

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

ZIMA 2019-2020 ROKU - HISTORYCZNE MINIMUM ZŁODZENIA BAŁTYKU

WINTER 2019-2020 - THE HISTORICAL MINIMUM OF THE ICE COVER OF THE BALTIC SEA

Wstęp

Syntetyczną wielkością charakteryzującą zlodzenie Bałtyku w danym sezonie lodowym¹ jest wartość maksymalna, jaką osiąga powierzchnia pokrywy lodowej. Jest ona podawana w tysiącach kilometrów kwadratowych i określana akronimem MIE (Maximum Ice Extent). Szereg czasowy MIE rozpoczyna się od roku 1720 i opublikowany jest do roku 2019. Serię z lat 1720-1995 opracowali Seinä i Palosuo (1996), następnie wartości MIE z kolejnych sezonów lodowych podawane były w oficjalnych komunikatach i publikacjach Fińskiego Instytutu Badań Morza (FIMR – Finnish Institute of Marine Research; do 2008 roku) oraz Fińskiego Instytutu Meteorologicznego (FMI – Finnish Meteorological Institute) jako omówienia kolejnych sezonów lodowych (Ice Winter in the Baltic Sea). W lipcu 2020 roku Fiński Instytut Meteorologiczny w oficjalnym komunikacie na stronie FMI² podał wartość MIE z okresu zimy 2019/2020 – 37 tys. km². Wartość ta stanowi historyczne minimum w całym 301-letnim okresie obserwacji (1720-2020).

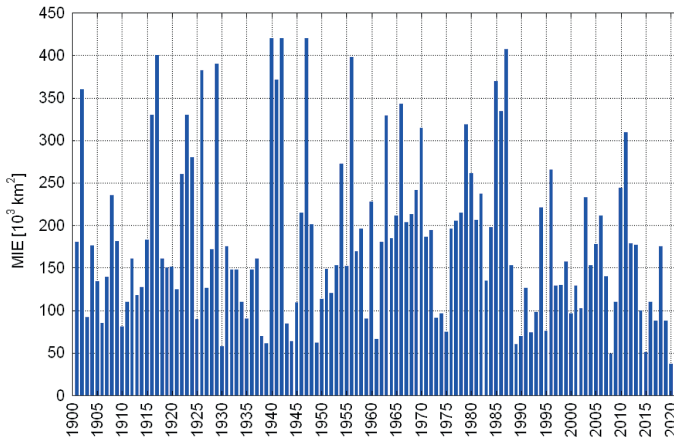
Maksymalna powierzchnia zlodzenia Bałtyku wykazuje znaczną zmienność międzyroczną. W stuleciu 1901-2000 wartości MIE zmieniały się w granicach od 58 tys. km² (w roku 1930³) i 52 tys. km² (w roku 1989) do 420 tys. km² (1940, 1942 i 1947 rok – Bałtyk całkowicie pokryty lodem), przy średniej 100-letniej równej 185,5 tys. km² i odchyleniu

¹ Sezon lodowy – okres od momentu pojawienia się pierwszych postaci lodu do momentu całkowitego zaniku wszystkich postaci lodu morskiego na całej powierzchni Bałtyku, z wodami szkiegowymi włącznie. Nie uwzględnia się tu przebiegu procesów zlodzenia na różnego rodzaju zalewach i jeziorach przybrzeżnych (np. zalewach Szczecińskim, Wiślanym, Kurońskim, jeziorze Melar (szw. Mälaren) etc.).

² <https://en.ilmatieenlaitos.fi/ice-season-in-the-baltic-sea>

³ W pracy datowanie zim zapisane jest na rok stycznia; na przykład zima 1950/1951 oznaczana jest jako zima 1951 roku.

standardowym $\sigma = 100,8$ tys. km². W całym okresie obserwacji (1720-2019) średnia wartość MIE była równa 213 tys. km², przy $\sigma = 112,9$ tys. km². W przebiegu MIE zaznacza się długookresowa zmienność (rys. 1), polegająca na występowaniu okresów o zwiększonych i zmniejszonych, w stosunku do średniej, wartościach MIE. Najsilniejsza, statystycznie istotna okresowość, wykryta przez Kozuchowskiego (1994) w serii MIE z lat 1720-1992, to okresowość 8-letnia, zgodna z przebiegiem zmienności szeregu wskaźników cyrkulacyjnych (NAO, Zonal Index, ...).



Rys. 1. Przebieg wartości maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku w latach 1901-2020 (MIE: Maximum Ice Extent; tys. km²) według danych FMI.

Fig. 1. The course of the maximum ice extent of the Baltic Sea in 1901-2020 (MIE; thousand km²) according to FMI data.

MIE Bałtyku jest silnie uzależniona od zachmurzenia i usłonecznienia w okresie letnim oraz przebiegu temperatury powierzchni morza (dalej SST – Sea Surface Temperature), temperatury powietrza i prędkości wiatru w basenie Bałtyku w całym okresie późnej jesieni i zimy, poprzedzającej moment wystąpienia MIE. Zmienność tych elementów klimatycznych jest sterowana przez cyrkulację atmosferyczną, tym samym międzyroczna zmienność MIE jest bardzo silnie powiązana z przebiegiem procesów cyrkulacyjnych. Na ten fakt zwraca uwagę szereg badaczy (np. Koslowski, Glaser 1995, 1999; Tinz 1996; Omstedt, Chen 2001; Jevrejeva i in. 2004; Omstedt i in. 2004; Styszyńska, Marsz 2005b; Hansson, Omstedt 2008; Vihma, Haapala 2009; Lehmann i in. 2011). Z tej przyczyny oraz ze względu na 300-letnią długość wysoce wiarygodnej serii obserwacyjnej, MIE jest powszechnie uważana za ważny wskaźnik klimatyczny, charakteryzujący kompleksowo zimowe warunki pogodowe panujące nad Bałtykiem i obszarem wokółbałtyckim (Haapala i in. 2015), w tym temperaturę powietrza w okresie zimowym nad Polską (Marsz, Styszyńska 2018).

Celem tej pracy jest przedstawienie procesów, które doprowadziły do wystąpienia historycznego minimum MIE. Wyjaśnienie skutków działania tych procesów wymaga

rozpatrzenia ich przebiegu w dłuższym horyzoncie czasowym, w związku z czym opracowanie obejmuje ewolucję MIE od 1951 roku (70 lat). W tym okresie powierzchnia maksymalnego zlodzenia Bałtyku wahała się w bardzo szerokich granicach – od 407 tys. km² (~97% całkowitej powierzchni Bałtyku, 1987 rok) do 37 tys. km² (~9%, 2020 rok).

Materiały wykorzystane w pracy i ich źródła

W badaniach wykorzystano szereg maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (MIE – Maximum Ice Extent) z okresu 1901-2020, opracowany w Finnish Institute of Marine Research oraz Finnish Meteorological Institute i opublikowany w serii raportów MERI (Seinä, Kalliosaari 1991; Seinä, Palosuo 1993, 1996; Seinä i in. 2001, 2006). Szereg MIE dla okresu 1720-1995 podany jest w załączniku do pracy Seinä i Palosuo (1996), wartości dla lat 1996-2000 znajdują się w pracy Seinä i in. (2001), a dla lat 2001-2005 w pracy Seinä i in. (2006). Wartości MIE z następnych lat pochodzą z omówień kolejnych sezonów lodowych (Ice Winter in the Baltic Sea) opracowywanych przez FMI⁴. Krótszy szereg MIE z lat 1720-2015, z niewielkimi zmianami w porównaniu do szeregu FIMR/FMI, dostępny jest również na stronie European Environment Agency (EEA)⁵.

Szczegółowe analizy rozwoju zlodzenia w sezonie lodowym prowadzono wykorzystując codzienne mapy lodowe Morza Bałtyckiego (Ice Charts), raporty lodowe (Ice Report) oraz podsumowania sezonów lodowych (A Summary of the Ice Season and Icebreaking Activities [rok sezonu lodowego]), opracowane przez FMI i SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute)⁶.

Do charakterystyki zmian temperatury wody morskiej wykorzystano jednorodną ciągłą temperaturę powierzchni morza (SST – Sea Surface Temperature) pochodzące ze zbioru ERSST v.3b (Smith i in. 2008). Zbiór ten oparty jest na pomiarach *in situ* ze zbioru ICOADS (bez danych satelitarnych)⁷. Jest to zbiór globalny o rozdzielczości przestrzennej 2°×2° i miesięcznej rozdzielczości czasowej (średnia miesięczna wartość SST na powierzchni 2°×2°, której punkt centralny określają współrzędne stanowiące etykietę gridu). W analizach wykorzystano dwa gridy, których powierzchnie w całości stanowią wody morskie: jeden – charakteryzujący akwen Bałtyku Środkowego, opisany jako 58°N, 20°W i obejmujący powierzchnię między 57-59°N i 19-21°E (oznaczenie SST2 na rys. 5) oraz drugi – charakteryzujący akwen Morze Bothnia, opisany jako 62°N, 20°E i obejmujący powierzchnię między 61-63°N i 19-21°E (oznaczenie SST1 na rys. 5).

Do oceny wpływu zmienności elementów klimatycznych na moment wystąpienia MIE wykorzystano średnie miesięczne wartości temperatury powietrza, zachmurzenia ogólnego i wilgotności względnej oraz miesięczne sumy usłonecznienia z okresu

⁴ <https://en.ilmatietaenlaitos.fi/ice-season-in-the-baltic-sea>

⁵ <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/external/the-classification-of-the-maximum>

⁶ http://www.smhi.se/oceanografi/istjanst/havsis_en.php

⁷ Dane ze zbioru Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v3b. pobrano ze strony: <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/marineocean-data/extended-reconstructed-sea-surface-temperature-ersst-v3b>

1951-2020 mierzone na 5 stacjach reprezentujących większe rejony Bałtyku. Dla Bałtyku Zachodniego jest to Kopenhaga (55,7°N, 12,5°E), Bałtyku Południowego – Hammer Odde Fyr (55,3°N, 14,8°E), Bałtyku Środkowego – Gotska Sändon (58,4°N, 19,2°E), Zatoki Fińskiej – Helsinki (60,2°N, 25,0°E) oraz Zatoki Botnickiej – Haparanda (65,8°N, 24,1°E). Stacje te położone są w bezpośredniej bliskości linii brzegowej, w miarę możliwości na wyspach i charakteryzują warunki zbliżone do tych, które panują nad wodą. Lokalizację tych stacji przedstawiono na rysunku 5. Dane do 2000 roku pochodzą ze zbioru Nordklim v.1.0 (Tuomenvirta i in. 2001)⁸. Wartości usłonecznienia i pozostałe średnie miesięczne po roku 2000 pozyskano bezpośrednio z DMI (Danish Meteorological Institute), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), FMI (Finnish Meteorological Institute) oraz ECAD (European Climate Assessment & Dataset).

Do badania związków MIE ze zmianami ciśnienia atmosferycznego (SLP) i prędkości wiatru w basenie Bałtyku wykorzystano dane z reanalizy (Kalnay i in. 1996) o miesięcznej rozdzielczości czasowej i rozdzielczości przestrzennej 2,5°×2,5°. Dane SLP pobrano ze zbioru CDAS-1 (NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic Mean Sea Level), a dane opisujące prędkość wiatru ze zbioru NOAA.NCEP-EMC dataset speed: speed [m/s] data. Prędkość wiatru w tym zbiorze (poziom 1000 hPa) obliczana jest ze składowych strefowej (u) i południkowej (v), przy uwzględnieniu zmian siły tarcia (nad morzem – funkcja SST i temperatury powietrza). Do charakterystyki zmian prędkości wiatru na Bałtyku wybrano 3 punkty, w których prędkość wiatru obliczona jest nad powierzchnią wody, w wystarczającej odległości od linii brzegowej. Punkt oznaczony na rysunku 5 jako Vw1 charakteryzuje Bałtyk Zachodni i Południowy, Vw2 – Bałtyk Środkowy i Vw3 – Morze Bothnia.

Zmienność elementów klimatycznych jest sterowana przez cyrkulację atmosferyczną, tym samym międzyroczna zmienność MIE powinna być bardzo silnie powiązana z przebiegiem procesów cyrkulacyjnych zachodzących w dolnej i środkowej troposferze. W pracy do analizy tych związków wykorzystano zimowy stacyjny (DJFM) wskaźnik NAO J.W. Hurrella⁹ oraz zimowy wskaźnik NAO oparty na PC¹⁰. Do charakterystyki cyrkulacji środkowotroposferycznej (poziom 500 hPa) wykorzystano klasyfikację Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Informacje o frekwencji makrotypów W, E i C z okresu 01.1951-10.2006 pochodzą z załącznika do pracy Dimitrieva i Belyazo (2006), a dla okresu późniejszego (11.2006-03.2020) dane pozyskano bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg).

W pracy zastosowano rutynowe analizy statystyczne (korelacji, regresji, wariancji). Wszystkie uzyskane statystyki były testowane za pomocą testów t-Studenta i F-Fischera-Snedecora, pozwalających na określenie ich istotności statystycznej. Za granicę istotności statystycznej przyjęto wartość $p = 0,05$ (przedział ufności = 95%). Wszystkie obliczenia prowadzono wykorzystując program Statistica PL firmy StatSoft®.

⁸ <https://rdrr/rforge/nordklidata1/man/NordklimData.html>

⁹ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt

¹⁰ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_pc_djfm.txt

Związki między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej a maksymalną powierzchnią zlodzenia Bałtyku

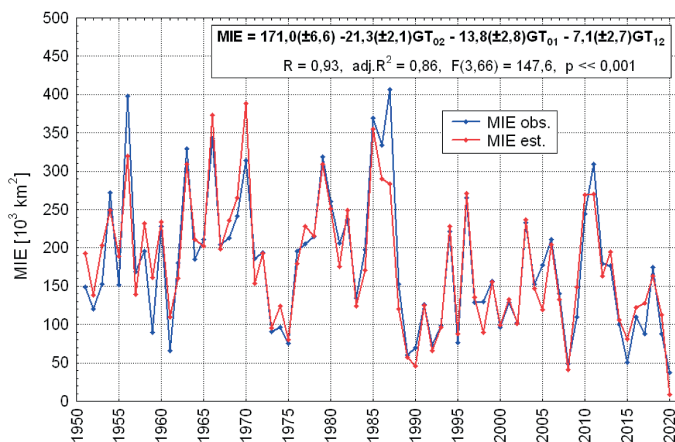
Kształtowanie powierzchni zlodzonej zależne jest od zmian bilansu cieplnego akwenu, na którym to zlodzenie występuje¹¹. Dla wystąpienia zlodzenia niezbędny jest spadek temperatury wody do temperatury jej krzepnięcia przy danym zasoleniu. Ponieważ rozchodowanie zasobów ciepła zakumulowanych w wodach Bałtyku w okresie od końca letniego nagrzewania powierzchni morza do momentu osiągnięcia przez SST na poszczególnych akwenach temperatury krzepnięcia jest procesem długotrwałym, moment wystąpienia MIE przypada na końcową część zimy. Przeciętnie odnotowuje się go w pierwszej dekadzie marca lub trzeciej dekadzie lutego.

Decydująca o szybkości spadku SST, przy danym zasobie ciepła w kolumnie wody pozostałym po okresie letniego nagrzewania, jest suma strat energii (ciepła) z powierzchni morza w jednostce czasu. Sumę tę stanowią straty ciepła na wypromieniowanie (straty radiacyjne – wypromieniowanie efektywne) oraz suma strumieni ciepła jawnego (P – wymiana turbulentna) i ciepła parowania (LE – wymiana substancjalna). Strumienie energii na wypromieniowanie uzależnione są od wartości SST i nie zależą, poza zachmurzeniem, od przebiegu innych elementów meteorologicznych. Straty ciepła na wymianę turbulentną zależą od różnicy między SST a temperaturą powietrza oraz prędkości wiatru nad wodą. Straty ciepła na parowanie zależą od różnicy między maksymalną prężnością pary wodnej w temperaturze SST a prężnością aktualną powietrza i prędkości wiatru (Makshtas 1984; Kraus, Businger 1994). W ten sposób najważniejszymi dla kształtowania powierzchni zlodzonej są zmiany zachodzące w okresie zimowym: SST, temperatury powietrza, prędkości wiatru nad wodą oraz prężności pary wodnej w powietrzu. Przebieg wszystkich tych elementów klimatycznych i SST w okresie zimowym (grudzień-marzec) wykazuje na ogół istotne i wysoce istotne skorelowanie z MIE, przez co MIE staje się funkcją zmian tych elementów.

Pozwala to na szacowanie wysoce wiarygodnych wartości MIE z przebiegu miesięcznych wartości SST, temperatury powietrza i prędkości wiatru lub kombinacji tych silnie ze sobą skorelowanych elementów. Przykładowo, wykorzystując przebieg temperatury miesięcznej od grudnia do lutego na stacji Gotska Sändon, która charakteryzuje zmiany temperatury powietrza nad akwenami Bałtyku Środkowego¹², można ze stosunkowo małym błędem ($\pm 32,8$ tys. km^3) estymować wartości MIE (rys. 2). Zmienność temperatury grudnia, stycznia i lutego na tej stacji objaśnia 86% wariancji MIE w ciągu ostatniego 70-lecia.

¹¹ Bałtyk pod względem hydrologicznym tworzy szereg basenów, których batymetria i warunki hydrologiczne, w tym zasoby ciepła w ich wodach i przebieg procesów zlodzenia, są silnie zróżnicowane. Ponieważ rozpatruje się dalej zmiany MIE w funkcji czasu, a nie przestrzeni, omawianie batymetrii i warunków hydrologicznych Bałtyku w tym miejscu wydaje się zbędne.

¹² Bałtyk Środkowy – akweny prognostyczne B8 i B7 (Bałtyk Środkowy i Bałtyk Północny) według podziału WMO/IMO. Akwen ten w dobrym przybliżeniu odpowiada wyznaczonemu przez Łomniewskiego i in. (1975) akwenowi Bałtyku Środkowego.



Rys. 2. Przebieg MIE obserwowany (MIE obs.) i szacowany (MIE est.) na podstawie miesięcznej wartości temperatury na stacji Gotska Sändon (GT_{12} , GT_{01} , GT_{02}).

Równanie i jego charakterystyka statystyczna w ramce na rysunku.

Fig. 2. The course of MIE observed (MIE obs.) and estimated (MIE est.) from the monthly temperature value at the Gotska Sändon station (GT_{12} , GT_{01} , GT_{02}).

The equation and its statistical characteristics is in the figure.

Zmiennością wartości średnich miesięcznych elementów klimatycznych steruje cyrkulacja środkowotroposferyczna (poziom 500 hPa). Klasyfikacja Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964) wyróżnia trzy makrotypy cyrkulacji środkowotroposferycznej – W (strefowy) oraz E i C (południkowe). Same makrotypy według tej klasyfikacji są niczym innym, jak względnie typowym ułożeniem w przestrzeni sektora cyrkulacyjnego górnych klinów i górnych zatok fal długich (fal Rossby’ego, fal górnej planetarnej strefy frontalnej; Zvieriev 1978). Schematy ułożenia fal długich, określające przybliżone położenie górnych klinów i górnych zatok w każdym z tych makrotypów, są przedstawiane w licznych podręcznikach i pracach, w tym w języku polskim (np. Kożuchowski 1989, 2011; Marsz 2005a; Marosz, Kożuchowski 2019), w związku z czym nie omawia się ich w tym artykule.

Z określonym makrotypem cyrkulacji środkowotroposferycznej powiązane są określone typy dolnego pola SLP¹³ (Kożuchowski 1993; Marsz 2005a-b). Zmienność dolnych pól SLP warunkuje występującą strukturę pogód, od której z kolei uzależnione są wartości elementów klimatycznych w danym okresie uśredniania. Z tej przyczyny między miesięczną czy sezonową frekwencją makrotypów a większością elementów klimatycznych i hydrologicznych, w tym najważniejszych dla kształtowania pokrywy

¹³ Typ dolnego pola SLP (Sea Level Pressure) – względnie powtarzalny układ położenia centrów działania atmosfery w ciągu danej doby w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Jako przykład typów dolnego pola SLP mogą służyć „typy cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein (1978, 1991), będące pewnego rodzaju wzorcami rozkładu układów barycznych między 30 a 70°N i między 70°W a 60°E.

Tabela 1. Związki między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresie zimowym (12-03) a średnią w tym samym okresie: SST w gridach 62°N, 20°E (SST1) i 58°N, 20°E (SST2), temperaturą powietrza na wybranych stacjach (BO – Bornholm – Hammer Odde Fyr, GS – Gotska Sändon, HA – Haparanda, HE – Helsinki) i prędkością wiatru w wybranych gridach 55°N, 15°E (Vw1), 57,5°N, 20°E (Vw2) i 62,5°N, 20°E (Vw3). Okres korelacji 1951-2020. W górnym wierszu komórki wartość r , w dolnym – poziom istotności statystycznej (p). Wartości p zapisane jako 0,000 oznaczają, że $p \ll 0,001$.

Table 1. Relationships between the frequency of the W, E and C macro-types of the mid-tropospheric circulation according to the Wangengejm-Girs classification in the winter period (12-03; DJFM) and the average of the following elements in the same period: SST in grid-boxes 62°N, 20°E (SST1) and 58°N, 20°E (SST2), air temperature at selected stations (BO – Bornholm – Hammer Odde Fyr, GS – Gotska Sändon, HA – Haparanda, HE – Helsinki) and wind speed in selected grids (55°N, 15°E (Vw1), 57.5°N, 20°E (Vw2) and 62.5°N, 20°E (Vw3)). Correlation period 1951-2020. In the top of each row the r value and in the bottom row the level of statistical significance (p) is given. P -values written as 0.000 mean that $p \ll 0.001$.

Makrotyp/ Macro-type	SST1	SST2	BO	GS	HA	HE	Vw1	Vw2	Vw3
W ₁₂₋₀₃	0,51 0,000	0,52 0,000	0,69 0,000	0,70 0,000	0,54 0,000	0,69 0,000	0,55 0,000	0,55 0,000	0,27 0,025
E ₁₂₋₀₃	-0,46 0,000	-0,48 0,000	-0,51 0,000	-0,55 0,000	-0,43 0,000	0,51 0,000	-0,43 0,000	-0,44 0,000	-0,21 0,081
C ₁₂₋₀₃	0,04 0,771	0,05 0,656	-0,18 0,138	-0,13 0,267	-0,08 0,501	-0,18 0,143	-0,09 0,446	-0,07 0,587	-0,03 0,796

lodowej na Bałtyku SST, temperaturą powietrza i prędkością wiatru, zachodzą istotne statystycznie związki (tab. 1).

Podobnie silne związki zachodzą między frekwencją makrotypów a elementami klimatycznymi bezpośrednio charakteryzującymi aspekty cyrkulacji atmosferycznej (np. z ciśnieniem atmosferycznym nad Bałtykiem) i ze wskaźnikami cyrkulacyjnymi, w tym ze wskaźnikiem NAO (Marsz 2005a, 2019). W badanym okresie zimowe SLP w Atlantycznej Arktyce (grid 75°N, 15°E; patrz Marsz, Styszyńska 2006, 2015) jest silnie skorelowane z frekwencją makrotypu W ($r = -0,70$) i E ($r = 0,58$) oraz słabo i nieistotne z frekwencją makrotypu C ($r = 0,08$). Zmiany ciśnienia w okresie zimowym w tym gridzie bardzo mocno, silniej niż NAO, wpływają na przebieg temperatury powietrza w rejonie wokółbałtyckim (Marsz, Styszyńska 2006) oraz na prędkość wiatru nad Bałtykiem (Kruszewski 2008; Formela, Marsz 2011). Wartości zimowego „stacyjnego” wskaźnika NAO Hurrella (1995) są skorelowane z zimową frekwencją makrotypu W silnie dodatnio ($r = 0,62$). Wartości wskaźnika PC NAO w latach 1951-2020 są skorelowane z frekwencją makrotypu W dodatnio ($r = 0,70$), z frekwencją makrotypu E ujemnie ($r = -0,54$) a z frekwencją makrotypu C ujemnie i nieistotnie ($r = -0,13$). Oznacza to, że cyrkulacja środkowotroposferyczna steruje zarówno zmiennością elementów klimatycznych, jak i zmiennością wskaźników cyrkulacyjnych, w efekcie czego wszystkie te wielkości są ze

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji (r) między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (liczba dni) w okresie zimy (12-03) a wartościami maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku w danym sezonie lodowym (MIE, tys. km²) oraz ich istotność statystyczna (p). Wartości p zapisane jako 0,000 oznaczają, że $p \ll 0,001$. Korelowane szeregi z okresu 1951-2020.

Table 2. The values of the correlation coefficients (r) between the frequency of the macro-types of the mid-tropospheric circulation according to the Wangengejm-Girs classification (number of days) in the winter (12-03; DJFM) and the values of the maximum ice extent of the Baltic in a given ice season (MIE, thousand km²), and their statistical significance (p). P -values written as 0.000 mean that $p \ll 0.001$. Correlated series from 1951-2020.

Makrotyp/ Macro-type	W	E	C
r	-0,65	0,50	0,14
p	0,000	0,000	0,251

sobą bardzo silnie skorelowane, a ich zmienność odtwarza w większym czy mniejszym stopniu zmienność cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Konsekwencją silnego wpływu zmian frekwencji makrotypów na kształtowanie zmienności elementów klimatycznych są bezpośrednie związki między cyrkulacją środkowotroposferyczną a maksymalną powierzchnią zlodzenia Bałtyku (tab. 2).

Maksymalna powierzchnia zlodzenia Bałtyku jest wysoce istotnie skorelowana ujemnie z frekwencją makrotypu W, wzrost frekwencji tego makrotypu w okresie zimowym prowadzi do spadku wartości MIE. Zmienność frekwencji makrotypu W objaśnia ~42% wariacji MIE w okresie 1951-2020, a zmiana frekwencji tego makrotypu o 1 dzień w okresie zimy pociąga za sobą zmianę maksymalnej powierzchni zlodzonej z przeciwnym znakiem o 3,35(±0,47) tys. km². Z frekwencją dwóch pozostałych makrotypów – E i C – MIE skorelowana jest dodatnio, przy czym z frekwencją makrotypu E wysoce istotnie. Wzrost frekwencji (liczby dni) tych makrotypów w okresie zimy prowadzi do wzrostu maksymalnej powierzchni zlodzonej. Zmienność frekwencji makrotypu E w okresach zimowych lat 1951-2020 objaśnia ~25% wariacji MIE, a zmiana frekwencji tego makrotypu o 1 dzień pociąga za sobą zmianę MIE z takim samym znakiem o 2,29(±0,48) tys. km². Łącznie zmienność makrotypów E i C (frekwencja E+C) w czasie zimy objaśnia ~42% wariacji MIE, a więc tyle samo, co frekwencja makrotypu W. Zmiana sumy dni z frekwencją makrotypów E+C o 1 dzień w okresie zimy zmienia maksymalną powierzchnię zlodzenia o 3,35(±0,47) tys. km². Tak więc oddziaływanie frekwencji makrotypu W na kształtowanie wartości MIE jest przeciwstawne działaniu sumy frekwencji makrotypów E i C. Jest to bardziej skomplikowany obraz zależności niż przedstawiany przez badaczy radzieckich/rosyjskich, wiążących jednoznacznie zmiany MIE tylko ze zmiennością frekwencji makrotypu E (Ledovovij rezhim 1992)¹⁴.

¹⁴ Między innymi z tego względu, że w przypadku wystąpienia makrotypu E mogą wystąpić silne napyły powietrza z południa.

Wobec silnego skorelowania frekwencji makrotypów między sobą, przeprowadzenie analizy regresji wielokrotnej, w której MIE byłaby funkcją frekwencji wszystkich trzech makrotypów, nie jest możliwe¹⁵. Uniemożliwia to dokonanie wiarygodnej oceny wspólnego (jednoczesnego) działania frekwencji wszystkich makrotypów w okresie zimowym na kształtowanie zmian wartości elementów klimatycznych, wpływających na rozmiar maksymalnej powierzchni zlodzonej w danym sezonie zimowym. Tym niemniej analiza korelacji wskazuje wyraźnie, że zarówno zmienność elementów klimatycznych wywierających wpływ na zmienność MIE, jak i zmienność samej MIE, stanowi funkcję zmian frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Zmiana reżimu makrocyrkulacyjnego w latach 1987-1989 a zmienność reżimu lodowego Bałtyku

Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa wykazuje znaczną zmienność w funkcji czasu, przy czym ma ona dość wyraźnie zarysowane dwie składowe – sezonową o charakterze quasi-rocznym oraz długookresową. W składowej długookresowej ujawniają się kilkunasto-, kilkudziesięciolletnie okresy, w których struktura makrotypów charakteryzuje się dominacją jednego z trzech makrotypów W, E lub C, lub też dominacją jednego i subdominacją innego makrotypu (np. E+C). Ta długookresowa zmienność frekwencji makrotypów tworzy tak zwane „epoki cyrkulacyjne” (Girs 1974; Girs, Kondratovich 1978).

Epoki cyrkulacyjne wyznaczone są na podstawie rocznych anomalii frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (500 hPa). Przegląd wyróżnianych przez badaczy radzieckich/rosyjskich epok cyrkulacyjnych w latach 1899-2000 w polskiej literaturze dają Degirmendżić i inni (2000). Analiza, którą przeprowadzili Savichev i in. (2015) pozwoliła na dokonanie korekty i uzupełnienie dotychczasowego wydzielenia granic epok cyrkulacyjnych, która w latach 1949-2014 prezentuje się następująco: 1949-1965 – epoka E + C, 1966-1989 – epoka E, 1990-2014 – epoka W, przy czym podany ostatni rok 2014 tej epoki nie stanowi jej granicy, lecz ostatni rok analizy szeregów danych, którymi dysponowali Savichev i in. (2015). Faktycznie, epoka W trwała przynajmniej do roku 2017.

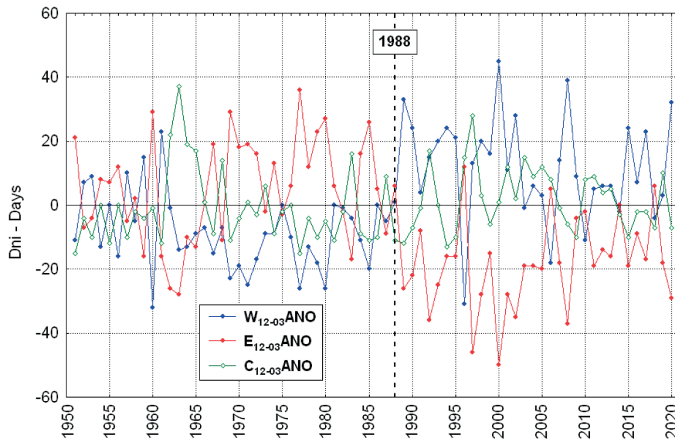
¹⁵ Ze względu na ograniczenia metody regresji wielokrotnej – występowania redundancji (nadmiarowości) w zmiennych niezależnych. W przypadku silniejszego skorelowania zmiennych niezależnych nie da się wiarygodnie oszacować parametrów równania regresji. Przy założeniu, że dany rok nie jest rokiem przestępnym, zima liczy 121 dób. W takim roku frekwencja makrotypu W jest $(121 - (E+C))$, makrotypu E $(121 - (W+C))$, makrotypu C $(121 - (W+E))$, co oznacza, że frekwencja wszystkich trzech makrotypów musi być ze sobą skorelowana. W takiej sytuacji zmiana frekwencji z określonym znakiem jednego makrotypu (np. W) w okresie zimy o jeden dzień wymusza zmianę frekwencji ze znakiem przeciwnym o 1 dzień któregoś z pozostałych dwóch makrotypów (E lub C), ze wszystkimi konsekwencjami tej zależności dla kształtowania się rozmiaru powierzchni MIE.

Podobne granice epok cyrkulacyjnych wyznaczyli ostatnio na podstawie własnych analiz Kożuchowski i Degirmendźić (2018) oraz Degirmendźić i Kożuchowski (2018). Granice epok wyznaczone przez tych autorów są przesunięte o 1-2 lata w stosunku do granic wyznaczonych przez Savicheva i in. (2015). Mając na względzie zastosowane przez tych badaczy odmienne metody analizy oraz różne długości analizowanych szeregów, roczne-dwuletnie przesunięcia momentów zmian epok cyrkulacyjnych są bez znaczenia. Sam moment początku i końca danej epoki cyrkulacyjnej jest w pewnym sensie dyskusyjny – faktycznie między epokami cyrkulacyjnymi występują lata graniczne, w których anomalie wszystkich lub dominujących makrotypów są zbliżone do zera¹⁶. Lata, w których następuje taka sytuacja, są latami „prześciowymi” między epokami, co powoduje trudność w jednoznacznym zaliczeniu ich do konkretnej epoki i zmusza do przyjmowania rozwiązań arbitralnych. To skutkuje nieznacznym przesunięciem w czasie granicy między epokami w podziałach prowadzonych przez różnych badaczy (por. Savichev i in. 2015; Kożuchowski, Degirmendźić 2018).

Od roku 1984 roczna frekwencja makrotypu E spada, a frekwencja makrotypu W zaczyna wzrastać. W roku 1987 frekwencja wszystkich makrotypów W, E i C zbliża się do wartości średnich z wielolecia 1951-2015 i następnie, od roku 1989, frekwencja makrotypu W utrzymuje się względnie trwale powyżej średniej wieloletniej, frekwencja makrotypu E poniżej średniej, a frekwencja makrotypu C oscyluje wokół wartości średniej wieloletniej, przy zachowaniu tendencji do utrzymywania się jej średniej wartości nieco poniżej średniej wieloletniej. Zmienia się struktura frekwencji makrotypów, a tym samym epoka cyrkulacyjna E przechodzi w epokę W. Podobne, choć nie takie same, zmiany frekwencji makrotypów zachodzą nie tylko w ich strukturze rocznej, ale i strukturze sezonowej, w tym w okresie zimowym. W latach 1987-1989 zaszła również zasadnicza zmiana struktury cyrkulacji środkowotroposferycznej w okresie zimowym (rys. 3).

Zmiana ta polegała na spadku frekwencji makrotypu E poniżej średniej wieloletniej i wejściu na to miejsce makrotypu W, którego frekwencja znacznie wzrosła powyżej średniej wieloletniej. W rezultacie zmieniła się struktura adwekcji nad obszar wokół Bałtycki – silnie wzrosła częstość adwekcji powietrza atlantyckiego z W i SW (dodatnie fazy NAO) i w takim samym stopniu spadła częstość adwekcji powietrza kontynentalnego z NE, E i SE oraz zmniejszyła się częstość występowania sytuacji blokadowych, z mniej lub bardziej rozwiniętymi układami antycyklonalnymi nad Półwyspem Skandynawskim i Bałtykiem. Spowodowało to również radykalną zmianę struktury pogód w okresie zimowym – znacznie zmniejszyła się frekwencja pogód chłodnych związanych z makrotypem E (pola SLP podobne do „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein F, E2C, E0 i E1), a weszły na te miejsca pogody relatywnie ciepłe związane z makrotypem W (pola SLP podobne do „typów cyrkulacji” A, C2D, D2C według Osuchowskiej-Klein). Doprowadziło to do zasadniczych zmian wartości średniej temperatury dobowej w kolejnych dniach poszczególnych miesięcy, a w konsekwencji i średniej temperatury zimy. Wraz ze zmianą epoki cyrkulacyjnej z E na W po roku 1988 „skokowo” zmienił się również reżim termiczny

¹⁶ Co oznacza, że ich frekwencja jest zbliżona do wartości średnich wieloletnich.



Rys. 3. Przebieg anomalii frekwencji (dni) makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (W, E i C) według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresach zimowych (12-03) lat 1951-2020. Anomalie obliczone względem średnich z okresu 1951-2015. Oznaczono rok 1988, przejściowy między epoką cyrkulacyjną E a epoką W.

Fig. 3. The course of the frequency anomalies (days) of the macro-types at the mid-tropospheric circulation (W, E and C) according to the Wangengejm-Girs classification in the winter periods (12-03; DJFM) of 1951-2020. Anomalies calculated in relation to averages from 1951-2015.

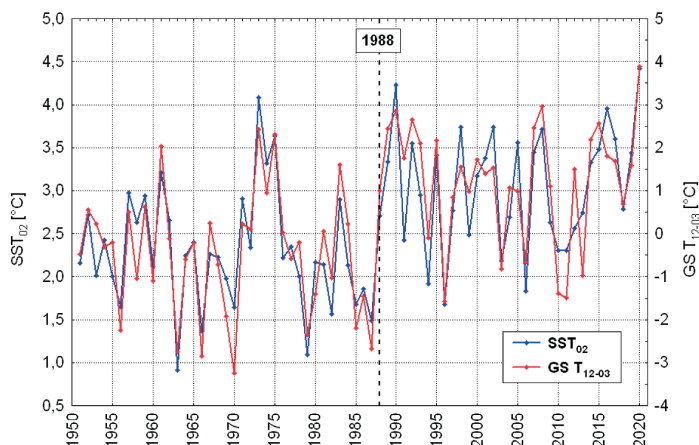
The year 1988 is marked, a transition year between the E and the W circulation epochs.

zim nad Bałtykiem i rozległymi obszarami wokółbałtyckimi, szczególnie wyraźnie nad wcześniej wyraźnie chłodniejszymi rejonami wschodnich (Zatoka Fińska, Morze Archipelagowe) i północnych (Morze Bothnia, Kvarki¹⁷, Zatoka Botnicka) części Bałtyku. Średnia temperatura zimy w ciągu dwóch lat wzrosła o około 1 deg i stan taki utrzymuje się do czasów obecnych.

W takich warunkach procesy poboru ciepła z powierzchni Bałtyku osłabły i SST w okresie zimowym równie gwałtownie wzrosła (rys. 4), nie stwarzając warunków dla rozwoju lodu morskiego na akwenach, na których SST była wcześniej niższa od temperatury zamarzania. Konsekwencją tych zmian była gwałtowna zmiana reżimu lodowego Morza Bałtyckiego. Maksymalna powierzchnia zlodzenia w ostatniej epoce cyrkulacyjnej zmniejszyła się wyraźnie – średnia powierzchnia MIE w latach 1951-1988 (epoki E+C i E) była równa 212,9 tys. km² ($\sigma = 88,5$), po roku 1988 (epoka W) jest równa 136,4 tys. km² ($\sigma = 67,7$). Skróceniu uległa również długość sezonu lodowego. Pojawiły się lata, w których maksymalna powierzchnia zlodzenia wystąpiła już w styczniu (np. lata 2015 – 23.01, 2016 – 22.01), co oznacza, że przyspieszeniu uległ moment wystąpienia minimum SST i temperatury powietrza¹⁸.

¹⁷ Szwedzka nazwa cieśniny – Norra Kvarken, fińska – Merenkukku.

¹⁸ Najniższa temperatura miesięczna w cyklu rocznym na stacjach położonych na wyspach i w bliskości brzegów Bałtyku występuje przeciętnie w lutym.



Rys. 4. Przebieg średniej temperatury powietrza w okresie zimy (12-03) na stacji Gotska Sändon ($GS T_{12-03}$) i średniej temperatury powierzchni morza w lutym (SST_{02}) w gridzie $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ (Bałtyk Środkowy). Obie zmienne $GS T_{12-03}$ i SST_{02} są bardzo silnie skorelowane z wartością MIE ($r = -0,92$ i $-0,84$ odpowiednio; 1951-2020). Oznaczono rok 1988, przejściowy między epoką cyrkulacyjną E a epoką W.

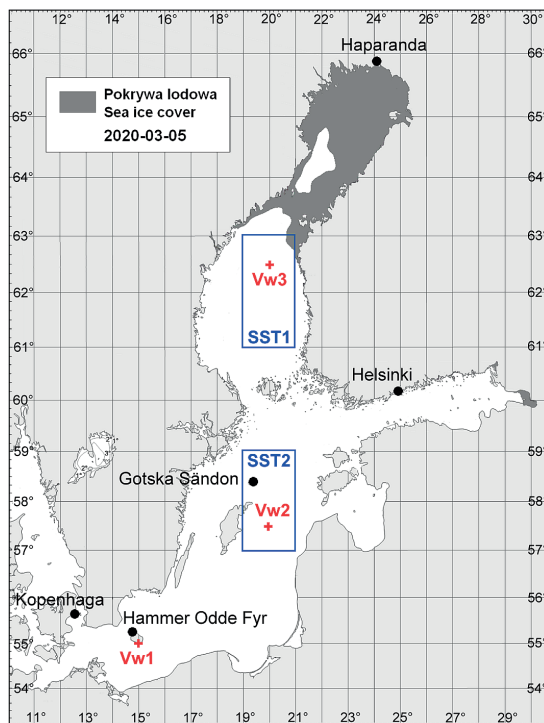
Fig. 4. The course of the average air temperature in Winter (12-03; DJFM) at Gotska Sändon station ($GS T_{12-03}$) and the average sea surface temperature in February (SST_{02}) on the grid-box $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ (Central Baltic). Both variables $GS T_{12-03}$ and SST_{02} are very strongly correlated with the MIE value ($r = -0.92$ and -0.84 respectively; 1951-2020). The year 1988 is marked, a transition year between the E and the W circulation epochs.

Dużej zmianie w ostatniej epoce cyrkulacyjnej uległ również rozkład wartości MIE. Seinä i Palosuo (1996) zaproponowali klasyfikację sezonów lodowych na Bałtyku według wartości MIE. Klasyfikacja ta wyróżnia 5 kategorii sezonów: ekstremalnie łagodny (52,0-81,0 tys. km^2), łagodny (81,001-139,0 tys. km^2), przeciętny (139,001-279,0 tys. km^2), surowy (279,001-383,0 tys. km^2) i ekstremalnie surowy (383,001-420 tys. km^2). O ile w latach 1951-1988 (38 lat) wystąpiło 8 przypadków sezonów łagodnych, w tym 2 przypadki sezonów ekstremalnie łagodnych (1961, 1975), to w latach 1989-2020 (32 lata) było 19 przypadków wystąpienia sezonów łagodnych, w tym 7 ekstremalnie łagodnych (1989, 1990, 1992, 1995, 2008, 2015, 2020). W roku 2008 po raz pierwszy wartość MIE (49 tys. km^2) stała się mniejsza od znanej wcześniej, historycznej minimalnej wartości MIE z roku 1989 (52 tys. km^2)¹⁹.

¹⁹ W publikowanych przez FMI (w latach 1991-2012) szeregach danych MIE, historyczne minimum (52 tys. km^2 ; patrz Seinä i Palosuo 1996) wystąpiło w roku 1989. W roku 1990 wartość MIE według tych samych danych była równa 67 tys. km^2 . W danych podawanych przez Europejską Agencję Środowiskową (EEA - European Environment Agency; ostatnia modyfikacja 4.12.2019) wartości MIE odbiegają od danych FIMR/FMI, przy czym EEA podaje wartość MIE w roku 1989 jako 60, a w roku 1990 jako 70 tys. km^2 . Podobne, niewielkie różnice między danymi FIMR/FMI pojawiają się również w kilku następujących latach. Nie jest zrozumiałe skąd biorą się te różnice, gdyż EEA jako źródło danych wskazuje FMI.

Warunki atmosferyczne w sezonie lodowym roku 2020

W sezonie lodowym 2019-2020 pokrywa lodowa osiągnęła maksymalną powierzchnię w dniu 5 marca 2020 roku (Ice Chart FMI/SMHI nr 99). W tym dniu względnie zwarta pokrywa lodu morskiego o grubości od 5 do 40 cm zajmowała tylko północną część Zatoki Botnickiej, w przybliżeniu na N od 65°N. Pozostała część Zatoki Botnickiej, do rejonu Kvarków (~63°N), była pokryta rozrzedzonym lodem (zwarcie < 10-40%) o grubości od 2 do 10 cm, wśród którego po zachodniej stronie zatoki była rozległa (~118 × ~57 km) owalna polynia (rys. 5). Morza Bothnia i Archipelagowe były całkowicie wolne od lodów, łącznie z ich strefami przybrzeżnymi. W Zatoce Fińskiej rozrzedzone lody (koncentracja do 40%, grubość 10-15 cm) o powierzchni kilkuset km² występowały jedynie na przedpolu St. Petersburga od długości Kronsztadu i w zamknięciu Zatoki Wyborgskiej. Pozostałe akweny Bałtyku i zalewy przybrzeżne były całkowicie wolne od jakichkolwiek postaci lodu.



Rys. 5. Pokrywa lodowa w dniu 5 marca 2020 roku. Oznaczone położenie wybranych stacji (●), z których dane omawiane są w pracy oraz gridów charakteryzujących SST (SST1 i SST2 – niebieska ramka) i średnią prędkość wiatru (czerwony krzyżyk – Vw1, Vw2, Vw3).

Fig. 5. The ice cover on March 5, 2020. Marked locations of selected stations (●), the data from which are discussed in the study, and from grid-boxes characterizing SST (SST1 and SST2 – blue frame) and average wind speed (red cross – Vw1, Vw2, Vw3).

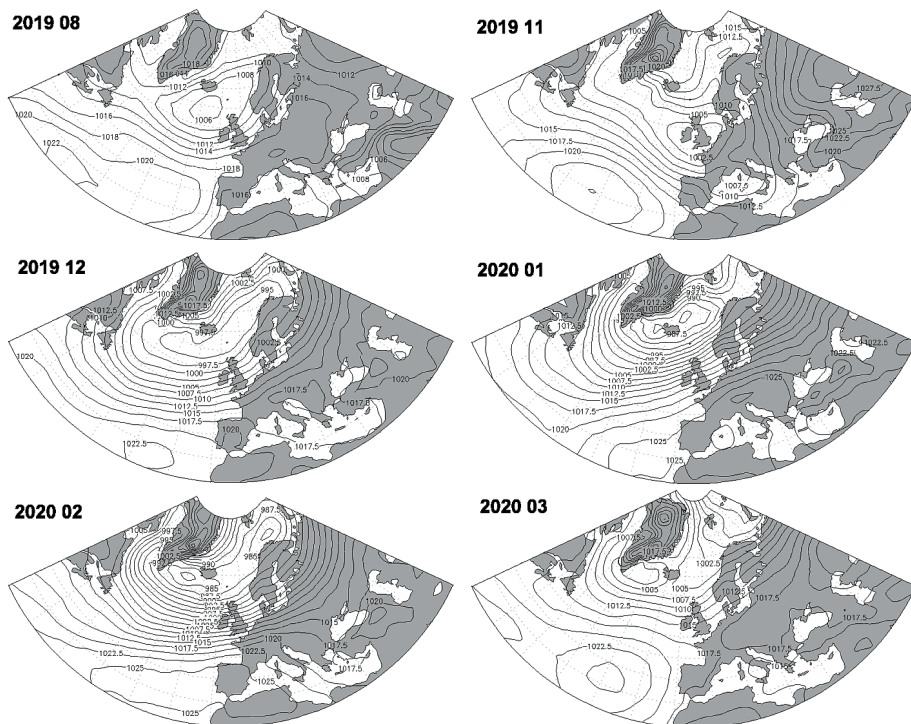
Tabela 3. Miesięczna frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (dni) w okresie od lipca 2019 roku do marca 2020 roku i odsetek czasu miesiąca (%), w którym występuje dany makrotyp ($W_{\%}$, $E_{\%}$, $C_{\%}$).

Table 3. Monthly frequency of the mid-tropospheric circulation macro-types W, E and C according to the Wangengejm-Girs classification (days) in the period from July 2019 to March 2020 and the percentage of the month (%) in which the given macro-type occurs ($W_{\%}$, $E_{\%}$, $C_{\%}$).

Częstość i odsetek makrotypu/ Frequency and percentage of the macro-type	Rok/miesiąc Year/month								
	2019						2020		
	07	08	09	10	11	12	01	02	03
W	5	2	10	16	8	16	21	18	16
$W_{\%}$	16	6	33	52	27	52	68	62	52
E	11	19	12	3	18	9	6	6	9
$E_{\%}$	35	62	40	9	60	29	19	21	29
C	15	10	8	12	4	6	4	5	6
$C_{\%}$	49	32	27	39	13	19	13	17	19

Takie niezwykle małe zlodzenie było konsekwencją przebiegu procesów atmosferycznych w okresie poprzedzającym wystąpienie sezonu lodowego i w trakcie sezonu lodowego 2020 roku. Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, sterująca cyrkulacją dolną, od lipca 2019 do marca 2020 roku (tab. 3) kształtowała się dość osobliwie. Od lipca do września włącznie dominowały postaci cyrkulacji południkowej, ze stosunkowo znaczną częstością występowania makrotypu C. W październiku silnie wzrosła częstość strefowego makrotypu W, na tyle, że stał się on dominujący. W listopadzie charakter cyrkulacji zmienił się ze strefowej na bardzo silną południkową, z wyraźną dominacją makrotypu E. Ponownie bardzo radykalna zmiana charakteru cyrkulacji zaszła na przełomie listopada i grudnia, kiedy to ponownie zaczęła dominować cyrkulacja strefowa. Bardzo silna cyrkulacja strefowa (występowanie makrotypu W), przerywana tylko krótkimi epizodami cyrkulacji południkowej (makrotypy E i C), trwała niemal nieprzerwanie od grudnia do ostatniej dekady marca, osiągając największe natężenie w styczniu i lutym.

W letnim sezonie ogrzewania Bałtyku 2019 roku, Bałtyk Zachodni, Południowy i Środkowy znajdowały się przez większą część tego okresu (lipiec, sierpień, pierwsza połowa września) na N i NE skraju wielkiego klina wyżowego (rys. 6) związanego w przestrzeni z Wyżem Azorskim. Przeważały napływy ciepłego, letniego Powietrza Polarne kontynentalnego z SW do S, zachmurzenie nad Bałtykiem było niewielkie, temperatura powietrza wysoka. W takich warunkach wody Bałtyku mogły zakumulować znaczne ilości ciepła. We wrześniu, miesiącu, w którym rozpoczęło się jesienno-zimowe wychładzanie wód, SST na Bałtyku była wysoka, w gridzie 58°N, 20°E (Bałtyk Środkowy) SST była wyższa o 1,64 deg od średniej z lat 1951-2019, w gridzie 62°N, 20°E (Morze Bothnia) wyższa o 1,47 deg. Wysokie wartości anomalii SST wskazują na znacznie większe od przeciętnych zasoby ciepła zakumulowane w wodach. Rozpoczęte procesy ochładzania

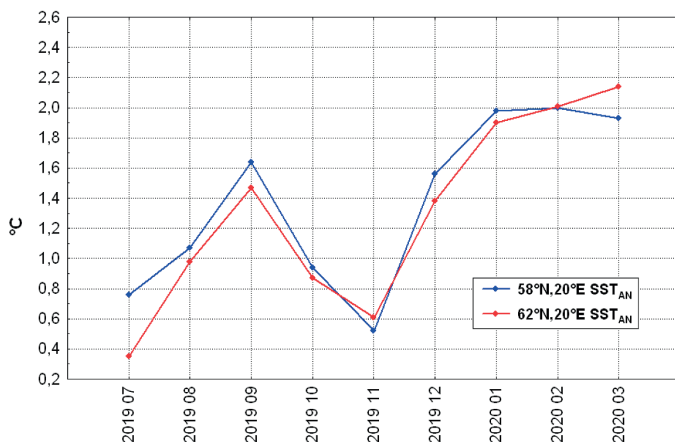


Rys. 6. Średnie miesięczne pola ciśnienia atmosferycznego (SLP) w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym w sierpniu (08), listopadzie (11) i grudniu (12) roku 2019 oraz styczniu (01), lutym (02) i marcu (03) 2020 roku. Źródło map – NOAA/ESRL Physical Science Division.

Fig. 6. Monthly mean atmospheric pressure fields (SLP) in the Atlantic-European circulation sector in August (08), November (11) and December (12) 2019 and January (01), February (02) and March (03) 2020. Map source – NOAA/ESRL Physical Science Division.

powierzchni morza w październiku i listopadzie, związane ze spadkiem temperatury powietrza i wzrostem prędkości wiatru, doprowadzały stopniowo do zmniejszania się zasobów ciepła w wodach, tak, że w listopadzie anomalie te zmniejszyły się do +0,52 i +0,63 deg odpowiednio, pozostając jednak nadal dodatnie.

W listopadzie przeważała nad Bałtykiem silna cyrkulacja południkowa wnosząca powietrze z południa (rys. 6), rozwijająca się między układami niskiego ciśnienia w rejonie Wysp Brytyjskich i Morza Północnego oraz północo-zachodnich części Morza Śródziemnego, a kolejno wzmacniającym się i słabnącym wyżej znad Niziny Rosyjskiej. W związku z takim charakterem cyrkulacji temperatura powietrza nad Bałtykiem Południowym, Środkowym i Zatoką Fińską była wyższa niż przeciętnie – anomalie temperatury względem średniej listopada z lat 1951-2019 w rejonie Bornholmu (stacja Hammer Odde Fyr) wynosiły +0,6 deg, rejonie Bałtyku Środkowego (stacja Gotska Sändon) +1,3 deg, a nad Zatoką Fińską (stacja Helsinki) +0,6 deg. Jedynie na skrajnej północy Bałtyku (stacja Haparanda) temperatura listopada była nieco niższa od normy wieloletniej,



Rys. 7. Przebieg miesięcznych anomalii SST (SST_{AN}) w okresie od lipca 2019 do marca 2020 roku na akwenie Bałtyku Środkowego (grid $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST2) i Morzu Bothnia (grid $62^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST1).
 Fig. 7. The course of monthly SST anomalies (SST_{AN}) in the period from July 2019 to March 2020 in the Central Baltic Sea (grid-box $58^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST2) and the Bothnia Sea (grid-box $62^{\circ}N$, $20^{\circ}E$ - SST1).

tam miesięczna anomalia temperatury powietrza w listopadzie 2019 roku była równa $-1,1$ deg. Doprowadziło to w pierwszej dekadzie tego miesiąca do rozpoczęcia procesów zamarzania i tworzenia się lodów w północnym zamknięciu Zatoki Botnickiej (rejon Lulea - Torneå), w bardzo płytkiej i wysłodzonej strefie przybrzeżnej. Tym samym rozpoczął się na Bałtyku sezon lodowy. Przez pozostałą część listopada pokrywa lodowa na wodach przybrzeżnych Zatoki Botnickiej rozwijała się, ale znacznie wolniej niż przeciętnie.

Z końcem listopada charakter cyrkulacji atmosferycznej zmienił się radykalnie i rozpoczęła się bardzo intensywna cyrkulacja strefowa, typowa dla bardzo silnej dodatniej fazy NAO. Dominowały układy baryczne z wyraźnie zarysowaną strefą wysokiego ciśnienia ciągnącą się od Wyżu Azorskiego przez basen Morza Śródziemnego i Europę Południową, dalej na wschód, okresowo łączącą się z przesuniętym na południe i zachód Wyżem Rosyjskim/ Azjatyckim. Na północ od tej strefy występowały głębokie ośrodki niskiego ciśnienia, przemieszczające się od rejonu na południe od Islandii, przez środkową część Morza Norweskiego i południową część Morza Barentsa, często dochodzące nad Morze Karskie. Sytuacja taka trwała przez niemal cały grudzień, styczeń i luty, nieco osłabła dopiero w marcu (rys. 6). Nad Bałtyk w tym okresie napływało słabo przetransformowane powietrze polarne morskie znad Atlantyku, o relatywnie wysokiej temperaturze i dużej wilgotności. W najchłodniejszym miesiącu roku - lutym - anomalia temperatury powietrza nad Bałtykiem Południowym (Hammer Odde Fyr) była równa $+4,4$ deg, nad Bałtykiem Środkowym (Gotska Sändon) $+4,2$ deg, nad Zatoką Fińską (Helsinki) $+6,4$ deg, a w północnym zamknięciu Zatoki Botnickiej (Haparanda) $+4,0$ deg. Średnia temperatura powietrza w okresie zimy (12-03) niemal nad całym Bałtykiem osiągnęła również swoje historyczne maksimum.

W takich warunkach, kiedy napływające nad Bałtyk powietrze było bardzo wilgotne i cieplejsze od SST, mimo relatywnie dużej prędkości wiatru, pobór ciepła z powierzchni morza do atmosfery praktycznie ustał i jedynymi stratami ciepła były straty ciepła na wypromieniowanie. Prędkość dalszego spadku SST bardzo wyraźnie się zmniejszyła, poza obszarami już pokrytymi przez lody SST przez cały grudzień, styczeń i luty utrzymywała się powyżej temperatury krzepnięcia. Na całej powierzchni Bałtyku, za wyjątkiem akwenów zlodzonych, już w grudniu pojawiły się ponownie silne dodatnie anomalie SST (rys. 7). SST na niemal całej powierzchni Bałtyku osiągała w grudniu, styczniu, lutym i marcu wysokie, wcześniej nie notowane wartości, a średnia SST w okresie zimy także osiągnęła historyczne maksimum. Warunków dla rozwoju pokrywy lodowej na wodach Bałtyku, poza płytkimi, leżącymi w najwyższych szerokościach wodami Zatoki Botnickiej na północ od Kvarków, nie było.

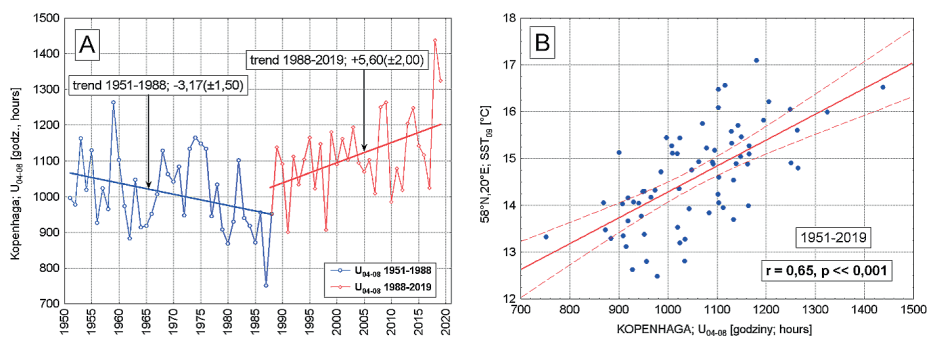
Zmiana reżimu cyrkulacji w ostatniej dekadzie marca i w kwietniu 2020 roku zahamowała dalszy wzrost temperatury powietrza, a na niektórych obszarach doprowadziła nawet do silnego spadku temperatury. Jednak wydłużanie się długości dnia, stopniowy wzrost wysokości Słońca i zwiększenie akumulacji radiacji słonecznej w wodach bez pokrywy lodowej przeciwdziałały dalszemu spadkowi SST, co uniemożliwiło, zwłaszcza w szerokościach większych od 63°N, rozwój procesów zlodzenia. Przez cały czas po 5 marca powierzchnia lodów na Zatoce Botnickiej powoli się zmniejszała, a 26 maja 2020 roku (FMI/SMHI Ice Chart No. 181) był ostatnim dniem sezonu lodowego w zimie 2019-2020.

Wnioski

Osiągnięcie zimą 2019-2020 historycznego minimum wartości MIE stanowi wynik ciągu procesów zmniejszania się powierzchni zlodzenia Bałtyku w ostatniej epoce cyrkulacyjnej. Od początku epoki cyrkulacyjnej W (1989-....), wraz z trwałym zwiększeniem się udziału tego makrotypu w strukturze frekwencji makrotypów, rośnie temperatura powietrza (patrz rys. 4).

W przebiegu usłonecznienia rocznego i usłonecznienia okresu „miesiący długiego dnia”²⁰ na znacznej części stacji bałtyckich pojawił się w latach 1987-1989 również „skok” w przebiegu usłonecznienia i jednocześnie po roku 1988 wystąpił dodatni trend tego elementu (rys. 8 A). Wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W rośnie usłonecznienie ($r = 0,30$, $p = 0,013$), ze wzrostem frekwencji makrotypu E usłonecznienie maleje ($r = -0,37$, $p = 0,003$; 1951-2019). Wskazuje to na związek zmian usłonecznienia ze zmianami warunków makrocyrkulacyjnych i jednocześnie wyjaśnia postępujący wzrost zasobów ciepła w wodzie oraz SST w okresie letniego nagrzewania powierzchni morza.

²⁰ Okres od kwietnia do sierpnia włącznie, kiedy długość dnia w każdej dobie wymienionych miesięcy jest dłuższa od 12 godzin.



Rys. 8. (A) Przebieg usłonecznienia „miesiący długiego dnia” (U_{04-08}) w Kopenhadze; oznaczone trendy (godz rok⁻¹) w latach 1951-1988 i 1988-2019. (B) Związek usłonecznienia okresu „miesiący długiego dnia” (U_{04-08}) w Kopenhadze z wartością miesięczną SST we wrześniu w gridzie 58°N, 20°E (Bałtyk Środkowy).

Fig. 8. (A) The sunshine duration course of the ‘long day months’ (U_{04-08} ; AMJJA) in Copenhagen; trends (hours year⁻¹) in 1951-1988 and 1988-2019 are depicted. (B) Relationship of sunshine duration of the period of ‘long day months’ (U_{04-08} ; AMJJA) in Copenhagen with the monthly SST value in September on a grid-box of 58°N, 20°E (Central Baltic).

Usłonecznienie okresu „miesiący długiego dnia” jest stosunkowo silnie i statystycznie wysoce istotnie powiązane z SST we wrześniu, czyli miesiącu, w którym po okresie letniego nagrzewania, powierzchnia morza „wchodzi” w okres zimowego wychładzania (rys. 8B). Im wyższa SST we wrześniu, tym większy zasób ciepła w wodach Bałtyku i tym samym przeciętnie wyższa SST w całym nadchodzącym okresie zimowym (12-03). Na Bałtyku Środkowym (grid 58°N, 20°E) współczynnik korelacji między SST_{09} a SST_{12-03} jest równy 0,54 ($p < 0,001$), na Morzu Bothnia (grid 62°N, 20°E) związek ten jest nawet nieco silniejszy ($r = 0,58$; 1951-2020).

Im większy zasób ciepła w wodach, tym przy przeciętnych warunkach poboru ciepła z powierzchni morza wydłuża się okres, po którym SST osiągnie temperaturę krzepnięcia. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej warunki poboru ciepła z powierzchni morza nie były przeciętne – uległy one zmianie w kierunku osłabienia intensywności strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Wzrost temperatury powietrza nad wodą w okresie wychładzania powierzchni morza zmniejsza pobór ciepła z powierzchni morza, spowalniając tym samym spadek SST. Pojawia się sytuacja, w której po okresie zimowego wychładzania SST jest wyższa niż w roku poprzednim i powierzchnia morza „wchodzi” w kolejny okres nagrzewania powierzchni morza z większymi zasobami ciepła.

W przypadku zwiększenia się częstości wystąpienia w przebiegu zimowej (12-03) SST takich sytuacji, pojawił się trend dodatni²¹ i coraz większa powierzchnia Bałtyku

²¹ Między SST okresu zimowego występuje statystycznie istotna autokorelacja. Na obszarze Bałtyku Środkowego (grid 58°N, 20°E; 1951-2020) w przebiegu zimowej SST autokorelacja cząstkowa z opóźnieniem 1 roku jest równa +0,350, z opóźnieniem 2-letnim +0,253. Autokorelacje cząstkowe z większym, niż 2-letnim opóźnieniem są

przez cały okres zimowy utrzymuje temperaturę wyższą od temperatury zamarzania. Tym samym, wraz z wystąpieniem dodatniego trendu średniej wartości SST z okresu zimy, w przebiegu MIE pojawia się trend ujemny, doprowadzając do względnie systematycznego zmniejszania się wartości MIE wraz z upływem czasu. Wystąpienie historycznego minimum MIE w roku 2020 nie jest jednorazowym przypadkiem spowodowanym przez „niezwykłe” czy „nietypowe” kształtowanie się warunków pogodowych w okresie zimy, lecz stanowi efekt ewolucji zimowego pola SST na Bałtyku, zachodzącej pod wpływem zmiany warunków makrocyrkulacyjnych, jaka w latach 1987-1989 zaszła w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym.

L i t e r a t u r a

- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, Epoki cyrkulacyjne w XX wieku i zmienność typów cyrkulacji w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 45 (3-4), 221-239
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., 2018, Circulation epochs based on the Vangengeim-Girs large scale patterns (1891-2010), *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica*, 17, 7-13, DOI: 10.18778/1427-9711.17.01
- Dimitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, Kosmos, plantarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polarynykh regionov, *Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg*, 358 s.
- Formela K., Marsz A.A., 2011, Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971-2009), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 189-196
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Hidrologiya*, 4, 43-47
- Girs A.A., 1974, Makrocirkulacionnyj metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 488 s.
- Girs A.A., Kondratovich K.V., 1978, Metody dolgosrochnykh prognozov pogody, *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 342 s.
- 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
- Hansson D., Omstedt A., 2008, Modelling the Baltic Sea ocean climate on centennial time scale: Temperature and sea ice, *Climate Dynamic*, 30 (7), 763-778, DOI: 10.1007/s00382-007-0321-2
- Hurrell J.W., 1995, Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation, *Science*, 269 (5224), 676-9, DOI: 10.1126/science.269.5224.676
- Jevrejeva S., Drabkin V.V., Kostjukov J., Lebedev A.A., Leppäranta M., Mironov Ye.U., Schmelzer N., Sztobryn M., 2004, Baltic Sea ice seasons in the twentieth century, *Climate Research*, 25, 217-227
- Kalnay E., Kanamsitu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., Withé G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Jankowiak J., Mo C.K., Ropelewski

nieistotne. Wskazuje to, że po wyższej SST w okresie zimowym przeciętnie SST w następnym okresie zimowym jest wyższa, niż w roku poprzednim.

- C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3), 437-471, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kosłowski G., Glaser R., 1995, Reconstruction of the ice winter severity since 1701 in the Western Baltic, *Climatic Change*, 31, 79-98, DOI: 10.1007/BF01092982
- Kosłowski G., Glaser R., 1999, Variations in reconstructed winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications from the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, 41, 175-191, DOI: 10.1023/A:1005466226797
- Koźuchowski K., 1989, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce, *Przegląd Geofizyczny*, 34 (4), 427-435
- Koźuchowski K., 1993, Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a główne typy cyrkulacji nad Polską, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (3-4), 241-247
- Koźuchowski K., 1994, Tendencje i wahania okresowe zlodzenia Bałtyku (1720-1992), [w:] Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych, K. Koźuchowski (red.), 159-169
- Koźuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 292 s.
- Koźuchowski K., Degirmendžić J., 2018, Zmienność form cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza, *Przegląd Geofizyczny*, 63 (1-2), 88-122
- Kraus E.B., Businger J.A., 1994, *Atmosphere-Ocean Interaction*, Oxford University Press, New York, Clarendon Press Oxford, 369 s.
- Kruszewski G., 2008, Zmiany prędkości wiatru przywodnego nad Bałtykiem w świetle danych z reanalizy NCEP/NCAR (1951-2000), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1), 27-41
- Ledovovij rezhim Baltijskogo morya, 1992, [w:] *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morej SSSR*, t. 3., Baltijskoe More, vyp. 1: *Gidrometeorologicheskie usloviya*, F.S. Terziev i in. (red.), Gidrometeoizdat, Sankt-Peterburg, 320-332
- Lehmann A., Getzlaff K., Harlaß J., 2011, Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea sea for the period 1958 to 2009, *Climate Research*, 46, 185-196, DOI: 10.3354/cr00876
- Łomniewski K., Mańkowski W., Zaleski J., 1975, *Morze Bałtyckie*, PWN, Warszawa, 505 s.
- Makshat A.P., 1984, *Teplovoj balans arkticheskikh ldov v zimnij period*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 66 s.
- Marosz M., Koźuchowski K., 2019, Geostrophic wind variability in the 50-60°N zone over Europe: the role of mid-troposphere atmospheric circulations macro-forms, *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 16, 45-65, DOI: 10.2478/bgeo-2019-0004
- Marsz A.A., 2005a, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna, [w:] *Ekstremalne zjawiska meteorologiczne i hydrologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), PTGeof i IMGW, Warszawa, 32-52
- Marsz A.A., 2005b, Prognoza występowania w okresie zimy typów cyrkulacji atmosferycznej Osuchowskiej-Klein związanych z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, Warszawa, 419-428

- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, [w:] NAO – Jej istota, przyczyny i konsekwencje, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migala (red.), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego i Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Wrocław, 31-46
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006, O „arktycznych” i „atlantyckich” mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16, 47-89
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2015, Zmienność ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej a temperatura powietrza w Polsce. Przyczynek do przejawów „monsunu europejskiego”, *Przeгляд Geofizyczny*, 60 (1-2), 3-25
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2018, Przebieg temperatury zim na obszarze Polski w latach 1720-2015, *Prace Geograficzne*, 155, 85-138, DOI: 10.4467/20833113PG.18.018.9541
- Omstedt A., Chen D., 2001, Influence of atmospheric circulation to the maximum ice extent in the Baltic Sea, *Journal of Geophysical Research. Oceans*, 106 (C3), 4493-4500, DOI: 10.1029/1999JC000173
- Omstedt A., Pettersen Ch., Rodhe J., Winsor P., 2004, Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation, *Climate Research*, 25, 205-216, DOI: 10.3354/cr025205
- Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, 192 s.
- Osuchowska-Klein B., 1991, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej 1976-1990, IMGW, Warszawa, 50 s.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Yu., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkuljacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletija, *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 39, 120-131
- Seinä A., Eriksson P., Kalliosaari S., Vainio J., 2006, Ice seasons 2001-2005 in Finnish sea areas, *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 57, 100 s.
- Seinä A., Grönvall H., Kalliosaari S., Vainio J., 2001, Ice seasons 1996-2000 in Finnish sea areas, *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 43, 138 s.
- Seinä A., Kalliosaari S., 1991, Jäätalvet 1986-1990 Suomen merialueilla. Ice winters 1986-1990 along the Finnish coast, *Finnish Marine Research*, 259, 68 s.
- Seinä A., Palosuo E., 1993, Itämeren suurimpien vuotuisten jääpeitteen laajuksien luokittelu 1720-1992 – Risto Jurvan kokoaman aineiston 1720-1951 ja Merentutkimuslaitoksen jääpalvelun aineiston vuosilta 1952-1992 mukaan. [Abstract: The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1992. Based on the material collected by Risto Jurva (winters 1720-1951) and the material of the ice service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1952-1992)], *Meri*, 20, 20 s.
- Seinä A., Palosuo E., 1996, The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995, [w:] *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, 27, 79-91
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA’s Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, 21 (10), 2283-2296, DOI: 10.1175/2007JCLI2100.1

- Styszyńska A., Marsz A.A., 2005, Cyrkulacyjne uwarunkowania ekstremalnego zlodzenia Bałtyku, [w:] Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red), IMGW, Warszawa, 429-440
- Tinz B., 1996, On the relation between annual maximum of ice cover in the Baltic Sea and sea level pressure as well as air temperature field, *Geophysica*, 32 (3), 319-341
- Tuomenvirta H., Derbs A., Førland E., Tveito O.E., Alexandersson H., Laursen E.V., Jónsson T., 2001, Nordklím data set 1.0., *Klima*, DNMI, Report no. 08/01, 26 s.
- Vihma T., Haapala J., 2009, Geophysics of sea ice in the Baltic Sea; A review, *Progress in Oceanography*, 80 (3), 129-148, DOI: 10.1016/j.pocean.2009.02.002
- Wangengejm G.Ya., 1952, Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki, *Trudy AANII*, 34, 314 s.
- Zvieriev A.S., 1978, *Sinopticheskaya meteorologiya*, izd. 2, Gidrometeoizdat, Leningrad, 711 s.

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

W sezonie zimowym 2019-2020 wystąpiło historyczne minimum rocznej maksymalnej powierzchni zlodzonej Bałtyku (MIE) w całym 301-letnim okresie obserwacji (1720-2020). MIE osiągnęła w tym sezonie lodowym wartość zaledwie 37 tys. km², przy średniej (1720-2019) równej 213 tys. km² i odchyleniu standardowym $\sigma = 112,9$ tys. km². W pracy rozpatruje się zespół procesów, które doprowadziły do osiągnięcia przez MIE ekstremalnie niskiej wartości. Analizę przeprowadzono dla okresu ostatnich 70 lat (1951-2020).

Główną przyczyną wystąpienia w sezonie zimowym 2019-2020 tak niskiej MIE jest zmiana reżimu cyrkulacji środkowotroposferycznej w latach 1987-1989, polegająca na przejściu epoki cyrkulacyjnej E w epokę cyrkulacyjną W. W ostatniej epoce cyrkulacyjnej frekwencja makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa wzrosła znacznie powyżej wartości średnich (rys. 3). Ponieważ zmienność frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej steruje zmiennością wartości elementów klimatycznych, w tym temperaturą powietrza, usłonecznieniem, prędkością wiatru (tab. 1), zmiana frekwencji makrotypów doprowadziła do zmiany bilansu cieplnego Bałtyku. Po roku 1988 wzrosła akumulacja ciepła słonecznego w wodach Bałtyku w okresie letnim i zmniejszyły się strumienie ciepła jawnego i ciepła parowania z powierzchni Bałtyku w okresach zimowych. W efekcie tych zmian temperatura powierzchni morza (SST) systematycznie wzrastała i SST na coraz większych powierzchniach morza nie osiągała w okresach zimowych temperatury krzepnięcia. W przebiegu SST pojawił się trend dodatni i tym samym wystąpił ujemny trend w przebiegu MIE. Spowodowało to zmianę reżimu lodowego Bałtyku, w ostatniej epoce cyrkulacyjnej silnie zmniejszyła się średnia wartość MIE i znacznie wzrosła częstość występowania łagodnych sezonów lodowych, w tym sezonów ekstremalnie łagodnych (MIE < 81.0 tys. km²). Wystąpienie w okresie ostatniej zimy (DJFM; 2019-2020) bardzo silnej cyrkulacji strefowej (rys. 6), będącej skutkiem dominacji frekwencji makrotypu W (tab. 3) doprowadziło do wystąpienia bardzo silnych anomalii temperatury powietrza i anomalii SST (rys. 7), uniemożliwiających, poza skrajnymi północnymi akwenami Bałtyku (Zatoka Botnicka), rozwój zlodzenia. Wystąpienie historycznego minimum MIE w sezonie lodowym 2019-2020 stanowi wynik ewolucji pola SST Bałtyku, zachodzącej pod wpływem zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej po roku 1988.

Słowa kluczowe: Morze Bałtyckie, maksimum pokrywy lodowej, cyrkulacja atmosferyczna, klimat, temperatura powierzchni morza.

S u m m a r y

In the winter season 2019-2020, there was a historical minimum of the annual maximum ice extent (MIE) of the Baltic Sea within the entire 301-year observation period (1720-2020). In this ice season MIE reached a value of only 37,000 km², with an average (1720-2019) of 213,000 km² and standard deviation $\sigma = 112,900$ km². The paper considers the set of processes that led to the MIE reaching an extremely low value. The analysis was carried out for the last 70 years (1951-2020).

The main reason for the occurrence of such a low MIE in the winter season 2019-2020 is the change in the mid-tropospheric circulation regime in the years 1987-1989, consisting in the transition of the E circulation epoch into the W circulation epoch. In the last period of circulation epoch the frequency of the W macro-type according to the Wangengejm-Girs classification increased significantly above the mean values (Fig. 3). As the variability of the frequency of the macro-types of the mid-tropospheric circulation controls the variability of the values of climatic elements, including air temperature, sunshine duration, wind speed (Table 1), the change in the frequency of macro-types led to a change in the thermal balance of the Baltic Sea. After 1988 the accumulation of solar heat in the waters of the Baltic Sea in the Summer period increased, and the fluxes of sensible heat and the heat of evaporation from the surface of the Baltic Sea in Winter periods decreased. As a result of these changes the sea surface temperature (SST) was systematically increasing, and the SST on increasingly larger sea surfaces did not reach the freezing point in Winter. There was a positive trend in the course of SST and thus a negative trend in the course of MIE. This caused a change in the ice regime of the Baltic Sea. In the last circulation epoch the mean value of MIE decreased significantly and the frequency of mild ice seasons increased significantly, including extremely mild seasons (MIE <81,000 km²). The occurrence of a very strong zonal circulation during the last winter (DJFM; 2019-2020) (Fig. 6), resulting from the dominance of the W macro-type frequency (Table 3), led to a very strong air temperature anomalies and to the SST anomalies (Fig. 7), preventing, apart from the extremely northern waters of the Baltic Sea (Gulf of Bothnia), the development of the ice cover. The occurrence of the historical MIE minimum in the 2019-2020 ice season is the result of the evolution of the Baltic SST field, which took place as a result of the change in the nature of the atmospheric circulation after 1988.

Key words: Baltic Sea, maximum ice cover, atmospheric circulation, climate, sea surface temperature.