Przy poziomie morza 580–600 cm obserwowano nasunięcia lodu na plażę do wysokości 1,9–2,3 m n.p.m. Wysokość nasunięcia lodu lub powstania wału sryżowego zależy od wysokości plaży, poziomu morza i wysokości falowania.

Rozdział 8

Zmiany warunków lodowych

Na umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych globalne ocieplenie klimatu przejawia się między innymi cofaniem się granicy wieloletniej zmarzliny w kierunku biegunów, topnieniem lodowców, słabszym rozwojem zjawisk lodowych czy pojawianiem się coraz większych powierzchni wolnych od lodu na morzach i oceanach (Obrębska-Starkel 1991; Rothrock i in. 1999; Laxon i in. 2013; Walsh i in. 2017).

Wpływ efektu cieplarnianego na łagodzenie warunków lodowych można było zaobserwować na Morzu Bałtyckim już pod koniec XVIII wieku (Bietin, Preobrażenski 1962; Malkki, Tamsalu 1985). Od tego okresu zaznacza się tendencja łagodzenia warunków lodowych na Bałtyku (Global change 1990; Global climate change 1991; Seina, Palosuo 1993; Kożuchowski 1996). Od drugiej połowy XIX wieku widoczny jest wyraźny spadkowy trend maksymalnego rocznego zasięgu lodu na Morzu Bałtyckim (Omstedt, Chen 2001; Vichma, Haapala 2009). Obserwuje się zmniejszanie się liczby dni z lodem (Jevrejeva i in. 2004; Jaagus 2006) i grubości lodu (Jevrejeva i in. 2004; Vichma, Haapala 2009). Długość sezonu lodowego skraca się, w zależności od lokalizacji, o 1,4–4,4 dnia na 10 lat (Jevrejeva i in. 2004; Vihma, Haapala 2009; Omstedt i in. 2014). Poza tym rozpad lodu następuje wcześniej o około 0,8–1,2 dnia na dekadę (Jevrejeva i in. 2004). Coraz wcześniej w poszczególnych zimach następuje również jego zanik (Jevrejeva 2001; Jaagus 2006).

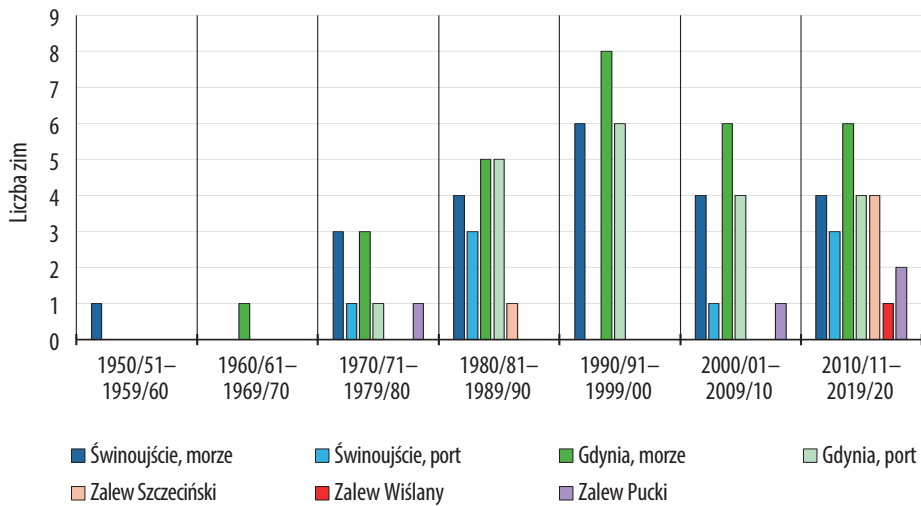
Zauważono, że największe zmiany zlodzenia na Bałtyku dotyczą zachodniej części akwenu i obszarów na wschód od Bornholmu (Haapala i in. 2015). Nie na całym Bałtyku te zmiany były tak wyraźne. Na przykład w Zatoce Fińskiej w ciągu drugiej połowy XX wieku nie zaobserwowano istotnego statystycznie trendu długości sezonu lodowego (Jaagus 2006). Szacuje się, że w XXI wieku maksymalny zasięg pokrywy lodowej w sezonie na Bałtyku zmniejszy się o 50–80% (Leppäranta, Myrberg 2009).

Badając serie danych z lat 1896–1993, stwierdzono skracanie się długości sezonu lodowego na akwenach położonych wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku o 1–3 dni na dekadę (Sztobryn 1994). Przyspieszanie łagodzenia warunków lodowych na akwenach południowego Bałtyku potwierdzają również badania prowadzone na Zalewie Kurońskim. O ile w latach 1960–1986 termin zanikania pierwszych zjawisk lodowych w sezonie występował średnio 2 dni wcześniej na dekadę, o tyle w latach 1960–2017 o 6 dni na dekadę, a w latach 2006–2017 aż o 19 dni na 10 lat (Jakimavičius i in. 2020). Na podstawie dotychczas publikowanych wyników badań można więc stwierdzić, że łagodzenie warunków lodowych wraz z upływem czasu jest coraz szybsze.

Niniejszy rozdział ma na celu określenie, jak intensywne zmiany w zakresie parametrów zlodzenia zaszły od połowy XX wieku w obrębie portów morskich (Świnoujście i Gdyni) w strefach brzegowych Zatoki Pomorskiej i Gdańskiej oraz na zalewach przybrzeżnych, do których zaliczono zalewy: Szczeciński, Wiślan y i Pucki (zachodnia część Zatoki Puckiej).

8.1. Liczba zim bez lodu

Podczas gdy w latach 50. i 60. XX wieku zdarzały się jedynie pojedyncze zimy bez lodu na morzu (zima 1958/1959 – brak lodu na Zatoce Pomorskiej, zima 1960/1961 – brak lodu na Zatoce Gdańskiej), to w latach 90. XX wieku oraz w XXI wieku lód na Zatoce Gdańskiej nie występował w większości zim, a na Zatoce Pomorskiej pojawiał się mniej więcej co drugiej zimy (rys. 8.1). W drugiej dekadzie XXI wieku nawet na Zalewie Szczecińskim zlodzenie wystąpiło jedynie w ciągu sześciu zim. Rekordowo ciepła była zima 2019/2020, w której na żadnym z akwenów nie zaobserwowano zjawisk lodowych, nawet na Zalewie Wiślanym, charakteryzującym się najbardziej surowymi warunkami lodowymi. Łagodne warunki lodowe charakteryzują również późniejszy okres. Zimą 2020/2021 co prawda zjawiska lodowe obserwowane były na wszystkich badanych akwenach, ale już podczas zimy 2023/2024 wystąpiły jedynie na Zalewie Wiślanym i Zalewie Puckim.



Rys. 8.1. Liczba zim bez zjawisk lodowych w poszczególnych dekadach; 1950/1951–2019/2020

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.2. Termin wystąpienia pierwszego lodu

Największe zmiany dotyczące pojawienia się pierwszych zjawisk lodowych w sezonie zimowym w poszczególnych dekadach okresu 1950/1951–2019/2020 cechują zalewy przybrzeżne, gdzie zaobserwować można coraz późniejsze pojawianie się pierwszego lodu (rys. 8.2C). Na pozostałych akwenach zmiany nie są aż tak wyraźne (rys. 8.2A i B).

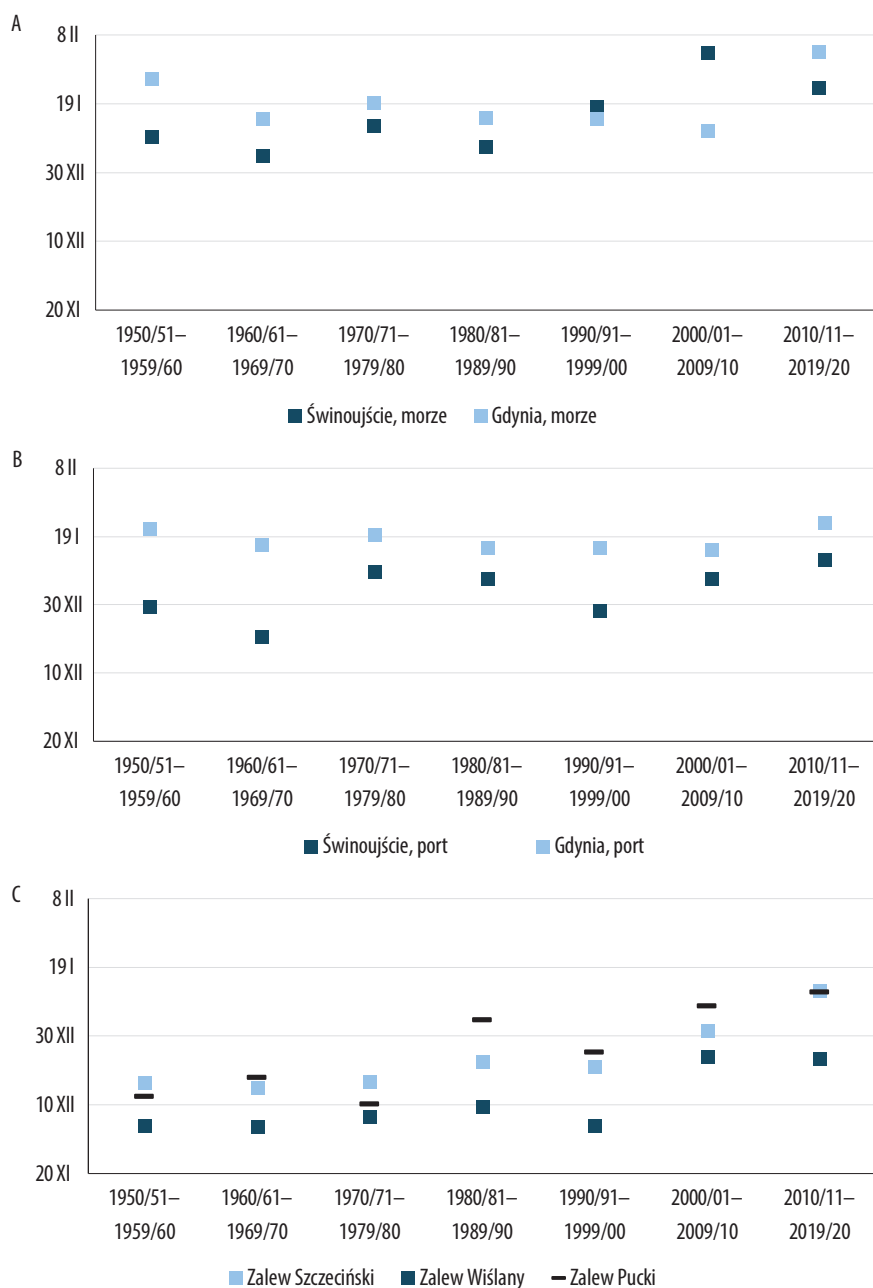
W porównaniu z okresem 1946/1947–1999/2000, na podstawie którego w rozdziale 1 dokonano analizy przestrzennego zróżnicowania warunków lodowych, w latach 1946/1947–2023/2024 zjawiska lodowe zazwyczaj (oprócz portu w Gdyni) pojawiały się później (tabela 8.1). Największe różnice, wynoszące 5 dni, cechują akweny o najczęstszym występowaniu zim z lodem – Zalew Wiśłany i Zalew Pucki.

Tabela 8.1. Średnie terminy wystąpienia pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiśłany	Zalew Pucki
1946/1947–2023/2024	15 I	4 I	20 I	19 I	24 XII	11 XII	26 XII
1946/1947–1999/2000	11 I	1 I	19 I	19 I	20 XII	6 XII	21 XII

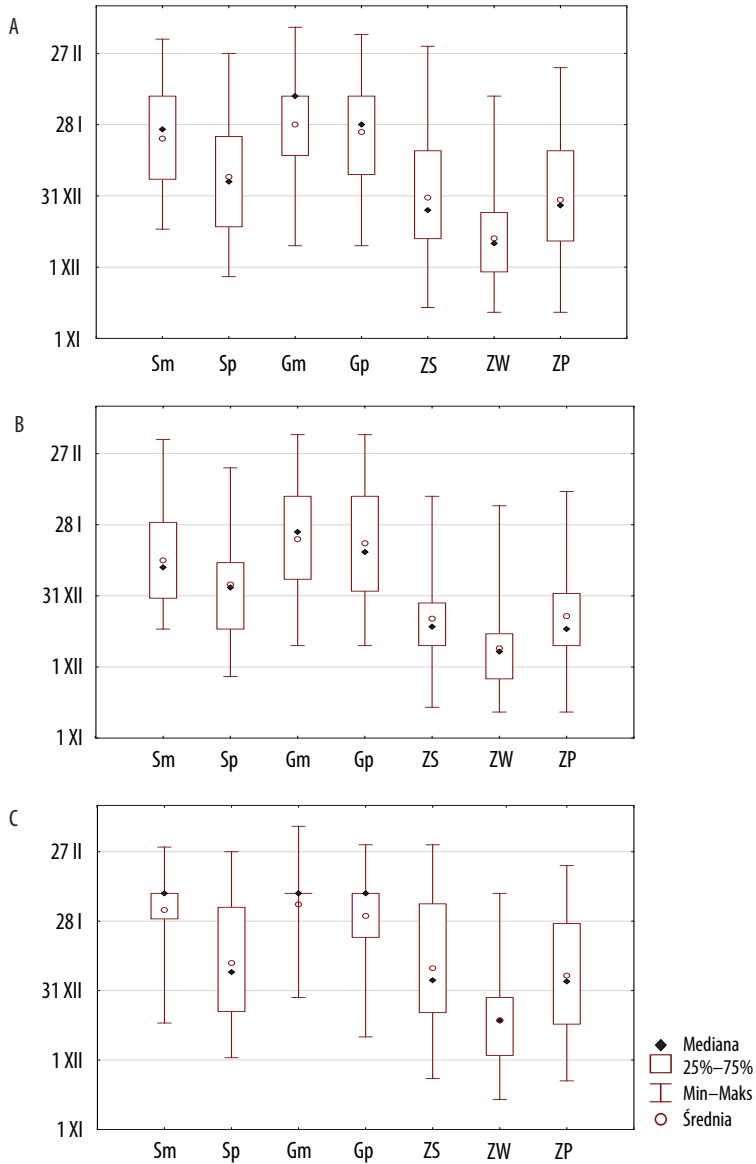
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Zmiany warunków lodowych



Rys. 8.2. Dаты pojawienia się pierwszego lodu w danym sezonie w poszczególnych dekadach: A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1950/1951–2019/2020

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.



Rys. 8.3. Kwartyle, średnie i ekstrema pojawiania się pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie: A – 1946/1947–2023/2024; B – 1946/1947–1987/1988; C – 1988/1989–2023/2024

Sm – Świnoujście, morze; Sp – Świnoujście, port; Gm – Gdynia, morze; Gp – Gdynia, port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiśłany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

O późniejszym pojawianiu się pierwszych zjawisk lodowych świadczy również porównanie kwartyli (w tym mediany) oraz wartości średnich i ekstremalnych w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024, a także porównanie ich ze statystykami całego badanego okresu 1946/1947–2023/2024 (rys. 8.3).

Za pomocą testu t-Studenta wykazano istotne statystycznie (na poziomie $p < 0,05$) różnice między średnimi datami pojawiania się pierwszych zjawisk lodowych w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024 na wszystkich badanych akwenach. Największe różnice wystąpiły na Zalewie Puckim i Zalewie Wiślanym, gdzie w późniejszym z podokresów (1988/1989–2023/2024) pierwszy lód pojawiał się 13 dni później (tabela 8.2). Najmniejsze różnice cechowały akweny portowe (w Świnoujściu 4 dni i w Gdyni 2 dni).

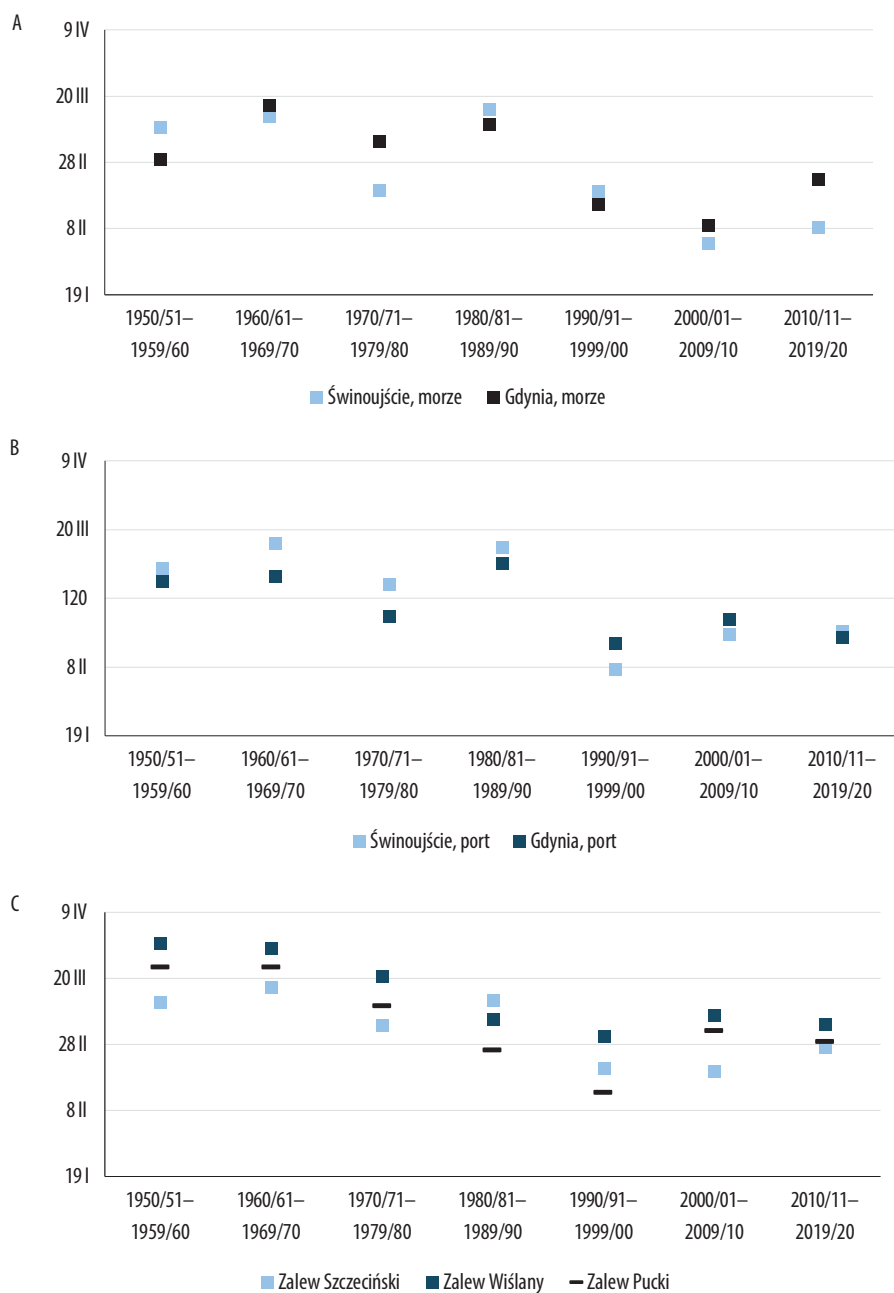
Tabela 8.2. Średnie terminy wystąpienia pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiślaný	Zalew Pucki
Do 1987/1988	10 I	2 I	19 I	19 I	19 XII	8 XII	20 XII
Od 1988/1989	26 I	6 I	25 I	21 I	1 I	16 XII	2 I

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.3. Termin zaniku ostatniego lodu

Średnie terminy zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie na Zatoce Pomorskiej i Gdańskiej oraz w portach (rys. 8.4A i B) w latach 90. XX wieku oraz w XXI wieku występowały wcześniej niż we poprzednim okresie. Najwyraźniej coraz szybszy zanik zjawisk lodowych widoczny jest na akwenach zalewowych (rys. 8.4C), aczkolwiek ze względu na nasilenie zachodniej cyrkulacji strefowej w latach 90. XX wieku zjawiska lodowe na tych akwenach oraz w badanych portach w ostatniej dekadzie XX wieku zanikały przeważnie wcześniej niż w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku (rys. 8.4C).



Rys. 8.4. Średnie terminy zaniku ostatniego lodu w danym sezonie w poszczególnych dekadach: A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1950/1951–2019/2020

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

W porównaniu z okresem do zimy 1999/2000, na podstawie którego dokonano analizy w rozdziale 1, zjawiska lodowe zanikają znacznie wcześniej (tabela 8.3). Największe różnice, wynoszące 6 dni, cechują Zatokę Pomorską oraz Zalew Szczeciński i Zalew Wiśłany.

Tabela 8.3. Średnie terminy zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiśłany	Zalew Pucki
1946/1947–2023/2024	28 II	28 II	4 III	28 II	4 III	14 III	5 III
1946/1947–1999/2000	6 III	5 III	7 III	2 III	10 III	20 III	9 III

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

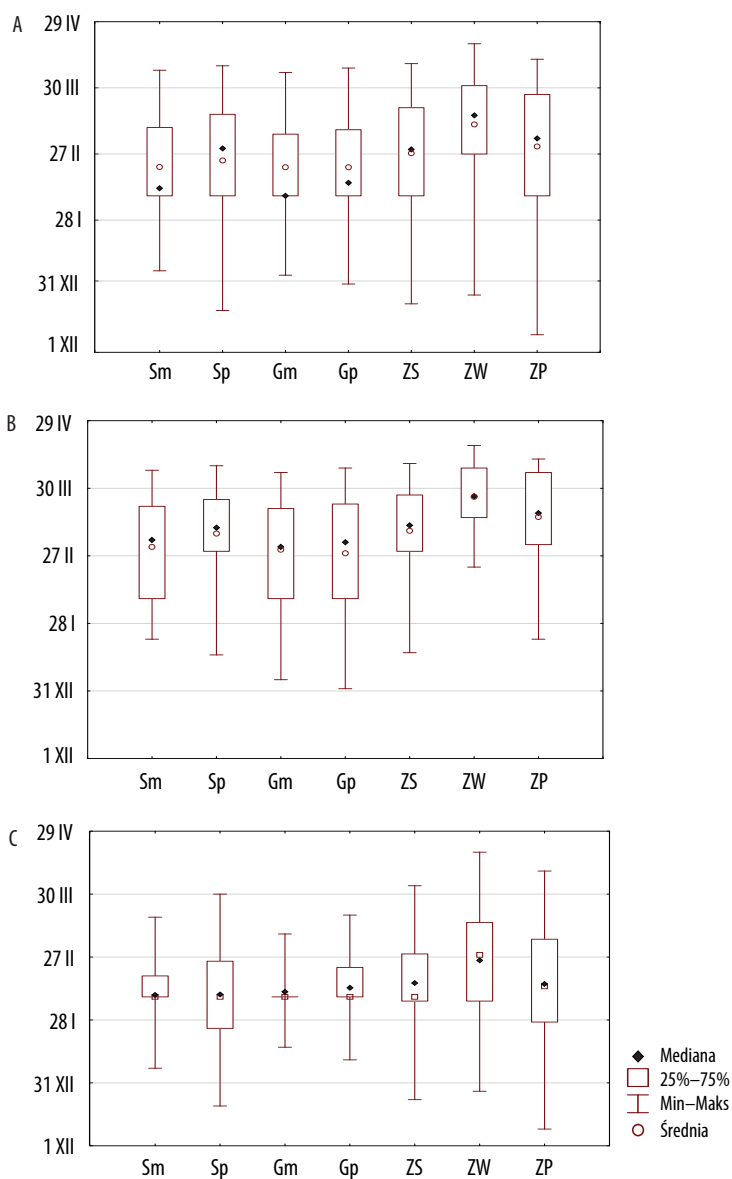
Wartości kwartyli oraz średnie i ekstremalne w sezonach do 1987/1988 roku i późniejszym świadczą o wcześniejszym zaniku zjawisk lodowych, począwszy od zimy 1988/1989 (rys. 8.5).

Zgodnie z wynikami testu t-Studenta różnice między średnimi terminami zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie (tabela 8.4) na wszystkich badanych akwenach w obu podokresach są istotne na poziomie $p < 0,05$, co stanowi kolejny dowód na łagodzenie warunków lodowych.

Tabela 8.4. Średnie terminy zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiśłany	Zalew Pucki
Do 1987/1988	8 III	11 III	9 III	4 III	12 III	26 III	18 III
Od 1988/1989	11 II	11 II	17 II	18 II	18 II	28 II	16 II

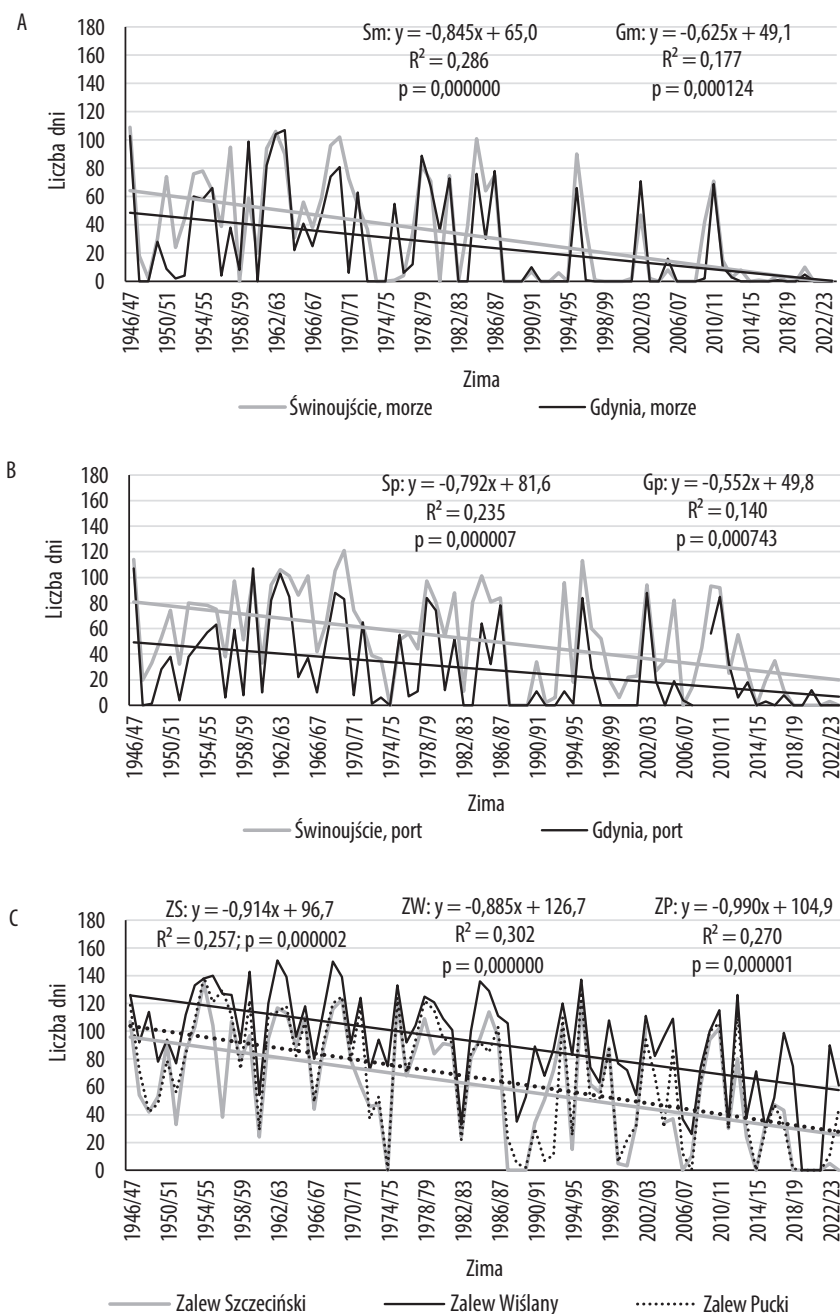
Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.



Rys. 8.5. Kwartyle, średnie i ekstrema zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie: A – 1946/1947–2023/2024; B – 1946/1947–1987/1988; C – 1988/1989–2023/2024

Sm – Świnoujście, morze; Sp – Świnoujście, port; Gm – Gdynia, morze; Gp – Gdynia, port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiśłany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.



Rys. 8.6. Długość sezonu lodowego w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendami, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1946/1947–2023/2024

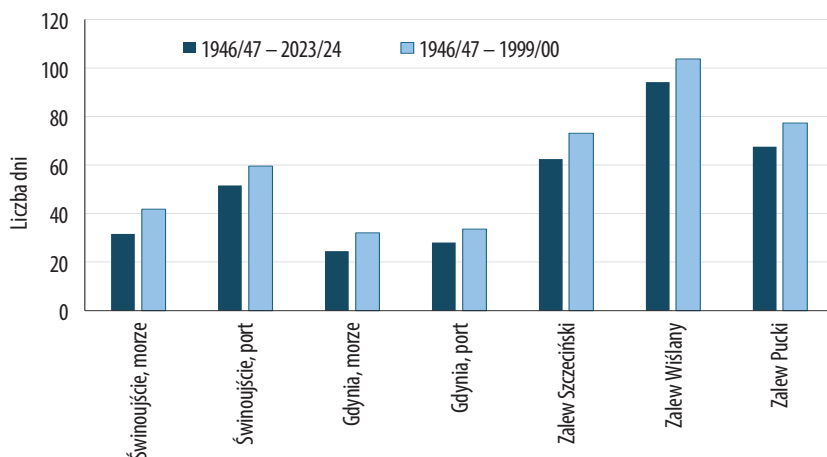
Sm – Świnoujście, morze; Gm – Gdynia, morze; Sp – Świnoujście, port; Gp – Gdynia port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiśłany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.4. Długość sezonu lodowego

Wyznaczone trendy liniowe długości sezonów lodowych w poszczególnych zimach pozwoliły wykazać na wszystkich badanych akwenach istotne statystycznie skracanie się ich na poziomach p podanych na rys. 8.6. Największe zmiany dotyczą zalewów, na których sezon lodowy skraca się średnio o około 9 dni na 10 lat. Najintensywniej na Zalewie Wiślanym – średnio o 9,9 dnia na dekadę (rys. 8.6C). Najmniejsza zmiana występuje w porcie w Gdyni. Sezon lodowy skraca się tam średnio o 5,5 dnia na 10 lat (rys. 8.6B).

W porównaniu z okresem 1946/1947–1999/2000, dla którego uzyskano pełny zestaw danych, długość sezonu lodowego na każdym badanym akwenie uległa skróceniu, zwłaszcza na zalewach (rys. 8.7).

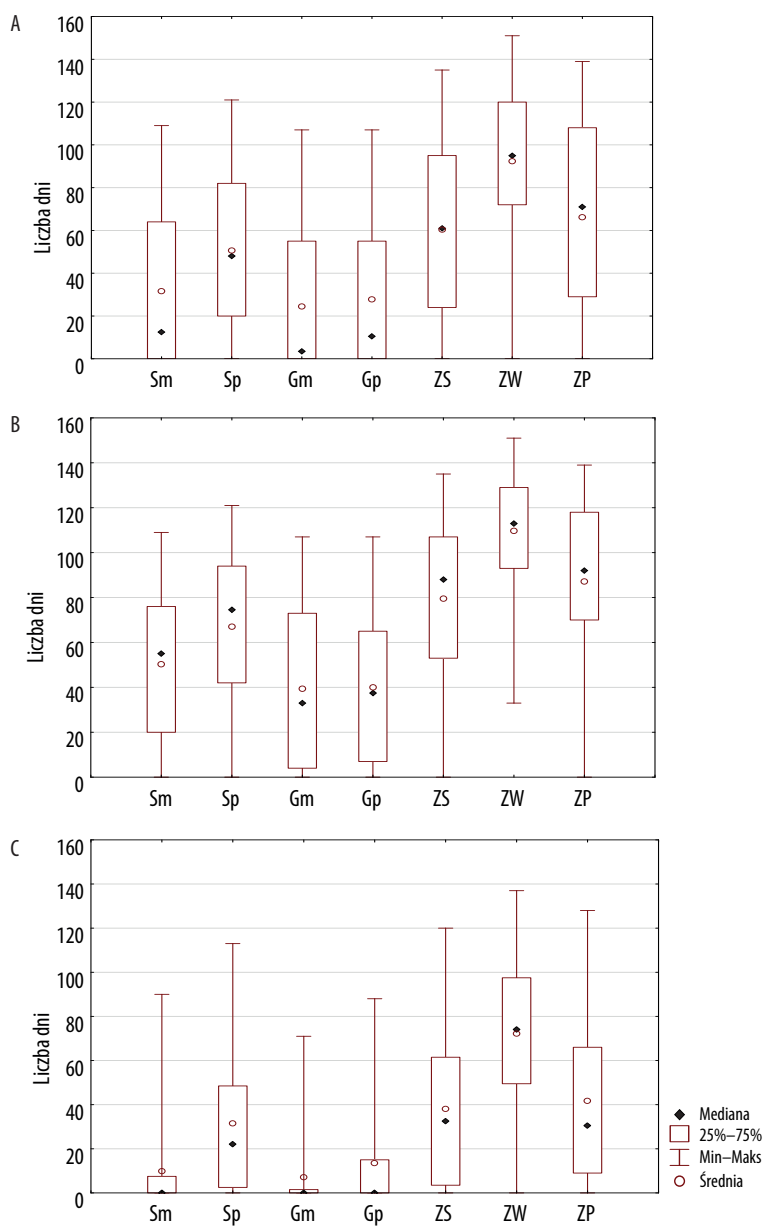


Rys. 8.7. Średnie długości sezonów lodowych w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

O skracaniu się długości sezonu lodowego świadczy również porównanie podstawowych statystyk tych sezonów do zimy 1987/1988 i następnych po niej (1988/1989–2023/2024) ze statystykami całego badanego okresu (rys. 8.8). Najwyraźniej widać to w przypadku zjawisk lodowych na Zatoce Gdańskiej (Gdynia) oraz Zatoce Pomorskiej (Świnoujście).

Zmiany warunków lodowych



Rys. 8.8. Kwartyły, średnie i ekstrema długości sezonu lodowego w okresach 1946/1947–2023/2024 (A), 1946/1947–1987/1988 (B) i 1988/1989–2023/2024 (C)

Sm – Świnoujście, morze; Sp – Świnoujście, port; Gm – Gdynia, morze; Gp – Gdynia, port; ZS- Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiślany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB

Za pomocą testu t-Studenta wykazano istotne odmienności długości sezonu lodowego podczas zim do 1987/1988 oraz od 1988/1989 na poziomie istotności $p < 0,05$ na wszystkich analizowanych akwenach. Średnia długość sezonu lodowego (liczona w dniach) w okresie od zimy 1988/1989 do 2023/2024 stanowi od 18% na Zatoce Gdańskiej (w rejonie Gdyni) do 68% na Zalewie Wiślanym w stosunku do lat 1946/1947–1987/1988 (100% to długość sezonu lodowego w okresie 1946/1947–1988/1989; tabela 8.5).

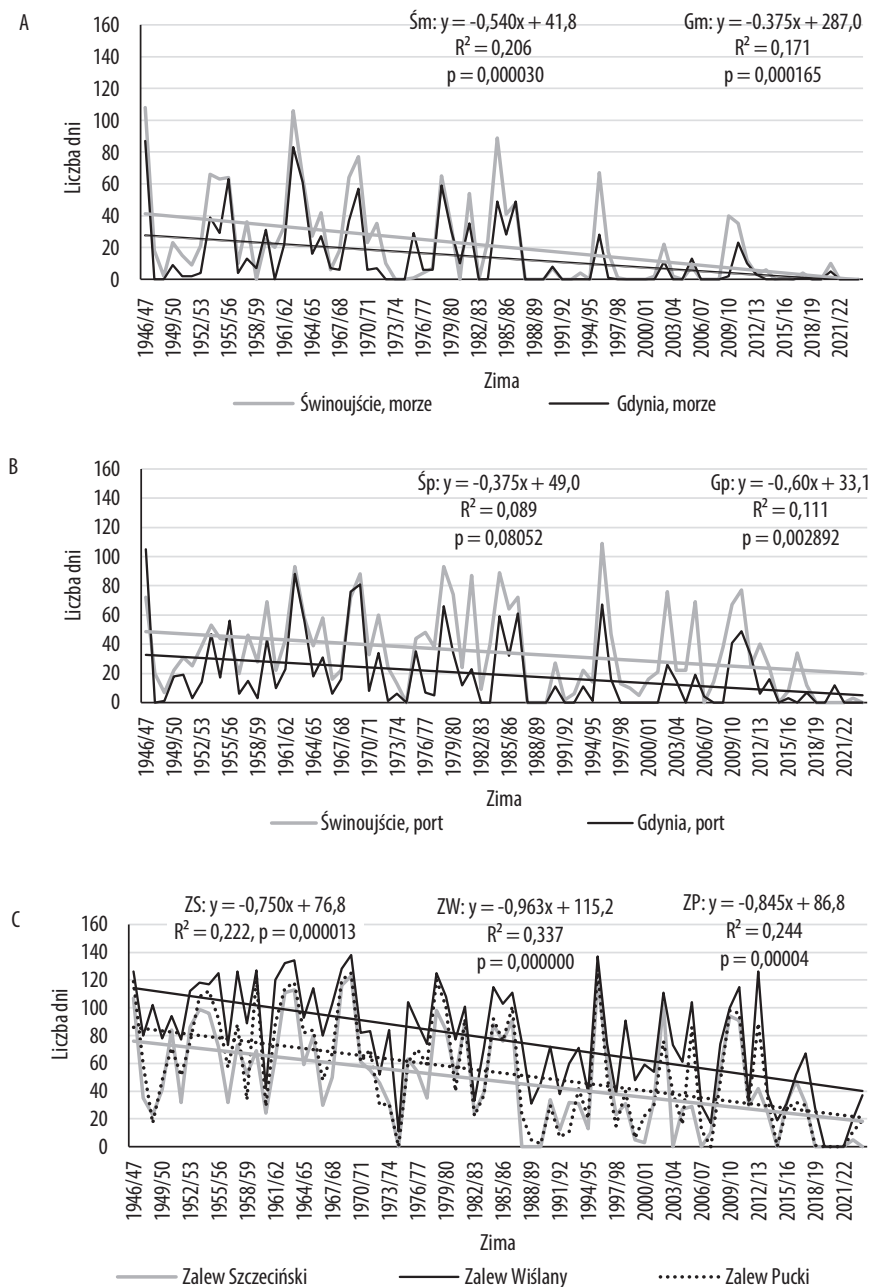
Tabela 8.5. Średnie długości sezonów lodowych (liczba dni) w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiślanym	Zalew Pucki
Do 1987/1988	50,3	67,1	39,4	40,0	79,6	109,8	87,1
Od 1988/1989	9,9	32,6	7,1	13,9	40,7	74,9	43,2

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.5. Liczba dni z lodem

Spadek surowości zim przejawia się również w istotnym statystycznie zmniejszeniu się liczby dni z lodem w poszczególnych sezonach zimowych (rys. 8.9). Największy spadek liczby dni z lodem cechuje akweny zalewowe. Na Zalewie Szczecińskim liczba dni z lodem zmniejszyła się średnio o 7,5 dnia na dekadę, na Zalewie Puckim o 8,5 dnia na dekadę, a na Zalewie Wiślanym o 9,6 dnia na dekadę. W portach w Świnoujściu i Gdyni zmiany te były znacznie mniejsze – odpowiednio 3,8 oraz 3,6 dnia na 10 lat. Na Zatoce Pomorskiej (w Świnoujściu) w latach 1946/1947–2023/2024 liczba dni z lodem zmniejszyła się o 5,4 dnia na 10 lat, a na Zatoce Gdańskiej (w Gdyni) o 3,8 dnia.

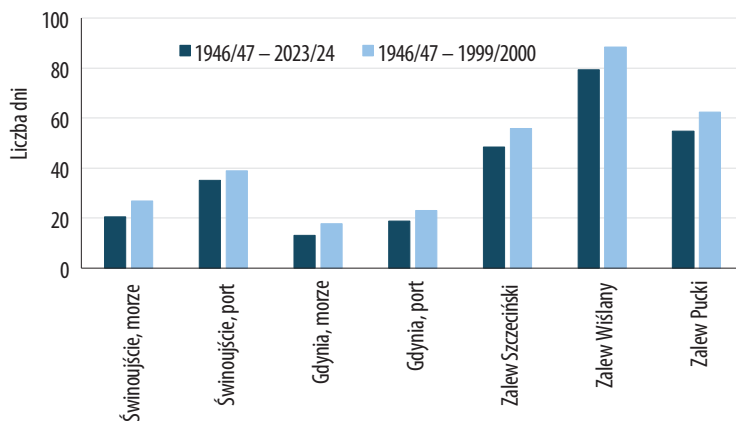


Rys. 8.9. Liczba dni z lodem w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendu, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1946/1947–2023/2024

Sm – Świnoujście, morze; Gm – Gdynia, morze; Sp – Świnoujście, port; Gp – Gdynia port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiśłany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Liczba dni z lodem w okresie 1946/1947–2023/2024 była mniejsza niż w okresie do zimy 1999/2000 analizowanym w rozdziale 1 (rys. 8.10).



Rys. 8.10. Średnie liczby dni z lodem w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Porównanie okresów do i od zimy 1988/1989 wykazało duże różnice między liczbami dni z lodem w poszczególnych podokresach (rys. 8.11).

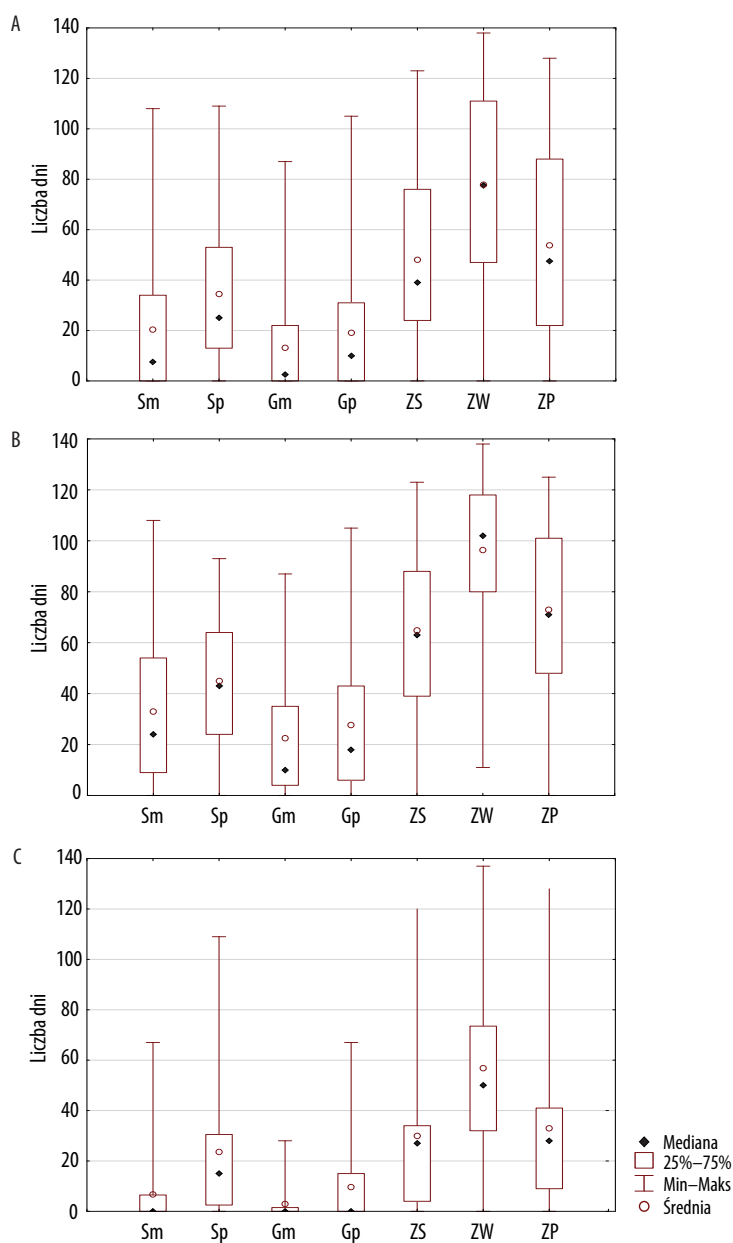
Istotność statystyczną różnic między liczbami dni z lodem w okresie do 1987/1988 i od 1988/1989 na każdym z badanych akwenów potwierdził test t-Studenta między średnimi liczbami dni z lodem. Średnie te zostały zaprezentowane w tabeli 8.6. Różnice były bardzo wyraźne. Średnia liczba dni w okresie od zimy 1988/1989 stanowi od zaledwie 13% na Zatoce Gdańskiej (stacja: Gdynia, morze) do 61% na Zalewie Wiślanym w stosunku do okresu 1946/1947–1987/1988.

Tabela 8.6. Średnia liczba dni z lodem w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiślaný	Zalew Pucki
Do 1987/1988	32,2	43,9	21,9	27,0	63,2	95,9	71,8
Od 1988/1989	6,7	24,2	2,9	9,3	30,0	58,6	33,9

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

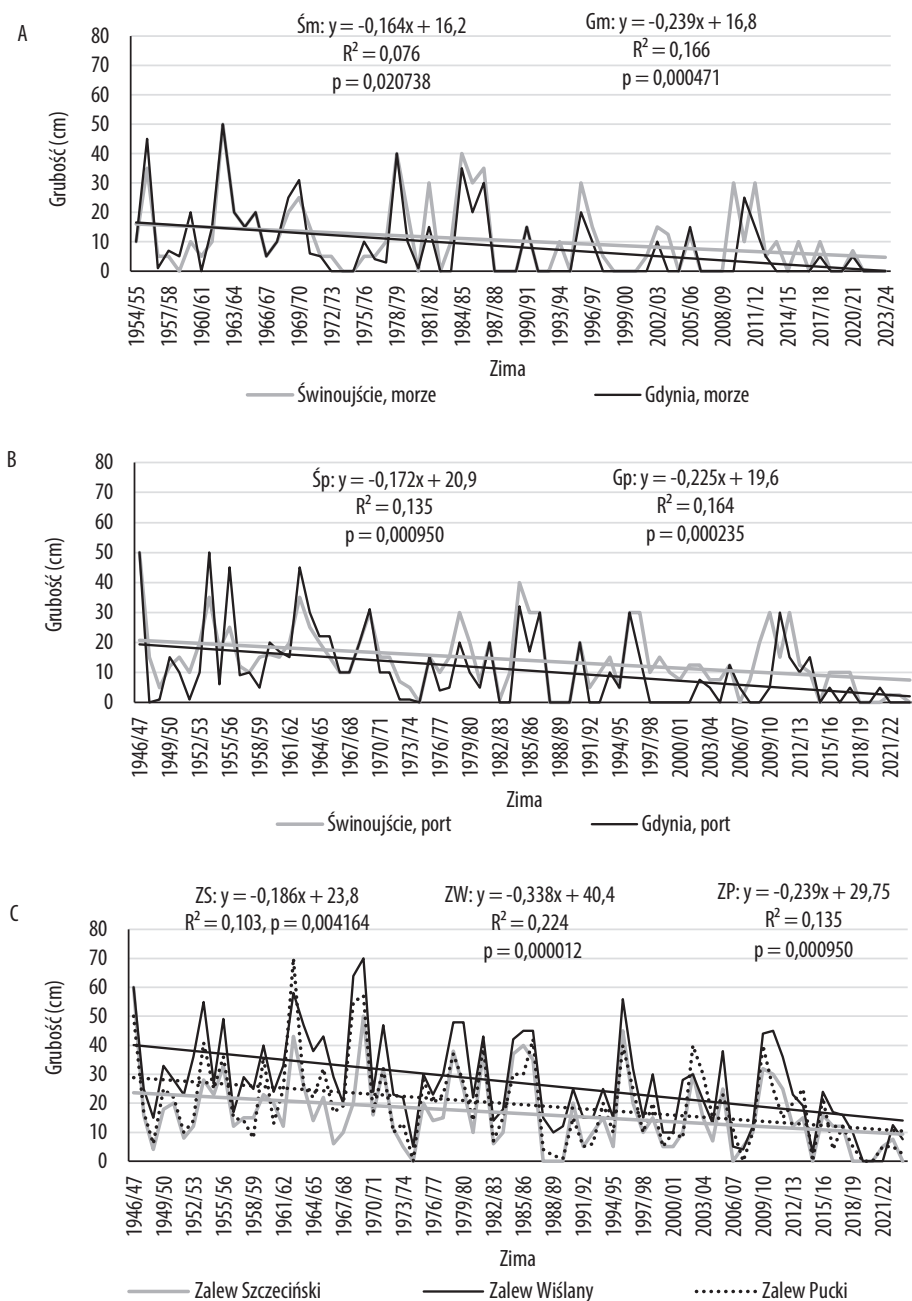
Zmiany warunków lodowych



Rys. 8.11. Kwartyle, średnie i ekstrema liczby dni z lodem w okresach 1946/1947–2023/2024 (A), 1946/1947–1987/1988 (B) i 1988/1989–2023/2024 (C)

Sm – Świnoujście, morze; Sp – Świnoujście, port; Gm – Gdynia, morze; Gp – Gdynia, port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiślany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.



Rys. 8.12. Maksymalna grubość lodu w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendu, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu, 1954/1955–2023/2024; B – w portach, 1946/1947–2023/2024; C – na zalewach, 1946/1947–2023/2024

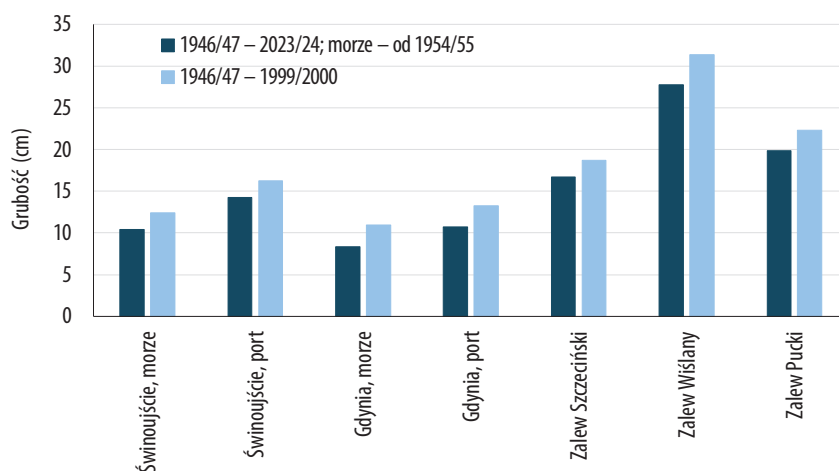
Sm – Świnoujście, morze; Gm – Gdynia, morze; Sp – Świnoujście, port; Gp – Gdynia port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiślany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.6. Maksymalna grubość lodu

Maksymalna grubość lodu w poszczególnych zimach systematycznie malała. Najmniejsze zmiany cechowały Zatokę Pomorską w rejonie Świnoujścia. Zmniejszenie się maksymalnej grubości lodu w sezonie wyniosło w okresie 1954/1955–2023/2024 średnio 1,64 cm na dekadę. Istotność statystyczna trendu była tam najsłabsza, równa 0,02 (rys. 8.12A). W pozostałych punktach pomiarowych zmiana w okresie 1946/1947–2023/2024 była znacznie silniejsza (rys. 8.12). Największe zmniejszenie się maksymalnej grubości lodu w danej zimie dotyczyło Zalewu Wiślanego, gdzie wyniosło średnio 3,38 cm na dekadę (rys. 8.12C). Serie danych dotyczące Zatoki Pomorskiej oraz Gdańskiej (odpowiednio Świnoujście i Gdynia) rozpoczynają się dopiero od sezonu zimowego 1954/1955, gdyż wcześniej pomiary nie mogły być tam prowadzone.

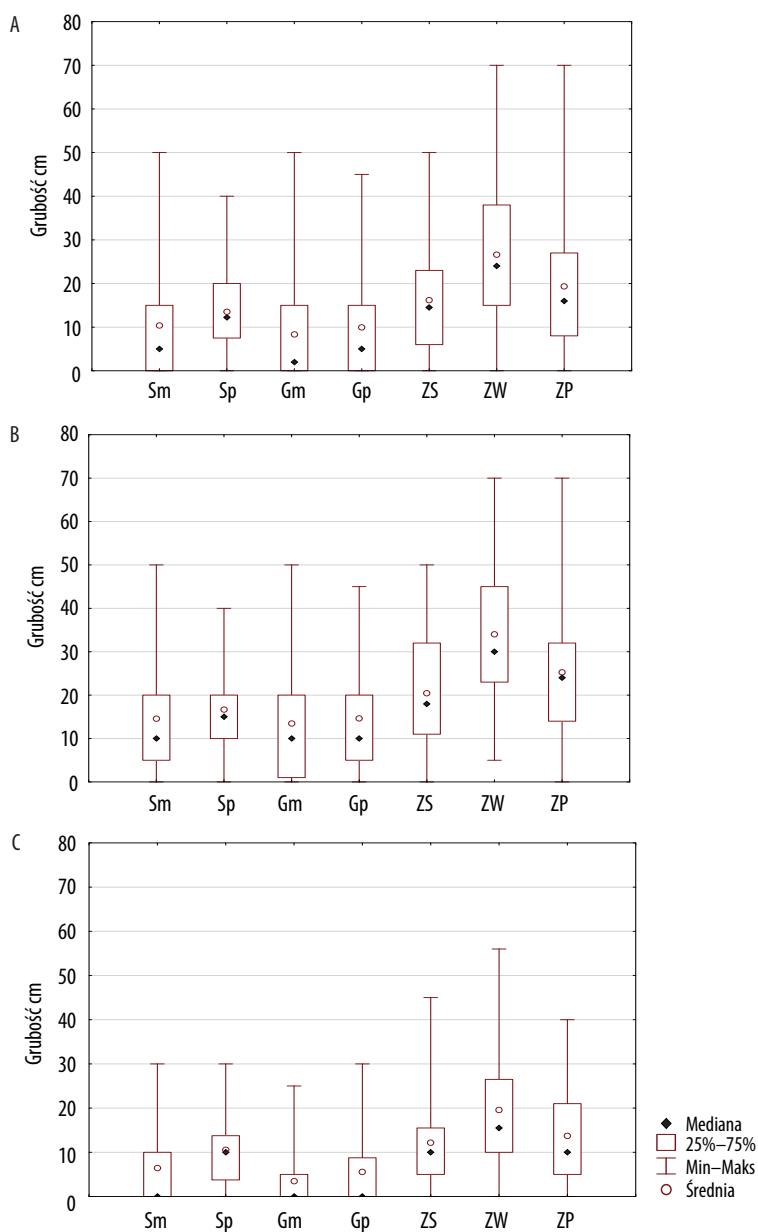
W porównaniu z okresem do zimy 1999/2000 maksymalna grubość lodu w danej zimie na każdym z badanych akwenów w okresie 1946/1947–2023/2024 była mniejsza (rys. 8.13).



Rys. 8.13. Maksymalna grubość lodu w poszczególnych zimach w okresach 1946/1947–2023/2024 (morze – od 1954/1955) i 1946/1947–1999/2000

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Maksymalna grubość lodu w okresie od sezonu 1988/1989 była co prawda mniejsza niż w okresie wcześniejszym (rys. 8.14), ale zgodnie z wynikami testu t-Studenta istotne różnice między maksymalnymi grubościami lodu w obu okresach (tabela 8.4) wykazano jedynie na Zalewie Wiślanym.



Rys. 8.14. Kwartyle, średnie i ekstrema maksymalnej grubości lodu w poszczególnych zimach: A – 1946/1947–2023/2024 (morze – od 1954/1955); B – 1946/1947–1987/1988 (morze – od 1954/1955); C – 1988/1989–2023/2024

Sm – Świnoujście, morze; Sp – Świnoujście, port; Gm – Gdynia, morze; Gp – Gdynia, port; ZS – Zalew Szczeciński; ZW – Zalew Wiśłany; ZP – Zalew Pucki

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

Tabela 8.7. Średnia maksymalna grubość lodu w zimach (cm) w okresach 1946/1947–1987/1988; morze – od 1954/1955 i 1988/1989–2023/2024

Okres	Świnoujście, morze	Świnoujście, port	Gdynia, morze	Gdynia, port	Zalew Szczeciński	Zalew Wiśłany	Zalew Pucki
Do 1987/1988	14,6	17,3	13,5	15,1	20,5	34,1*	24,9
Od 1988/1989	6,4	10,6	3,5	5,6	12,1	19,9*	13,9

* $p \leq 0,05$.

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB.

8.7. Podsumowanie

Warunki lodowe od połowy XX wieku uległy znacznemu złagodzeniu. Dotyczy to wszystkich badanych parametrów lodowych. Największe zmiany stwierdzono w przypadku liczby dni z lodem, zwłaszcza na zalewach przybrzeżnych. Najmniejsze zmiany zaobserwowano w przypadku maksymalnej grubości lodu – nawet podczas stosunkowo łagodnych zim zdarzają się krótkotrwałe okresy z warunkami sprzyjającymi narastaniu pokrywy lodowej o znacznej grubości. Zmiany warunków lodowych zachodzą intensywniej na akwenach osłoniętych niż zatokach morskich. Wyraźne przyspieszenie łagodzenia warunków lodowych nastąpiło na badanych akwenach pod koniec lat 80. XX wieku. Najwyraźniej widoczną zmianą, która świadczy o łagodzeniu warunków lodowych, jest coraz częstsze występowanie zim bez zjawisk lodowych, zwłaszcza na otwartym morzu. Brak lodu na podejściach do portów morskich oraz basenów i kanałów portowych stanowi duże ułatwienie żeglugi morskiej i obsługi statków w portach morskich.

Łagodzenie warunków lodowych dotyczy zarówno przybrzeżnych akwenów osłoniętych, portów, jak i otwartego morza. Można więc założyć, że zbliżone zmiany dotyczą całej strefy przybrzeżnej polskiego wybrzeża Bałtyku, włącznie z jeziorami przybrzeżnymi. Zmienność przestrzenna opisana w rozdziale 1 nie uległa prawdopodobnie znaczącym zmianom (dokładne zbadanie tych zjawisk uniemożliwia brak prowadzonych aktualnie obserwacji), aczkolwiek znacząco zmieniły się wartości parametrów zlodzenia we wszystkich rejonach – zjawiska lodowe w sezonie zaczynają pojawiać się później, a zanikają wcześniej, sezon lodowy i okresy zlodzenia trwają krócej, a grubość pokrywy lodowej jest cieńsza.

Od połowy XX wieku systematycznie wzrasta liczba zim bez lodu wzdłuż południowych wybrzeży Bałtyku. Podczas gdy w latach 50. i 60. XX wieku zdarzały się jedynie pojedyncze zimy bez lodu na morzu, to w latach 90. XX wieku oraz w pierwszych dwóch dekadach XXI wieku lód na Zatoce Gdańskiej nie występował w większości zim, a na Zatoce Pomorskiej pojawiał się mniej więcej co drugiej zimy.

Największe zmiany dotyczące pojawienia się pierwszych zjawisk lodowych w sezonie w poszczególnych dekadach okresu 1950/1951–2019/2020 wśród akwenów strefy brzegowej południowego Bałtyku cechują Zalew Wiślany i Zalew Pucki. Zgodnie z testem t-Studenta różnice między średnimi datami pojawiania się pierwszych zjawisk lodowych w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024 (wyraźnego ocieplenia) na wszystkich badanych akwenach były istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$. Na Zalewie Puckim i Zalewie Wiślanym w drugim z tych okresów lód pojawiał się 13 dni później niż w okresie wcześniejszym.

Również różnice między średnimi terminami zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie na wszystkich badanych akwenach w obu podokresach były istotne na poziomie $p < 0,05$.

Analiza regresji (trendu czasowego) wykazała istotne statystycznie skracanie się długości sezonu lodowego na wszystkich badanych akwenach na poziomie $p < 0,001$. Zmiany długości sezonu lodowego były wyjaśniane upływającym czasem od 14% (współczynnik determinacji R^2 prostej trendu wyniósł 0,140) w porcie Gdynia do 30,2% na Zalewie Wiślanym. Największe zmiany dotyczyły zalewów, na których sezon lodowy skracał się średnio o około 9 dni na 10 lat. Najmniejsza zmiana występuje w porcie w Gdyni. Sezon lodowy skraca się tam średnio o 5,5 dnia na dekadę.

Spadek liczby dni z lodem był na większości badanych akwenów istotny statystycznie na poziomie $p < 0,001$ z wyjątkiem portu w Gdyni, gdzie był jednakże istotny na poziomie $p < 0,05$, a współczynnik determinacji R^2 wyniósł 0,111. Jedynie zmniejszanie się liczby dni z lodem było nieistne nawet na poziomie $p < 0,05$ w porcie w Świnoujściu (R^2 wyniósł tam zaledwie 0,089). Największa zmiana dotyczyła Zalewu Wiślanego, na którym zaobserwowano spadek liczby dni z lodem o 9,6 dnia na dekadę, a R^2 prostej trendu wyniósł 0,337, a więc upływ czasu w 33,7% wyjaśniał zmniejszanie się liczby dni z lodem.

Od połowy XX wieku systematycznie malała również maksymalna grubość lodu – na wszystkich badanych akwenach z istotnością statystyczną przeważnie $p < 0,0001$. W Świnoujściu trend był mniej wyraźny, ale nadal istotny na poziomie $p < 0,05$ (R^2 wyniósł 0,076). Największe zmniejszenie się maksymalnej grubości lodu w danej zimie dotyczyło Zalewu Wiślanego, gdzie wyniosło średnio 3,38 cm na dekadę (R^2 wyniósł 0,224).

Rozdział 9

Oddziaływanie zlodzenia na morfodynamikę, roślinność i infrastrukturę brzegu

Obserwowane postacie zlodzenia brzegu morskiego, jezior i zalewów przybrzeżnych mają różny wpływ na jego morfologię i dynamikę. Ponadto pokrywa lodowa przy brzegu wpływa na ukształtowanie płytkiego podbrzeża. Skutki nasunięć lodu na brzegi zależą od rodzaju nasuwanego lodu oraz od typu brzegu.

Najwięcej prac dotyczących wpływu lodu na brzegi morskie dotyczy strefy umiarkowanej (Giżejewski, Rudowski 1972; Alestalo, Häikiö 1976, Kovacs 1983, Girjatowicz 1999a, 2001a, 2001b, 2004; Orviku i in. 2011; Leppäranta 2013; Girjatowicz, Łabuz 2020; Davidson-Arnodd, Bauer 2021; Dodge i in. 2022; Manson 2022) i polarnej (Hume, Schalk 1964; Reinson, Rosen 1982; Giżejewski, Rudowski 1995; Allard i in. 1998). Powstało wiele prac analizujących skutki nasunięć lodu na brzegi akwenów osłoniętych: zatok, zalewów i jezior w Ameryce Północnej i w Europie (Miner, Powell 1991; Barnes i in 1993, 1994; Girjatowicz 1983b, 1994, 2004, 2015a; BaMasoud, Byrne 2012). Istnieją też prace analizujące wpływ lodu na niszczenie brzegów rzek (Smith, Reynolds 1983; Lederer, Garver 1996; Uunila, Church 2014; Vandermause i in. 2021). Ten temat został w pracy pominięty ze względu na małe znaczenie niszczenia brzegu w ujściowych odcinkach polskich rzek nadmorskich, z wyjątkiem wpływu na zagrożenie powodziowe lodem, który może blokować ujście wody z rzek. Niemniej jednak zatory lodowe były przyczyną wielu powodzi w ujściu Wisły. W styczniu 1840 roku doszło do przerwania wąskiej mierzei i utworzenia nowego ujścia pod nazwą Wisła Śmiała (Basiński 1995).

W pracach poświęconych zlodzeniu brzegów przede wszystkim analizowano i przedstawiano zasięgi i formy nasunięć lodu na brzegi i pobliski ląd (Alestalo, Häikiö 1976; Girjatowicz 1983, 1994, 2015; Kovacs 1983, Gilbert, Glew 1986; Orviku i in. 2011; Esiukova, Stont 2013; Łabuz 2013; Schmelzer i in. 2014). Obserwowane nasunięcia lodu na brzegi powodują erozję dna i brzegu morskiego, jezior i zalewów oraz transport osadu (Hume, Schalk 1964; Alestalo, Häikiö 1976; Miner, Powell 1991; Barnes i in. 1994; Girjatowicz 1999a; Orviku i in. 2011; Leppäranta 2013; Łabuz 2012, 2013; Dodge i in. 2022). W kilku pracach analizowano formy plaży związane ze strukturami wytapianego lodu (Giżejowski, Rudowski 1972, 1995; Reinson, Rosen 1982; Manson 2022). Wspominano również o niszczeniu roślinności na brzegu (Orviku i in 2011; Uunila, Church 2014).

9.1. Wpływ lodu na brzeg morza

W podrozdziale omówiono zmiany morfologiczne spowodowane erozją i transportem osadów, związane ze zjawiskami lodowymi w trefie brzegowej. Ponadto przedstawiono wysokość nasunięć lodu na plażę i jego oddziaływanie nawet do podstawy stoku i klifu, zwłaszcza w okresach występowania sztormów. Zwrócono też uwagę na stabilizującą rolę lodu pokrywającego plażę w okresach niesztormowych na naszym wybrzeżu. Na zamrożniętej plaży hamowane są wszystkie procesy morfodynamiczne.

9.1.1. Zmiany podbrzeża i plaży

Lód przy brzegu w postaci stałej pokrywy lodowej powoduje hamowanie zmian morfologicznych dna i transportu osadu. W trakcie rozwoju spiętrzenia sztormowego lód pływający, najczęściej kra, sryż lub gruz lodowy, jest nasuwany lub wyrzucany na brzeg przez fale, co powoduje zdzieranie podłoża plaży. Wtedy na brzegu powstają formy lodu stłoczonego lub zwałowanego. Wysokości form lodu spiętrzonego (rys. 5.30) zależą od zmian poziomu morza w trakcie bezpośredniego oddziaływania falowania lub wiatru przenoszącego lód na brzeg morski. Przy niskim lub średnim poziomie morza przemieszczający się ku brzegowi lód zatrzymuje się przy brzegu, tworząc postaci lodu stłoczonego. Powoduje on erozję piaszczystego dna przy brzegu. Lód stłoczony przy brzegu powoduje również nanoszenie materii organicznej i osadu na dolną część brzegu lub płytkiego podbrzeża. Po jego wytopieniu zazwyczaj odsłania się powierzchnia pokryta osadem o innym składzie mechanicznym podbrzeża i plaży niż przed zlodzeniem (Barnes i in. 1993; Łabuz 2013; Dodge i in. 2022).

Większą erozję powoduje nasuwająca się na brzeg kra lodowa, która formuje zwał lodowy. Lód gruby o większej wytrzymałości przyczynia się do egzaracji osadu zarówno na najpłycej położonej rewie, jak i na wale brzegowym. Kry lodowe mogą nasuwać się na wyższy brzeg w wyniku działania poślizgu. Na zamrożniętej plaży zwał lodowy może powstać w górnej części brzegu, nawet pod stokiem form nadbrzeżnych. Zjawiska takie obserwowano tylko podczas surowych zim, gdy plaża była również zamrożona, na przykład zimą 1979 roku (Girjatowicz, Łabuz 2020). Pierwsze kry nasuwające się na wyższy brzeg i formujące zwał lodowy zdzierają osad z wypukłego wału brzegowego. Osad odkładany jest pod lodem lub w lodzie, w strefie jego maksymalnego nasuwu na brzeg. Osad często jest przymarznięty do spodu lodu i gromadzi się pod nim. Na plaży jest widoczny dopiero podczas wytapiania lodu (Łabuz 2013).

Wał lodowy lub śryżowy powstaje na brzegu z piętrzącego się gruzu, fragmentów kry i śryżu. Zazwyczaj jest formowany w dolnej części plaży na skłonie wału brzegowego lub w oparciu o mikrokłif plażowy uformowany uprzednio w wyniku erozji morskiej lub na pierwszej od brzegu rewie przy niskim poziomie wody.

Formowanie wału śryżowego, który zbudowany jest w większości z miękkiego śryżu i lepy lodowej, zachodzi w wyniku załamywania na brzegu falującej powierzchni morza, pokrytego drobnymi postaciami lodu. W trakcie falowania przemarznięta woda i fragmenty lodu odkładane są w postaci wału o niesymetrycznych stokach. Im wyższy poziom morza, tym wyżej na brzegu powstanie wał śryżowy. Z kolei im wyższe falowanie, zależne od prędkości wiatru, tym wyższy będzie ten wał. W wale śryżowym obserwowano różny materiał, a nawet fragmenty drewna i śmieci pływające w morzu wraz z lodem. Formowanie takiego wału na plaży powoduje odkładanie osadu mineralnego (piasek, żwir, otoczaki) oraz materii organicznej (muszle, szczątki roślin, drewno i inne odpady), które wraz z kawałkami gruzu lodowego i śryżu są wyrzucane na brzeg podczas falowania. Osad jest odsłaniany na lodzie w trakcie jego wytapiania i z czasem tworzy grubą warstwę pokrywającą resztki lodu pogrzebanego na plaży (rys. 9.1).

Przy niskich temperaturach zamarza powierzchnia plaży, a także osad budujący wydmy i stok kłifu. Na zamrożonej plaży hamowane są wszystkie procesy morfodynamiczne, w tym transport osadu. W takim okresie wysokość plaży pozostaje bez zmian. Nie są również rozwiewane wydmy, nawet w trakcie wiatru o dużej prędkości. W okresach cieplejszych, gdy plaże pokrywa śnieg, wiatr od morza powoduje rozwój procesów niwalno-eolicznych w górnej części plaży. Pod wydumą lub na wydmie akumulowany jest śnieg za przeszkodami topograficznymi terenu,

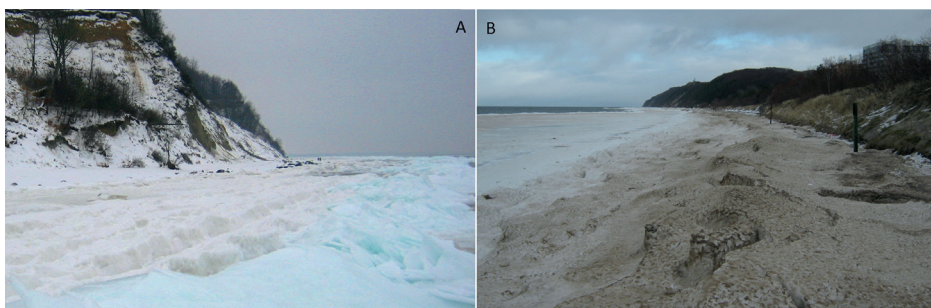
a deflacja zachodzi na odsłoniętych stokach dowietrznych. W miejscach deflacji powstają wtedy niewielkie formy korazyjne, a w miejscach akumulacji podłoże pokrywa na przemian warstwa śniegu i piasku. Powierzchnia, która w tym czasie znajduje się pod lodem, nie podlega zmianom morfologicznym.



Rys. 9.1. Nasunięcia lodu na brzeg Zatoki Pomorskiej, jego wytapianie i efekty morfologiczne na plaży w okresie od 10 II do 5 III 2021: A1–A3 – lód stłoczony, erozja wału brzegowego; B1–B3 – wał śryżowy, akumulacja na wale brzegowym

W czasie ocieplenia i zmiany kierunku wiatru na wzdłużbrzegowy na pokrywie lodu osadza się warstwa piasku nawianego przez wiatr o prędkości większej od 9 m/s, co wzmacnia jego wytapianie. Możliwe jest to tylko w warunkach dostaw osadu z brzegu niepokrytego lodem. Podczas obserwacji zjawisko to rejestrowano w dniach 12–14 I 2011 roku w trakcie stopniowego wytapiania powierzchni wału śryżowego i lodu stłoczonego.

Jak podkreślono powyżej, powstałe formy lodu zwałowanego lub stłoczonego na brzegu hamują dalsze zmiany morfologiczne plaży wywoływane przez niewielkie falowanie wody lub słaby wiatr. Wysokość plaży nie zmienia się do czasu wytapiania lodu. Jeśli zlodzenie pokrywa całą plażę do stoku wydmy, po wytopieniu lodu bilans jej osadu jest bliski zeru. W warunkach bez pokrywy lodowej bilans osadu plaży zmienia się znacznie w sezonie zimowym (Łabuz 2012). W okresach, gdy tylko część plaży pokrywa zlodzenie, po jego wytopieniu zazwyczaj bilans plaży jest dodatni w górnej części i bliski zeru w części pokrytej lodem. W okresie silniejszego wiatru 6–8 m/s obserwowano falowanie, które skutkowało odkładaniem osadu na niskich powierzchniach lodu stłoczonego lub formowanie nowego wału brzegowego opartego o ścianę lodu tworzącego krawędź brzegu. Pokrywa lodowa na plaży hamuje jej erozję w czasie sztormu. Tylko w trakcie zaistniałego wzrostu poziomu morza i silnego falowania wały śryżowe ulegały dezintegracji, a fragmenty lodu i osady były nasuwane wyżej na brzeg, a nawet do podstawy wydmy lub klifu. Zjawiska takie w ostatnich latach obserwowano podczas zim 2005/2006, 2009/2010, 2010/2011 i 2012/2013. Przy wyższym poziomie morza nasunięcia lodu na plażę powodują jej erozję aż do podstawy nadbrzeża klifowego lub wydmowego (rys. 9.2). Jest to zjawisko rzadkie, ponieważ do jego rozwoju wymagany jest wysoki poziom wody i plaża niska nad poziomem morza. W okresach zlodzenia plaży i występowania zjawisk sztormowych obserwowano niszczenie pokrywy lodowej i jej przebudowę. W czasie ponownego ochłodzenia obserwowano niekiedy jej odbudowę.



Rys. 9.2. Wysokie nasunięcie lodu: A – na brzeg pod klif, Wiśetka; B – na wydmy, Międzyzdroje

Tabela 9.1. Rodzaj lodu i jego wpływ na plażę morską

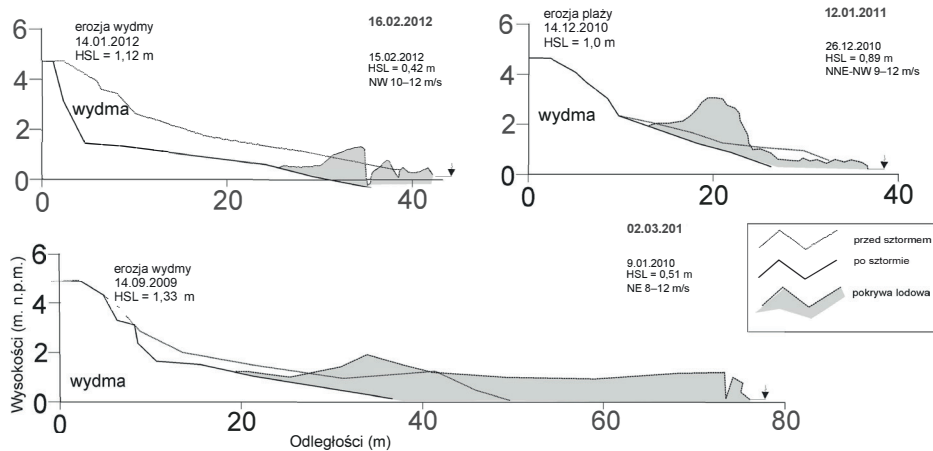
Rodzaj zjawiska lodowego	Działalność/miejsce	Skutki	Zasięg, wysokość na brzegu
Pokrywa lub kra przy brzegu	hamowanie transportu osadu	brak zmian batymetrii	do linii wody
Lód nasuwany na brzeg	erozja podbrzeża i brzegu, transport osadu	obniżona rewa najbliższej brzegu, cofanie brzegu	od płytkiego podbrzeża do brzegu
Lód stłoczony przy lub na niskim brzegu	akumulacja osadu, zatrzymanie zmian brzegu	stabilizacja położenia linii brzegu	skłon plaży, w tym wał brzegowy
Wał śryżowy lub lodowy na plaży	erozja form wypukłych i akumulacja osadu z morza, hamowanie erozji przy małym falowaniu	wyrównanie plaży i jej ochrona przed zmianami, w tym małym sztormem	dolna plaża lub cała w zależności od wysokości morza i plaży
Zwał lodowy na plaży	duże obniżenie i wyrównanie plaży (erozja wału brzegowego), naniesienie osadu w górną część z morza	obniżenie plaży i jej ochrona przed zmianami, w tym średnim sztormem	dolna plaża lub cała w zależności od wysokości morza i plaży
Zamarznięta plaża i jej skłon (także wydma)	hamowanie procesów eolicznych i zmian morfologii plaży	konserwacja ukształtowania plaży	cała lub górna plaża, także wydma

Źródło: opracowanie własne.

9.1.2. Wysokość plaży a maksymalne nasunięcie lodu

Nasunięciom lodu na brzeg górny pod stok wydmy lub klifu sprzyja plaża niska nad poziom morza (Łabuz 2012). Plaże niskie występują na odcinkach brzegu erozyjnego lub klifowego. Tam mają wysokość 1–1,5 m n.p.m. Na takich brzegach wysokie nasunięcie lodu jest bardziej prawdopodobne. Ponadto dalekie nasunięcie lodu na brzeg morza występuje po okresie obniżenia plaży przez spiętrzenie sztormowe, które wystąpiło tuż przed okresem nasunięcia lodu. Zjawisko to obserwowano w okresach jesienno-zimowych 2009/2010, 2010/2011, 2011/2012 i zimą 2013 roku. Podczas tych zim w pierwszej wystąpiły spiętrzenia sztormowe, które powodowały erozję brzegu i nadbrzeża. W krótkim czasie po nich nastąpiło ochłodzenie i rozwój pokrywy lodowej przy brzegu morza, a podczas kolejnego spiętrzenia sztormowego nasuwanie lodu na wyższy brzeg (rys. 9.3).

W wymienionych zimach zlodzenia i spiętrzenia sztormowe przeplatały się 2–3-krotnie w trakcie jednego sezonu lodowego. Jest to dowód na zmiany warunków meteorologicznych i hydrologicznych, które kształtują morskie wybrzeże w zimie o zmiennych warunkach termicznych. We wszystkich tych okresach powstało od dwóch do trzech nasunięć lodu na brzeg, które skutkowały zmianami ukształtowania podbrzeża, plaży dolnej lub górnej oraz erozją nadbrzeża. Na obniżonej przez sztormy plaży obserwowano dalekie nasunięcia lodu pod wydmy i klif w styczniu 2010 i lutym 2011, 2012, 2013 roku na zachodnim wybrzeżu od Gąsek do Świnoujścia.



Rys. 9.3. Wysokość i zasięg nasunięcia lodu na brzeg w zależności od wysokości plaży (w tym po erozji przez sztorm) i poziomu morza, Międzyzdroje, km 412: 2012 – nasunięcie na wał brzegowy przy średnim poziomie morza, HSL = 542 cm. 2011 – wysokie nasunięcie i spiętrzenie lodu przy wysokim poziomie morza, HSL = 589 cm. 2010 – wysokie nasunięcie lodu na niską plażę przy średnim poziomie morza, HSL = 551 cm, HSL – wysokość poziomu morza

Źródło: opracowanie własne.

9.1.3. Zmiany u podstawy stoku wydmy i klifu

W XXI wieku nasunięcia lodu pod stok klifu i wydym obserwowano w zimach 2006, 2010, 2011, 2012 i 2013 roku (Łabuz 2012, 2013). Było to wynikiem uprzedniego obniżenia plaży przez spiętrzenie sztormowe (zimy 2008/2009, 2009/2010 i 2011/2012) albo wysokie nasuwanie lodu w górną część plaży przy kolejnym sztormie i wysokim poziomie morza, który powodował rozbijanie pokryw lodu utworzonych uprzednio na dolnej plaży (zimy 2010/2011 i 2012/2013). Pod klifem lub na odcinkach erozyjnych plaża jest zazwyczaj niższa, dlatego wały śryżowe obserwowano tuż pod stokiem klifów na wyspie Wolin i w Ustroniu Morskim (zimy 2005/2006 i 2009/2010).

Podczas spiętrzenia sztormowego z poziomem morza 618 cm w dniu 12 II 2011 roku roztapiany uprzednio wał śryżowy na plaży dolnej w Międzyzdrojach został rozbity na fragmenty, które woda nasunęła pod wydmy (średni poziom morza to około 500 cm). Fragmenty lodu powodowały miejscami jej erozję (rys. 9.4A). Podobne zjawisko obserwowano na plaży w Świnoujściu podczas sztormu z poziomem morza 560 cm w dniu 19 II 2013 roku. Rozbity na fragmenty wał śryżowy uformował na górnej plaży warstwę lodu z kawałków gruzu i osadu wypłukanego z tego wału.

Na plaży Mierzei Bramy Świny, obniżonej przez sztorm z 12 XII 2010 roku z poziomem morza 600 cm, kolejny sztorm z 25 XII 2010 roku z poziomem morza 586 cm uformował wał śryżowy pod wydmy. Ta postać lodu nie powodowała erozji wydmy. Z kolei sztorm z 30 I 2010 roku spowodował wprawdzie rozbicie wałów lodowych i śryżowych, a następnie budowę wyższych wałów śryżowych w górnej części plaży. W tym czasie na niskiej plaży w Ustroniu Morskim powstały dwa wały śryżowe o wysokości 3–4,5 m, tuż pod klifem. W Międzyzdrojach powstała pokrywa lodu stłoczonego w górnej części plaży lub pod samą wydmy na wysokości do 1,7 m n.p.m. Te zjawiska lodowe powstały przy poziomie morza 0,8–0,9 m ponad średni.



Rys. 9.4. Erozja nadbrzeża przez nasunięcie lodu: A – podstawa wydmy, Zatoka Pomorska, 2011; B – podstawa i stok klifu, Zalew Wiślany, 2024

9.2. Wpływ lodu na brzegi zalewów i jezior przybrzeżnych

Brzegi akwenów przybrzeżnych są płytkie i zamarzają szybciej niż morze przy brzegu. Częściej zamarza położony na wschodzie Zalew Wiślany niż Zalew Szczeciński. Wszystkie jeziora przybrzeżne zamarzają po kilku dniach wystąpienia temperatur poniżej 0°C. W okresach ocieplenia lód na tych zbiornikach ulega dezintegracji.

Wiatr nasuwa krę lodową na brzeg, powodując powstawanie lodu stłoczonego, wałów lub zwałów lodowych lub tylko nasunięć kry na najniższe odcinki brzegów. Nasunięcia lodu na brzegi tych akwenów zachodzą w różnych okresach, w zależności od kierunku wiatru powodującego przemieszczanie lodu. Wiatr z kierunku SW powoduje nasunięcia i spiętrzenia lodu na brzegach północnych. Wiatr związany najczęściej ze sztormem z kierunku NW powoduje nasuwanie lodu najintensywniej na południowo-wschodnie brzegi, a wiatr NE na południowo-zachodnie. Częstość i prędkość wiatru w okresie jesienno-zimowym z kierunku zbliżonym do cyrkulacji atmosferycznej jest wskaźnikiem potencjalnego wystąpienia zlodzenia na brzegu o ekspozycji na ten kierunek.

Na mieliznach tych akwenów lód często formuje zwały lodowe piętrzące się z dala od brzegu. Zmiany poziomu wody w jeziorach nie są duże w porównaniu z morzem, dlatego lód formowany na brzegu powstaje zazwyczaj przy średnich stanach wody. Na brzegach jezior nasunięcie lodu na brzeg obserwowano do wysokości 0,4–1,0 m n.p.m. (rozumianej jako wysokość gruntu). Na zalewach: Szczecińskim, Puckim i Wiślanym, ze względu na odległości ich położenia, nasuwanie lodu na brzeg zachodzi przy różnych kierunkach wiatru i często w innych okresach. Maksymalne poziomy wody na zalewach są wyższe niż na jeziorach przybrzeżnych, są także wyższe w trakcie nasuwania lodu na brzegi.

Na Zalewie Szczecińskim w jego części północnej maksymalne nasunięcie lodu pod klif sięgało wysokości 1,1 m n.p.m. (wysokość gruntu). Z kolei na Zalewie Wiślanym w styczniu 2024 roku przy poziomie wody 555 cm obserwowano nasunięcie lodu wraz z jego spiętrzeniem do wysokości 1,2 m n.p.m. i w odległości 55 m w głąb lądu. Najwyższe nasunięcia lodu na Mierzei Wiślanej stwierdzono podczas badań blizn lodowych, na brzegach o wysokości 1,5–1,6 m n.p.m. Lód może być nasuwany na wyższy ląd, co obserwowano między innymi w styczniu 2024 roku na klifie o wysokości 3–4 m n.p.m. na wschód od Tolkmicka (rys. 9.4B). Na brzegu Zalewu Puckiego w Kuźnicy co kilka lat obserwowane jest nasuwanie i piętrzenie lodu na brzegu do wysokości 1,5–3,0 m n.p.m. W 2012 roku sięgało 3 m, a w 2024 roku 2,8 m n.p.m. Na Zalewie Puckim częste nasunięcia na południowy brzeg Półwyspu Helskiego wymusiły budowę opasek i wałów przeciwpowodziowych w Chałupach i Kuźnicy.

Zasięg i formy lodu obserwowanego na brzegu na akwenach przybrzeżnych zależą przede wszystkim od wysokości brzegu. Brzegi jezior i zalewów są zwykle niskie, organiczne, uformowane w torfach teras akumulacyjnych i pokryte trzcinowiskiem. Na takich brzegach nasunięcia lodu są dłuższe i najczęściej w postaci kry (rys. 9.5A).

Na najniższych brzegach organicznych 0,5–1 m n.p.m. powstają dalekie nasunięcia lodu, nawet do 120 m w głąb lądu, na przykład na półwyspie Rów na Zalewie Szczecińskim i do 140 m na niskim brzegu na północ od Fromborka na Zalewie Wiślanym (tabela 9.1). W trakcie nasuwania lodu ścinane są trzcinowiska (rys. 9.5B), a w części brzegowej materia torfowa jest wyorywana przez lód. Materia ta wraz z osadem z dna gromadzi się w miejscu formowania zwałów lodowych. Po ich wytopieniu pozostają nagromadzenia osadu i materii organicznej, tworząc przyzmy podłużne do brzegu (rys. 9.5A).



Rys. 9.5. Przykłady wpływu nasunięcia lodu na brzegi zalewów: A – wyorany z podłoża i zwałowany materiał przez krę nasuniętą na niski brzeg, Zalew Wiślany; B – akumulacja trzcinowiska ściętego z brzegu organicznego, jeden z pływaków ze znaczonego rurociągu na zalewie, Zalew Wiślany; C – osad z dna naniesiony wraz z lodem na plażę i wydmgę, Zalew Pucki; D – głazy z opaski wyniesione 1,2 m n.p.m. na brzeg, Zalew Pucki

Rzadziej występują brzegi o większym nachyleniu i wyższe, z plażą powstałą w zatoczkach lub plażą sztucznie zbudowaną w wyniku refulacji osadu. Na takich brzegach spiętrza się nasuwający się lód, eroduje podłoże i przenosi osad w górną część plaży (rys. 9.5C). Plaże refulowane występują na brzegach wszystkich zalewów

w miejscowościach Tolkmicko, Krynica Morska, Kuźnica, Trzebież i innych. Celem refulowania jest udostępnienie turystyczne brzegu, ale także ochrona przed erozją wodną lub powodowaną przez nasunięcia lodu. Wyższe nadbrzeże pochodzenia morenowego jest rzadko pokrywane przez nasunięcia lodu, jednak obserwowano nasunięcia do wysokości 4 m n.p.m. na Zalewie Wiślanym (rys. 9.4B) i do 2 m na Zalewie Szczecińskim. Możliwe jest więc przenoszenie przez lód głazów morenowych spotykanych u podnóża klifów, co obserwowano na kamienistych brzegach w Estonii (Orviku i in. 2011). Wysokie do 3–5 m nasunięcia lodu na brzegi Zalewu Wiślanego obserwowano w jego części północnej, po stronie Rosji (Esiukova, Stont 2013). W Polsce duże bloki granitowe lub głazy morenowe wynoszone były przez nasuwający się lód na wysokość do 1,5 m n.p.m. (rys. 9.5D). Wyższe brzegi nie występują na jeziorach przybrzeżnych z wyjątkiem wysokich piaszczystych brzegów północnych jeziora Łebsko, tam lód osadza się na mieliznach powstałych z akumulacji piasku rozwijającego wydmy wysypujące się do jeziora.

Tabela 9.2. Hydrologiczne i meteorologiczne warunki podczas nasuwania się lodu na brzegi Zalewu Szczecińskiego i Wiślanego

Data	Zalew	Najdłuższe nasunięcie (m)	Grubość lodu (cm)	Średnia dobowa temp. powietrza (°C)	Kierunek i maks. prędkość wiatru (m/s)	Poziom wody (cm)	Cyrkulacja atm.*
1 III 1976	Szczeciński	120	20	5,2	NW 24	503	NWc
14 I 1993	Szczeciński	110	13	6,2	WSW 24	485	Wc
28 I 2003	Szczeciński	120	18	5,1	W 17	518	NWc
1 II 2004	Szczeciński	60	19	6,0	SW 20	486	Wc
8 II 2011	Wiślany	140	21	5,0	SW 20	550	NWc
16 I 2024	Wiślany	52	15	–2,0	NW 15	556	NWc

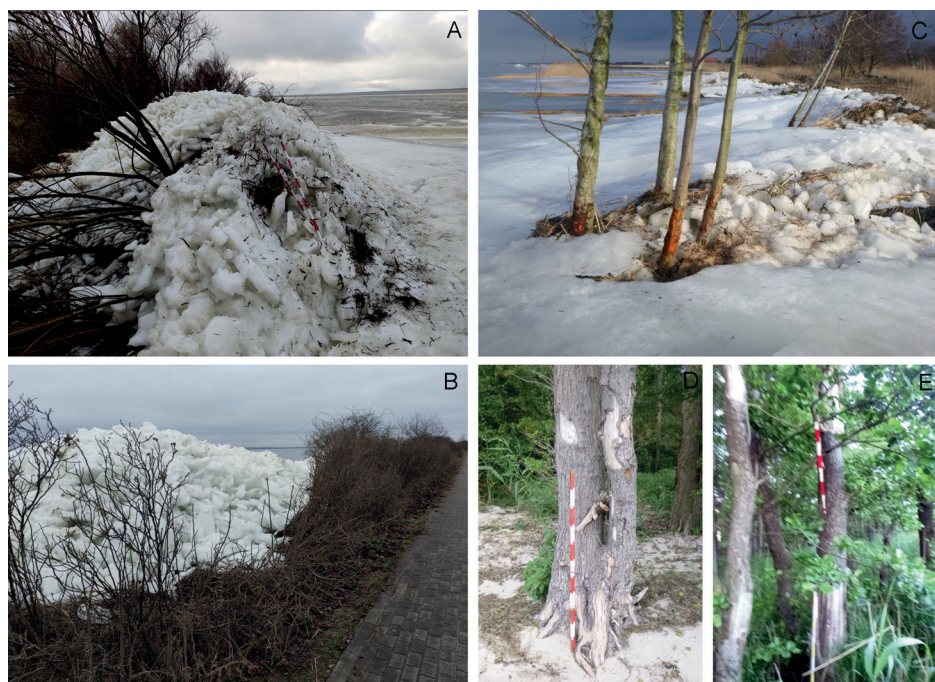
* Cyrkulacja atmosferyczna wg Pawłowska i in. 2000.

Źródło: opracowanie własne.

Na brzegach zalewów z plażą obserwowano nasunięcia lodu skutkujące erozją płytkiego dna i plaży oraz akumulacją tego osadu na stoku w miejscu maksymalnego nasuwu lodu (rys. 9.5C). Na niskich brzegach organicznych nasunięcia lodu sięgają dalej na ląd (tabela 9.2). Nasuwający się lód powoduje cofanie organicznego brzegu nawet o 15 m. Ścinane są trzciny i erodowane ich podłoże organiczne wraz z korzeniami.

9.3. Niszczenie roślinności na brzegu przez lód

Na morskim brzegu lód może niszczyć tylko kępy traw wydmych, które w okresie zimowym nie zostały wymyte podczas jesiennych spiętrzeń sztormowych. Nie obserwowano erozji roślinności pokrywającej wydmy lub stoki klifów na polskim wybrzeżu. Wiadomo jednak, że na niskich brzegach Bałtyku w części północnej lód nasuwający się na brzeg powoduje uszkodzenia drzew (Orviku i in. 2011).



Rys. 9.6. Uszkodzone i zniszczone drzewa oraz krzewy przez nasunięcie lodu na brzegi zalewów i jezior: A – zwal lodowy oparty o gęste zarośla i drzewa, powodujący ich łamanie, Tolkmicko, Zalew Wiślany, I 2024; B – zwal nasunięty na krzewy róży pomarszczonej, Kuźnica, Zalew Pucki, I 2024; C – zniszczone trzcinowisko oraz uszkodzone i przewrócone drzewa, widoczne blizny po lodzie Frombork, Zalew Wiślany, I 2024; D – nisko położone blizny lodowe na pniu drzewa, Zagórze, Zalew Szczeciński, IX 2022; E – wysoko położone blizny lodowe na drzewach, Rąbka, jezioro Łebsko, VI 2021

Na południowym Bałtyku uszkodzenia drzew rejestrowano tylko na zalewach i jeziorach przybrzeżnych. Na niskim brzegu jezior i zalewów z drzewami nasuwający się lód powoduje zdzieranie z nich kory. Powstają tak zwane blizny lodowe, na podstawie których można określać odległość i wysokość nasunięcia lodu na brzegi

(Smith, Reynolds 1983; Lederer, Garver 1996; Girjatowicz 2017). Ponadto drzewa słabiej ukorzenione lub mniejsze są przewracane i łamane oraz wyorywane z erodowanego podłoża. Na podstawie analizy szczegółowej blizn wokół polskich jezior przybrzeżnych (Girjatowicz i in. 2025, w recenzji) i na zalewach Szczecińskim oraz Wiślanym (Girjatowicz i in. 2024) określono strefy brzegu zagrożone nasunięciami lodu. Przykłady tego zjawiska przedstawiono na rys. 9.6.

Erozji podlega roślinność przy brzegu, w tym trzciny rosnące w wodzie i na lądzie (rys. 9.5B). Roślinność rosnąca w wodzie jest albo ścinana przez nasuwającą się krę, albo wyorywana z dna, gdy kra zaczepia o wypukłe dno. Ścięciu lub sprasowaniu ulegają trzcinowiska rosnące na niskim brzegu. Obserwowano cofanie takiego brzegu o 10–15 m. W okresie wiosennym trzciny wyrastają ponownie, o ile nie zostały usunięte z brzegu wraz z systemem korzeniowym.

9.4. Uszkodzenia infrastruktury brzegowej przez lód

Na brzegach jezior i zalewów obserwowano częściej niszczącą działalność lodu na elementy infrastruktury. Na brzegach morza otwartego nasuwanie lodu powoduje najczęściej uszkodzenie oznakowania podejścia do portów morskich. Sam lód jest zatrzymywany przez falochrony portowe. Z kolei na nisko położonych brzegach jezior i zalewów występuje więcej infrastruktury nawigacyjnej, rekreacyjnej i bliskiej brzegu zabudowy. Ze względu na erozję sztormową i obserwowane częste nasunięcia lodu na brzegi zalewów budowane są opaski brzegowe, falochrony oraz refulowane plaże. Na Zalewie Puckim obserwowano nasunięcia lodu w pobliżu zabudowy. Z tego powodu uformowano wysokie na 3 m wały chroniące budynki w Chałupach i Kuźnicy. W Kuźnicy refulowano plażę i odbudowano wydmy. Na tym odcinku brzegu Zalewu Puckiego nasunięcia lodu sięgają do wysokości 1,2 m ponad opaskę betonową osłoniętą głazami granitowymi. Lód nasuwający się na tę konstrukcję powoduje ich wynoszenie z dna na nadbrzeże o wysokości 1 m n.p.m. Głazy są też przenoszone spod falochronów portu na ich koronę. Średnica głazów sięga 0,5–0,7 m (rys. 9.5D). Napór lodu powoduje łamanie stalowych barierek na falochronach lub płotów rozdzielających zabudowę przystani portowych na zalewach i jeziorach. W 2024 roku lód spiętrzony do wysokości 3 m połamał płot metalowy odgraniczający budynki straży granicznej w Nowej Pasłęce. Z powodu ochrony przed lodem ważna stawa nawigacyjna i dawna graniczna Wolnego Miasta Gdańsk na Zalewie Wiślanym została zbudowana na cokole osłoniętym głazami do wysokości 3 m ponad zwierciadło wody. Wielokrotnie lód osadzał się wokół tej konstrukcji.

9.5. Transport osadu przez lód przy i na brzegu

Lód nasuwający się w głąb lądu transportuje materiał w postaci osadu mineralnego i materii organicznej (rys. 9.5A). Materiał osadowy z podbrzeża, brzegu oraz części roślinności wodnej i pływające fragmenty organiczne, a nawet pnie drzew oraz śmieci są przenoszone na ląd (rys. 9.5B–D). Gruz lodowy i lód sryżowy zawiera znaczną ilość osadu, który może być przenoszony na brzeg (Barnes i in. 1993). Osad ten pochodzi ze zdzierania płytkiego dna przez nasuwany na brzeg lód. Materiał ten tworzy formy akumulacyjne.

9.6. Formy powstające na brzegach w wyniku wytapiania pokryw lodowych

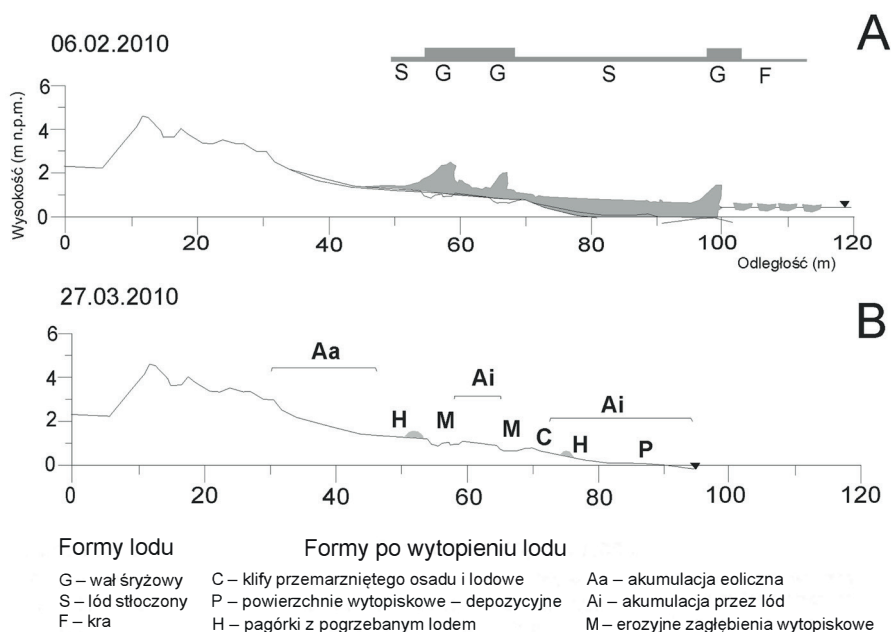
W umiarkowanych strefach klimatycznych pokrywa lodu na plaży jest czynnikiem wpływającym na formy plaży i bilans jej osadu (Dionne, Laverdière 1972; Giżejewski, Rudowski 1972; Barnes i in. 1994; BaMasoud, Byrne 2012; Łabuz 2013). Wytapianie lodu powoduje zmiany podłoża. Powstają wtedy unikatowe mezoformy plaży, podobne do obserwowanych w klimacie zimnym (Dionne, Laverdière 1972; Giżejewski, Rudowski 1972, 1995). Pokrywa lodowa konserwuje powierzchnię plaży, ograniczając zmiany powodowane przez falowanie morza i procesy eoliczne. Jest również czynnikiem decydującym o rozwoju różnych mezoform. Wytapianie lodu powoduje znaczące zmiany podłoża plaży (BaMasoud, Byrne 2012). Na plażach bałtyckich wydzielono struktury związane z obecnością lodu podobne do obserwowanych w strefie polarnej (Giżejewski, Rudowski 1972, 1995). Podzielono je na struktury erozyjne, depozycyjne (akumulacyjne) i deformacyjne. Struktury te związane są z powstałymi formami wskutek obecności, oddziaływania i wytapiania lodu. Na plażach polskiego wybrzeża Bałtyku stwierdzono wiele form morfologicznych powstających podczas wytapiania lodu na brzegu, podobnych do obserwowanych w strefie chłodnego klimatu (Dionne, Laverdière 1972).

W okresie termicznego wytapiania lodu powstają:

- wypukłe formy wytopiskowe z dawnym jądrem lodu pogrzebanego – kopuły, mikroklify, zwałowania osadu,
- wklęsłe formy wytopiskowe – rynny o nieregularnym dnie, pojedyncze owalne zagłębienia, rynny podłużne do brzegu,
- płaskie powierzchnie wytopiskowe ze strukturą topnienia poligonalnego i cienką warstwą wytopionego osadu, w tym materii organicznej.

Przykłady tych form na plaży w nawiązaniu do form lodu spiętrzonego przedstawiono na rys. 9.7.

Największe zmiany erozyjne powstają w miejscach nasunięć lodu spiętrzonego, zarówno zwałów lodowych, jak i wałów śryżowych. W miejscach położenia lodu stłoczonego lub kry powstają płaskie formy erozyjne. Z wytopienia spiętrzonego lodu pozostają formy akumulacyjne.



Rys. 9.7. Wpływ różnych form spiętrzenia lodu na brzegu morskim (A) na powstałe formy morfologiczne podłoża po jego wytopieniu (B), Zatoka Pomorska

Źródło: opracowanie własne.

Tempo roztopiania lodu i czas rozwoju form wytopiskowych zależy od zmian temperatur. Rozwój takich form na polskim wybrzeżu obserwowano najczęściej dopiero w marcu. Formy te są efemeryczne i najczęściej na przełomie kwietnia i maja zostają zniwelowane – w górnej części plaży przez akumulację eoliczną, a w dolnej przez falowanie morza. W trakcie wytopiania lodu jest on pokrywany coraz grubsza warstwą osadu, co przyspiesza zmniejszanie jego powierzchni i skutkuje powstawaniem form lodu pogrzebanego w osadzie. Są to bryły lodu pokryte piaskiem lub muszlami, które po wytopieniu tworzą wypukłe kopce na płaskiej powierzchni plaży.

9.6.1. Formy erozyjne

Najczęściej erozji podlega położona najbliżej brzegu rewa (Giżewski, Rudowski 1972, 1995). Wydzielono trzy typy erozji podłoża powodowanej przez pokrywę lodową: mechaniczną, termalną i termomechaniczną (Leppäranta 2013). Mechaniczna erozja polega na zdzieraniu osadu zazwyczaj z form wypukłych i stanowiących przeszkodę dla nasuwającego się lodu. Erozja termalna związana jest z wytapianiem lodu i powstawaniem zagłębień na plaży po lodzie. Czas ich rozwoju wynika z tempa roztopienia różnych postaci lodu. Niektóre powstają dopiero po wytopieniu ostatnich postaci lodu pogrzebanego pod osadem.

W okresie termoabrazijnego roztopiania pokrywy lodowej bloki lodu nasuwane na górną plażę powodują powstawanie bruzd. W czasie falowania sztormowego na zamrożonej plaży z jej podłoża są wrywane bloki przemarzniętego osadu, który jest nasuwany w strefę maksymalnego napływu.

Na brzegu morskim najczęściej niszczone jest wał brzegowy. Rzadziej erodowana jest górna plaża, podstawa klifu lub wydmy (rys. 9.4). Erozja płytkiego podbrzeża polega na wyrównywaniu form, czyli obniżaniu pierwszej rewy. Spiętrzanie lodu na brzegu o większym nachyleniu może powodować powstawanie mezoklifów erozyjnych w plaży, które powiększają się wraz z wytapianiem lodu (rys. 9.1).

Na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych dochodzi do erozji organicznego dna wraz z roślinnością podwodną i nadwodną (trzciny). Powstają nieregularne zgłębienia dna przy brzegu i nisze erozyjne w samym brzegu, najczęściej torfowym. Erozja brzegu piaszczystego jezior i zalewów jest podobna jak na brzegu morskim. Obniżane są formy podbrzeża i niskiej plaży. Na brzegu bardziej stromym powstają podcięcia erozyjne w postaci mezoklifów o wysokościach 0,5–0,8 m.

Formy erozyjne to również zagłębienia po wytopieniu lodu. Powstają wskutek nacisku lodu na podłoże, a jego powolne wytapianie pozostawia charakterystyczne i nieregularne w kształcie zagłębienia podłużne (rys. 9.8).

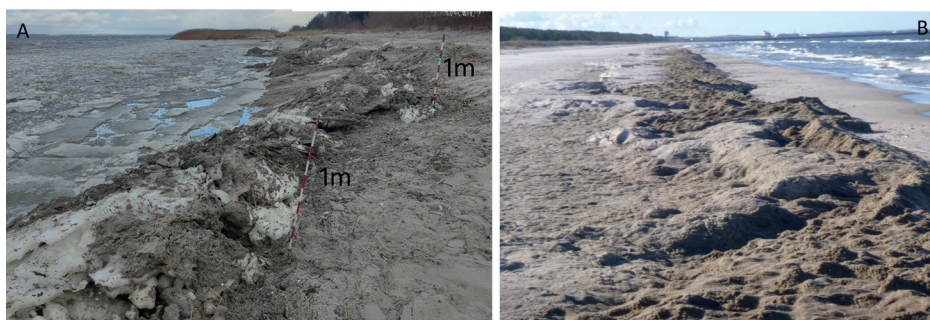


Ryc. 9.8. Podłużne zagłębienia wytopiskowe na plaży Mierzei Bramy Świny w różnych latach

9.6.2. Formy akumulacyjne

W trakcie nasuwania lodu na brzeg w jego wnętrzu lub pod nim znajduje się materiał osadowy. Podczas wytapiania lodu powstają pagórki z pogrzebanym lodem, przykryte przez osad naniesiony przez lód lub nowo nasypyany materiał eoliczny. Podobne kopce powstają w wyniku przykrycia lodu przez materię organiczną wyrzucaną na lód podczas falowania sztormowego.

W miejscach wytopienia skłonu odmorskiego lodu powstają płaskie nagromadzenia osadu. W rejonach maksymalnego nasuwu powstają wały osadu o wysokości do 1 m. Ich zasięg w głąb lądu zależy od maksymalnego nasunięcia lodu. Obserwuje się je na wszystkich brzegach piaszczystych, morskich oraz akwenów przybrzeżnych (rys. 9.9).



Rys. 9.9. Akumulacja osadu na brzegu piaszczystym związana z nasunięciem lodu: A – Zalew Wiślany, 2024; B – Zatoka Pomorska, 2021

W trakcie mniejszego falowania brzeg pokryty lodem nie zmienia swojej morfologii. Jednak brzeg taki podlega również akumulacji. Na przedpolu lodu może powstawać wał brzegowy lub rewa w postaci osadu odkładanego pomiędzy pokrywami lodu wysuniętymi na podbrzeże (rys. 9.10). Formy te są rozwiewane przez wiatr lub rozmywane podczas falowania morza. Nie mają większego wpływu na morfologię plaż.



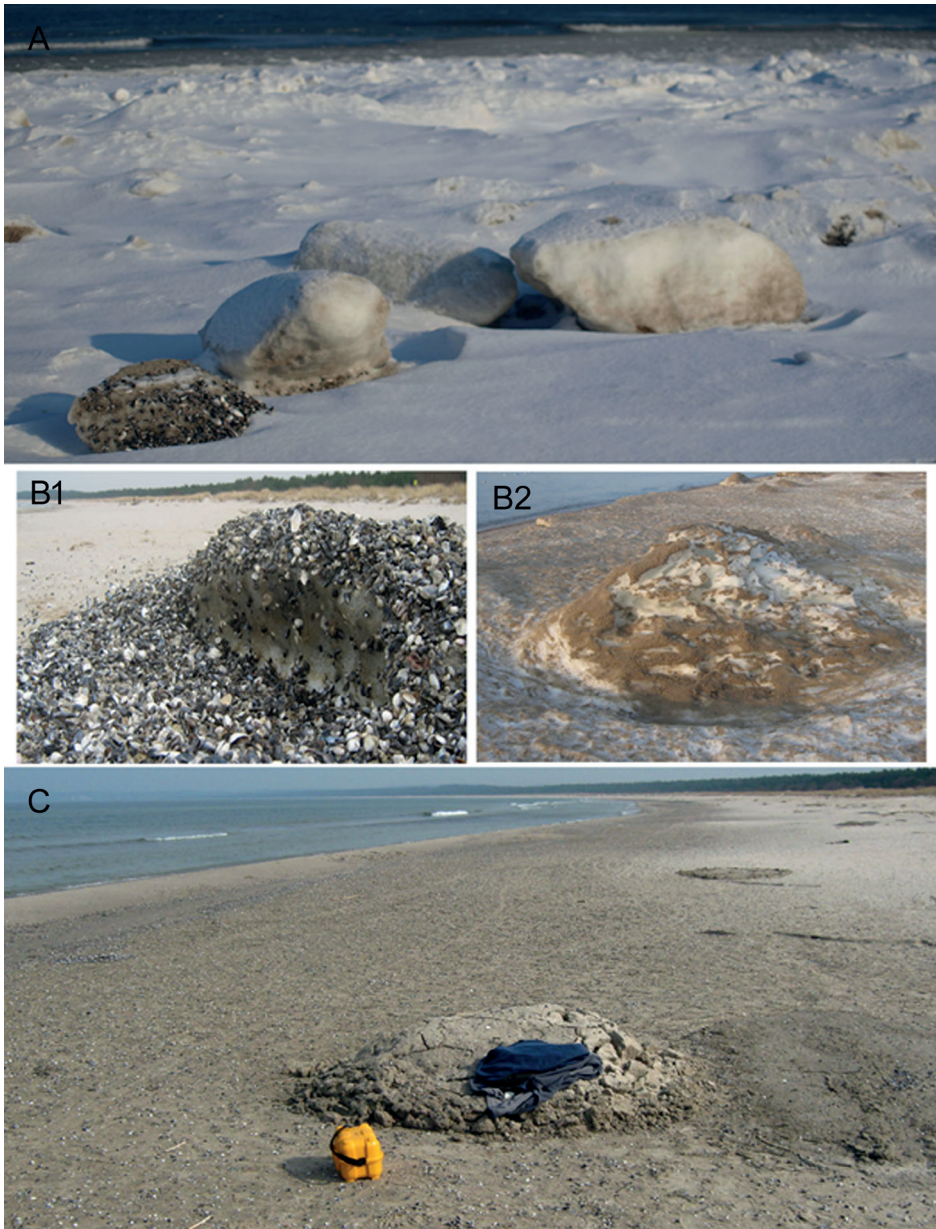
Rys. 9.10. Wały brzegowe formowane z osadu wytapianego z pokrywy lodowej, Zatoka Pomorska, II 2024: A – wał u czoła lodu; B – wał wewnątrz lodu

Na brzegach jezior i zalewów akumulacja osadu przez lód jest bardziej widoczna w rzeźbie brzegu i dłużej się utrzymuje. Powodem jest mniejsza ich przebudowa przez falowanie lub wiatr. Tylko na odcinkach brzegu z plażą formy akumulacyjne ulegają szybszemu niszczeniu. Na brzegach organicznych po nasunięciach lodu pozostają wały w postaci materii organicznej i mineralnej (rys. 9.5).

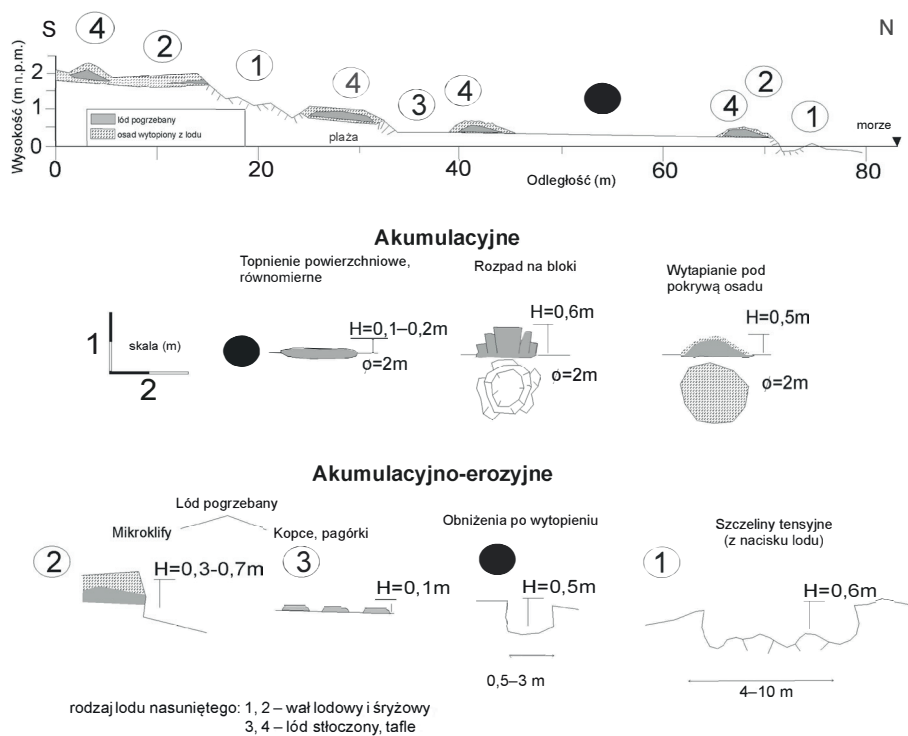
9.6.3. Formy deformacyjne

W miejscach, gdzie formy lodu miały najwyższe wysokości, powstają nieregularne zagłębienia, podłużne do brzegu. W porównaniu z ubitym osadem plaży w zagłębieniach i na powierzchniach akumulacyjnych osad jest luźny i łatwo zapada się pod naporem. Krawędzie form są nieregularne i pokryte osadem pociętym szczelinami z nierównomiernego osiadania.

Wraz z wytapianiem lodu pogrzebanego powstają spękania i nieregularne nabrzmienia na powierzchni plaży (rys. 9.11–9.13). Formy te są krótkotrwałe. Stopniowe wytapianie brył lodu z przymarzniętym osadem tworzy kopce z lodem pogrzebanym i następnie formy wypukłe zdeformowanego osadu. Są to formy wypukłe i wklęsłe, których obecność wiązać można z różną grubością pokrywy i różnym typem lodu na brzegu (rys. 9.12). Nawet po zupełnym wytopieniu lodu na powierzchni plaży pod zakumulowanym osadem może się utrzymywać lód pogrzebany. Ma on wpływ na ukształtowanie powierzchni plaży już po zaniku zlodzenia (rys. 9.13).

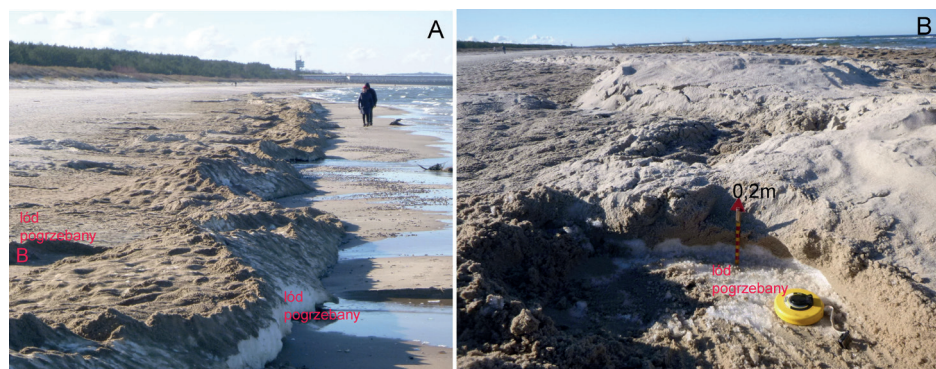


Rys. 9.11. Powstawanie deformacji akumulacyjnych na podłożu plaży z osadu wytapianego z brył lodu: lód z przymarzniętym osadem (A) w trakcie wytapiania (B1 – materia organiczna, B2 – piasek) tworzy kopce z piasku lub materii organicznej często z lodem pogrzebanym (C)



Rys. 9.12. Rozpoznane formy deformacyjne na plaży po wytopieniu lodu, 1–4 – miejsca nasunięć rodzaju lodu i powtarzalne formy rzeźby

Źródło: opracowanie własne.



Rys. 9.13. Lód pogrzebany w osadzie plaży (rys. 9.12, nr 4): A – widok ogólny utworzonej formy; B – odśrońnięcie i miąższość pokrywy piasku nad lodem

Tylko okresowo po zlodzeniu plaży pozostają na niej formy wklęsłe i wypukłe, które w ciągu 1–2 tygodni zostają zniwelowane. Najpóźniej na przełomie marca i kwietnia zanika wszelka pokrywa lodowa na plaży. Formy wytopiskowe po lodzie najdłużej obserwowano do kwietnia w zimach 2005/2006, 2009/2010 i 2012/2013 roku.

9.7. Podsumowanie

Wpływ nasunięć lodu na formy brzegu zależy od poziomu wody, przy którym lód jest nasuwany na ląd, od wysokości brzegu i ukształtowania dna przy nim oraz od jego nachylenia. Na brzegu o małym nachyleniu i przy płytkiej wodzie zwałowanie lodu zachodzi albo na obecnej mieliźnie/rewie, albo na niskiej plaży. W miejscach pokrytych trzcinami lód jest zwałowany na trzcinach i osiąga mniejszą wysokość niż na brzegu nieosłoniętym.

Podsumowując, zasięg nasunięć różnych postaci lodu na brzeg zależy od następujących czynników:

- hydrologiczno-meteorologicznych (m.in. grubość lodu, siła wiatru, poziom wody),
- wysokości i ukształtowania brzegu (plaży),
- głębokości i ukształtowania dna przy brzegu,
- obecności przeszkód w postaci konstrukcji antropogenicznych, najczęściej hydrotechnicznych, mających na celu powstrzymanie falowania lub nasunięcia lodu.

Przy wyższym poziomie wody zachodzi wyższe i dalsze nasunięcie lodu na brzeg i powstaje szersza strefa jego oddziaływania na ląd. Przy niższym poziomie wody lód osadza się na płycznach i rewach. Odległość nasunięcia na brzeg morski zależy od wysokości plaży. Na plaży obniżonej po sztormach zasięgi są większe, dlatego w okresach o zmiennych warunkach termicznych na przemian ze zlodzeniem i spiętrzeniami sztormowymi nasunięcia na brzeg są wyższe lub tworzą się przy wysokim poziomie morza i falowaniu sztormowym.

W przypadku jezior i zalewów na brzegach o większym nachyleniu lód spiętrza się na przeszkodzie, którą mogą być stok wydmy, klifu, terasy akumulacyjne lub gęste zadrzewienie. Na brzegach płaskich i niskich, uformowanych nieznacznie nad poziom zwierciadła wody, lód nie zawsze się spiętrza, ale zwykle nasuwa daleko w głąb lądu. Tylko szeroki pas trzcin może hamować nasunięcia lodu na brzeg, o ile grubość kry nie jest duża i nie powoduje zupełnego ich niszczenia.

W celu powstrzymania lodu nasuwającego się na brzegi budowane są różne konstrukcje hydrotechniczne na zalewach. Na nich zjawiska nasunięcia lodu występują na większą skalę niż na jeziorach przybrzeżnych. Nasuwanie lodu powstrzymują opaski brzegowe (Rewa, Kuźnica, Jastarnia, Krynica Morska, Miroszewo) i wały przeciwpowodziowe (Chałupy, Brzózki-Miroszewo, Podgrodzie, Kopice, Płocin). Rolę osłony na zalewach pełnią szerokie plaże i wały wydymowe naturalne i sztucznie usypywane (Zalew Wiślany: Kadyny, Tolkmicko, Frombork, Nowa Pasłęka, Zalew Szczeciński: Ueckermünde, Trzebież).

Ważną rolę osłony przed nasunięciem pełnią szerokie pasy trzciny w strefie brzegu jezior i zalewów przybrzeżnych. Zaobserwowano, że przy szerokości pasa trzciny ponad 40 m nasunięcia lodu nie dochodzą do lądu. Z kolei ścięte przez krę lodową trzciny szybko odtwarzają się w ciągu okresu wegetacyjnego, o ile nie zostały wyorane z dna wraz z korzeniami.

Z obserwacji wynika, że pewną osłoną przed zagrożeniem ze strony lodu jest pas zadrzewień i gęstych krzewów, który hamuje nasunięcia lodu na brzeg, co między innymi obserwowano w rejonie Kadyn w I 2024 roku.

Na brzegu otwartego morza podstawową ochroną przed zagrożeniem spowodowanym nasunięciem lodu na brzeg jest ukształtowanie dna przy brzegu i samego brzegu. Płytko położone rewy lub inne mielizny zatrzymują lód piętrzący się na nich przy niższym poziomie wody. Przy wyższym poziomie wody lód jest zatrzymywany na wale brzegowym, gdzie zazwyczaj ulega spiętrzeniu na stoku odmorskim brzegu.

Z obserwacji wynika, że różnorodne zjawiska zlodzenia plaży mają wpływ na krótkookresowe procesy i powstające na plaży formy. Wyróżniono:

- hamowanie akumulacji i deflacji eolicznej,
- hamowanie abrazji i akumulacji morskiej,
- transport osadu z płytkiego dna przybrzeża na plaże w postaci osadów i materii organicznej oraz detrytusów muszlowych,
- formowanie wałów rewowych i mielizn w wyniku zatrzymywania w zatoczkach osadu,
- erozję plaży i rzadziej podstawy stoków wydym (lub miękkich klifów) w wyniku egzaracji przez lód,
- kształtowanie urozmaiconego profilu plaży w wyniku wytapiania lodu,
- formowanie mikroklifów erozyjnych w zamarzniętej plaży podczas falowania sztormowego lub stopniowego wytapiania pokrywy lodowej,

- konserwację rzeźby plaży i hamowanie jej rozwoju pod wpływem pokrywy lodowej.

Na brzegach jezior i zalewów wpływ lodu na morfologię polega na:

- niszczeniu podbrzeża organicznego w wyniku wyorywania podłoża piaszczystego, torfowego lub gytii,
- akumulacji osadu organicznego lub piaszczystego powyżej najwyższego zasięgu zwierciadła wody w postaci nieregularnych wałów,
- zwężaniu i podcinaniu brzegu, w tym erozji plaży lub niskich form wydmyowych albo teras akumulacyjnych oraz klifu,
- niszczeniu roślinności podwodnej i szuwarowej oraz drzew i krzewów rosnących w strefie zasięgu nasuwów lodu,
- transporcie osadu: przenoszenie osadu z podwodnej lub z dolnej części brzegu w część górną; różnego typu osadu w zależności od budowy dna akwenu, w tym nawet dużych głazów.

Wnioski

W dobie zmian klimatycznych zjawiska lodowe stają się coraz mniej przewidywalne. Jednocześnie nadal stanowią ważny element krajobrazów w strefach umiarkowanych i chłodnych. Zjawiska lodowe pojawiają się na wszystkich wodach południowego wybrzeża Bałtyku. Występują z różną częstością, prawie corocznie na akwenach osłoniętych, znacznie rzadziej natomiast na akwenach nieosłoniętych.

W pracy wykazano wyraźne zróżnicowanie zlodzenia między akwenami osłoniętymi (zalewy, jeziora przybrzeżne oraz porty) i nieosłoniętymi (strefa otwartego morza łącznie z zatokami Pomorską i Gdańską). Na akwenach osłoniętych zjawiska lodowe znacznie wcześniej pojawiają się i później zanikają. Dłużej trwa sezon lodowy, większa jest liczba dni z lodem i maksymalna grubość lodu niż na akwenach nieosłoniętych. Mają na to wpływ głównie uwarunkowania batymetryczne tych akwenów. Na akwenach osłoniętych intensywność rozwoju zjawisk lodowych rośnie z zachodu na wschód, o czym decydują głównie surowsze warunki klimatyczne na wschodzie. Na akwenach nieosłoniętych warunki lodowe są surowsze na Zatoce Pomorskiej niż Zatoce Gdańskiej, której głębokie wody akumulują więcej ciepła. W portach występują przeważnie pośrednie warunki lodowe między akwenami osłoniętymi a nieosłoniętymi, choć ostatni lód nieznacznie wcześniej zanikał w portach niż na morzu ze względu na oddziaływanie prądów rzecznych.

W zależności od rodzaju akwenu zjawiska te różnią się dominującymi rodzajami lodu. Na jeziorach i zalewach najczęściej występuje szkło lodowe, przekształcające się w stałą pokrywę lodową. Na rzekach oprócz lodu brzegowego dominuje lód pływający: śryż, krążki i kra lodowa. W portach przeważa gruz lodowy, na morzu: śryż, lepa lodowa i kra lodowa, a na brzegu najczęściej wał śryżowy. Zjawiska lodowe zmieniają się również w zależności od stadium ich rozwoju. Na początku sezonu

lodowego występuje zawiesina kryształków lodu, śryż, lepa, szkło i krążki lodowe. W wyniku dalszego zamarzania i narastania grubości lodu tworzy się stała pokrywa lodowa, po jej rozpadzie (ruszenie lodów) pojawiają się pola lodowe, a w dalszej dezintegracji – kra i gruz lodowy. Przy sprzyjających warunkach dynamicznych (silny wiatr) może pojawić się lód nawarstwiony i spiętrzony.

Lód zdeformowany ma zaburzoną topografię w wyniku działania wiatru, prądów wody i falowania. Do lodu zdeformowanego zaliczono: lód nawarstwiony, nasunięty na brzeg i spiętrzony. Nawarstwianiu ulegają zazwyczaj tafle lodowe o grubości do 10 cm. Wyróżnia się nawarstwianie proste i zazębione. Głównym czynnikiem wywołującym nawarstwianie jest silny wiatr oddziałujący na górną powierzchnię lodu (naprężenia styczne). Tafle lodowe mogą nasuwać się też na ląd, zwłaszcza na brzegi niskie, płaskie i zalewane wodą. Najdłuższe nasunięcia, przekraczające nawet 100 m, występują na zalewach. W takich warunkach może pojawić się lód spiętrzony, przyjmujący formy lodu: stłoczonego, wału lodowego, zwału lodowego lub wału śryżowego. Powstawaniu tych zjawisk sprzyjają głębokie i aktywne niż baryczne przynoszące zimą nie tylko ocieplenie, ale także generujące silne wiatry z kierunków zachodnich i wzrost poziomów wody.

Pierwszą formą lodu spiętrzonego w danym sezonie lodowym jest wał śryżowy, występujący wzdłuż brzegu morza, którego wysokość wynosi przeważnie od 1 do 3 m. Śryż i lepa lodowa intensywnie tworzą się w okresie napływu mroźnych mas powietrza – arktycznego lub polarno-kontynentalnego. Takie warunki hydrologiczno-meteorologiczne występują wówczas, gdy niż baryczny usytuowany jest na wschód od południowego Bałtyku, a wyż – na północ, głównie nad Skandynawią. Wał śryżowy formuje się ze śryżu i lepy lodowej podczas występowania silnego wiatru dolądowego i silnego falowania z kierunków północnych. Od wysokości fal i poziomów wody zależy wysokość wałów śryżowych. Im wyższe fale i wyższy poziom wody, tym wyższe będą wały śryżowe i dalej utworzą się w głębi plaży. Na zalewach i jeziorach przybrzeżnych tworzą się niższe wały śryżowe, głównie ze względu na niższe fale.

Najwyższymi spiętrzeniami są zwały lodowe, których wysokość na brzegach może dochodzić do 10 m. Czynnikiem piętrzącym jest siła wiatru oddziałująca na górną powierzchnię pola lodowego, natomiast wysokość zwału zależy głównie od grubości nasuwającego się lodu. Im grubszy lód, tym niezbędna jest większa siła wiatru, aby wywołać proces zwałowania lodu. W procesie tym można wyróżnić pięć etapów. Najważniejszy jest trzeci etap, podczas którego tafle lodowe nasuwają się po zboczu nawietrznym i w części wierzchołkowej zwału, a po przejściu na stronę zawietrzną obłamują się tam pod własnym ciężarem na gruz lodowy. Ten etap zwałowania trwa najdłużej i decyduje o rozmiarach zwału. Najbardziej sprzyjające warunki

do powstawania zwałów występują na zalewach, gdzie są najczęstszą formą lodu spiętrzonego. Po utworzeniu się zwału lodowego następuje stałe jego obniżanie się, nawet podczas mrozów, wówczas topnieniu ulega jego część podwodna. Zwał obniża się też na skutek własnego ciężaru (rozpląszcza się). Szybciej ulega topnieniu i dezintegracji podczas występowania dodatnich temperatur powietrza i oddziaływania falowania (osypuje się), kiedy nie jest osłonięty pokrywą lodową. Podczas mrozów, kiedy zwał przymarznięty jest do pokrywy lodowej, obniża się on również z okalającą go pokrywą lodową. Wokół zwału powstaje zagłębienie pokrywy lodowej o szerokości do kilku metrów i o głębokości do kilkudziesięciu centymetrów poniżej poziomu wody, tworząc depresję lodową. Z upływem czasu depresja pogłębia się i dochodzi do pęknięcia lodu i jej zalania, przyczyniając się do szybszego topnienia pokrywy lodowej wokół zwału. Depresje lodowe mogą się też utworzyć wokół pali i brzegów. Najwolniej topnie i najdłużej utrzymuje się zwał usytuowany na lądzie, niekiedy nawet do maja.

W okresie występowania mrozów i słabego wiatru z kierunków odlądowych, głównie wschodniego i południowowschodniego, lód może intensywniej tworzyć się z dala od brzegu, na ławicach Odrzanej i Słupskiej, niż w strefie przybrzeżnej. Takiej inwersji zlodzenia sprzyjają nie tylko warunki batymetryczne, ale także upwelling zimowy. Zimą podpływające wody z warstw głębszych morza w strefie przybrzeżnej są nieznacznie cieplejsze niż wody powierzchniowe, co utrudnia tworzenie się lodu. Natomiast lód może pojawić się i intensywniej rozwijać z dala od brzegu po ochłodzeniu wody do temperatury zamarzania, tworząc inwersję zlodzenia. Inwersję zlodzenia może tworzyć także lód odpływający ze strefy przybrzeżnej i dalej rozwijający się, gdy tymczasem strefa przybrzeżna będzie wolna od lodu lub może tworzyć się tam świeży lód. Inwersja zlodzenia powstaje podczas mroźnej pogody wyżowej. Centra wyżów barycznych położone są wówczas na wschód (NE, E i SE) od południowego Bałtyku, wywołując napływ zimą bardzo mroźnego powietrza polarno-kontynentalnego.

Z obserwacji na brzegu morskim wynika, że najdalsze nasunięcia lodu są zazwyczaj ograniczone szerokością plaży i obecnością na jej zapleczu wyniesionych wydym i klifu. Jednym z głównych czynników hydrologiczno-meteorologicznych sprzyjających dalekim i wysokim nasuwom lodu na ląd jest poziom wody, który uzależniony jest od kierunku i siły wiatru. Podczas występowania wyższego poziomu wody dochodzi do nasunięć lodu wyżej położonych nad plażą. Przy poziomie morza powyżej średniego o 40–50 cm wysokość nasunięć lodu nad plażą sięga do 0,9–1,5 m n.p.m., a przy poziomie 80–100 cm obserwowano nasunięcia na wysokości 1,9–2,3 m n.p.m. Natomiast podczas występowania niskiego poziomu wody lód nasuwa się przeważnie na skłon brzegu lub na najbliższą rewę. Na zalewach i jeziorach przybrzeżnych

zasięg nasunięć mogą ograniczać drzewa, krzewy lub szeroki pas trzcinowisk. Stosunkowo niskie poziomy wody na tych akwenach, występowanie niskich i płaskich terenów sprawiają, że nasunięcia lodowe są również przeważnie nisko położone. Obserwuje się tam stosunkowo dalekie nasunięcia lodu w głąb lądu. Na zalewach: Szczecińskim, Wiślanym i Puckim maksymalna wysokość nasunięć lodu wynosiła podczas ostatnich zim odpowiednio do: 1,5; 1,6 i 3 m nad gruntem.

Warunki lodowe od połowy XX wieku, a zwłaszcza od drugiej połowy lat 80. uległy znacznemu złagodzeniu. Lód zaczął później się pojawiać, wcześniej zanikać i krócej występować, zmniejszyła się liczba dni z lodem i grubość lodu. Analiza regresji (trendu czasowego) wykazała istotne statystycznie skracanie się długości sezonu lodowego na wszystkich badanych akwenach na poziomie $p < 0,001$, o współczynniku determinacji wynoszącym od 0,14 w porcie Gdynia do 0,302 na Zalewie Wiślanym. Największe zmiany dotyczyły zalewów, na których sezon ten skracał się średnio o około 9 dni na 10 lat. Najmniejsza zmiana występowała w porcie Gdynia. Sezon skracał się tam średnio o 5,5 dnia na 10 lat. Podobnie spadek liczby dni z lodem był w większości badanych akwenów istotny na poziomie $p < 0,001$, z wyjątkiem portu Gdynia, gdzie był istotny zaledwie na poziomie $p < 0,05$. Zmniejszenie się liczby dni z lodem było nieistotne na poziomie $p < 0,05$ jedynie w porcie Świnoujście. Największa zmiana dotyczyła Zalewu Wiślanego, na którym zaobserwowano spadek tej liczby średnio o 9,6 dnia na 10 lat. Od połowy XX wieku systematycznie malała również maksymalna grubość lodu w danej zimie na wszystkich badanych akwenach z istotnością przeważnie $p < 0,001$. W Świnoujściu na morzu trend był nieistotny. Największe zmniejszanie się grubości lodu dotyczyło Zalewu Wiślanego, gdzie wyniosło średnio 3,38 cm na 10 lat.

Skutki oddziaływania lodu na morfodynamikę, roślinność i infrastrukturę obserwuje się nie tylko na brzegach morza, ale także na zalewach i jeziorach przybrzeżnych. Zależą one od czynników hydrologiczno-meteorologicznych, wysokości i ukształtowania brzegu oraz od odległości przeszkód terenowych od brzegu – wałów wydmych, pasów zadrzewień, krzewów, trzcin oraz konstrukcji antropogenicznych. Lód występujący na plaży wpływa na hamowanie akumulacji i deflacji eolicznej, spowolnienie abrazji i akumulacji morskiej, transport osadów, formowanie wałów renowych i mielizn, erozję plaży, egzarację podstawy stoków wydmy i klifów, kształtowanie profilu plaży w wyniku wytapiania lodu, formowanie mikroklimatów erozyjnych w zamrożonej plaży podczas falowania sztormowego oraz na konserwację rzeźby plaży pokrytej lodem. Na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych lód powoduje niszczenie podbrzeża w wyniku wyorywania, akumulację osadów, wypływanie i podcinanie brzegu, niszczenie roślinności i transport osadów.

Literatura

- Ackermann C., 1891. Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee. Hamburg.
- Alestalo J., Häikiö J., 1976. Ice features and ice thrust shore forms at Luodonselkä, Gulf of Bothnia in winter 1972/73. *Fennia* 144: 1–24.
- Allard M., Michaud Y., Ruz M.-H., Héquette A., 1998. Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitousuk Strait, northern Québec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35(9): 965–979.
- Atlas der Eisverhältnisse im deutschen und benachbarten Ost-und Nordseegebiet, 1942. Hamburg.
- Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M., 1994. The influence of ice on southern Lake-Michigan coastal erosion. *Great Lakes Research* 20(1): 179–195.
- Barnes P.W., Kempema E.W., Reimnitz E., McCormick M., Weber W.S., Hayden E.C., 1993. Beach profile modification and sediment transport by ice – an overlooked process on Lake-Michigan. *Journal of Coastal Research* 9(1): 65–86.
- Bączyk, J., 1959. Zlodzenie Zatoki Gdańskiej. *Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku* 1: 179–193.
- Bączyk J., Czeakańska M., 1962. Zjawiska zlodzenia u polskich brzegów Bałtyku. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej* III, 4.
- BaMasoud A., Byrne M.-L., 2012. The impact of low ice cover on shoreline recession: A case study from Western Point Pelee, Canada. *Geomorphology* 173–174: 141–148.
- Basiński T., 1995. Origin of the Wisła Śmiała mouth in the Vistula Delta. *Journal of Coastal Research* SI 22: 161–163.
- Bietin V.V., Preobrażenskij J.V., 1962. Surovost' zim w Jevropie i ledovitost' Baltiki. *Gidrometeoizdat, Leningrad*.
- Blüthgen J., 1948. Der Eiswinter 1946/47 in den deutschen Gewässern der Nord- und Ostsee. *Zeitschrift für Meteorologie* 2(12): 358–360.

- Blüthgen J., 1954. Eisverhältnisse der Küstengewässer von Mecklenburg-Vorpommern. Remagen (Niemcy).
- Boguslawski G., 1873. Übersicht der Tage an welchen die Mündungen der Oder (Peene, Swine und Dievenow) vom Eise des Winters freigeworden sind von 1828 bis 1873. Hydrographische Mittheilungen 1, Berlin.
- Choiński A., Ptak M., Skowron R., 2014. Tendencje zmian zjawisk lodowych jezior Polski w latach 1951–2010. *Przegląd Geograficzny* 86(1): 23–40.
- Choiński A., Ptak M., Skowron R., Strzelczak A., 2015. Changes in ice phenology on polish lakes from 1961 to 2010 related to location and morphometry. *Limnologica* 53: 42–49.
- Correns M., 1973. Eisverhältnisse des Peenestrom-Haffgebietes-ein Beitrag zur Hydrographie der Gewässer an der Südlichen Ostsee-Küste. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 117(4): 268–278.
- Czekańska M., 1935. Zlodzenie Bałtyku. *Badania Geograficzne* 15, Poznań.
- Davidson-Arnott R.G.D., Bauer B.O., 2021. Controls on the geomorphic response of beach dune systems to water level rise. *Journal of Great Lakes Research* 47(6): 1594–1612.
- Dietrich G., Ulrich J., 1968. *Atlas zur Ozeanographie*. Mannheim.
- Dionne J.-D., Laverdière C., 1972. Ice formed beach features from Lake St. Jean, Quebec, *Canadian Journal of Earth Sciences* 9(8): 979–990.
- Dodge S.E., Zoet L.K., Rawling J.E., Theuerkauf E.J., Hansen D.D., 2022. Transport properties of fast ice within the nearshore. *Coastal Engineering* 177: 104–176.
- Dyrcz Cz., 2018. Warunki zlodzenia Zatoki Puckiej. *Nautologia* 155(53): 11–15.
- Dziadziuszko Z., 1968. O zlodzeniu Bałtyku. *Gazeta Obserwatora PIHM* 2(242): 10–13.
- Esiukova E., Stont Z., 2013. Results of regular monitoring the coast of the north-eastern part of the Vistula Lagoon in 2011–2013. W: materiały konferencyjne, 25–27.09.2013, Brest (Białoruś).
- Gilbert R., Glew R.J., 1986. A wind-driven ice-push event in eastern Lake Ontario. *Journal of Great Lakes Research* 1(4): 326–331.
- Girjatowicz J.P., 1976. Związek między piętrzeniem lodu a elementami hydrologicznymi i meteorologicznymi. *Przegląd Geofizyczny* 3: 205–211.
- Girjatowicz J.P., 1977. Hydrologiczne i meteorologiczne przyczyny rozpadu stałej pokrywy lodowej na Zalewie Szczecińskim. *Prace IMGW* 13: 21–53.
- Girjatowicz J.P., 1980. Geneza spiętrzeń lodowych na Zalewie Szczecińskim. STN-PWN, Warszawa-Poznań.
- Girjatowicz J.P., 1982. System Map Aglomeracji Szczecińskiej – Mapa Ochrony Strefy Brzegowej. Zlodzenie. Wydawnictwo OPG-K, Szczecin-Poznań.
- Girjatowicz J.P., 1983a. Zjawiska lodowe u polskiego wybrzeża Bałtyku oraz ich wpływ na żeglugę i rybołówstwo. Wydawnictwo Akademii Rolniczej w Szczecinie, Szczecin.
- Girjatowicz J.P., 1983b. Zwałowanie lodu na akwenach osłoniętych południowego wybrzeża Bałtyku. *Przegląd Geofizyczny* 28(1): 113–121.

- Girjatowicz J.P., 1986. Proces piętrzenia lodu na akwenach polskiego wybrzeża. *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej IX* (1): 39–49.
- Girjatowicz J.P., 1987a. Hydrologiczne i meteorologiczne przyczyny powstawania inwersji zlodzenia na południowym Bałtyku. *Szczecińskie Roczniki Naukowe – Annales Scientiarum Stetinensses* 2(2): 45–51.
- Girjatowicz J.P., 1987b. Lodowe warunki Zalewu Szczecińskiego. *Czasopismo Geograficzne* 2: 151–171.
- Girjatowicz J.P., 1988. Lodowe warunki Zatoki Gdańskiej. *Przegląd Geograficzny* 1–2: 93–112.
- Girjatowicz J.P., 1990. Atlas zlodzenia wód polskiego wybrzeża Bałtyku. Wydawnictwo Akademii Rolniczej w Szczecinie.
- Girjatowicz J.P., 1994. Zjawiska lodowe na Zalewie Wiślanym. *Przegląd Geograficzny* 65(1–2): 119–132.
- Girjatowicz J.P., 1999a. Structural variability of near-shore ice and its abrasive effects in sheltered and exposed areas. *Quaternary Studies in Poland, Special issue*: 103–107.
- Girjatowicz J.P., 1999b. Warunki lodowe Zatoki Pomorskiej. *Przegląd Geograficzny* 1–2: 95–109.
- Girjatowicz J.P., 2001a. Studies on the formation and disintegration of grounded ice hummocks in sheltered areas of the southern Baltic coast. *Oceanological Studies* 3–4: 3–16.
- Girjatowicz J.P., 2001b. Zjawiska deformacji pokryw lodowych na wybrzeżu polskim. *Przegląd. Geofizyczny* 1–2: 51–66.
- Girjatowicz J.P., 2003. Ice conditions in coastal lakes of the Southern Baltic Sea. *Annales Limnological – International Journal of Limnology* 39(4): 317–331.
- Girjatowicz J.P., 2004. Ice thrusts and piles on the shores of the southern Baltic Sea coast lagoons (Poland). *Baltic Coastal Zone* 8: 5–22.
- Girjatowicz J.P., 2007. Katalog zlodzenia i warunków termicznych polskiego wybrzeża. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Girjatowicz J.P., 2011. Ice conditions on the Southern Baltic Sea coast. *Journal of Cold Regions Engineering* 25(1): 1–15.
- Girjatowicz J.P., 2014. Ice thrusting and hummocking on the shores of the Southern Baltic Sea's coastal lagoons. *Journal of Coastal Research* 30(3): 456–464.
- Girjatowicz J.P., 2015a. Forms of onshore ice thrusting in coastal lagoons of the southern Baltic Sea. *Journal of Cold Regions Engineering* 29(1): 1–17.
- Girjatowicz J.P., 2015b. Ice phenomena as a tourism asset on the southern coast of the Baltic Sea. *Tourism* 25(1): 31–40.
- Girjatowicz J.P., 2015c. Nasuwy tafli lodowych na brzegi polskich zalewów przybrzeżnych. *Inżynieria Morska i Geotechnika* 2: 85–90.

- Girjatowicz J.P., 2016. Forms of grease ice ridge on the south coast of the Baltic Sea. *Oceanological and Hydrobiological Studies* 45(3): 324–336.
- Girjatowicz J.P., 2017. Zasięg nasuwu i wysokość spiętrzeń lodowych w świetle blizn lodowych na drzewach w strefie brzegowej Zalewu Szczecińskiego. *Inżynieria Morska i Geotechnika* 6: 281–289.
- Girjatowicz J.P., 2019. Characterization of grounded ice hummocks found in coastal lagoons of the Southern Baltic Sea. *Journal of Coastal Research* 35(6): 1250–1259.
- Girjatowicz J.P., Chabior M., Matalewski S., 1995. Zjawiska lodowe na Zalewie Szczecińskim. *Czasopismo Geograficzne* 2: 137–155.
- Girjatowicz J.P., Łabuz T.A., 2020. Forms of piled ice at the southern coast of the Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 239: 106746, 1–12.
- Girjatowicz J.P., Łabuz T.A., Świątek M., 2022. Meteorological and hydrological conditions impacting grease ice ridges formation along the southern Baltic shore. *Regional Studies in Marine Science* 53: 102395.
- Girjatowicz J.P., Łabuz T.A., Świątek M., 2024. The range of ice thrusts and ice piles as reflected by ice scars on trees growing on the shores of coastal lagoons: the case of the Szczecin lagoon. *Quaestiones Geographicae* 43(1): 93–110.
- Girjatowicz J.P., Łabuz T.A., Świątek M., 2025. Dynamics of ice phenomena on the lake shores based on ice scars method – study from the Southern Baltic Sea coast (w recenzji).
- Girjatowicz J.P., Świątek M., 2021. Relationship between air temperature change and Southern Baltic coastal lagoons ice conditions. *Atmosphere* 12: 931.
- Giżejewski J., Rudowski S., 1972. Struktury związane ze zlodzeniem plaży południowego Bałtyku, *Acta Geologica Polonica* 22(1): 181–191.
- Giżejewski J., Rudowski S., 1995. Struktury sedymentacyjne związane ze zlodzeniem plaż w klimacie umiarkowanym i polarnym. W: W. Florek (red.), *Geologia i Geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku* 2, Wydawnictwo Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Słupsku, Słupsk.
- Global change. Our world in Transition. 1991. The Federal Minister for Research and Technology, Bonn.
- Global climate change. 1990. WMO, ICSU, Geneva.
- Grabowska M., 1979. Warunki lodowe Zatoki Gdańskiej i ich wpływ na żeglugę i rybołówstwo. *Technika i Gospodarka Morska* 11: 663–667.
- Grześ M., 1991. Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle. Mechanizmy i warunki. Wydawnictwo Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.
- Haapala J.J., Ronkainen I., Schmelzer N., Sztobryn M., 2015. Recent change – sea ice. W: *Second Assessment Of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer, Geesthacht (Niemcy): 145–154.

- Hume J.D., Schalk M., 1964. The effects of ice-push on Arctic beaches, *American Journal of Science* 262: 267–273.
- Jaagus J., 2006. Trends in sea ice conditions in the Baltic Sea near the Estonian coast during the period 1949/1950–2003/2004 and their relationships to large-scale atmospheric circulation. *Boreal Environment Research* 11: 169–183.
- Jakimavičius D., Šarauskienė D., Kriaučiūnė J., 2020. Influence of climate change on the ice conditions of the Curonian Lagoon. *Oceanologia* 62(2): 164–172.
- Janérus K., Jansson J.E. (red.), 1982. Climatological ice atlas for the Baltic Sea, Kattegat, Skagerrak and Lake Vänern (1963–1979). Sjöfortsverket – Norrköping (Sweden).
- Jevgenov N.I., 1955. Al'bom ledovych obrazovaniy na morjach. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Jevrejeva S., 2001. Severity of winter seasons in the northern Baltic Sea between 1529 and 1990: reconstruction and analysis. *Climate Research* 17: 55–62.
- Jevrejeva S., Drabkin V.V., Kostjukov J., Lebedev A.A., Lepparanta M., Mironov Y.U., Schmelzer N., Sztobryn M., 2004. Baltic Sea ice seasons in the twentieth century. *Climate Research* 25(23): 217–227.
- Keinonen A., 1976. The shape and size of ice ridges in the Baltic according to measurements and calculations. *Winter Navigation Research Board* 17, Helsinki.
- Kluźniak S., 1957. Wyjątkowo silne zlodzenie wód polskich Bałtyku w 1946/47 roku. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej* 5(5): 243–254.
- Kolerski T., Zima P., Szydłowski M., 2019. Mathematical modeling of ice thrusting on the shore of the Vistula Lagoon and the proposed artificial Island. *Water* 11: 2297.
- Kovacs A., 1983. Shore ice ridge-up and pile-up features. CRREL Report 83-9, Hanover.
- Kozlov I.E., Krek E.V., Kostianov A.G., Dailidienė I., 2020. Remote sensing of ice conditions in the southeastern Baltic Sea and in the Curonian Lagoon and validation of SAR-based ice thickness products. *Remote Sensing* 12(20): 3754, 1–20.
- Kożuchowski K., 1994. Tendencje i wahania okresowe zlodzenia Bałtyku. W: *Współczesne zmiany klimatyczne. Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego* 152: 159–171, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Kożuchowski K., 1996. Wiekowe zmiany zlodzenia Morza Bałtyckiego (1720–1992). *Przegląd Geograficzny* 3-4: 445–455.
- Kożuchowski K., Girjatowicz J.P., 1997. Zmienność zlodzenia Zalewu Szczecińskiego na tle współczesnych fluktuacji klimatycznych. *Przegląd Geofizyczny* 42(2): 155–167.
- Kraus E., 1930. über Eisschubberge. Materiały konferencyjne, III Konferencja Hydrologiczna Krajów Bałtyckich, Warszawa, 1–44.
- Kres J., 1911. *Deutsche Küstenflüsse*. Berlin.
- Krężel A., 1997. Identyfikacja mezoskalowych anomalii hydrofizycznych w morzu płytkim metodami szerokopasmowej teledetekcji satelitarnej. *Rozprawy i Monografie* 233, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

- Laxon S.W., Giles K.A., Ridout A.L., Wingham D.J., Willatt R., Cullen R., Kwok R., Schweiger A., Zhang J., Haas C., 2013. Cryosat-2 estimates of Arctic Sea thickness an volume. *Geophysical Research Letters* 40(4): 732–737.
- Lederer J.R., Garver J.I., 1996. Ice jams inferred from tree scars made during the 1996 mid-winter flood on the Mohawk River (New York), http://minerva.union.edu/garverj/mohawk/1996_ice_jam.htm.
- Leppäranta M., 2013. Land-ice interaction in the Baltic Sea. *Estonian Journal of Earth Sciences* 62(1): 2–14.
- Leppäranta M., Myrberg K., 2009. *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer, Berlin.
- Leppäranta M., Palosuo E., Grönvall H., Kalliosaari S., Seinä A. Peltola J., 1988. Phases of the ice season in the Baltic Sea. *Finnish Marine Research* 254, Supplement 2.
- Locja Bałtyku. Wybrzeże Polskie, 2022. Biuro Hydrograficzne Marynarki Wojennej, Gdynia.
- Lothes A., 1891. Eisverhältnisse der Danziger Bucht sowie der unteren Weichselzwischen der Schleuse bei Neufähr und der Mündung bei Neufahrwasser. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie* XIX: 278–284.
- Łazarienko N.N., Majewski A. (red.), 1975. *Hydrometeorologiczny ustrój Zalewu Wiślanego*. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Łabuz T.A., 2012. Wieloletni bilans osadu wydm nadmorskich Mierzei Błoty. *Prace i Studia Geograficzne* 49: 69–89.
- Łabuz T.A., 2013. Polish coastal dunes – affecting factors and morphology. *Landform Analysis* 22: 33–59.
- Łabuz T.A., 2025a. Warunki nasunięcia lodu i jego wpływ na brzeg Zalewu Wiślnego w styczniu 2024 roku, *Przegląd Geograficzny* (złożone w redakcji).
- Łabuz T.A., 2025b. Conditions of ice advance and its impact on the shore of the Błota Spit in February 2021, *Landform Analysis* (złożone w redakcji)
- Łomnicki A., 2014. *Wprowadzenie do statystyki dla przyrodników*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Łomniewski K., 1960. Stosunki termohaliczne w strefie brzegowej południowego Bałtyku. *Zeszyty Geograficzne* 2: 45–74, Gdańsk.
- Majewski A., 1974. *Charakterystyka hydrologiczna Zatoki Pomorskiej*. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Majewski A. (red.), 1980. *Zalew Szczeciński*. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Majewski A. (red.), 1990. *Zatoka Gdańska*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Maliński J., 1959. Niektóre związki prognostyczne w przewidywaniu zjawisk lodowych na Morzu. *Biuletyn PIHM* 6: 25–46.
- Maliński J., 1960. Zależność prognostyczna występowania pierwszego lodu w obszarze polskich wód przybrzeżnych Bałtyku. *Przegląd Geofizyczny* 3: 233–234.

- Maliński J., 1961. Zlodzenie polskich wód przybrzeżnych Morza Bałtyckiego w zimie 1956/57. *Prace PIHM* 52.
- Maliński J., 1964. Prognoza zlodzenia w obszarze polskich wód przybrzeżnych. *Biuletyn PIHM* 2: 69–74.
- Maliński J., 1968. Próba określenia sposobu wyznaczania warunków tworzenia się lodu na południowym Bałtyku. *Materiały PIHM* 379.
- Maliński J., 1971a. Charakterystyka zlodzenia zachodniej części Zatoki Gdańskiej. *Materiały PIHM* 605, Warszawa.
- Maliński J., 1971b. Zlodzenie Zalewu Szczecińskiego i wód przyległych. *Materiały PIHM* 606.
- Mälkki P., Tamsalu R., 1985. Physical features of the Baltic Sea. *Finnish Marine Research* 252.
- Manson G.K., 2022. Nearshore sediment transport as influenced by changing sea ice, north shore of Prince Edward Island, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 59(11): 935–944.
- Marsz A., Sobkowiak L., Styszyńska A., Wrzesiński D., 2022. Causes and course of climate change and its hydrological consequences in the Greater Poland region in 1951–2020. *Questiones Geographicae* 41(4): 184–206.
- Marsz A., Styszyńska A., 2022. Proces ocieplenia w Polsce – przebieg i przyczyny (1951–2018). Przejaw wewnętrznej dynamiki systemu klimatycznego czy proces antropogeniczny? *Prace i Studia Geograficzne* 67: 51–82.
- Marszelewski W., Skowron R., 2006. Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques* 51(2): 336–349.
- Matalewski S., 1961. Zlodzenie Zalewu Szczecińskiego i zespołu portowego Świnoujście–Szczecin w czasie zimy 1959/60. *Biuletyn PIHM* 4: 36–44.
- Miner J.J., Powell R.D., 1991. An evaluation of ice-rafted erosion caused by an icefoot complex, southwestern Lake-Michigan, USA. *Artic and Alpine Research* 23(3): 320–327.
- Musielak S., 1983. Zalew Pucki jako przykład środowiska sedymentacji lagunowej. *Prace Instytutu Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk* 13(2): 412–448.
- Mysłowski M., 1958. Zlodzenie Zatoki Gdańskiej w zimie 1955/56. *Archiwum Hydrotechniki* 5(1): 81–103.
- Nowacki J., 1976. Charakterystyka morfometryczna Zatoki Puckiej. *Oceanografia* 3: 33–40.
- Obrębska-Starkel B., Starkel L., 1991. Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego. *Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN* 4.
- Omstedt A., Chen D., 2001. Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research* 106(3): 4493–4500.

- Omstedt A., Elken J., Lehmann A., Leppäranta M., Meier H.E.M., Myrberg K., Rutgersson A., 2014. Progress in physical oceanography of the Baltic Sea during the 2003–2014 period. *Progress in Oceanography* 128: 139–171.
- Orviku K., 1965. Accumulations of erratic boulders on the Estonian coast. *Okeanologija* 2(5): 316–321.
- Orviku K., Jaagus J., Tönnisson H., 2011. Sea ice shaping the shores. W: K. Furmańczyk, A. Giza, P. Terefenko (red.), materiały konferencyjne: the International Coastal Symposium (ICS) 2011. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 64: 681–685.
- Palosuo E., 1951. Ice in the Baltic and the meteorological factors. *Jurnal du Conseil* 17, 2.
- Palosuo E., 1966. Ice in the Baltic. *Oceanography and Marine Biology* 4: 79–90.
- Palosulo E., 1975. The Formation and Structure of Ice Ridges in the Baltic. *Winter Navigation Research Board* 12: 1–54.
- Pawłowska J., Jankowska A., Pindor T., 2000. *Kalendarz typów cyrkulacji według J. Lityńskiego*. Wydawnictwo IMGW, Warszawa.
- Petersen P., Oellrich H., 1930. Die Eisverhältnisse an der deutschen Küsten, einschl. Memel und Danzing. *Annalen d. Hydr. u. Mar. Met. Dtsch. Seewarte* 1: 25–36.
- Preobrażenskij J.V., 1960. Atlas l'dov Baltijskovo Morja i prilegajuščich rajonov. *Gidrometeorologičeskoje Izdatel'stvo, Leningrad*.
- Prüfer G., 1942. Die Eisverhältnisse in den deutschen und den ihnen benachbarten Ost- und Nordseegebieten. *Ann. d. Hydr. u. Mar. Met. Deutsch. Seewarte* 2: 33–50.
- Ptak M., 2013. Zmienność temperatury i przebiegu zjawisk lodowych Jeziora Łebsko i Gardno (Słowiński Park Narodowy). *Parki Narodowe i Rezerваты Przyrody* 32(2): 45–55.
- Reinson G.E., Rosen P.S., 1982. Preservation of ice-formed features in a subarctic sandy beach sequence: geologic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 52(2): 463–471.
- Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A., 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters* 26(23): 3469–3472.
- Schmelzer N., Holfort J., 2012. *Climatological Ice Atlas for the western and southern Baltic Sea (1961–2010)*. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie. Hamburg–Rostock.
- Schmelzer N., Holfort J., Tegtmeier J., Duskau T., 2014. Ice winters 2009/10 to 2013/14 on the German North and Baltic. *Berichte des Bundesmtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 53.
- Seina A., Palosuo E., 1993. The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea. *Meri* 20: 5–20.
- Sergiejeva L.G., 1983. Metodika prognozirovanija vesennyh ledovych faz v Kurshskom i Kaliningradskom zalivach. *Gidrometeoizdat, Leningrad*.
- Skowron R., 2009. Changeability of the ice cover on the lakes of northern Poland in the light of climatic changes. *Bulletin of Geography – Physical Geography Series* 1: 103–124.

- Slaucitajs L., 1929. Spaltenbildung in der Eisdecke und Eisschiebungen an der Küste des Rigaschen Meerbusens im Winter 1928/29. *Ann. Hydrogr. u. Mar. Meteorol.* 57(12): 411–414.
- Smith D.G., Reynolds D.M., 1983. Trees scars to determine the frequency and stage of high magnitude river ice drives and jams, Red Deer, Alberta. *Canadian Water Resources Journal* 8(3): 77 – 94.
- Stanisławczyk I., Bolek A., Kubicka A., Kowalska B., 2011. Poziom morza. W: M. Miętus, M. Sztobryn (red.), Stan środowiska polskiej strefy przybrzeżnej Bałtyku w latach 1986–2005. Wydawnictwo IMGW, Warszawa.
- Steffens O., 1911. Die Eisverhältnisse an den deutschen Küsten. *Ann. d. Hydr. u. Mar. Met.* 12: 633–641.
- Szeffler K., 1993. Złodzenie. W: K. Korzeniowski (red.), Zatoka Pucka. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Sztobryn M., 1994. Long-term changes in ice conditions at the Polish coast of the Baltic Sea. W: materiały konferencyjne: IAHR Ice Symposium. Norwegian Institute Technology: 345–354.
- Sztobryn M., Mykita M., Kowalewska B., Stanisławczyk I., 2009. Ice conditions in the Baltic Sea, 1896–2005. *Polish Journal of Environmental Studies* 18(2A): 218–222.
- Sztobryn M., Stanisławczyk I., Schmelzer N., 1999. Ice conditions in the Szczecin Lagoon and Pomeranian Bay during the normal period 1961–1990. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 20: 1–36.
- Sztobryn M., Stigge H.-J., 2005. Powódzie sztormowe na południowym wybrzeżu Bałtyku. Wydawnictwo Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Szychliński F., 1922. Zjawiska zamarzania u polskiego wybrzeża Bałtyku. *Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej PTPN*, Poznań.
- Teisseyre D., 1963. Złodzenie Morza Bałtyckiego w ciągu zimy 1958/1959 roku, *Biuletyn PIHM* 2: 26–51.
- Time Series Analysis. Section III, 2010. Oxford: Department of Statistics, University of Oxford.
- Trzeciak S., 2001. Wiatry sztormowe na polskim wybrzeżu Bałtyku. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Szczecinie, Szczecin.
- Urbański J., 1995. Upwellingi polskiego wybrzeża Bałtyku. *Przegląd Geofizyczny* 2: 141–153.
- Uunila R., Church M., 2014. Ice on Peace River: Effects on bank morphology and riparian vegetation. W: M. Church (red.), *The regulation of Peace River: A case study for river management*. Willey & Sons, Hoboken (USA): 115–140.
- Van Storch H., Omstedt A., Pawlak J., Reckerman M., 2015. Introduction and summary. W: zespół autorów BACC, *Second Assessment of Climate Change in the Baltic Sea Basin*. Springer, Greesthaacht (Germany).

- Vandermause R., Harvey M., Zecenbergen L. and Ettema R., 2021. River-ice effects on bank erosion along the middle segment of the Susitna river, Alaska. *Cold Regions Science and Technology* 184(4): 103239.
- Vichma T., Haapala J., 2009. Geophysics of sea in the Baltic Sea: A review. *Progress in Oceanography* 80: 129–148.
- Walsh J. E., Fettever J., Scott J., Chapman L., 2017. A database for depicting Arctic Sea variation back to 1850. *Geographical Review* 107(1): 89–107.
- Wiśniewski B., Wolski T., 2009. Katalogi wezbrań i obniżen szstormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Szczecinie, Szczecin.
- WMO Sea Ice Nomenclature, 2014. Terminology and Codes 259. Geneva.
- Wróblewski A., 1992. Analysis and forecast of long-term sea level changes along the Polish Baltic Sea coast. Part I. Annual sea level maxima. *Oceanologia* 33: 65–85.
- Wrzesiński D., 2024. Zmiany wybranych cech reżimu rzek w Polsce w warunkach ocieplenia klimatu. *Acta Geographica Lodziensia* 115: 175–195.
- Zakrzewska M., 1980. Z badań nad procesem piętrzenia lodu w Zatoce Puckiej. *Przegląd Geofizyczny* 2: 129–136.
- Zakrzewska M., 1981. Model for thermal ice-piling and its application to the Puck Bay. *Acta Geophysica Polonica* 2: 123–138.
- Zakrzewski W., 1978. Prognozowanie rozpadu i zaniku lodu na Zatoce Puckiej. *Wiadomości IMGW* 2–3: 39–63.
- Zakrzewski W., 1979. Geneza powstawania spiętrzeń lodowych w Zatoce Puckiej. *Studia i Materiały Oceanologiczne* 27(1): 225–252.
- Zakrzewski W., 1982. Ustrój lodowy Zatoki Puckiej. *Czasopismo Geograficzne* 1: 45–57.
- Zakrzewski W., 1983a. Dryf lodu w Zatoce Puckiej. *Studia i Materiały Oceanologiczne* 40: 321–337.
- Zakrzewski W., 1983b. Lody na morzach. Wydawnictwo Morskie, Gdańsk.
- Zeidler R.B., Wróblewski A., Miętus M., Dziadziuszko Z., Cyberski J., 1995. Wind, wave and storm surge regime at the Polish Baltic coast. W: K. Rotnicki K. (red.), *Polish coast: past, present, future. Journal of Coastal Research, Special Issue* 22: 33–55.
- Zorina V.A. Maliński J., 1975. Zlodzenie. W: N.N. Łazarienko, A. Majewski (red.), *Hydrometeorologiczny ustrój Zalewu Wiślanego*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa: 318–359.
- Zorina V.A., 1965. Metod prognoza wesennych ledovych javlenij v Kurskom i Vislinskom zalivach. *Trudy GOIN* 86: 36–43.
- Żmudzka E., 2012. Wieloletnie zmiany zasobów termicznych w okresie wegetacyjnym i aktywnego wzrostu roślin w Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 12(2): 377–389.

Spis rysunków

1.1. Średni termin pojawienia się pierwszego lodu (pierwszy lód); 1946/1947–1999/2000	21
1.2. Średni termin zaniku ostatniego lodu (ostatni lód); 1946/1947–1999/2000	22
1.3. Średnia długość sezonu lodowego (dni); 1946/1947–1999/2000	23
1.4. Średnia liczba dni z lodem; 1946/1947–1999/2000	24
1.5. Średnia maksymalna grubość lodu (cm); 1946/1947–1999/2000	25
2.1. Szkło lodowe: A – w porcie Gdynia, 6 II 1996; B – na Odrze Zachodnie w centrum Szczecina, 7 I 2009; C – na Kanale Odyńca, Szczecin-Dziewoklicz, 23 III 2013; D – w porcie Lubczyna, 25 I 2014; E – na Zatoce Nowowarpieńskiej, Nowe Warpno, 9 II 2018; F – na Zalewie Szczecińskim, Czarnocin, 25 I 2014	36
2.2. „Ścieżki szczęścia” na lodzie: A – na szkle lodowym przy półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 27 I 1993; B – na Kanale Ustowskim, Ustowo, 21 XII 2012; C – na Zalewie Szczecińskim, Kopice, 15 II 2017; D – na Zatoce Skoszewskiej, Zagórze, 6 II 2016	37
2.3. Lód „wielopoziomowy” na jeziorze Dąbie: A – Szczecin-Dąbie, 8 XII 1978; B – Lubczyna, 25 I 2014.	39
2.4. Lepa śniegowa wmarznięta w pokrywie lodowej na jeziorze Dąbie w rejonie Lubczyny: A i B – 16 II 2017	39
2.5. Lód u podnóża wydm łąbskich w Madwinach: A i B – 14 II 2018; C i D – 19 XII 2002	39

2.6. Szczeliny w lodzie: A – na jeziorze Łebsko w Madwinach, 14 II 2018; na Zalewie Szczecińskim: B – Miroszewo, 15 I 1997; C – Nowe Warpno, 9 I 2016; D – przy półwyspie Rów, 2 III 2011; E – Czarnocin, 28 I 2016; F – przy półwyspie Rów, 5 III 2011	40
2.7. Zwarte szczeliny w lodzie: A i B – na Jeziorze Nowowarpieńskim, Nowe Warpno, 14 II 2017; C – linie ścicia w lodzie na jeziorze Jamno, rejon uroczyska Czajcze, 9 XII 2002; D – na Zalewie Szczecińskim, Podgrodzie, 1 II 2012.....	42
2.8. Płony w lodzie: A – na Regalicy w rejonie Szczecina-Dąbie, 8 I 2009; B – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 6 I 2016; C – na Odrze Zachodniej w centrum Szczecina, 10 II 2021; D – na Dziwnie w Wolinie, 14 XII 2022; E – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 1 II 2012; F – na Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego (półwysep Rów), 2 IV 2013	43
2.9. Podłużne płony prądowe w lodzie: A – na Starej Łebie w Izbicy, 28 XII 2000; B – na jeziorze Gardno w Gardnie Wielkiej, 7 III 2001; C – na Nurcie Jamieńskim, 9 XII 2002; D – na Kanale Szczuczym koło Dąbkowic, 9 XII 2002; E – na Kanale Parnica w Szczecinie, 17 I 2017; F – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 2 I 2011	44
2.10. Łód murszejący na Zalewie Szczecińskim: A – w Miroszewie, 16 IV 1996; B – w Sułominie, 24 II 2014	45
2.11. Krążki lodowe: A – na Odrze w Gryfinie, 1 II 2014; B – na Odrze Zachodniej w Szczecinie-Dziewokliczu, 3 III 2011; C – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 1 II 2012; D – na Zalewie Szczecińskim w Podgrodziu, 1 II 2012; E – na jeziorze Miedwie w Morzyczynie, 1 III 2011; F – na Zatoce Puckiej w Rewie, 6 II 1996	46
2.12. Zatory lodowe na rzekach: A – na Regalicy w Szczecinie-Podjuchach, 2 I 2011; B – na Dziwnie w Wolinie, 21 I 2021; C – na Kanale Odyńca w Szczecinie-Dziewokliczu, 1 III 2011; D – na Odrze w Widuchowej, 29 XII 2010	48
2.13. Nasunięte na brzeg „języki” stłoczonego lodu na Zalewie Szczecińskim: A – półwysep Rów, 3 II 2016; B – Miroszewo, 14 II 2017.....	49
2.14. Zwały lodowe otoczone szkłem lodowym we wschodniej części jeziora Gardno: A i B – 18 III 2005.....	49
2.15. Wysunięte do góry tafle lodowe na zwałach: A – Zalewu Szczecińskiego na półwyspie Rów, 2 III 2011; B – 5 III 2011; C – w Miroszewie, 14 II 2017; D – Zalewu Wiślanego w Tolkmicku, 25 II 2017.....	50

- 2.16. Formy owalne lodu na brzegach: A – w Międzyzdrojach (kule lodowe), 5 II 1982; B – w Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego, 27 I 1993; C – w Zatoce Gdańskiej w rejonie Świbna („głazy lodowe”), 9 II 1987 i D – w Zatoce Pomorskiej w rejonie Międzyzdrojów, 18 II 2012. 50
- 2.17. Nisze i groty lodowe na wałach śryżowych: A – w Międzyzdrojach, 5 II 1982; B – w Świnoujściu, 6 III 1987; C – w Międzyzdrojach, 28 XII 2010; D – w Międzyzdrojach, 15 I 2011 oraz na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie: E – 13 XII 2010; F – 9 I 2016. 52
- 2.18. Formy erozyjne wałów śryżowych: A i B – w Międzyzdrojach, 18 II 2012; C – 15 I 2011; D – na Zalewie Szczecińskim w Trzebieży, 18 I 1980 oraz E i F na Nurcie Jamieńskim, 16 I 2003. 53
- 2.19. Nalodzia na roślinności: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 I 2016; B – 9 II 2018 i Czarnocina: C – 18 I 2021; D – 25 I 2014. 54
- 2.20. Pierścienie i stożki lodowe na pniach drzew: A–C – na jeziorze Miedwie w rejonie Morzyczyna, 1 III 2011; D – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 I 2016. 55
- 2.21. Głazy granitowe w lodzie: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 14 II 2017, B – 9 III 2011, C – 12 III 2011, D – 9 I 2016, E – 13 III 2003; F – na Zalewie Kamieńskim w rejonie Chrząszczewka, 23 II 2012. 56
- 2.22. Złodzenie portów i przystani: A – na Zalewie Wiślanym we Fromborku, 16 III 2011; B – na Zalewie Szczecińskim w Sułominie, 27 II 2021; C – w Kopicach, 28 I 2016; D – na jeziorze Łebsko w Izbicy, 19 III 2005; E – na jeziorze Gardno w Gardnie Wielkiej, 15 II 2018; F – na jeziorze Dąbie Małe w Szczecinie-Dąbiu, 23 III 2013. 57
- 2.23. Łód na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego: A – w rejonie Bramy Torowej II, 1 III 1996, B – 13 III 1979; C – w rejonie Bramy Torowej 14 II 1981, D – 12 III 1979. 58
- 2.24. Utrudnienia żeglugowe: A – w lodzie na torze wodnym Zalewu Szczecińskiego 6 III 1979, B – 28 I 1980, C – 12 III 1979 i na Zatoce Pomorskiej w rejonie Świnoujścia: D – 19 II 1979. 59
- 2.25. Ślady w pokrywie lodowej po przepłynięciu lodołamaczy: A – na Odrze Zachodniej w centrum Szczecina, 8 I 2009, B – 26 I 2010; w rejonie Szczecina-Dziewoklicza: C – 14 II 2006; D – 16 II 2012 i w pobliżu Siadła Dolnego: E – 1 II 2014, F – 7 I 2011. 60
- 2.26. Lodołamanie w rejonie ujścia Odry: na jeziorze Dąbie: A – 1 II 1980; B – na Regalicy w Szczecinie-Podjuchach, 31 I 2013; C – 21 II 2021; D – w Szczecinie-Dąbiu, 10 I 2011. 61

2.27. Łód napierający na obiekty hydrotechniczne: A – na pomosty jeziora Łebsko w rejonie Rąbka, 8 II 2011; B – 5 III 2013 (fot. D. Staniaszek); C – w Międzyzdrojach, 30 XII 2010; D – na Zalewie Szczecińskim, 13 III 1979.	62
2.28. Łód na obiektach hydrotechnicznych na nabrzeżach portów: A – we Fromborku, 16 III 2011; B – w Krynicy Morskiej, 2 III 1999; C – w Tolkmicku, 11 II 2011; D – na torze wodnym (Brama Torowa I) na Zalewie Szczecińskim, 12 III 1979; E – na ostrogach w Dziwnówku, 19 II 2021; F – na falochronie w Świnoujściu, 18 III 1986	63
2.29. Łód uszkadzający drzewa: A – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 11 II 2011; B – na Odrze w rejonie Widuchowej, 7 I 2011; C – na jeziorze Łebsko w rejonie Rąbki, 8 II 2011 (fot. D. Staniaszek); D – na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 5 I 2013	64
2.30. Drzewa i grunt wyorane przez łód: A – na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego, 18 III 2003; B – 27 III 2003; C – 30 XII 2009; D – 2 III 2011; E – 5 III 2004; F – 25 III 2010.	65
3.1. Łód nawarstwiony prosty: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Czarnocina, 28 I 2016; B – na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka, 25 II 2017	68
3.2. Łód nawarstwiony zazębiony: A – na Zalewie Szczecińskim, 13 III 1979; B – na Jeziorze Jamno w rejonie Unieścia, 9 XII 2002	68
3.3. Łód nawarstwiony z formami lodu stłoczonego na Mielźnie Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego: A – 7 II 1973; B–D – 2 III 1976	69
3.4. Szkło lodowe: A – na Zatoce Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego, 12 II 2019; B – na jeziorze Łebsko w rejonie miejscowości Kluki, 15 II 2018 ...	70
3.5. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 1 III 1976 roku o godzinie 00 UTC.	72
3.6. Nasunięte pole lodowe na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 1 III 1976	73
3.7. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 14 I 1993 roku o godzinie 00 UTC.	73
3.8. Nasunięte tafle lodowe na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 14 I 1993	74
3.9. Wyorany grunt na brzegu półwyspu Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 20 I 1993; B – 14 I 1993	74
3.10. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 28 I 2003 roku o godzinie 00 UTC.	75
3.11. Długie nasunięcia tafli lodowych na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 12 III 2003; B – 27 II 2003	76

3.12. Nasunięte pole lodowe z taflami lodowymi na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A – 28 I 2003; B – 1 II 2004.	77
3.13. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 1 II 2004 roku o godzinie 00 UTC.	78
3.14. Trzcina sprasowana w wyniku nasunięć i po stopnieniu tafli lodowych na półwyspie Rów Zalewu Szczecińskiego: A i B – 23 III 2004.	79
3.16. Nasunięte pole lodowe z taflami lodowymi na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 8 II 2011.	80
3.15. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 8 II 2011 roku o godzinie 00 UTC.	80
3.17. Nasunięte tafle lodowe z formami lodu spiętrzonego na ich krawędziach na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka: A i B – 11 II 2011.	81
3.18. Liczba blizn lodowych na drzewach z poszczególnych kierunków na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych południowego Bałtyku.	82
3.19. Gruba warstwa stłoczonego śryżu: A – na Zatoce Gdańskiej w rejonie Gdańska-Stogów, 9 II 1985; B – na Zatoce Pomorskiej w rejonie Międzyzdrojów, 26 I 1987.	84
3.20. Stłoczony śryż i lepa lodowa: A – we Władysławowie, 12 III 1987; B – w Mrzeżynie, 26 II 1987; C – w Międzyzdrojach, 28 XII 2010; D – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Karnocic, 14 XII 2022.	85
3.21. Stłoczone szkło lodowe: A – na Zatoce Płocińskiej Zalewu Szczecińskiego, 13 XII 1993; B – na Zalewie Wiślanym w rejonie Tolkmicka, 25 II 2017; kra i gruz lodowy: C – na Zatoce Pomorskiej w rejonie Lubiewa, 4 IV 1996, D – na Zalewie Szczecińskim rejonie Miroszewa, 18 XII 1997; gruz lodowy: E – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży, 6 III 1979; F – w Zatoce Gdańskiej w rejonie Świbna, 13 III 1987.	86
3.22. Wały śryżowe – strome zbocze nawietrzne: A – we Władysławowie, 12 III 1987; B – w Krynicy Morskiej, 13 III 1987; gzymsy: C – w Międzyzdrojach, 5 II 1982; D – w Międzywodziu, 5 II 2010 (fot. M. Świątek); formy muszlowe: E – w Międzyzdrojach, 26 I 1987; F – na Helu, 12 III 1987.	88
3.23. Zawietrzne zbocza wału śryżowego: A – w Świnoujściu, 6 III 1987; B – w Międzyzdrojach, 5 II 1982.	89
3.24. Wały śryżowo-gruzowe: A – w Międzyzdrojach, 18 II 2012; B – w Dziwnówku, 23 II 2012.	89
3.25. Wielogrzbietowe wały śryżowe: A – w Świnoujściu, 6 III 1987; B – w Mrzeżynie, 26 II 1987.	90

3.26. Zerodowane i obłamane wały śryżowe: A – w Międzyzdrojach, 5 II 2011 i B – 18 II 2012; C – w Krynicy Morskiej (od strony morza), 13 III 1987, D – w Dziwnówku, 23 II 2012	90
3.27. Wały lodowe: A i B – w Trzęsaczu, 11 I 1979; C i D – w Świnoujściu, 27 II 1985.....	92
3.28. Nawietrzna strona zwałów lodowych: A – na Zalewie Szczecińskim w Miroszewie, 12 III 2011; B – na półwyspie Rów, 5 III 2004; C – w Zatoce Pomorskiej w rejonie Heringsdorfu (Niemcy), 12 III 1979; D – w Międzyzdrojach, 20 III 1985; E – w Zatoce Puckiej w rejonie Rewy, 10 III 1986; F – na Zalewie Szczecińskim na półwyspie Rów, 11 III 1994.....	93
3.29. Zawietrzna strona zwałów lodowych: A – w Świnoujściu-Warszowie; 11 I 1997, B – na Zalewie Szczecińskim (półwysep Rów), 12 III 2004; C – na jeziorze Łebsko (ujście Łeby), 19 III 2005; D – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 16 III 2011	94
3.30. Klasyfikacja spiętrzeń lodowych na południowym wybrzeżu Bałtyku: a – gruz lodowy; b – śryż i lepa lodowa; c – drobna kra.....	95
4.1. Wał śryżowy na Zalewie Szczecińskim w rejonie Trzebieży w dniu 16 I 1980 roku: A – strona nawietrzna; B – strona zawietrzna.....	99
4.2. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 3 I 1980 roku o godzinie 00 UTC.....	99
4.3. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 10 I 1987 roku o godzinie 00 UTC.....	100
4.4. Wały śryżowe: A i B – w Świnoujściu, 6 III 1987; C i D – w Mrzeżynie, 26 II 1987; E i F – na Helu, 12 III 1987	101
4.5. Wały śryżowe w Międzyzdrojach: A–C w dniu 28 XII 2010; D – w dniu 5 II 2011	102
4.6. Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 25 XII 2010 o godzinie 00 UTC.....	102
4.7. Zmiany przekroju poprzecznego wału śryżowego w strefie brzegowej w rejonie Międzyzdrojów: A – 28 XII 2010; B – 30 XII 2010; C – 15 I 2011...	104
5.1. Etapy formowania się zwału lodowego	108
5.2. Zwarte szczeliny powstałe w wyniku naporu pola lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim, Mielizna Płocińska, 6 III 1982; B – 4 III 2003; C – na Zalewie Wiślanym w rejonie Fromborka, 9 III 1983; D – przy półwyspie Rów na Zalewie Szczecińskim, 6 I 1999	109

5.3.	Podłużne formy lodu stłoczonego powstałe w wyniku naporu pola lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Kopic, 5 III 1980; B – Czarnocina, 4 I 2002; C – Płocina, 11 II 1981; D – na Zalewie Wiślanym w Krynicy Morskiej, 2 III 1999	110
5.4.	Nasuujące się tafle lodowe po zboczu nawietrznym zwału lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 9 III 2011; na Zalewie Wiślanym w rejonach: B – Fromborka 16 III 2011 i C – Tolkmicka, 25 II 2017; D–F – przy półwyspie Rów na Zalewie Szczecińskim, 7 II 1973	111
5.5.	Zmiany wysokości zwału lodowego (H) w okresie ochłodzenia (temp. pow. $<0^{\circ}\text{C}$) na Wysoku Warpieńskim Zalewu Szczecińskiego (A) ze zsyn- chronizowanym przebiegiem średniej dobowej temperatury (t) (B) w okresie 22 I – 26 III 1996	113
5.6.	Zmiany wysokości zwału lodowego (H) w okresie ocieplenia (temp. pow. $>0^{\circ}\text{C}$) na Wysoku Warpieńskim Zalewu Szczecińskiego (A) ze zsyn- chronizowanym przebiegiem średniej dobowej temperatury powietrza (T) (B) w okresie 24–30 I 2000 roku.	114
5.7.	Depresja lodowa wokół zapadającego się zwału lodowego: A – na Zalewie Szczecińskim w rejonie Miroszewa, 19 I 1996; B – na Mielźnie Płocińskiej, 4 III 2003	115
5.8.	Depresja lodowa wzdłuż brzegu: A – Zalewu Szczecińskiego w rejonie Płocina, 11 II 1981; B – Karnocic, 17 II 2009; C – na jeziorze Dąbie Małe w rejonie Szczecina-Dąbia, 23 III 2013; D – na Zatoce Nowowarpieńskiej Zalewu Szczecińskiego w Nowym Warpnie, 12 II 2019	116
6.1.	Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 19 II 1979 roku o godzinie 00 UTC.	122
6.2.	Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 20 I 1980 o godzinie 00 UTC ..	123
6.3.	Sytuacja meteorologiczna nad Europą w dniu 19 I 1982 roku o godzinie 00 UTC.	124
7.1.	Poziom morza w trakcie rozwoju lodu na brzegu Zatoki Pomorskiej w lutym 2021 roku: A – poziom morza w Świnoujściu (7–25 II 2021) z oznaczonym czasem tworzenia wałów śryżowych (1–3); B – profil brzegu z formami nasunięcia lodu (1–3) i ich wysokością przy danym poziomie morza	129
7.2.	Wysokość wałów śryżowych w Międzyzdrojach w lutym 2021 roku: A – tworzenie wału nr 2, 10 II 2021; B – utworzony wał nr 3, 14 II 2021 roku (1–3 nr wałów, rys. 7.1)	129

7.3.	Przykłady poziomu wody (HSL, cm) i warunków wiatrowych oraz wysokości i formy nasuniętego na brzeg lodu w Zatoce Pomorskiej (A–C) i na Zalewie Wiślanym (D): A – nasunięta nisko na skłon brzegu i wąska strefa lodu, zima 2003; B – szerokie pole lodu stłoczonego i wały śryżowe utworzone na plaży, 2006; C – wysoko nasunięte i przebudowane wały śryżowe przy dużych sztormach, 2010; D – Wysokie nasunięcie i spiętrzenie lodu na Zalewie Wiślanym, 2024	130
7.4.	Niszczenie i przebudowa wałów śryżowych podczas sztormu z 30 I 2010 roku z poziomem morza HSL = 566 cm (rejon Kołobrzeg-Ustronie Morskie-Gąski): A – początek sztormu i niszczenie wału śryżowego (z 9 I 2010), Gąski; B – zwiększenie falowania i poziomu wody powoduje rozbijanie pokrywy lodowej, Sarbinowo; C – bryły lodu z osadem naniesione pod klif w Gąskach, z przodu nowy wał śryżowy i lód stłoczony po ustaniu sztormu (31 I 2010); D – wysokie na 4,5 m wały śryżowe utworzone w Ustroniu Morskim przy poziomie wody 566 cm (31 I 2010)	131
7.5.	Warunki hydrologiczno-meteorologiczne formowania różnych postaci lodu na brzegu w styczniu 2010 roku (1–31 I 2010), Mrzeżyno, km 351: A – prędkość wiatru; B – temperatura powietrza; C – poziom morza, postaci formowanego lodu; D – profil brzegu z lodem spiętrzoneym i stłoczonym (formy nr 1–4); E – wał śryżowy i lód stłoczony (forma nr 1 i 2); F–G – formy lodu stłoczonego (nr 2 i 4) i zwał lodowy oraz wał śryżowy (nr 3)	132
7.6.	Zależność wysokości nasunięcia lodu na brzeg (rozumiana jako wysokość gruntu) od poziomu morza.	133
8.1.	Liczba zim bez zjawisk lodowych w poszczególnych dekadach; 1950/1951–2019/2020	139
8.2.	Daty pojawienia się pierwszego lodu w danym sezonie w poszczególnych dekadach: A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1950/1951–2019/2020	140
8.3.	Kwartyle, średnie i ekstrema pojawiania się pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie: A – 1946/1947–2023/2024; B – 1946/1947–1987/1988; C – 1988/1989–2023/2024	141
8.4.	Średnie terminy zaniku ostatniego lodu w danym sezonie w poszczególnych dekadach: A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1950/1951–2019/2020	143
8.5.	Kwartyle, średnie i ekstrema zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie: A – 1946/1947–2023/2024; B – 1946/1947–1987/1988; C – 1988/1989–2023/2024	145

8.6.	Długość sezonu lodowego w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendu, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1946/1947–2023/2024	146
8.7.	Średnie długości sezonów lodowych w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000	147
8.8.	Kwartyle, średnie i ekstrema długości sezonu lodowego w okresach 1946/1947–2023/2024 (A), 1946/1947–1987/1988 (B) i 1988/1989–2023/2024 (C).	148
8.9.	Liczba dni z lodem w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendu, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu; B – w portach; C – na zalewach; 1946/1947–2023/2024	150
8.10.	Średnie liczby dni z lodem w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000	151
8.11.	Kwartyle, średnie i ekstrema liczby dni z lodem w okresach 1946/1947–2023/2024 (A), 1946/1947–1987/1988 (B) i 1988/1989–2023/2024 (C)	152
8.12.	Maksymalna grubość lodu w poszczególnych zimach wraz z prostymi trendu, ich równaniami, współczynnikami determinacji R^2 i poziomami istotności trendu p : A – na morzu, 1954/1955–2023/2024; B – w portach, 1946/1947–2023/2024; C – na zalewach, 1946/1947–2023/2024	153
8.13.	Maksymalna grubość lodu w poszczególnych zimach w okresach 1946/1947–2023/2024 (morze – od 1954/1955) i 1946/1947–1999/2000.	154
8.14.	Kwartyle, średnie i ekstrema maksymalnej grubości lodu w poszczególnych zimach: A – 1946/1947–2023/2024 (morze – od 1954/1955); B – 1946/1947–1987/1988 (morze – od 1954/1955); C – 1988/1989–2023/2024.	155
9.1.	Nasunięcia lodu na brzeg Zatoki Pomorskiej, jego wytapianie i efekty morfologiczne na plaży w okresie od 10 II do 5 III 2021: A1–A3 – lód stłoczony, erozja wału brzegowego; B1–B3 – wał śryżowy, akumulacja na wale brzegowym	162
9.2.	Wysokie nasunięcie lodu: A – na brzeg pod klif, Wiselka; B – na wydęg, Międzyzdroje	163
9.3.	Wysokość i zasięg nasunięcia lodu na brzeg w zależności od wysokości plaży (w tym po erozji przez sztorm) i poziomu morza, Międzyzdroje, km 412: 2012 – nasunięcie na wał brzegowy przy średnim poziomie morza, HSL = 542 cm. 2011 – wysokie nasunięcie i spiętrzenie lodu przy wysokim poziomie morza, HSL = 589 cm. 2010 – wysokie nasunięcie lodu na niską plażę przy średnim poziomie morza, HSL = 551 cm, HSL – wysokość poziomu morza. . .	165

9.4. Erozja nadbrzeża przez nasunięcie lodu: A – podstawa wydmy, Zatoka Pomorska, 2011; B – podstawa i stok klifu, Zalew Wiślany, 2024	166
9.5. Przykłady wpływu nasunięcia lodu na brzegi zalewów: A – wyorany z podłoża i zwałowany materiał przez krę nasuniętą na niski brzeg, Zalew Wiślany; B – akumulacja trzcinowiska ściętego z brzegu organicznego, jeden z pływaków ze znaczonego rurociągu na zalewie, Zalew Wiślany; C – osad z dna naniesiony wraz z lodem na plażę i wydmy, Zalew Pucki; D – głazy z opaski wyniesione 1,2 m n.p.m. na brzeg, Zalew Pucki	168
9.6. Uszkodzone i zniszczone drzewa oraz krzewy przez nasunięcie lodu na brzegi zalewów i jezior: A – zwał lodowy oparty o gęste zarośla i drzewa, powodujący ich łamanie, Tolkmicko, Zalew Wiślany, I 2024; B – zwał nasunięty na krzewy róży pomarszczonej, Kuźnica, Zalew Pucki, I 2024; C – zniszczone trzcinowisko oraz uszkodzone i przewrócone drzewa, widoczne blizny po lodzie Frombork, Zalew Wiślany, I 2024; D – nisko położone blizny lodowe na pniu drzewa, Zagórze, Zalew Szczeciński, IX 2022; E – wysoko położone blizny lodowe na drzewach, Rąbka, jezioro Łebsko, VI 2021	170
9.7. Wpływ różnych form spiętrzenia lodu na brzegu morskim (A) na powstałe formy morfologiczne podłoża po jego wytopieniu (B), Zatoka Pomorska	173
9.8. Podłużne zagłębienia wytopiskowe na plaży Mierzei Bramy Świny w różnych latach	174
9.9. Akumulacja osadu na brzegu piaszczystym związana z nasunięciem lodu: A – Zalew Wiślany, 2024; B – Zatoka Pomorska, 2021	175
9.10. Wały brzegowe formowane z osadu wytapianego z pokrywy lodowej, Zatoka Pomorska, II 2024: A – wał u czoła lodu; B – wał wewnątrz lodu.	176
9.11. Powstawanie deformacji akumulacyjnych na podłożu plaży z osadu wytapianego z brył lodu: lód z przymarzniętym osadem (A) w trakcie wytapiania (B1 – materia organiczna, B2 – piasek) tworzy kopce z piasku lub materii organicznej często z lodem pogrzebanym (C)	177
9.12. Rozpoznane formy deformacyjne na plaży po wytopieniu lodu, 1–4 – miejsca nasunięć rodzaju lodu i powtarzalne formy rzeźby.	178
9.13. Lód pogrzebany w osadzie plaży (rys. 9.12, nr 4): A – widok ogólny utworzonej formy; B – odsłonięcie i miąższość pokrywy piasku nad lodem . .	178
Symposium Jubileuszowe Profesora Józefa Girjatowicza z okazji 50-lecia pracy badawczej i 30-lecia pracy na Uniwersytecie Szczecińskim, 16 listopada 2023 roku.	210

Spis tabel

1.1. Terminy pojawienia się pierwszego lodu i zaniku ostatniego lodu na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000	18
1.2. Długość sezonu lodowego i liczba dni z lodem na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000	28
1.3. Maksymalna grubość lodu na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku; 1946/1947–1999/2000	31
3.1. Hydrologiczne i meteorologiczne warunki podczas nasuwania się pola lodowego na brzegi Zalewu Szczecińskiego i Zalewu Wiślanego	76
3.2. Liczba blizn lodowych na drzewach z poszczególnych kierunków na brzegach zalewów i jezior przybrzeżnych południowego Bałtyku.	82
4.1. Warunki hydrologiczno-meteorologiczne towarzyszące powstawaniu wałów śryżowych na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku	98
5.1. Grubość pola lodowego (h) i odpowiadająca jej minimalna prędkość wiatru (v_{min}) umożliwiającą ruszenie i zwałowanie lodu na zalewach południowego Bałtyku.	107
5.2. Maksymalna wysokość zwału lodowego (H) i odpowiadająca jej minimalna grubość lodu (h_{min}) umożliwiającą uformowanie zwału lodowego na zalewach południowego Bałtyku.	108
6.1. Warunki meteorologiczne podczas występowania inwersji zlodzenia (wzrostu grubości pokrywy lodowej wraz ze wzrostem odległości od brzegu) na południowym Bałtyku	121
7.1. Wysokości i odległości nasunięcia lodu na brzegi akwenów morskich i przybrzeżnych w XXI wieku.	135

8.1. Średnie terminy wystąpienia pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000.	139
8.2. Średnie terminy wystąpienia pierwszych zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024.	142
8.3. Średnie terminy zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–2023/2024 i 1946/1947–1999/2000.	144
8.4. Średnie terminy zaniku ostatnich zjawisk lodowych w danym sezonie w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024.	144
8.5. Średnie długości sezonów lodowych (liczba dni) w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024	149
8.6. Średnia liczba dni z lodem w okresach 1946/1947–1987/1988 i 1988/1989–2023/2024	151
8.7. Średnia maksymalna grubość lodu w zimach (cm) w okresach 1946/1947–1987/1988; morze – od 1954/1955 i 1988/1989–2023/2024.	156
9.1. Rodzaj lodu i jego wpływ na plażę morską	164
9.2. Hydrologiczne i meteorologiczne warunki podczas nasuwania się lodu na brzegi Zalewu Szczecińskiego i Wiślanego	169

Abstract

Ice phenomena on the southern coast of the Baltic Sea

Keywords: ice parameters, ice forms and processes, ice erosion and accumulation, climate change, coastal lakes and lagoons

The aim of the present monograph is to present the ice phenomena on the southern coast of the Baltic Sea in its entirety. Each ice phenomena has been documented with photographs taken in the field, starting from the 1970s. Moreover, the study presents the spatial differentiation of ice parameters, their characteristics, changes in time and the influence of the wind and the water level on the ice shifting onto the shore. The characteristics of ice phenomena were based on the analysis of the dates of the emergence of the first ice and the disappearance of the last ice, the duration of the ice season, number of days with ice, and the maximum ice thickness in winter from the period 1946/47 to 2023/24.

Noticeable differences in ice phenomena were found between enclosed water bodies (coastal lakes and lagoons, harbours) and open ones (the open sea zone, including the Bay of Pomerania and Gdańsk Bay). In enclosed water basins, ice emerged earlier and disappeared later. Ice phenomena occurs on all waters of the southern Baltic Sea. The ice phenomena also changes depending on the phase of its development. They were discussed in the paper, including the forms of deformed and piled ice and its influence on the shores of water bodies.

Hydro-meteorological conditions for ice development are presented. The ice conditions are more mild considerably since the mid-20th century and especially since the second half of the 1980s. Ice started to emerge later and to disappear earlier; it remained for shorter periods; the number of days with ice and ice thickness have decreased

The influence of ice on the shores of the analysed water bodies is discussed. The effects of the influence of ice on the morphodynamics, flora, and infrastructure have been observed not only on the seashore, but also in lagoons and coastal lakes. They depend on hydrological and meteorological factors, the height and relief of the coast, and on the distance between terrain obstacles.

Abstrakt

Zjawiska lodowe na brzegach akwenów południowego Bałtyku

Słowa kluczowe: parametry zlodzenia, formy i procesy lodowe, erozja i akumulacja lodowa, zmiany klimatyczne, zalewy i jeziora przybrzeżne

Celem monografii jest przedstawienie całokształtu zjawisk lodowych na południowym wybrzeżu Bałtyku. Każde zjawisko lodowe zostało udokumentowane fotografiami wykonanymi w terenie, poczynając od lat 70. XX wieku. Przedstawiono przestrzenne zróżnicowanie parametrów lodowych, ich charakterystykę, zmiany w czasie, wpływ wiatru i poziomu wody na wysokość nasunięcia lodu na brzeg oraz oddziaływanie lodu na brzeg. Charakterystykę zlodzenia oparto na analizie terminów wystąpienia pierwszego lodu i zaniku ostatniego lodu, długości sezonu lodowego, liczby dni z lodem i maksymalnej grubości lodu w zimie z okresu 1946/1947–2023/2024.

Stwierdzono wyraźne zróżnicowanie zlodzenia między akwenami osłoniętymi (zalewy i jeziora przybrzeżne, porty) i nieosłoniętymi (strefa otwartego morza łącznie z zatokami Pomorską i Gdańską). Na akwenach osłoniętych zjawiska lodowe znacznie wcześniej pojawiają się i później zanikają. Zjawiska lodowe pojawiają się na wszystkich wodach południowego wybrzeża Bałtyku. Występują one z różną częstością. Zjawiska lodowe zmieniają się również w zależności od stadium ich rozwoju. Zostały omówione w pracy, w tym formy lodu zdeformowanego i spiętrzonego oraz jego wpływ na brzegi akwenów. Przedstawiono warunki hydrometeorologiczne rozwoju lodu. Warunki lodowe

od połowy XX wieku, a zwłaszcza od drugiej połowy lat 80. XX wieku, uległy znacznemu złagodzeniu. Lód zaczął później pojawiać się, wcześniej zanikać, krócej występować, zmniejszyła się liczba dni z lodem i grubość lodu.

W pracy omówiono również wpływ lodu na brzegi analizowanych akwenów. Skutki oddziaływania lodu na morfodynamikę, roślinność i infrastrukturę obserwuje się nie tylko na brzegach morza, ale także na zalewach i jeziorach przybrzeżnych. Zależą one od czynników hydrologiczno-meteorologicznych, wysokości i ukształtowania brzegu oraz od odległości przeszkód terenowych od brzegu.

Posłowie

Profesor Józef Girjatowicz dziękuje Bogu za opiekę i doświadczenia podczas 54-letnich badań na polach lodowych na akwenach południowego wybrzeża Bałtyku. Dziękuje również współpracownikom za pomoc w badaniach naukowych, pani Magdalenie Klimczak za opracowanie graficzne map i części rycin oraz recenzentowi profesorowi Adamowi Choińskiemu za szczegółową recenzję niniejszej monografii.

W dniu 16 listopada 2023 roku w Instytucie Nauk o Morzu i Środowisku Uniwersytetu Szczecińskiego odbyło się sympozjum poświęcone badaniom naukowym Profesora Józefa Girjatowicza i 30-leciu jego pracy na Uniwersytecie Szczecińskim. Podczas spotkania omówiono kierunki wieloletnich badań, główne osiągnięcia i sukcesy naukowe Profesora.



Symposium Jubileuszowe Profesora Józefa Girjatowicza z okazji 50-lecia pracy badawczej i 30-lecia pracy na Uniwersytecie Szczecińskim, 16 listopada 2023 roku

A – wystąpienie Jubilata; B – uczestnicy sympozjum

Fot. Agnieszka Strzelecka

Opracowanie tematu zjawisk lodowych na brzegach południowego Bałtyku stanowi swoistą syntezę wiedzy dotyczącą tych zagadnień. Problem badawczy, który postawili sobie do rozwiązania Autorzy jest ambitny i zarazem bardzo trudny. Dotyczy on bowiem analizy wielu składowych, tj. zlodzenia samego morza, jego kontaktu z lądem, zalewów, basenów portowych, ujść rzecznych oraz jezior przybrzeżnych. Do tego dochodzi jeszcze długa i zróżnicowana strefa brzegowa (np. różne głębokości, deniwelacje strefy brzegowej, różnorodna jej ekspozycja) oraz dwie strefy przygraniczne. Realizacja tego przedsięwzięcia była możliwa nie tylko pod warunkiem zgromadzenia odpowiedniego zbioru materiałów archiwalnych, lecz wymagała ogromnego doświadczenia w pracach terenowych. Jest to bowiem efekt obserwacji Profesora Girjatowicza zapoczątkowanych około 50 lat temu (vide np. zdjęcia). Dzięki temu praca przedstawia nie tylko zachodzące przebiegi zlodzenia i ich trendy, ale ukazuje np. rzadkie zjawiska związane z lodem, jak też sytuacje ekstremalne. Zatem znaleźć w niej można przykłady zim wyjątkowo surowych i niezwykle ciepłych. Mamy więc cały przekrój zjawisk, którymi przyroda może nas „zaskoczyć”.

Jeśli powyższą pracę określimy mianem skryptu, wówczas jej odbiorcami mogą być studenci geografii, oceanografii, a także wydziałów nawigacyjnych w szkołach morskich. Jeśli natomiast pracę zaliczymy do monografii naukowych, wówczas zainteresowane nią będą służby związane z żegluga, z ochroną brzegów morskich i wreszcie wiele osób zajmujących się problematyką naukową związaną ze strefą kontaktową morza z lądem.

Z recenzji prof. dr. hab. Adama Choińskiego



71-101 Szczecin, ul. Mickiewicza 64
tel. 91 444 20 06, 91 444 20 09
e-mail: wydawnictwo@usz.edu.pl
www.wn.usz.edu.pl

ISBN 978-83-7972-952-4 (online)
ISBN 978-83-7972-951-7 (print)

