

◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYCZYNKI

Krzysztof KOŻUCHOWSKI

STOWARZYSZENIE KLIMATOLOGÓW POLSKICH

Joanna WIBIG 

UNIWERSYTET ŁÓDZKI, WYDZIAŁ NAUK GEOGRAFICZNYCH

ZAKŁAD METEOROLOGII I KLIMATOLOGII

WSPÓŁCZESNE ZMIANY ZŁODZENIA BAŁTYKU A CYRKULACJA ATMOSFERYCZNA CONTEMPORARY CHANGES OF THE ICE COVER ON THE BALTIC SEA AND ATMOSPHERIC CIRCULATION

Ocieplenie klimatu i zlodzenie Bałtyku po 1988 r.

W okresie po 1988 r. wystąpiło przyspieszone i znaczące ocieplenie klimatu: „nastąpiła skokowa przebudowa reżimu przebiegu temperatury rocznej nad Polską i w całej Europie” (Marsz 2023, s. 55). Średnia roczna temperatura w Polsce przekroczyła poziom 8,5°C, tzn. wzrosła o ponad 1 deg w porównaniu ze średnią z lat 1951-1988. Już w latach 90. Sazonov i in. (1992, 1994) sygnalizowali, że w ciągu krótkiego czasu temperatury miesięcy zimowych w północno-wschodniej Europie wzrosły o wielkość sięgającą 4-5 odchyłeń standardowych. Tak zwany wskaźnik łagodnych zim (MWI) w Polsce na przełomie lat 80. i 90. powiększył się dwukrotnie (Kožuchowski 2009). W sezonach zimowych znacznie zmalała częstość występowania temperatur ujemnych, nieco wolniej wzrastała częstość dni z temperaturą >5°C. „W ostatnich trzech dekadach luty przestał już być mroźny [...] z miesięcy zimowych pozostał nam już tylko styczeń [...] jego średnia temperatura wzrosła do ledwie -1°C”. (Miętus 2024, s. 5).

Temperatura w sezonie zimowym w oczywisty sposób decyduje o wielkości powierzchni lodowej Morza Bałtyckiego. Korelacja maksymalnych zasięgów zlodzenia (MIE¹ – wskaźnik największego zlodzenia w 10³ km² powierzchni lodu) i średniej temperatury okresu od grudnia do marca jest bardzo wysoka ($r = 0,91$; Seina, Palasuo 1993). Temperatura wód powierzchniowych Bałtyku od 1990 r. wzrosła o ponad 1,5 deg (HELCOM 2013). Wskutek ocieplenia, już w zimie 1988/1989 maksymalne zlodzenia Bałtyku

¹ W niektórych pracach używano także akronimu MIB (np. HELCOM 2013; Haapala i in. 2015).

objęło zaledwie 53 tys. km², tj. mniej niż 13% obszaru morza (Kożuchowski 1994). W zimie 2007/2008 odnotowano tylko 49 tys. km² powierzchni lodu. W całej serii wskaźników zlodzenia Bałtyku, opublikowanej przez Seina i Palasuo (1993) i sięgającej 1720 r., historyczne minimum (37 tys. km² tj. 8,8 % powierzchni morza) wystąpiło w zimie 2019/2020 (Marsz, Styszyńska 2021). Warto zauważyć, że wieloletnia średnia wartość wskaźnika zlodzenia Bałtyku (wg danych z okresu 1720-1992) wynosiła ponad 218 tys. km², tj. 52% powierzchni morza.

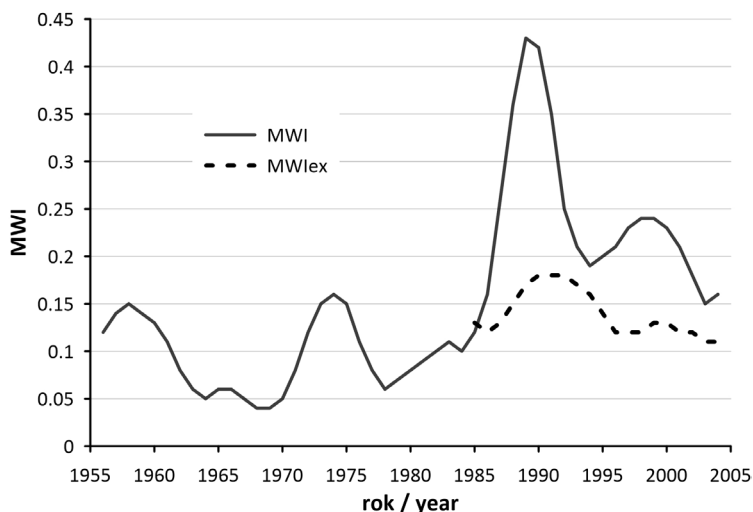
W świetle wielu danych, m.in. na podstawie znaczącej i względnie trwałej redukcji zlodzenia Morza Bałtyckiego, zmianę klimatu po 1988 r. można określić, używając dawniejszej terminologii klimatologicznej, jako „klimatyczną nieciągłość” (*climatic discontinuity*, wg Michel 1966) albo jako „załamanie klimatu” (*Klimaverwerfung*, wg Rudloff 1967). W historii pomiarów MIE byłaby to kolejna nagła zmiana. Wcześniejsze „załamanie”, które Omstedt i Chen (2001) określili jako *change point*, zanotowano na przełomie lat 1877 i 1878², kiedy to wskaźnik zlodzenia zmalał od 420 do 72 MIE, a jego wieloletnie średnie zmniejszyły się od 236 w okresie 1720-1877 i do 192 MIE w okresie 1878-1997. Warto podkreślić, że nie mniejsze okazały się zmiany zlodzenia w końcu lat 80. XX w. Wskaźniki MIE zmniejszyły się od 407 w 1987 r. do 153 w 1988 r. i do 60 w 1989 r., a średnie od 201 w okresie 1892-1988 do 134 w okresie 1989-2023. Wymienione zmiany średnich w obu „punktach zmiany” (1877/1878 i 1988/1989) były statystycznie istotne.

Cele opracowania, metody i dane klimatologiczne

Przedstawione w niniejszym artykule charakterystyki zlodzenia Bałtyku mają na celu udokumentowanie i uzasadnienie wniosku o jakościowej zmianie klimatu sezonów zimowych ostatnich 35 lat w rejonie Morza Bałtyckiego. Jednocześnie poszukiwane są wyjaśnienia tej zmiany, ze wskazaniem na równoległe obserwowane nasilenie cyrkulacji strefowej nad Atlantykiem Północnym i Europą. Poza historycznym minimum zlodzenia Bałtyku w 35-leciu 1989-2023, zanotowano także „historyczne maksimum” indeksu NAO Hurrella, sięgające wartości NAO = 5,08 podczas zimy 1988/1989. Była to najwyższa wartość tego indeksu Oscylacji Północnoatlantyckiej według danych od 1864 r. (Kożuchowski Wibig 2021).

W artykule próbowano też sprawdzić, czy zmiany warunków cyrkulacyjnych po 1988 r. mogą w pełni tłumaczyć redukcję wielkości zlodzenia Bałtyku. W tym celu zastosowano prostą metodę estymacji i ekstrapolacji wskaźnika zlodzenia MIE w okresie 1989-2023 na podstawie liniowych zależności MIE od wskaźników cyrkulacji we wcześniejszych latach (1892-1988). Jest to sposób wykorzystany do estymacji wskaźnika łagodnych zim (MWI), który pokazał, że zimowe ocieplenie w Polsce w latach 90. XX w. przekraczało rozmiary uwarunkowane przez wzrost nasilenia cyrkulacji strefowej określonej przez indeks NAO (Kożuchowski 2009) (rys. 1).

² Rok 1877 oznacza tu zimę 1876/1877, rok 1878 zimę 1877/1878; analogiczne oznaczenia zastosowano też w dalszej części tekstu artykułu.



Rys. 1. Zmiany wskaźnika łagodnych zim (MWI) w Polsce: wartości obserwowane w okresie 1952-2008 i wartości ekstrapolowane (MWI_{ex}) na okres 1981-2008 na podstawie zależności MWI od indeksu NAO Hurrella z poprzedniego 30-letcia (obie serie czasowe wyrównane 9-punktowym filtrem Gaussa).

Fig. 1. Changes in the mild winter index (MWI) in Poland: values observed in the period 1952-2008 and values extrapolated (MWI_{ex}) for the period 1981-2008 based on the dependence of the MWI on the NAO Hurrel index of the previous 30 years (both time series smoothed with 9-point Gauss filter).

W dalszej części pracy wykorzystano obserwowane wskaźniki zlodzenia Bałtyku (MIE_{obs}) – są to oryginalne dane z okresu 1892-2023, zawierające wartości maksymalnego rocznego zasięgu pokrywy lodowej i pochodzące z opracowania Seina i Palasuo (1993) oraz publikowane przez Finnish Meteorological Institute (2023). Przeanalizowano także estymowane wskaźniki zlodzenia (MIE_{est}), które zostały określone na podstawie liniowej zależności obserwowanych wskaźników zlodzenia od indeksu NAO Hurrella i frekwencji makroform cyrkulacji środkowo-troposferycznej W^3 w okresie 1989-2023 oraz tzw. ekstrapolowane wskaźniki zlodzenia (MIE_{ex}), będące oceną MIE w okresie 1989-2023 na podstawie zależności MIE od indeksu NAO i frekwencji W w poprzedzającym czasie (1892-1988). Zależności ekstrapolowane na przyszłość, tj. z okresu A (1892-1988) na okres B (1989-2023) (MIE_{ex}), stanowią podstawę oceny uwarunkowań przemian klimatycznych obserwowanych po 1988 r.

W niniejszym opracowaniu wykorzystano trzy szeregi czasowe danych klimatologicznych: szereg wskaźnika maksymalnego zlodzenia Bałtyku (MIE), szereg indeksów NAO wg Hurrella i szereg frekwencji strefowych makrotypów cyrkulacji (W) w sezonie XI-III (NDJFM) wg klasyfikacji Vangenhema-Girsa. Wszystkie szeregi obejmują okres

³ Makrotyp W reprezentuje strefową formę cyrkulacji na poziomie 500 hPa wg klasyfikacji Vangenhema-Girsa; opis m.in. w pracy Marsza (2023).

od 1892 do 2023 r.⁴. Bardziej szczegółowo analizowano relacje między wskaźnikami MIE i NAO. Dane obejmujące frekwencję makroform cyrkulacji strefowej W potraktowano jako uzupełnienie (bądź potwierdzenie) wyników dotyczących wpływu cyrkulacji strefowej na zmienność wskaźnika zlodzenia MIE, ze względu na to, że jakość tych danych z dawniejszych lat (np. sprzed 1949 r.) może budzić pewne zastrzeżenia.

Strefowej formie cyrkulacji środkowo-troposferycznej (W) odpowiada pogłębiona depresja ciśnienia na poziomie morza, rozciągająca się od Islandii po Morze Karskie (Kożuchowski, Degirmendźić 2018). Występowanie formy W wpływa na wzrost indeksu NAO (Marsz 2023) i powoduje m.in. powstawanie tzw. długotrwałych fal ciepła w Polsce w sezonie zimowym. Z kolei południkowe formy cyrkulacji środkowo-troposferycznej sprzyjają falam chłodu, a dotyczy do zwłaszcza formy C, którą można powiązać z wystąpieniem ostatniego pełnego zlodzenia Bałtyku w 1947 r. (Degirmendźić, Kożuchowski 2017). Natomiast za bezpośrednią przyczynę redukcji zlodzenia w latach 1989-2023 należałoby uznać rozwiniętą pozytywną fazę NAO i związane z nią adwekcje ciepłego powietrza znad oceanu. Na znaczenie NAO w kształtowaniu zlodzenia Bałtyku wskazywał m.in. raport HELCOM (2013).

Zarówno zmiany warunków cyrkulacyjnych, jak i złagodzenie zim nad Bałtykiem, można przy tym traktować jako wyraz globalnego ocieplenia klimatu (Sztobryn i in. 2012; HELCOM 2013; Dyrzc 2019). Należy jednakże podkreślić, że rozważane dalej zależności wynikają jedynie z korelacji kilku badanych zmiennych, a ich związki przyczynowo skutkowe mogą pozostawać niedookreślone lub co najmniej niepewne.

Analizy zmian i wzajemnych korelacji rozpatrywanych wskaźników klimatologicznych zostały wykonane na podstawie danych z całego wielolecia 1892-2023 oraz z dwu jego części 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B). Część B reprezentuje tu okres wyróżniający się znaczącym złagodzeniem ostrości zim nad Bałtykiem, przy równoczesnym nasileniu cyrkulacji strefowej w Europie.

Korelacje MIE, NAO i W

Trzy wymienione szeregi czasowe wskaźników klimatologicznych są wzajemnie znacząco skorelowane (tab. 1). Współczynniki korelacji wskaźnika zlodzenia i dwu wskaźników cyrkulacji strefowej są ujemne, przy czym widać, iż korelacje wskaźników MIE i NAO są wyraźnie silniejsze od korelacji MIE z frekwencją makroform cyrkulacji strefowej (W). Widać także, że siła związków korelacyjnych trzech zmiennych wzrosła w okresie B. Współczynnik korelacji wskaźników cyrkulacji strefowej NAO i W ($r = 0,63$) okazał się bliski wartości podanej przez Marsza (2023) na podstawie danych z okresu

⁴ Źródła danych: maksymalny zasięg zlodzenia Bałtyku MIE: Seina, Palasuo (1993), Finnish Meteorol. Inst. (2023), indeks NAO: Hurrell Station Based DJFM NAO index, frekwencja makroform W: Dmitriev, Belyazo 2006; dane z okresu 2005-2023 Laguna V.E. (Instytut Badawczy Arktyki i Antarktyki, St. Petersburg), kom. pryw. dzięki pośrednictwu prof. A.A. Marsza.

Tabela 1. Korelacje wskaźników MIE, NAO i W wg danych z okresu 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B): współczynniki korelacji liniowej (r) oraz korelacji wielokrotnej (R).

Table 1. Correlations of MIE, NAO and W indices according to data from the periods 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B): linear correlation coefficients (r) and multiply correlation coefficients (R).

A+B (1892-2023)		
	MIE	
r = -0,60	R = 0,63	r = -0,46
NAO	r = 0,51	W
A (1892-1988)		
	MIE	
r = -0,58	R = 0,59	r = -0,37
NAO	r = 0,44	W
B (1989-2023)		
	MIE	
r = -0,66	R = 0,72	r = -0,64
NAO	r = 0,63	W

Tabela 2. Średnie, błędy standardowe średnich oraz odchylenia standardowe wskaźników MIE, NAO i W w okresach 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B).

Table 2. Averages, standard errors of averages and standard deviations of MIE, NAO and W indices in the periods 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B).

Wskaźnik Index	Średnia Average	Błąd standardowy średniej Standard error of average	Odchylenie standardowe Standard deviation
	Okres/Period A + B (1892-2023)		
MIE	183,0	8,5	97,7
NAO	0,33	0,17	1,98
W	52,4	1,7	18,9
	Okres/Period A (1892-1988)		
MIE	200,7	10,3	101,6
NAO	0,06	0,18	1,81
W	48,8	2,0	19,3
	Okres/Period B (1989-2023)		
MIE	134,2	10,8	63,9
NAO	1,06	0,39	2,24
W	62,2	2,4	14,0

1951-2015 (r = 0,62) ocenianej jako „wysoko istotna”. We wcześniejszych latach (okres A) ta sama korelacja była znacznie słabsza (r = 0,44), co w pewnym stopniu uzasadnia powyższe zastrzeżenia dotyczące jakości serii W sprzed 1949 r. W okresie B wskaźnik

złodzenia Bałtyku MIE wykazał podobną, istotną korelację zarówno z indeksem NAO, jak i z frekwencją makrotypów W. Zwraca uwagę występująca w tym okresie wysoka wielokrotna korelacja wszystkich trzech zmiennych ($R = 0,72$).

Korelacje zmiennych MIE, NAO i W znajdują odzwierciedlenie w postaci zmian średnich wartości tych wskaźników, które obrazują też różnicę między okresami A i B (tab. 2). Zgodnie ze znakami współczynników korelacji, wyższym wskaźnikom złodzenia (MIE) odpowiadają obniżone wskaźniki cyrkulacji strefowej NAO i W. Biorąc pod uwagę błędy standardowe oceny średnich MIE, wielkość spadku średniej złodzenia w okresie B można uznać za istotną zmianę w porównaniu ze średnią opisującą złodzenie w okresie poprzedzającym (A). Wielkość tego spadku ($\Delta MIE = -66,5$) znacznie przekracza też połowę odchylenia standardowego ($\frac{1}{2}$ std MIE), co zarazem uzasadnia określenie „załamaniem klimatu” obserwowanej zmiany złodzenia po 1988 r. (zmiana trwająca ponad 30 lat o rozmiarach przekraczających $\frac{1}{2}$ std – „Halbsignawerte”; kryteria wg Rudloffa 1967). Równoległy przyrost średnich wskaźników cyrkulacji NAO i W w tym okresie okazał się znaczący w nieco mniejszym stopniu. Najbardziej wzrosła frekwencja makroformy W.

Rozkłady częstości wskaźnika MIE

Rozkłady częstości wskaźnika złodzenia (rys. 2) pokazują strukturę jego zmienności w całym analizowanym okresie (A+B) oraz w jego częściach A i B. Wykorzystując klasyfikację ostrości zim według wskaźnika złodzenia (Seina, Palasuo 1993) można ocenić, że częstość łagodnych zim ($MIE < 140$) wyniosła w analizowanym okresie 1892-2023 ponad 40%, a w jego części B (1989-2023) osiągnęła 66%. Seina i Palasuo (1993) podają, że w całym wieloletnim obserwacji złodzenia Bałtyku (tj. od 1720 do 1992 r.) częstość łagodnych zim wynosiła 33%.

Z kolei ostre zimy ($MIE \geq 280$ MIE), stanowiące $\frac{1}{3}$ przypadków w latach 1720-1992, zmniejszyły częstość występowania do 15% w okresie A. Po 1988 r. (B) zanotowano tylko jeden przypadek ostrej zimy na Bałtyku – w sezonie 2010/2011 (dokładnie 15.02.2011) powierzchnia lodowa objęła prawie $\frac{3}{4}$ obszaru morza ($MIE = 309$) (Dyrz 2019). Warto podkreślić, że ten znaczący wzrost złodzenia wystąpił w następnym roku po równie znaczącym spadku indeksu NAO do wartości $-4,64$ w zimie 2009/2010 (Osborn 2011). Był to jeden z wyjątków od reguły, według której przyrosty złodzenia występują synchronicznie ze spadkami indeksu NAO; świadczy on prawdopodobnie o pewnej bezwładności warunków termicznych morza sprzyjających jego zamarzaniu⁵.

Charakterystyczna jest prawostronna (dodatnia) skośność wszystkich trzech rozkładów częstości MIE pokazanych na rysunku 2. Skośność ta powiększyła się wyraźnie w 35-leciu 1989-2023, o czym świadczy współczynnik skośności $Sk = 0,92$ (tab. 3). Warto

⁵ Nie tylko warunki termiczne, ale także zmiany zasolenia (wlewy słonych wód atlantyckich przez cieśniny duńskie, zmiany opadowe w dorzeczu Bałtyku i inne drugorzędne przyczyny) mogą wpływać na MIE, a tym samym osłabiać lub wzmacniać obserwowane fluktuacje złodzenia Bałtyku.

Tabela 3. Parametry rozkładów wskaźnika MIE w okresie 1892-2013 (A+B) oraz w latach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B). Min, max – najniższa i najwyższa wartość wskaźnika (lata ich wystąpienia), m – wartość średnia, Me – mediana, Mo – wartość modalna, std – odchylenie standardowe, V – współczynnik zmienności, Sk – współczynnik skośności rozkładu, Ex – współczynnik spłaszczenia rozkładu (kurtozy).

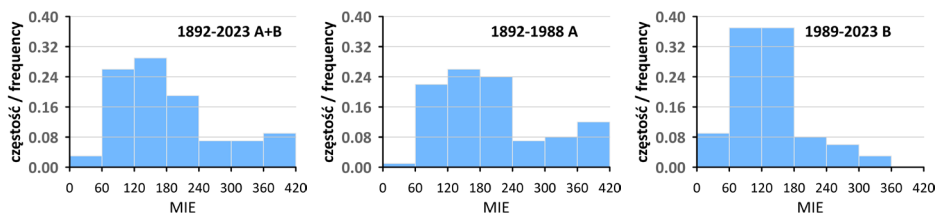
Table 3. Parameters of the MIE index distribution in the period 1892-2023 (A+B) and in the years 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B). Min, max – the lowest and the highest value of index (years of occurrence), m – average value, Me – median, Mo – moda, std. – standard deviation, V – coefficient of variability, Sk – skewness, Ex – coefficient of flattening of the distribution (kurtosis).

Okres/Period	Min	Max	m	Me	Mo	std	V	Sk.	Ex.
A+B	37 (2020)	420 (1893, 1940, 1942, 1947)	183,0	161	147	97,7	0,53	0,77	-0,30
A	62 (1949)	420 (")	200,7	180	138	101,6	0,51	0,66	-0,64
B	37 (2020)	309 (2011)	134,2	127	113	63,9	0,48	0,91	+0,76

tu dodać, że rozkład wieloletniej serii wskaźnika MIE (1720-1992) charakteryzowała skośność $Sk = 0,37$ (Kozuchowski 1996).

W okresie B (1989-2023) nastąpiła jakościowa zmiana kurtozy rozkładu – rozkład MIE stał się leptokurtyczny (ekscs = +0,76) w przeciwieństwie do rozkładu platykurtycznego obrazującego zmienność MIE w latach 1892-1988 (ekscs = -0,64, tab. 3). Wystąpiło skupienie wskaźnika wielkości zlodzenia Bałtyku MIE w pobliżu jego znacznie obniżonych wartości. Zmiana rozkładu wartości MIE w okresie 1989-2023 rysuje się jeszcze ostrzej w porównaniu z rozkładem z poprzedzającego 35-lecia; w okresie 1954-1988 ekscs rozkładu charakteryzował się wartością -1,99, a zatem był najwyraźniej platykurtyczny. Spłaszczenie czy wysmukłość rozkładu kształtują się niezależnie od wielkości próbek, w tym przypadku kształty porównywanych rozkładów sygnalizują jakościową zmianę reżimu zlodzenia jaka nastąpiła po 1988 r. W następnych latach zanikły wartości świadczące o zlodzeniu bliskim całkowitemu zlodzeniu morza ($MIE = 420$ tys. km^3). Zlodzenia bliskie lub równe takiemu stanowi pojawiały się w poprzednim czasie (przed 1989 r.) dość często; w ograniczonym przez poziom $MIE = 420$ rozkładzie MIE widoczne są względnie wysokie częstotliwości w przedziale $360 < MIE < 420$ (rys. 2). Zarysowana tu ewolucja rozkładów wskaźnika zlodzenia w ogólnym zarysie nawiązuje do obrazu zmian frekwencji MIE od 1911 r., jakie przedstawili autorzy opracowania Haapala i in. (2015). Frekwencja wysokich wartości MIE stopniowo zmniejszała się na korzyść frekwencji niskich wskaźników zlodzenia, przy czym na przełomie XX i XXI w. (1991-2011) rozkład MIE stał się wyraźnie wysmukły (*leptos*).

Dystrybuanty wskaźnika MIE w okresach 1989-2023 (B) i 1892-1988 (A) różnią się kształtem wskazującym na koncentrację częstotliwości MIE w zakresie niskich wartości w okresie B; prawie połowa przypadków MIE w okresie A mieści się w przedziale $MIE < 180$, w okresie B jest ich niemal dwukrotnie więcej (rys. 2). Po 1988 r. zmalały wyraźnie inne charakterystyki szeregów MIE: maksima i minima, średnie, mediana i wartość modalna. Zmniejszyło się też znacznie odchylenie standardowe, warto jednak zauważyć, że współczynnik zmienności MIE wykazał pewną stabilność ($V = 0,51$ i $V = 0,48$, tab. 3).



Rys. 2. Empiryczne rozkłady częstości wskaźnika MIE w okresie 1892-2023 (A+B) oraz w latach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B).

Fig. 2. Empirical frequency distribution of MIE index in the period 1892-2023 (A+B) and in the years 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B).

MIE i NAO – zbieżność zmian z roku na rok

Zmienność wieloletniego przebiegu wskaźnika zlodzenia jest w dużym stopniu ukształtowana przez następujące rok po roku różnokierunkowe zmiany (przyrosty i spadki), powtarzające się z wysoką częstością w całym szeregu czasowym MIE. Występuje znacząca, ujemna zbieżność znaków zmian MIE z roku na rok. Z częstością 66% powtarzają się sekwencje kolejnych następujących po sobie rok po roku przyrostów i spadków wskaźnika. Oceną tej powtarzalności są przedstawione w tabeli 4 współczynniki zbieżności Q wg Yule'a i Kendalla (1940) oraz określającej jego istotność wartości testu z . Tabela 4 zawiera także wartości modułu zmian z roku na rok ($|\Delta|$). Można zauważyć, iż po 1988 r. (okres B) zmniejszyła się średnia wielkość zmian MIE z roku na rok, a także częstość sekwencji zmian o przeciwnych znakach.

Zmienność z roku na rok (następstwo przyrostów i spadków) wartości wskaźnika MIE określa ujemny współczynnik zbieżności o wartości bliskiej współczynnikowi charakteryzującemu zmiany z roku na rok indeksu NAO ($Q = -0,55$, wg Kozuchowski, Wibig 2023). Obie zmienne wykazują podobny rytm krótkookresowej zmienności. Co więcej, jest to wspólny rytm zmian, w którym dominują równocześnie występujące zmiany MIE i NAO o przeciwnych znakach. Współczynnik zbieżności Q zmian przyjmuje znaczące ujemne wartości, wykazując, że przyrostom NAO towarzyszą najczęściej spadki wartości MIE i odwrotnie (tab. 5). Tego rodzaju różnokierunkowe zmiany stanowią ponad $\frac{3}{4}$ sekwencji obserwowanych zmian MIE i NAO i podobnie jak współczynniki korelacji potwierdzają istnienie znaczącego związku zlodzenia Bałtyku z Oscylacją Północnoatlantycką (por. tab. 5).

Średnie i anomalne wielkości zlodzenia a wskaźniki cyrkulacji strefowej NAO i W

Średnie wartości wskaźnika MIE odpowiadające ujemnej fazie NAO są wyższe o ponad 50% od średnich MIE w latach, w których faza NAO jest dodatnia. Różnica przekra-

Tabela 4. Zmiany z roku na rok wskaźnika MIE: średnia bezwzględna zmiana MIE $|\Delta|$, współczynnik zbieżności znaków zmian MIE z roku na rok (Q) i test z w okresach 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) i 1989-2013 (B). * współczynniki Q istotne na poziomie 0,05.

Tabela 4. Year-to-year changes if the MIE index: average absolute change in MIE $|\Delta|$, coefficient of sign convergence of MIE changes from year to year (Q) and z test in the period 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) and 1989-2013 (B). *coefficients Q significant at the level 0,05.

Okres/Period	$\Delta = \text{MIE}_{i+1} - \text{MIE}_i$		
	$ \Delta $	Q	z
A+B	92,5	-0,61*	3,83
A	102,5	-0,64*	2,41
B	66,8	-0,55	1,74

Tabela 5. Współczynniki korelacji (r) oraz współczynniki zbieżności zmian z roku na rok (Q) wielkości MIE i indeksu NAO; podano wartości testu t oraz testu z, oceniających istotność współczynników r i Q. (wszystkie współczynniki r i Q są istotne na poziomie $\alpha < 0,01$).

Table 5. Correlation coefficients (r) and coefficients of convergence changes from year to year (Q) of the values of the MIE and NAO indices; the values of t-test and z-test are given, assessing the significance of r and Q. (all coefficients r and Q are significant at the $\alpha < 0.01$ level).

Okres/Period	r (MIE, NAO)	t	Q (MIE, NAO)	z
A+B (1892-2023)	-0,60	8,55	-0,83	5,97
A (1892-1988)	-0,58	6,94	-0,86	5,50
B (1989-2023)	-0,66	5,05	-0,72	2,43

cza wartość odchylenia standardowego MIE. Bezwzględna wartość odchylenia wskaźnika MIE od średniej wieloletniej (w okresie 1892-2023 MIE = 183) podczas fazy ujemnej NAO okazuje się znacznie większa od odchylenia przy fazie dodatniej; standaryzowane wartości odchyleni wynoszą odpowiednio 0,68 i -0,41 (tab. 6). Warto więc zauważyć, że zlodzenie silniej reaguje na wystąpienie niskich, ujemnych wartości indeksu NAO, natomiast wpływ na zlodzenie pozytywnej fazy NAO nie jest aż tak wielki. Potwierdza się w ten sposób spostrzeżenie Omstedta i Chena (2001) dotyczące asymetrii w anomaliach wskaźnika zlodzenia. Dane z tabeli 6 wskazują ponadto, iż w okresie B (1989-2023) średnie zlodzenie Bałtyku, nawet przy ujemnej fazie NAO, utrzymało się poniżej średniej wieloletniej MIE = 183.

Podane w tabeli 6 średnie wskaźniki zlodzenia, występującego w związku z ujemną bądź z dodatnią fazą NAO, w przybliżeniu odpowiadają średnim opublikowanym w opracowaniu Haapala i in. (2015). Znajdujemy tam, że średnia MIE przy indeksach NAO $< -0,5$ wynosi 259, a przy NAO $> +0,5$ średnia MIE = 121 (dane z lat 1900-2011). W tym samym opracowaniu można także znaleźć mapy wektorów wiatrów dolnych nad Europą i północnym Atlantykiem związanych z występowaniem pozytywnej i negatywnej fazy NAO (przyjęto tam odpowiednio: NAO $> 0,5$ i NAO $< -0,5$). Widać, że

Tabela 6. Standaryzowane odchylenia średniej wskaźnika MIE od średniej z okresu 1892-2023 (MIE = 183) w latach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B) w zależności od znaku wskaźnika NAO.

W nawiasach podano średnie wartości MIE dla NAO < 0 (NAO⁻) i NAO > 0 (NAO⁺).

Table 6. Standardized deviations of the average MIE index from the average in the period 1892-2023 (MIE = 183) in the years 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B) depending on the sign of the MIE index. In brackets given the average MIE values for NAO < 0 (NAO⁻) and NAO > 0 (NAO⁺).

A	Średnia/Average	B
NAO < 0		
0,89	0,68 (250)	-0,07
NAO > 0		
-0,30	-0,41 (143)	-0,69
(NAO ⁺ - NAO ⁻)		
-1,19	-1,09 (-107)	-0,61

najsilniejsze zachodnie wiatry obejmują północne części Atlantyku i środkowo-wschodnią Europę (podczas fazy pozytywnej) lub tylko subarktyczną część Atlantyku (podczas występowania indeksów NAO < -0,5). W okresach panowania niskich indeksów NAO nad regionem Morza Bałtyckiego zachodnie składowe wiatrów słabną bądź całkowicie zanikają. Mapy potwierdzają zatem znaczącą korelację warunków termicznych nad Bałtykiem z nasileniem adwekcji powietrza z nad Atlantyku.

Jednakże autorzy cytowanego opracowania wskazują zarazem na „anomalie” tej zależności w postaci występowania względnie wysokich wskaźników zlodzenia podczas trwania pozytywnych faz NAO. Pojawiają się one zwłaszcza w końcowej części zimy, kiedy zasoby ciepła wód morskich są już niewielkie, a zdarzające się epizody sytuacji blokujących zachodni przepływ mas powietrza umożliwiają adwekcyjne i/lub radiacyjne wychłodzenie morza, wskutek czego umożliwiają też szybki przyrost pokrywy lodowej na Bałtyku. Łagodna zima 1994 r. (średnia temperatura tej zimy w Polsce wynosiła wg Marsza (2023) +1,13°C) może być przykładem tego rodzaju anomalii – przy wysokiej średniej indeksu (NAO = +3,03) ukształtowała się w tym sezonie pozytywna anomalia zlodzenia (MIE = 221) (zob. też. Stanisławczyk 1994).

Z drugiej strony, podobne, pozytywne indeksy NAO powodują, że zlodzenie Bałtyku ulega znaczącej redukcji. Podczas zimy 2014/2015 odnotowano niespotykane dotąd zjawisko zaniku większości lodów na Zatoce Botnickiej, związane z intensywną cyrkulacją zachodnią (NAO = 3,56, MIE = 51) (zob. Uotila i in. 2015). Zbliżonej wysokości indeksu NAO odpowiadało wspomniane historyczne minimum zlodzenia z 2020 r. (MIE = 37, NAO = 3,60). Uotila i in. (2015) określili też m.in. współczynnik korelacji maksymalnego zlodzenia Bałtyku w latach 1979-2015 z zimowym indeksem NAO, którego wartość ($r = -0,60$) odpowiada w przybliżeniu korelacji między MIE i NAO określonej w tabeli 5. Cytowani autorzy wykazali też, że średnia 30-letnia wielkość zlodzenia była najniższa spośród wszystkich średnich charakteryzujących zlodzenie od 1720 r.

Tabela 7. Średnie (m), standaryzowane odchylenia średnich (Δ std)* wskaźników MIE, NAO i W w latach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B) od ich średnich z okresu 1892-2023.

Tabela 7. Average (m), standardized deviations of the average MIE, NAO and W indices (Δ std)* in years 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B) from their averages in the period 1892-2023.

	m	Δ std
A		
MIE	200,7	0,18
NAO	0,06	-0,14
W	48,8	-0,19
B		
MIE	134,2	-0,50
NAO	1,06	0,37
W	62,2	0,52

* standaryzacja według danych z okresu 1892-2023:

std. MIE = 97,7, std NAO = 1,98 i std W = 18,9

* standardization according to data from the period 1892-2023:

std. MIE = 97.7, std NAO = 1.98 and std W = 18.9

„Stacyjny” indeks NAO nie jest jednoznacznym wskaźnikiem cyrkulacji nad basenem Morza Bałtyckiego, zależy ona bowiem od realnego usytuowania układów barycznych w danym sezonie (Kozłowski, Loewe 1994). Indeks odzwierciedla średnią wartość gradientów ciśnienia, które w ciągu sezonu zimowego mogą znacznie się zmieniać, co oczywiście rzutuje także na warunki powstawania pokrywy lodowej. Omstedt i Chen (2001) w modelu statystycznym wykazali zróżnicowanie oddziaływań składowych cyrkulacji na wskaźnik zlodzenia Bałtyku. Dominującym czynnikiem oddziaływania okazuje się składowa zachodnia cyrkulacji, wywierająca najsilniejszy wpływ na zlodzenie w lutym (na 18 lutego przypada średni termin maksimum MIE). Ponadto w styczniu i listopadzie znaczącą rolę odgrywa składowa południowa cyrkulacji, a w styczniu także wirowość cyrkulacji nad regionem bałtyckim. Badacze ci wykazali również, że zmienność wymienionych składowych cyrkulacji objaśnia ponad 60% wariacji wskaźnika zlodzenia, a indeks NAO zaledwie 29%.

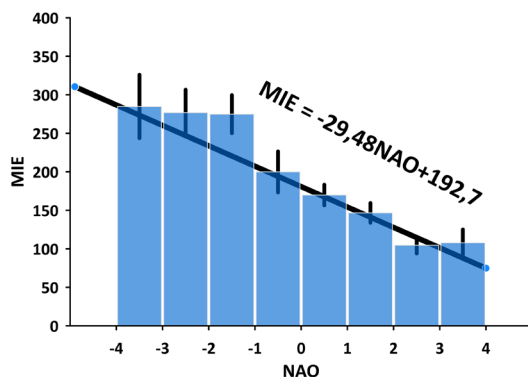
Mimo różnych anomalii i osobliwości w relacjach indeksu NAO ze zlodzeniem, uśrednione indeksy i uśrednione wskaźniki zlodzenia przedstawiają jaśniejszy, ogólny obraz ich związku. Podobny charakter ma też drugi, wykorzystywany w prezentowanych tu analizach, wskaźnik cyrkulacji, tj. sumaryczna frekwencja makroform W.

Charakterystyczne zmiany, jakie ukształtowały się w okresie B, tj. po 1988 r., znajdują syntetyczne odzwierciedlenie w postaci standaryzowanych odchyłeń wskaźnika zlodzenia, jak i obu wskaźników cyrkulacji od średnich wieloletnich NAO i W, obejmujących lata 1892-2023 (tab. 7). Odchylenia te pokazują, że indeks NAO oraz frekwencja makroform cyrkulacji W w okresie B wzrosły, przy czym podobnej skali była redukcja średniego zlodzenia Bałtyku. Różnica średnich między okresami A i B przekroczyła zatem poziom

$\frac{1}{2}$ std. w przypadku trzech porównywanych wskaźników. Na przykład średnia MIE w okresie B zmniejszyła się o wielkość równą 68% std MIE (por. tab. 7).

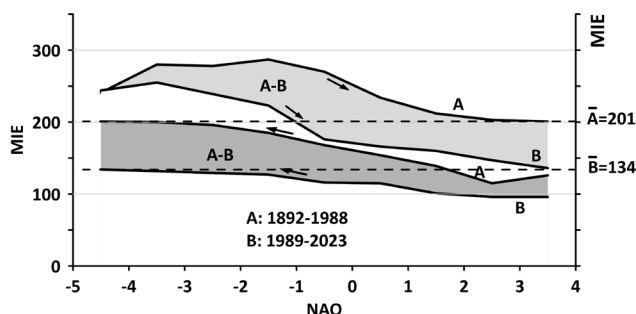
Mimo opisanych już wyjątków należy uznać, że wzrostowi indeksu NAO odpowiadają malejące wskaźniki zlodzenia. Charakter tego związku nieco szczegółowiej odzwierciedlają średnie warunkowe wartości wskaźnika MIE przyporządkowane przedziałom indeksu NAO w zakresie od -4 NAO do $+4$ NAO (pominięto kilka przypadków wykraczających poza ten zakres, rys. 3). Tempo zmian wskaźnika w zależności od indeksu NAO nieco się różnicuje, tj. największe spadki indeksu można znaleźć w zakresie wartości $-2 < \text{NAO} < +2$. W tym zakresie zawiera się 2/3 analizowanego zbioru MIE (NAO).

Niektóre cechy związku wskaźnika MIE z indeksem NAO obrazują kumulowane



Rys. 3. Wartości wskaźnika MIE w okresie 1892-2023: średnie warunkowe MIE w zależności od indeksu NAO wg Hurrella, błędy standardowe średnich oraz linia regresji MIE(NAO).

Fig. 3. Average MIE index in the period 1892-2023: conditional MIE averages depending on the NAO index according to Hurrell, standard errors of averages and regression lines MIE(NAO).



Rys. 4. Skumulowane średnie wartości wskaźnika MIE w zależności od NAO w okresach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B) na tle wartości średnich (linie przerywane). Zaznaczono różnice między wartościami MIE w okresach A i B. Strzałki wskazują kierunek kumulowania średnich.

Fig. 4. Cumulative average values of the MIE index depending on the NAO in the periods 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B) on the ground of average values (dashed lines). Differences between MIE values in the periods A and B are marked. Arrows indicate the direction of accumulation of averages.

średnie warunkowe wskaźnika MIE, obliczane począwszy od wartości MIE odpowiadających najniższym indeksom NAO i poprzez kolejne przedziały indeksu NAO, aż do najwyższych indeksów NAO, czyli do wartości określającej średnią MIE z całego zbioru. Podobny proces uśredniania wykonano licząc kumulowane średnie warunkowe MIE, zaczynając od najwyższych i kończąc na najniższych indeksach NAO. Obrazy średnich kumulowanych (progresywnych) MIE, oddzielnie dla okresu A i B, przedstawiono na rysunku 4. Widoczne są zakłócenia ogólnego zależności MIE od NAO występujące w zakresie najwyższych i najniższych indeksów NAO; obie krzywe (tj. $MIE(NAO \rightarrow)$ oraz $MIE(NAO \leftarrow)$) nie są w pełni symetryczne. Przy skrajnie niskich indeksach NAO wskaźniki zlodzenia są jakby nieco „za wysokie”, a przy skrajnie wysokich indeksach NAO zlodzenie jest „za niskie”.

Najbardziej znaczącym wnioskiem wynikającym z wykresów na rysunku 4 są jednak różnice między zależnościami MIE od NAO w okresach A i B. W porównaniu do okresu 1892-1988 (A), w okresie od 1989 r. (B) określonym wartościami indeksu NAO odpowiadają znacząco obniżone wskaźniki zlodzenia. Zlodzenie w tym ostatnim okresie okazuje się niższe od zlodzenia wynikającego z oddziaływania nasilonej Oscylacji Północnoatlantyckiej.

Zmiana relacji MIE i NAO

W okresie 1989-2023 zmieniła się nie tylko wartość wskaźnik zlodzenia, ale także jego zależność od indeksu NAO. Mimo określonych zastrzeżeń zależności te zostały tu wyrażone w postaci współczynników korelacji (zob. tab. 1 i 5) oraz równań regresji liniowej wraz z przedziałami ufności (rys. 5).

W całym analizowanym okresie 1892-2023 (A+B) wskaźnik zlodzenia MIE wykazuje zależność od indeksu NAO, którą przedstawia równanie regresji:

$$MIE = -29,48 \text{ NAO} + 192,7$$

przedział ufności ($\alpha = 0,05$) współczynnika kierunkowego obejmuje wartości $-36,39 < -29,48 < -22,57$.

W pierwszej części tego okresu (A) równanie ma postać:

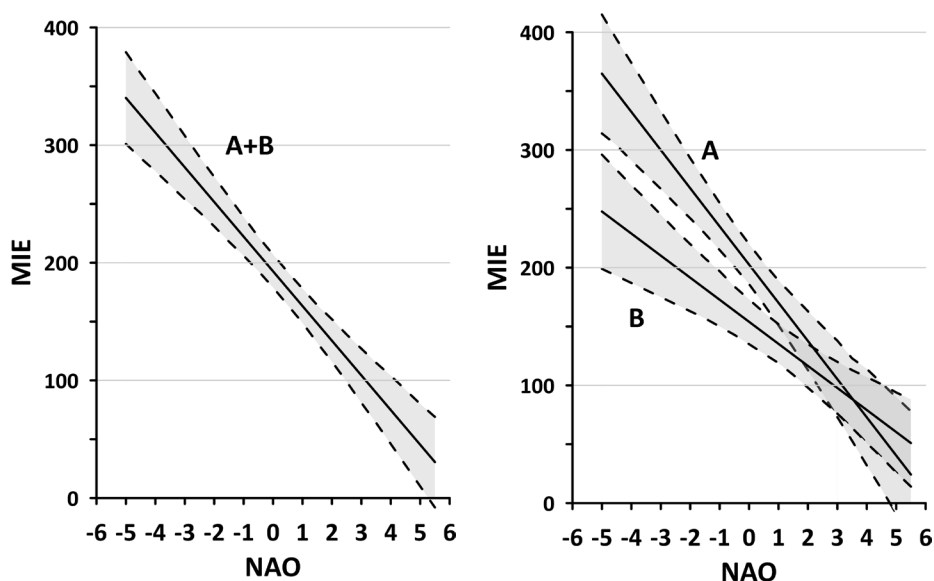
$$[*A]: MIE = -32,42 \text{ NAO} + 202,7$$

przedział ufności współczynnika kierunkowego: $-41,85 < -32,42 < -23,00$.

Na podstawie danych z części drugiej (B) otrzymano równanie:

$$[*B]: MIE = -18,73 \text{ NAO} + 154,0$$

przedział ufności współczynnika kierunkowego: $-26,24 < -18,73 < -11,12$.



Rys. 5. Regresja wielkości MIE w zależności od indeksu NAO. Proste regresji i krzywe ufności ($\gamma = 0,95$) według danych z okresu 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B).

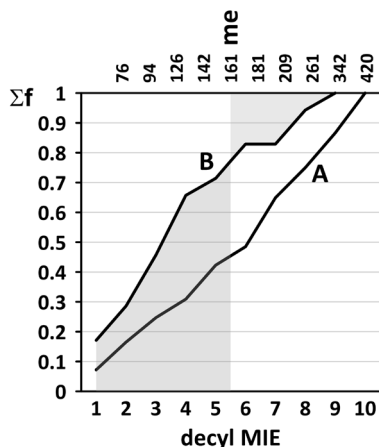
Fig. 5. Regression of MIE depending on the NAO index. Regression lines and confidence curves ($\gamma = 0,95$) according to data from the periods 1892-2023 (A+B), 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B).

W dalej opisanych analizach równanie [*A] posłużyło do wyznaczenia tzw. ekstrapolowanych wskaźników zlodzenia (MIE_{ex}) w okresie 1989-2023. Z równania [*B] wyliczono tzw. estymowane wskaźniki zlodzenia (MIE_{est}) w tym okresie; w obu przypadkach zmienną niezależną NAO stanowiły obserwowane indeksy Hurrella w okresie 1989-2023.

Można zauważyć charakterystyczną tendencję zmian współczynnika kierunkowego równań regresji MIE(NAO) w kolejnych częściach analizowanych serii czasowych: w okresie 1892-1926 współczynnik wyniósł $-36,0$ MIE/NAO, w okresie 1927-1988: $-31,9$ MIE/NAO, a w latach 1989-2023: $-18,73$ MIE/NAO. Tendencja tych zmian znajduje także odzwierciedlenie w postaci dwu linii regresji A i B przedstawionych na rysunku 5.

Od końca XIX w. tempo zmian wskaźnika MIE w zależności od indeksu NAO zmniejszało się, przy czym w najcieplejszym okresie po 1988 r. było najmniejsze. Istnieje zatem pewna analogia w odniesieniu do zmian zależności MIE od temperatury powietrza, którą analizowali Omstedt i Chen (2001) otrzymując dwa równania regresji opisujących zmiany wskaźnika zlodzenia przy temperaturze zimy $T > -1,5$ i $T < -1,5^{\circ}\text{C}$. Współczynniki równań oceniono na $-51,3$ MIE/ 1°C i $-43,0$ MIE/ 1°C odpowiednio dla niższych i wyższych wartości temperatury.

Jak wynika z układu prostych regresji na rysunku 5, w okresie B znacząco obniżyły się (wysokie) wskaźniki zlodzenia związane z ujemnymi fazami NAO. Natomiast niskie wskaźniki zlodzenia, odpowiadające indeksom NAO > 1 , w obu porównywanych okresach nie zmieniły się istotnie – przedziały ufności dla linii regresji A i B praktycznie



Rys. 6. Dystrybuanty częstości MIE (Σf) w okresach 1892-1988 (A) i 1989-2023 (B), według decyli MIE na podstawie danych z okresu 1892-2023 (me = mediana).

Fig. 6. MIE frequency distributions (Σf) in the periods 1892-1988 (A) and 1989-2023 (B), by MIE deciles based on data from the period 1892-2023 (me = median).

pokrywają się (rys. 5). Zróznicowanie tych zmian rzutuje bezpośrednio na współczynniki kierunkowe regresji MIE(NAO).

Pewna część Bałtyku w obu okresach (A i B) pozostawała zatem zamrznięta, niezależnie od nasilającego się zimowego ocieplenia związanego z aktywnością NAO. Podczas najmniejszego zasięgu pokrywy lodowej na Bałtyku ogranicza się ona do północnej części Zatoki Botnickiej oraz wybrzeży Finlandii i Zatoki Ryskiej (Seina, Palasuo 1993).

Na podstawie struktury zmian zlodzenia można uznać, że po 1988 r. nastąpiło złagodzenie warunków termicznych zim sprzyjających znacznemu rozwojowi pokrywy lodowej. Związane z tą zmianą ocieplenie dotyczyło więc najpewniej sytuacji generujących adwekcje zimna i/lub wychłodzenie radiacyjne w zimowych układach antycyklonalnych nad kontynentem. Może to być równoznaczne z ociepleniem na obszarze źródłowym adwekcji mroźnych mas powietrza arktycznego bądź polarno-kontynentalnego. Marsz (2023) podkreśla znaczenie współczesnej ewolucji cyrkulacji termohalinowej Północnego Atlantyku, powodującej że powietrze polarne i powietrze arktyczne otrzymują z oceanu wzrastające strumienie ciepła.

Natomiast podczas zim łagodnych niezbyt wielkie zlodzenie pozostało w zasadzie bez zmian, niezależnie od warunków cyrkulacyjnych. Względną stabilność niewielkich rozmiarów zlodzenia obejmującego część północnego Bałtyku można tłumaczyć ostrością klimatu tegoż regionu, w którym warunki umożliwiające zamrażanie wód morskich utrzymują się także podczas ocieplenia związanego z nasileniem cyrkulacji strefowej. Trzeba bowiem pamiętać, że bezpośrednim warunkiem rozwoju zlodzenia jest temperatura zamrażania.

Przemiana reżimu zlodzenia, jaka nastąpiła po 1988 r. (tj. w okresie B), oznaczała przede wszystkim znaczną redukcję częstości występowania najwyższych wskaźni-

ków MIE. Potwierdzeniem takiego wniosku są rozkłady obserwowanych częstości MIE w okresach A i B, które określono na podstawie decyli MIE policzonych według danych z całego okresu 1892-2023 (rys. 6). W okresie B w trzech pierwszych decylach MIE (MIE < 126) mieści się blisko połowa obserwowanych w tym czasie wskaźników zlodzenia, a wskaźniki mniejsze od mediany (MIE = 161) stanowią blisko ¼ przypadków. Z drugiej strony wskaźniki zlodzenia reprezentujące 9. decyl stanowią zaledwie 5% obserwowanych wartości MIE, a wskaźniki o wartościach z zakresu 10. decyla w ogóle nie występują.

Obserwowane i ekstrapolowane wskaźniki zlodzenia (1989-2023)

W kolejnym etapie analizy zmian zlodzenia i związku tych zmian ze wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej sprawdzono, jaki przebieg zlodzenia w okresie B (1989-2023) wynika z ekstrapolacji równań regresji MIE(NAO) i MIE(W) opisującej zależność zlodzenia od warunków cyrkulacyjnych w minionym okresie A (1892-1988) i jakie relacje zachodzą między ekstrapolowanymi ocenami i obserwowanymi wskaźnikami zlodzenia.

Ekstrapolacja przebiegu wskaźnika zlodzenia za okres 1989-2023 została przeprowadzona na podstawie równań regresji określających związek wskaźnika z indeksem NAO w latach 1892-1988 (równanie *A, rys. 5), a ponadto na podstawie jego związku z frekwencją strefowych makroform W w tych samych latach, wyrażonego przez równanie regresji:

$$[*A]: MIE = -1,95 W + 295,6; \text{współczynnik korelacji } r = 0,37$$

Słaba, ale istotna korelacja MIE i W powoduje, iż uzyskane wyniki traktujemy jako uzupełniającą i orientacyjną ocenę zmian zlodzenia w okresie B pod wpływem frekwencji makroform W.

Ekstrapolowane wskaźniki MIE_{ex} porównujemy z wartościami MIE w okresie B (1989-2023), wynikającymi z równań zależności MIE od NAO w tym samym okresie (równanie *B, rys. 5) oraz z równania zależności MIE od W:

$$[*B]: MIE = -2,93 W + 316,5; r = -0,64$$

Wyniki porównania przedstawiono na rysunku 7. Widać, że ekstrapolowane wskaźniki zlodzenia w obu przypadkach są wyraźnie wyższe od wskaźników estymowanych na podstawie synchronicznych zależności MIE od NAO (*B) i MIE od W (**B). Różnice stanowią około 20% średniej wieloletniej wartości wskaźnika zlodzenia. Średnie wartości tych różnic (Δ) podano w tabeli 8. Na podstawie błędu standardowego różnic Δ można przyjąć, że różnice określające nadwyżkę ekstrapolowanych wskaźników zlodzenia w stosunku do obserwowanych wskaźników MIE w okresie 1989-2023 istotnie (na poziomie $\gamma = 0,95$) różnią się od zera. Średnie pokazują, że spadek średniego zlodzenia w tym okresie tylko częściowo został uwarunkowany przez czynniki cyrkulacyjne, tj. indeks NAO i frekwencję makrotypów W. Różnice Δ stanowią jedynie 39-49% zmiany średnich

Tabela 8. Średnie wartości wskaźnika MIE_{ex} w okresie 1989-2023 ekstrapolowane według równań regresji* $MIE(NAO)$ i $MIE(W)$ w okresie 1892-1988 oraz ich odchylenia (Δ) od obserwowanej średniej $MIE_{obs} = 134,2$ w okresie 1989-2023 ($bs\Delta$ - błąd standardowy różnicy Δ).

Table 8. Average values of the MIE_{ex} index in the period 1989-2023 extrapolated according to the regression equations* $MIE(NAO)$ and $MIE(W)$ in the period 1892-1988 and their deviations (Δ) from the observed average $MIE_{obs} = 134,2$ in the period 1989-2023 ($bs\Delta$ - standard error of the difference Δ).

	$MIE(NAO)$	$MIE(W)$
MIE_{ex}	168,3	174,5
Δ	34,1	40,3
$bs\Delta$	$\pm 16,2$	$\pm 11,7$
$2\ bs\Delta$	$\pm 32,4$	$\pm 23,4$

Wartości $\Delta \neq 0$ na poziomie $\gamma = 0,95$

Values $\Delta \neq 0$ at the level $\gamma = 0,95$

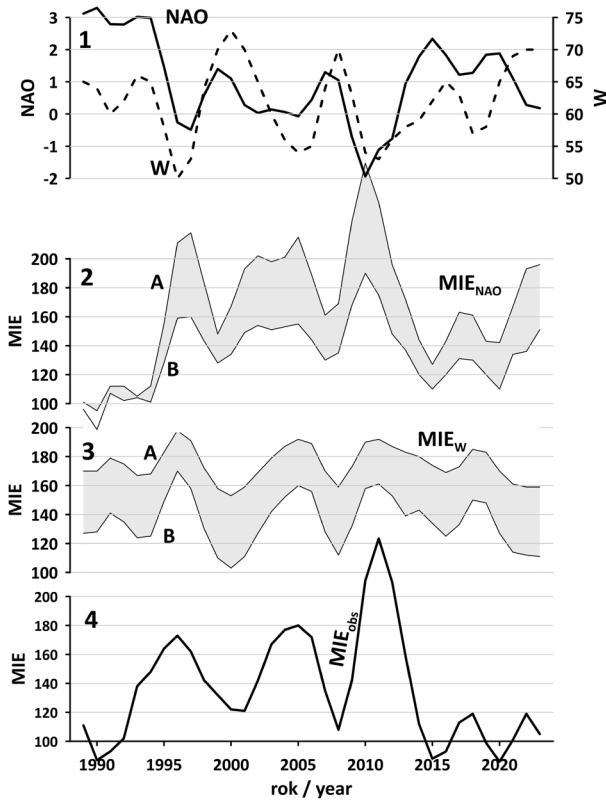
wartości MIE po 1988 r. (odpowiednio według ocen na podstawie frekwencji makroform W i indeksu NAO).

Różnice Δ w okresie 1989-2023 konsekwentnie (z kilkoma zaledwie wyjątkami) utrzymują stały znak - obserwowane (lub estymowane) wskaźniki MIE są niższe od wskaźników ekstrapolowanych (MIE_{ex}) na podstawie ich wcześniej występujących zależności od warunków cyrkulacyjnych (NAO i W).

Na rysunku 7 ekstrapolowane (A) i estymowane (B) wskaźniki zlodzenia w okresie 1989-2023 przedstawiono na tle towarzyszących im zmian indeksu NAO i frekwencji makroform W . Dla tych samych lat przedstawiono również zmiany obserwowanych wskaźników (MIE_{obs}). Wszystkie te serie zostały dwukrotnie wygładzone z użyciem filtrów dwumianowych - pięcio- i trójelementowego. Dzięki eliminacji krótkookresowych wahań (zwłaszcza zmian z roku na rok), w przebiegu analizowanych zmiennych ujawniły się fluktuacje wskazujące na występowanie znanej z wielu innych badań quasiokresowości 7-8-letniej, charakteryzującej zlodzenie, cyrkulację i temperaturę powietrza w sezonie zimowym (por. m.in. Miętus 1993; Kożuchowski 1994; Żmudzka 1997). Pochodzenie tej okresowości ma różne wyjaśnienia; na przykład Miętus (1993) jako wyjaśnienie podaje współoddziaływanie atmosfery i oceanu na obszarze Morza Grenlandzkiego tworzące tzw. „małą pętlę klimatyczną”. Boryczka i Stopa-Boryczka (2004) wskazują m.in. na oddziaływanie pływów atmosferycznych. Można też znaleźć odniesienia do cykli związanych z nutacją bieguna Ziemi i powstawaniem tzw. pływów biegunowych oddziałujących m.in. na aktywność Prądu Zatokowego (zob. Kożuchowski 1999, s. 233-235). Żmudzka (1997) pozostawia quasicykl 7,8-letni bez komentarza wyjaśniającego. Niemniej można zauważyć obecność co najmniej pięciu dość wyraźnie zaznaczonych maksimum i minimum w 35-letnim przebiegu zmiennych klimatycznych przedstawionych na rysunku 7. Analiza widmowa wieloletniej serii wskaźnika MIE (1720-1992) wykazała istnienie istotnej 7,8-letniej cykliczności zmian zlodzenia (Girjatowicz, Kożuchowski 1995, 1999).

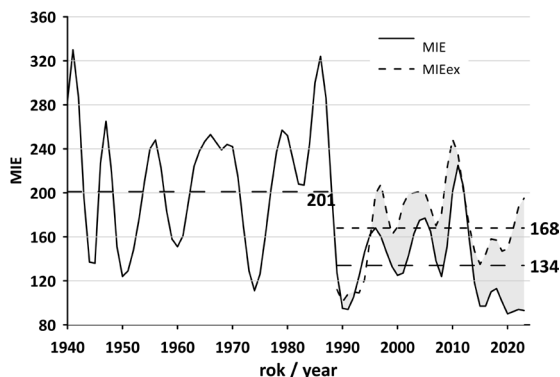
Analogiczną cykliczność wahań znaleziono w serii wskaźnika strefowości cyrkulacji nad Bałtykiem na poziomie 500 hPa (Kozuchowski i in. 1993).

Poza quasi-cyklicznymi wahaniami NAO, W i MIE wykresy na rysunku 7 demonstrują wzajemną korelację ich ponad 5-letnich fluktuacji. Nasilonej cyrkulacji strefowej (NAO, W) odpowiadają minima zlodzenia (np. w 1990 r.). W latach, gdy cyrkulacja zachodnia słabnie, zlodzenia wykazują maksima. Szczególnie wyróżniają się tu najwyższe



Rys. 7. Wartości wskaźnika zlodzenia MIE oraz wskaźników cyrkulacji strefowej NAO i W w okresie 1989-2023. Od góry: 1) wskaźniki NAO i W; 2) wskaźnik zlodzenia MIE ekstrapolowany według zależności od NAO w okresie A (1892-1988) i estymowany według zależności od NAO w okresie B (1989-2023); 3) wskaźnik MIE ekstrapolowany według zależności od W w okresie A i estymowany według zależności od W w okresie B; 4) obserwowane wartości wskaźnika zlodzenia MIE. Wszystkie serie czasowe wygładzone filtrem dwumianowym 5-elementowym. Na osi poziomej rok 1989 oznacza zimą 1988/1989, a rok 2023 – zimą 2022/2023.

Fig. 7. Values of MIE and NAO indices according to Hurrell in the period 1989-2023. From the top: 1) The NAO and MIE indices; 2) extrapolated MIE values according to the MIE(NAO) relations in the period A; 3) estimated MIE values according to relations MIE(W) in the period B; 4) Observed MIE values. All-time series smoothed with 5-year binomial filter. On the horizontal line year 1989 means winter 1988/1989, and year 2023 – winter 2022/2023.



Rys. 8. Przebieg zmian wskaźnika zlodzenia MIE_{obs} od 1940 do 2023 r. (krzywa ciągła). Krzywa przerywana oznacza ekstrapolowane wartości wskaźnika MIE_{ex} w okresie 1989-2023 na podstawie jego zależności od indeksu NAO w latach 1892-1988. Poziome linie przerywane – średnie wartości MIE_{obs} (201 i 134) i MIE_{ex} (168). Szeregi chronologiczne wyrównane filtrem dwumianowym 5-elementowym i powtórnie 3-elementowym.

Fig. 8. The course of changes in the MIE_{obs} ice index from 1940-2023 (continuous line). The dashed lines indicate extrapolated values of the MIE_{ex} in the period 1989-2023 based on its dependence on the NAO index in the years 1892-1988. Horizontal dashed lines – average values of MIE_{obs} (201 and 134) and MIE_{ex} (168). Chronological series smoothed with a 5-element binomial filter and again with 3-element filter.

wielkości zlodzenia ($MIE = 244$ w 2010 r. i $MIE = 309$ w 2011 r.) związane ze spadkiem indeksu NAO do $-4,64$ i $-1,57$ odpowiednio w 2010 i 2011 r. (por. Osborn 2011).

Na rysunku 8 przedstawiono historię współczesnych zmian zlodzenia Bałtyku począwszy od 1940 r., czyli od czasów wystąpienia serii ostatnich przypadków całkowitego zlodzenia powierzchni morza (1940, 1942, 1947 r.). Na wykresie widać m.in. wyraźne załamanie obserwowanych wielkości zlodzenia po 1988 r. Pokazano także przebieg ekstrapolowanych wskaźników zlodzenia (MIE_{ex}) od 1989 do 2023 r., które obrazują zmiany wskaźnika wynikające z zależności MIE od NAO w poprzednich latach, tj. wg równania [A*]. Średnia ekstrapolowanego wskaźnika MIE w okresie 1989-2023 wynosi $MIE_{ex} = 168$ i stanowi ponad 125% średniej MIE_{obs} (por. tab. 8). Zlodzenie zmalało bardziej, niżby to wynikało ze zmiany nasilenia cyrkulacji strefowej określonej przez indeks NAO.

Wykres na rysunku 8 stanowi zarazem nawiązanie do przedstawionego na wstępie obrazu zmian łagodności zim (por. rys. 1). Oba wykresy pokazują, że począwszy od lat 80. zimy stały się „zbyt łagodne”, a zlodzenie Bałtyku „zbyt niskie” ze względu na zachodzące zmiany indeksu NAO.

Obserwowane w ciepłym okresie 1989-2023 wskaźniki zlodzenia są istotnie skorelowane ze wskaźnikami ekstrapolowanymi na podstawie równania [A*], zarazem jednak średnie wartości MIE_{obs} są znacznie niższe od średnich MIE_{ex} . Różnice skrajnych wartości wskaźników są jednak bardziej zmienne (tab. 9). Relację między obserwowanymi i ekstrapolowanymi wskaźnikami MIE opisuje równanie regresji $MIE_{obs} = 0,593 MIE_{ex} + 34,45$ [AB] i współczynnik korelacji $r = 0,66$.

Tabela 9. Minimalne, maksymalne i średnie obserwowane (MIE_{obs}) i ekstrapolowane (MIE_{ex}) wartości $MIE(NAO)_A$ w okresie 1989-2023.

Podano daty wystąpienia ekstremalnych wartości MIE_{obs} i MIE_{ex} .

Table 9. Minimum, maximum and average observed (MIE_{obs}) and extrapolated (MIE_{ex}) values $MIE(NAO)_A$ in the period 1989-2023. The dates of occurrence of extreme MIE_{obs} and MIE_{ex} values are given.

Rok/Year	MIE_{obs}	MIE_{ex}
2020	Min. = 37	86
2011	Max. = 309	254
1989	60	Min. = 38
2010	244	Max. = 353
1989-2023	Śred./Ave. = 134,2	Śred./Ave. = 168,3

Z równania wynika, że obserwowane wartości wskaźnika zlodzenia zrównują się z wartościami ekstrapolowanymi (tzn. $MIE_{obs} = MIE_{ex}$) przy wartości $MIE = 84,6$. Jest to mała wartość zlodzenia odpowiadająca wysokiemu indeksowi $NAO = +3,5$. Jest to jednocześnie wartość indeksu, przy której oceny MIE według zależności [*A] i [*B] dają w przybliżeniu ten sam wynik (por. rys. 5). Przy takich wartościach wskaźnika MIE i indeksu NAO maleją do zera różnice (Δ) między ekstrapolowanymi i obserwowanymi wskaźnikami zlodzenia, co oznacza, że zanikają skutki oddziaływań powodujących, że zlodzenie Bałtyku w okresie 1989-2023 nie było tak wielkie, jakie wynikałoby z jego zależności od NAO we wcześniejszych latach. Silna cyrkulacja strefowa związana z $NAO > 3,5$ dorównuje tym oddziaływaniom, które najprościej można by utożsamiać z postęпами globalnego ocieplenia klimatu.

Równanie regresji [*AB] stanowi zarazem syntezę przedstawionych w niniejszym artykule analiz i rozważań o cyrkulacyjnych uwarunkowaniach współczesnej (okres 1989-2023) redukcji zlodzenia Bałtyku. Równanie oznacza, że: 1) średnia obserwowana wielkość zlodzenia w tym okresie stanowiła ca 2/3 zlodzenia, ekstrapolowanego na podstawie wcześniej występujących zależności wskaźnika MIE od indeksu NAO ; 2) ubytek wielkości obserwowanego zlodzenia w relacji do jego ekstrapolowanych wartości powiększa się wraz ze wzrostem zlodzenia (czyli przy malejących indeksach NAO); 3) względnie wysoka korelacja obserwowanych i ekstrapolowanych wskaźników zlodzenia ($r = 0,66$) uzasadnia ekstrapolację związku MIE i NAO z przeszłości (1892-1988), zastosowaną do oceny współczesnych zmian warunków lodowych na Bałtyku, tj. zmian zachodzących po 1988 r.

Podsumowanie i wnioski

Zmiany zlodzenia Bałtyku, które nastąpiły po 1988 r., przyrównano do efektu *change point* z lat 1877-1878, który Omstedt i Chen (2001) powiązali z przejściem od Małego Głajdu do epoki industrialnej (unikając zresztą przyczynowej interpretacji owej zmiany).

Skokowy spadek zlodzenia w latach 1987-1989 był nie mniejszy od zmiany *change point* sprzed ponad stulecia. Istotny wpływ na zmiany zlodzenia Bałtyku wywiera nasilenie i frekwencja form strefowej cyrkulacji atmosferycznej. Wpływ ten potwierdzają istotne korelacje zlodzenia ze wskaźnikami cyrkulacji strefowej, a także znacząca zbieżność kierunków (znaków) zmian z roku na rok, potwierdzająca dominujący i wspólny rytm ich zmian w wieloleciu.

Redukcja zlodzenia po 1988 r. obejmowała przede wszystkim spadek frakcji wysokich wartości wskaźnika zlodzenia MIE. Skutkiem tego zmieniły się też liniowe zależności wskaźnika MIE od wskaźników cyrkulacji strefowej. Po 1988 r. obserwowane zlodzenie stało się wyraźnie niższe od jego ocen wynikających z ekstrapolacji korelacyjnych związków MIE z NAO i MIE z W w poprzednim okresie (1892-1988). Obserwowane średnie wartości wskaźnika MIE stanowiły około 2/3 wartości ekstrapolowanych, przy czym obie zmienne (MIE_{obs} i MIE_{ex}) pozostawały istotnie skorelowane. Różnica ($\Delta = MIE_{obs} - MIE_{ex}$), tzn. ubytek wielkości obserwowanego zlodzenia w relacji do jego ekstrapolowanych wartości, powiększa się wraz ze wzrostem zlodzenia (czyli przy malejących indeksach NAO). Podobnie według Omstedta i Chena (2001) zmienia się zależność zlodzenia Bałtyku od temperatury powietrza.

Różnica między obserwowanymi i ekstrapolowanymi wskaźnikami zlodzenia wykazuje, że redukcję zlodzenia w latach 1989-2023 tylko w części wyjaśniają zmiany cyrkulacji strefowej określonej przez jej wskaźniki NAO i W. Zasięgi lodów bałtyckich (MIE) po 1988 r. zmniejszyły się „ponad miarę” w stosunku do towarzyszącego ich zmianie wzrostu indeksu NAO i frekwencji makroform W.

W kontekście wyników niniejszego opracowania na stosowny komentarz wyjaśniający zasługują trzy fakty:

- 1) skokowa zmiana klimatu i wielkości zlodzenia po 1988 r.;
- 2) wyraźny ubytek zlodzenia (różnica Δ) w relacji do równoległych zmian (nasilenia) strefowej cyrkulacji atmosferycznej;
- 3) zmiany różnicy Δ w zależności od indeksu NAO sugerujące, że ocieplenie zimowe związane z ciepłą epoką po 1988 r. nie działało równomiernie przy strefowych i południkowych formach cyrkulacji atmosferycznej.

Skokowa zmiana warunków klimatycznych i lodowych na Bałtyku, czyli *change point* z lat 1987-1989, którą na przykładzie klimatu Polski zasygnalizowali m.in. Marsz i Styszewska (2022), może należeć do tej kategorii efektów w systemie klimatycznym, które jak wskazał Cowie (2009, s. 261) „powstają w odpowiedzi na nazbyt wielkie, stochastyczne fluktuacje zachodzące w pobliżu punktu krytycznego”. W odniesieniu do obserwowanej współcześnie redukcji zlodzenia Bałtyku, punktem krytycznym są najpewniej warunki termiczne umożliwiające zamrażanie powierzchni otwartego morza w środkowej i południowej części akwenu, czyli kształtujące frakcje wysokich wartości MIE. Postępujące ocieplenie sprawiło, iż tego rodzaju „punkt krytyczny” po 1988 r. został prawdopodobnie przekroczony. Wspomniane „stochastyczne fluktuacje” zlodzenia, poza zmiennością temperatury powietrza w sezonach zimowych, mogą także powstawać wskutek działania

wielu drugorzędnych czynników kształtujących termikę i zasolenie akwenu. Należą do nich m.in. wlewy wód oceanicznych, sztormy, falowanie, opady i dopływ wód rzecznych ze zlewiska Morza Bałtyckiego. Według wielu opinii ciepła epoka, trwająca od 1989 r., stanowi przejaw postępującego globalnego ocieplenia klimatu (np. Haapala, Lepparanta 1997; Sepp i in. 2005; Cowie 2009; Sztobryn i in. 2012, HELCOM 2013).

Marsz (2023) powstanie epoki „1989” wyjaśnia ociepleniem klimatu w wysokich szerokościach geograficznych, zdeterminowanym przez znaczący rozwój ciepłej fazy północno-atlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC). Ostatnia ciepła faza wyróżnia się wyjątkową siłą na tle poprzednich 30-letnich faz ciepłych i zimnych NA THC (Marsz 2023, s. 214 i 270-271). Cowie (2009) potwierdza duże znaczenie THC w kształtowaniu dopływu ciepła do strefy polarnej. Inne jego wyjaśnienia wskazują jednak, iż współczesne ocieplenie Arktyki wiąże on przede wszystkim z globalnym ociepleniem klimatu. Według Marsza (2023, s. 216) w Arktyce działać może także proces „wzmacniania ocieplenia” związany m.in. z topnieniem lodów na morzach arktycznych. Warto tu dodać, że ocieplenie globalne przyczyniło się także do rozwoju współczesnej wyjątkowo ciepłej fazy NA THC. Podobnie powstanie różnicy Δ , czyli niedoboru zlodzenia Bałtyku po 1988 r., można wyjaśnić przywołując oddziaływania globalnego ocieplenia klimatu, tak jak tłumaczono nadmierne złagodzenie zim w Polsce (Kożuchowski 2009). Warto jednak nieco bardziej szczegółowo rozpatrzyć „wewnątrzsystemowe” drogi kształtowania różnicy Δ .

Z globalnym ociepleniem wiążą się określone przemiany cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej. Zmiany cyrkulacji w strefie subpolarnej, w odniesieniu do klimatu w Europie i w regionie bałtyckim, zainicjowały zapewne proces, którego rezultatem stała się m.in. współczesna „ciepła epoka 1989” nad Bałtykiem. Jednym z pierwszych sygnałów tego procesu zmian była rosnąca aktywność subpolarnych cyklonów już w pierwszej połowie XX w. (Witels 1946). Znacznie później Sazonow i Malkentin (1994) stwierdzili „niezwykłe ożywienie aktywności cyklonalnej nad Europą Północną w ostatnim 5-leciu” (tj. na przełomie lat 80. i 90.). Aktywne cyklony zaczęły wtedy docierać daleko na wschód wzdłuż wybrzeży euroazjatyckich, aż do Półwyspu Tajmyr. Zaobserwowano także rosnące trendy częstości występowania głębokich cyklonów nad Atlantykiem Północnym i północną Europą w latach 1900-1990 (Kłysik 1994; Kożuchowski 1995). Według map średniego ciśnienia atmosferycznego, przedstawionych w rozprawie Bielec-Bąkowskiej (2014), bruzda niskiego ciśnienia przy północnych wybrzeżach Europy w latach 1951-2010 obejmowała całe Morze Barentsa i najwyraźniej łączyła się z Niżem Islandzkim. Bruzda pogłębiała się i rozciągała się coraz dalej ku wschodowi. Autorka rozprawy zauważyła ponadto rozwój aktywności cyklonalnej w końcu XX w. w rejonie Morza Bałtyckiego. Tory ruchów układów cyklonalnych nad Europą odsuwały się coraz dalej na północ od 55. równoleżnika. Jednocześnie od lat 70. wzrastała frekwencja silnych wyżów nad południową połową kontynentu europejskiego. Zmiany te umożliwiały nasilenie cyrkulacji strefowej w Europie i zarazem rozwój epoki „1989”. Marsz i Styszyńska (2023) oraz Marsz (2024) wskazują na silne powiązania warunków cyrkulacyjnych nad Europą ze zmianami ciśnienia w strefie subpolarnej, tj. nad Morzem Barentsa i Morzem Karskim.

Ożywienie aktywności cyklonalnej nad Europą Północną i w Subarktyce jest równoznaczne z ociepleniem na obszarach źródłowych mroźnych mas powietrza, przynoszących fale chłodu i kształtujących zlodzenie Bałtyku. Adwekcje tych coraz mniej mroźnych mas (Bartoszek, Kaszewski 2022) powstają podczas występowania południkowych form cyrkulacji, czyli przy niskich indeksach NAO. Stąd też zapewne wynikają niedobory zlodzenia (Δ) także w warunkach osłabienia cyrkulacji strefowej.

Bartoszek i Kaszewski (2022) wykryli współczesny rosnący trend temperatury we wszystkich masach powietrznych napływających nad Europę Środkowo-Wschodnią. Wskazali ponadto na wzrost częstości występowania względnie ciepłych mas powietrza polarno-morskiego (PPmc). Oba te wnioski zgodne są z wyjaśnieniem, że przyczynami obserwowanej redukcji zlodzenia Bałtyku po 1988 r. było zarówno nasilenie cyrkulacji strefowej, jak i globalne ocieplenie powodujące dodatkową redukcję zlodzenia.

Wschodnią część subpolarnej depresji barycznej, rozciągającej się od Islandii po Morze Karskie, Marsz (2024) określa mianem Bruzdy Barentso-Karskiej (BBK) i przypisuje jej rolę istotnego cyrkulacyjnego czynnika klimatu, który można przyrównać do roli Niżu Islandzkiego w kształtowaniu NAO, cyrkulacji strefowej i klimatu w Europie. Zdaniem tego Autora zmiany ciśnienia w bruzdzie BBK współtworzą oscylacyjny przebieg rozkładu ciśnienia w całej Europie, wpływają m.in. na położenie torów niżowych nad kontynentem i korelują z głównymi elementami klimatu Europy. Pole średniego ciśnienia reprezentujące bruzdę BBK odpowiada układowi ciśnienia na poziomie morza związanemu z makroformą strefowej cyrkulacji środkowo-troposferycznej W (Kozuchowski, Degirmendzić 2018). W epoce cyrkulacji W, trwającej od 1988 r., bruzda BBK mogła zatem odgrywać znaczącą rolę w kształtowaniu cyrkulacji i warunków klimatycznych w Europie, porównywalną z rolą NAO. Wykazano ponadto, że makroforma W sprzyja powstawaniu długotrwałych fal ciepła w Polsce, jednocześnie ograniczając rozwój mroźnych klinów Wyżu Azjatyckiego w kierunku Skandynawii i nad Bałtyk (Degirmendzić, Kozuchowski 2017).

Stwierdzone w tej pracy „nadwyżki” ciepła i „niedobory” zlodzenia Bałtyku (Δ), określone na podstawie korelacji z indeksem NAO (rys. 1 i rys. 8), można by także tłumaczyć zmianą znaczenia indeksu wskutek pojawienia się dodatkowego czynnika klimatycznego w postaci BBK, uzupełniającej bądź poszerzającej działanie NAO i regulującej dopływ względnie ciepłych mas powietrza znad Atlantyku nad północną Europę. Warto tu zauważyć, że zmienność czynnika BBK pozostaje poza kontrolą pomiarów stacyjnego indeksu NAO lub znacznie zmienia sens indeksu zdefiniowanego na podstawie gradientów ciśnienia między Azorami lub Portugalią i Islandią (zob. m.in. Jianping, Wang 2003, którzy swój „nowy indeks” przygotowali na podstawie analizy pola ciśnienia obejmującego obszar od 20 do 90°N i od 80°W do 30°E). Można przy tym zauważyć, że przemiany warunków cyrkulacyjnych nad Atlantykiem Północnym i Europą w XX/XXI w. odzwierciedlają tendencję, według której cały system stref cyrkulacyjnych przemieszczał się ku północy, zgodnie z oczekiwanymi skutkami globalnego ocieplenia klimatu.

W całym niniejszym opracowaniu unikano terminu „antropogeniczne globalne ocieplenie”, dystansując się od dyskusji o podstawowych przyczynach współczesnych zmian

klimatu. Można jednakże przytoczyć bezsporny dowód, że na redukcję zlodzenia Bałtyku oddziałuje bezpośrednio działalność człowieka. Dowód pochodzi z raportu HELCOM (2023) i wskazuje na skutki, jakie powoduje rozwinięta żegluga morska. Na trasach swego ruchu statki oczyszczają regularnie z lodu powierzchnię morza i opóźniają tworzenie się nowej pokrywy lodowej.

L i t e r a t u r a

- Bartoszek K., Kaszewski B.M., 2022, Changes in the frequency and temperature of air masses over east-central Europe, *International Journal of Climatology*, 42 (16), 8214-8231, DOI: 10.1002/joc.7704.
- Bielec-Bąkowska Z., 2014, *Silne wyże nad Europą (1951-2010)*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, Wyd. UŚ w Katowicach, 234 s.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., 2004, Cykliczne wahania temperatury i opadów w Polsce w XIX-XXI wieku, *Acta Agrophysica*, 3 (1), 21-33.
- Cowie J., 2009, *Zmiany klimatyczne. Przyczyny, przebieg i skutki dla człowieka*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 435 s.
- Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2017, Makrocyrkulacyjne uwarunkowania długotrwałych fal termicznych w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 62 (1-2), 3-28.
- Dmitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, *Kalendarny katalog atmosferycznych procesów po cirkumpolarnym zonie severnego polusharija I ikh kharakteristiki za period s 1949 po 2005 g, [w:] Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polyarnykh regionov. Gidrometeoizdat, St. Petersburg.*
- Dyrcz C., 2019, Zlodzenie Morza Bałtyckiego w latach 2000-2018, *Nautologia*, 156, 10-16.
- Finnish Meteorological Institute, 2023, *Climate/Sea Statistics/Sea Ice Statistics*.
- Girjatowicz J.P., Kożuchowski K.M., 1995, Contemporary changes of Baltic Sea ice, *Geographia Polonica*, 65, 43-50.
- Girjatowicz J.P., Kożuchowski K., 1994, Współczesne tendencje zmian zlodzenia przy polskim wybrzeżu Bałtyku, *Przegląd Geograficzny*, 66 (3-4), 389-398.
- Girjatowicz J.P., Kożuchowski K., 1999, Variations of thermic and ice conditions in the Szczecin Lagoon region, [w:] *Second Workshop on the Baltic Sea Ice Climate*, A. Jarvet (red.), Department of Geography, University of Tartu, 69-73.
- Haapala J., Lepparanta, M., 1997, The Baltic Sea ice season in changing climate, *Boreal Environment Research*, 2, 93-108.
- Haapala J.J., Roikainen I., Schmelzer N., Sztobryn M., 2015, Recent change - sea ice, [w:] *The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Regional Climate Studies*, 145-153, DOI: 10.1007/978-3-319-16006-1_8.
- HELCOM, 2013, *Climatic Change in the Baltic Sea Area*, *Baltic Sea Environment Proceedings No 137*, 66 s.
- <https://en.ilmatietaenlaitos.fi/ice-winter-in-the-baltic-sea>.
- <https://www.ilmatietaenlaitos.fi/ice%20winters>.

- Hurrell Station Based DJFM NAO Index (Lisbon-Stykkishómur/Reykjavik-Island), https://climate-dataguide.uncar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt.
- Jianping LL, Wang J.X.L., 2003, A New North Atlantic Oscillation index and its variability, *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (5), 661-676, DOI: 10.1007/BF02915394.
- Kłysik K., 1994, Circulation activity and thermic conditions in selected stations in Europe, [w:] 2-D Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, Thessaloniki.
- Kozłowski G., Loewe P., 1994, The western Baltic Sea ice season in terms of mass-related severity index, 1879-1992, *Tellus*, A 46, 66-74.
- Kożuchowski K. (red.), 1999, Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych, Wydawnictwo UŁ, Łódź, 452 s.
- Kożuchowski K., 1994, Tendencje i wahania okresowe zlodzenia Bałtyku (1720-1992), [w:] Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych, *Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego*, 152, 159-171.
- Kożuchowski K., 1995, Głębokie cyklony, antycyklony u cyrkulacja strefowa nad Europą (1900-1990), *Przegląd Geofizyczny*, 40 (3), 231-246.
- Kożuchowski K., 1996, Wiekowe zmiany zlodzenia Morza Bałtyckiego (1720-1992), *Przegląd Geograficzny*, 68 (3-4), 445-455.
- Kożuchowski K., 2009, Contemporary climate warming in Poland, *Papers on Global Change IGBP*, 16, 41-54.
- Kożuchowski K., Degirmendźić J., 2018, Zmienność form cyrkulacji środkowo-troposferycznej według klasyfikacji Wengenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza, *Przegląd Geofizyczny*, 63 (1-2), 89-122.
- Kożuchowski K., Stolarczuk A., Wibig J., 1993, Strefowa cyrkulacja atmosfery na poziomie 500 hPa nad południowym Bałtykiem w latach 1951-1990, [w:] Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce, *Materiały – Konferencje, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin*, 205-222.
- Kożuchowski K., Wibig J., 2021, Variation of the North Atlantic Oscillation according to Hurrell's NAO_{DJFM} index (1864-2019), *Przegląd Geofizyczny*, 66 (3-4), 137-160, DOI: 10.32045/PG-2021-022.
- Kożuchowski K., Wibig J., 2023, Wybrane charakterystyki statystyczne zmienności wskaźnika NAO według Hurrella (1864-2019), *Przegląd Geofizyczny*, 68 (1-2), 3-28, DOI: 10.32045/PG-2023-035.
- Laguna V.B., 2023, dane pozyskane podczas rozmowy prywatnej.
- Marsz A.A., 2024, Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa a zmienność elementów klimatycznych nad Polską i Europą, *Przegląd Geofizyczny*, 69 (1-2), 3-23, DOI: 10.32045/PG-2024-044.
- Marsz A.A., 2023, Wewnętrzny mechanizm zmienności i zmian klimatu, *Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Reda - Warszawa*, 279 s.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021, Zima 2019-2020 roku: historyczne minimum zlodzenia Bałtyku, *Przegląd Geofizyczny*, 66 (3-4), 227-249, DOI: 10.32045/PG-2021-026.
- Marsz A.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 (2), 51-82.

- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023. Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa i ich wpływ na cyrkulację atmosferyczną w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, *Przegląd Geofizyczny*, 68 (3-4), 83-111, DOI: 10.32045/PG-2023-038.
- Michel J.M.Jr. (red.), 1966, *Climatic change*, WMO Technical Note No 79, 195 s.
- Miętus M., 1993, Lokalny wskaźnik cyrkulacji atmosferycznej nad południowym Bałtykiem w odniesieniu do wiatru i temperatury na polskim Wybrzeżu, [w:] *Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce*, Materiały z międzynarodowej konferencji, K. Kozuchowski (red.), Uniwersytet Szczeciński, 223-229.
- Miętus M., 2024, *Magazyn GW*, 3-4.02.2024, s. 5.
- Omstedt A., Chen D., 2001, Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea, *Journal of Geophysical Research*, 106 (C3), 4493-4500, DOI: 10.1029/1999JC000173.
- Osborn T.J., 2011, Winter 2009/2010 temperatures and record-breaking North Atlantic Oscillation index, *Weather*, 66, 19-21. DOI: 10.1002/wea.660.
- Rudloff H., 1967, *Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europe seit dem Beginn der regelmässigen Instrumentenbeobachtungen (1670)*, Vieweg., Braunschweig.
- Sazonov B.I., Malkentin E.K., 1994, Znaczny wzrost temperatur zimowych w Europie Północnej (1989-1993), [w:] *Współczesne zmiany klimatyczne*, Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego, 152, 123-131.
- Sazonov B.I., Bukantis A.A., Gavrikova T.W., 1992, *Katastroficheskoje povysenije temperatury v Evrazii*, Trudy GGO, 541.
- Seina A., Palasuo E., 1993, The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea, 1720-1992, *Meri*, 20,
- Sepp M., Post P., Jaagus J., 2005, Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in central and northern Europe, *Nordic Hydrology*, 36 (4-5) 297-309.
- Stanisławczyk I., 1994, Zlodzenie polskiej strefy przybrzeżnej Bałtyku 1993/94, *Materiały Oddziału Morskiego IMGW, Gdynia*.
- Sztobryn M., Wójcik R., Miętus M., 2012, Występowanie zlodzenia na Bałtyku – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości, [w:] *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym*, J. Wibig, E. Jakusik (red.), IMGW-PIB, Warszawa, 189-215.
- Uotila P., Vihma T., Haapala J., 2015, Atmospheric and oceanic conditions and extremely low Bothnian Bay sea ice in 2014/2015, *Geophysical Research Letters*, 42 (18), 7740-7749, DOI: 10.1002/2015GL064901.
- Vitels L.A., 1946, Cyklony sieiernykh moriej i potielpenije Arktiki, *Met. Gidrol.*, 5, 31-40.
- Yule G.U., Kendall M.G., 1940, *Introduction to the theory of statistics*, Hafner, NY, 676 s.
- Żmudzka E., 1997, Krótkie cykle zmian warunków termicznych w Polsce w latach 1951-1990, *Prace i Studia Geograficzne*, 20, 79-92.

S t r e s z c z e n i e

W artykule przedstawiono szereg statystyk odzwierciedlających znaczącą redukcję zlodzenia Bałtyku po 1988 r. Średnia wartość maksymalnych rocznych wielkości zlodzenia (MIE) zmniejszyła się o po-

nad 1/3 w porównaniu ze średnią z poprzednich lat. Powstał „nowy”, leptokurtyczny rozkład częstości wskaźnika zlodzenia, uwidaczniający koncentrację wskaźnika MIE w pobliżu niskich wartości i niewielką jego zmienność. Zmalały bądź w ogóle zanikły przypadki występowania całkowitego lub bliskiego całkowitemu zlodzenia morza. Udokumentowano ponadto istotny wpływ strefowej cyrkulacji atmosferycznej na wielkość zlodzenia. Wraz ze wzrostem indeksu NAO i wzrostem frekwencji makroform cyrkulacji strefowej W zmniejsza się zlodzenie Bałtyku. Wskaźnik zlodzenia MIE koreluje ze zmianami wskaźników cyrkulacji strefowej, wykazuje też istotną zbieżność z charakterem jej zmian z roku na rok, tj. wzrostem intensywności cyrkulacji strefowej w większości przypadków odpowiadają spadki wielkości zlodzenia i odwrotnie – wraz z osłabieniem cyrkulacji strefowej w tym samym roku następują przyrosty zlodzenia. Zmiany z roku na rok MIE i NAO charakteryzuje znacząca negatywna zbieżność.

W opracowaniu zaprezentowano pogląd, że przemiany warunków cyrkulacyjnych nad Atlantykiem Północnym i Europą w XX/XXI w., w tym rozwój Bruzdy Barentso-Karskiej, odzwierciedlają tendencję, według której cały system stref cyrkulacyjnych przemieszcza się ku północy zgodnie z oczekiwanymi skutkami globalnego ocieplenia klimatu.

Słowa kluczowe: Morze Bałtyckie, wskaźnik największego zlodzenia, makrotypy cyrkulacji, oscylacja północnoatlantycka, korelacja, rozkład częstości

S u m m a r y

The article presents several statistics reflecting a significant reduction in the ice cover of the Baltic Sea after 1988. The average value of maximum annual ice amounts (MIE) decreased by more than 1/3 compared to the average of previous years. A “new”, leptokurtic distribution of the frequency of the ice index was created, revealing the concentration of the MIE index near low values and its small variability, and the occurrence of ice close to the state of complete sea ice cover decreased or disappeared altogether. A significant impact of zonal atmospheric circulation on the amount of ice cover has been documented. As the NAO index increases and the frequency of W zonal circulation macroforms increases, the ice cover of the Baltic Sea decreases. The MIE icing index correlates with changes in the zonal circulation indices, and also shows significant convergence with the nature of its changes from year to year – increases in the intensity of zonal circulation in most cases corresponds to decreases in the amount of ice, and vice versa – as the zonal circulation weakens in the same year, there are increases in icing. Year-to-year changes in MIE and NAO are characterized by significant negative convergence.

The study presents the view that changes in circulation conditions over the North Atlantic and Europe in the 20th/21st century, including the development of the Barents-Kara Trough, reflect the tendency according to which the entire system of circulation zones is moving northwards, in line with the expected effects of global climate warming.

Key words: Baltic Sea, maximum ice extent, macrotypes of circulation, North Atlantic Oscillation, correlation, frequency distribution.