

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

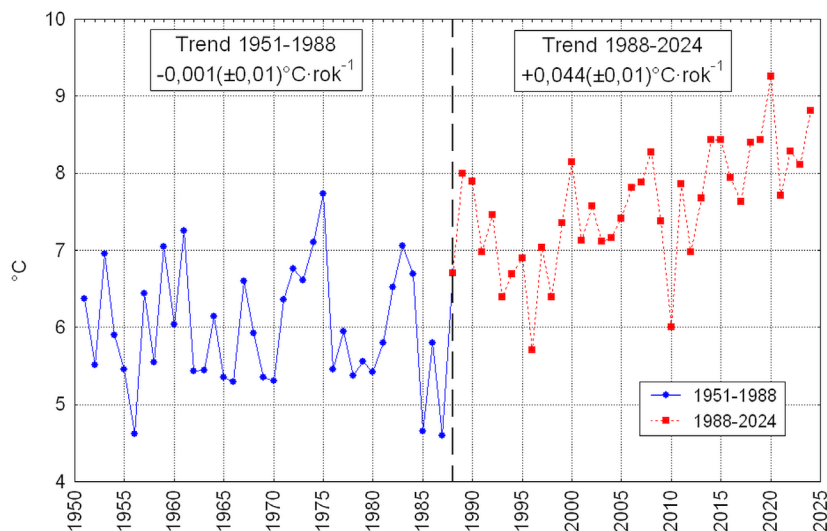
POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

WSPÓŁCZESNE OCIEPLENIE W REJONIE MORZA BAŁTYCKIEGO A ZMIANA REŻIMU LODOWEGO TEGO MORZA CONTEMPORARY WARMING IN THE BALTIC SEA REGION AND THE CHANGE IN THE ICE REGIME OF THIS SEA

Sformułowanie zagadnienia

Radykalna zmiana klimatu, która zaszła nad Europą w latach 1987-1989, demonstruje się przede wszystkim w zmianie reżimu temperatury powietrza (Marsz, Styszyńska 2023a). Nad Bałtykiem i w jego otoczeniu przebieg zmian temperatury powietrza ma te same cechy, jak nad obszarem Europy. Jego charakterystyczną cechą jest dwuczęściowość. W latach 1951-1988 w przebiegu temperatury brak trendu – nie następowało ocieplenie, natomiast w latach 1988-2024 pojawia się silny i istotny trend dodatni. Oba okresy oddzielone są od siebie dodatkowo skokiem temperatury (nieciągłością), gdzie roczna temperatura powietrza wzrosła o około 1°C (rys. 1).

Ta zmiana klimatu ma swoją bezpośrednią przyczynę w zmianie makroskalowej cyrkulacji środkowotroposferycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, która nastąpiła między rokiem 1987 i 1989 (Marsz, Styszyńska 2023a). W tych latach doszło do zmiany epoki cyrkulacyjnej E na W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Savichev i in. 2015; Degirmendźić, Kożuchowski 2018; Kożuchowski, Degirmendźić 2018). W okresie zimy silne powiązanie ($r = 0,68$) frekwencji makrotypu W z wzorcem dolnej cyrkulacji NAO (ang. North Atlantic Oscillation) jest przyczyną również gwałtownego wzrostu natężenia cyrkulacji zachodniej nad Europą Północną i Środkową, wnoszącej nad te obszary ciepłe masy powietrza morskiego z połnocnego Atlantyku. W rezultacie następuje gwałtowny wzrost temperatury powietrza w okresie chłodnym (rys. 2). Inną konsekwencją wzrostu natężenia cyrkulacji zachodniej (NAO), przeważnie pomijaną w rozważaniach, jest silny wzrost nad Bałtykiem prędkości wiatru (V_w) w okresie zimowym (NAO vs V_w $r = 0,73$; rys. 2).



Rys. 1. Przebieg rocznej temperatury powietrza w rejonie Bałtyku (średnia z 9 stacji – patrz rozdział „Dane i metody”) w latach 1951-2024. W ramach oznaczone trendy w podokresach 1951-1988 (przed zmianą reżimu przebiegu temperatury) i 1988-2020 (po zmianie reżimu).

Wartości w nawiasach za wartościami trendów – standardowy błąd estymacji.

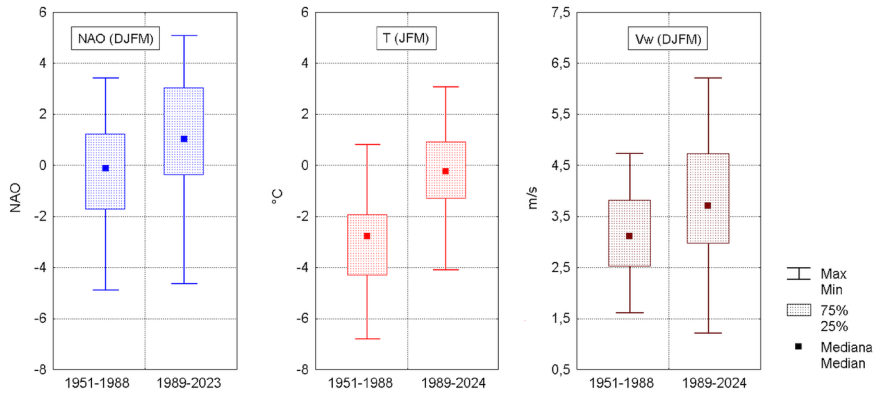
Pionowa linia przerywana – oznaczony rok 1988.

Fig. 1. Course of the annual air temperature in the Baltic Sea region (average from 9 stations – see data section) in the years 1951-2024. The boxes marked trends in the sub-periods 1951-1988 (before the change in the temperature regime) and 1988-2024 (after the change in the temperature regime). The values in brackets after the trend values – the standard error of their estimation.

Vertical intermittent line – marked 1988.

W skali Europy najszybszy wzrost temperatury powietrza obserwuje się nad Bałtykiem i w rejonie wokółbałtyckim. Tamże najszybszy i najsilniejszy był również początek (po roku 1988) ocieplenia (Sazonov, Malkentin 1994). Średnia roczna temperatura powietrza obliczona z 9 stacji leżących nad Bałtykiem (Kopenhaga, Hammerode Fyr, Hel, Liepaja, Riga, Gotska Sandon, Stockholm, Helsinki, Haparanda), która w latach 1951-1988 wynosiła $6,0(\pm 0,13)^{\circ}\text{C}$, w okresie 1989-2024 wzrosła do $7,57(\pm 0,13)^{\circ}\text{C}$. Jest to wzrost temperatury rocznej o $1,57(\pm 0,13)^{\circ}\text{C}$. Jeszcze bardziej wzrosła średnia temperatura powietrza pierwszego kwartału (styczeń-marzec). W latach 1951-1988 wynosiła ona $-2,98(\pm 0,32)^{\circ}\text{C}$, a w okresie 1989-2024 była równa $-0,37(\pm 0,30)^{\circ}\text{C}$. Jest to wzrost średniej temperatury powietrza pierwszego kwartału o $2,61(\pm 0,32)^{\circ}\text{C}$ (rys. 2).

W rejonie Bałtyku jedną z konsekwencji tego ocieplenia jest zmiana reżimu lodowego morza. Powszechnie przyjmowaną, za Seinä i Palosuo (1993, 1996), miarą charakteryzującą zlodzenie Bałtyku jest maksymalna powierzchnia zlodzenia tego morza w danym se-



Rys. 2. Zakresy zmienności zimowego stacyjnego indeksu NAO Hurrella (NAO (DJFM)), średniej temperatury pierwszego kwartału na stacjach wokółbałtyckich (T (JFM)) oraz średniej prędkości wiatru na Bałtyku Środkowym (Vw (DJFM)) w latach 1951-1988 i 1989-2024.

Fig. 2. Ranges of variability of the station-based winter NAO Hurrell index (NAO DJFM) and the mean first-quarter temperature at stations around the Baltic Sea (T (JFM)), and the mean wind speed in the Central Baltic Sea (Vw (DJFM)) in the years 1951-1988 and 1989-2024.

zonie lodowym, określana akronimem MIE (ang. Maximum Ice Extent), wyrażona w tys. km². Zmienność wartości MIE jest znana od 1720 r. i tworzy nieprzerwany i jednorodny szereg czasowy. Od dawna wiadomo, że międzyroczna zmienność MIE jest w znakomitej części sterowana przez zmienność cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem bałtyckim (np. Kosłowski, Loewe 1994; Kożuchowski 1994; Chen, Li 2004; Jevrejeva i in. 2004; Styszyńska, Marsz 2005; Karpechko i in. 2015). Zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej wymusza zmienność warunków termicznych, które w konsekwencji znajdują odbicie w przebiegu zlodzenia w danym sezonie lodowym. Omstedt i Chen (2001) stwierdzili, że zmienność MIE wykazuje większą zgodność z przebiegiem niskiej temperatury powietrza, mniejszą natomiast, gdy temperatura powietrza jest wyższa. Zróżnicowanie to objaśnili jako efekt odmienności działania cyrkulacji zachodniej i południkowej nad obszarem bałtyckim.

Ostatnio Kożuchowski i Wibig (2024) przeprowadzili wnikliwą analizę związków, jakie zachodzą między zmiennością NAO i MIE. Wykazali oni, że związki te nie są stabilne w funkcji czasu. W okresie ocieplenia po 1988 r., wartości MIE są średnio mniejsze niż wynikałoby to z wartości indeksu NAO. Podobnie zimą temperatura powietrza staje się wyższa niż wynikałoby to z wartości indeksu NAO. Oznacza to, że na rozmiar MIE w danym sezonie lodowym oprócz cyrkulacji atmosferycznej wpływają jeszcze jakieś inne czynniki.

Mechanizm zmian klimatycznych, jakie zachodzą nad Bałtykiem i w jego otoczeniu, jest bardziej skomplikowany niż przedstawia się to w dotychczasowej literaturze (np. HELCOM 2007; BACC 2008; HELCOM 2013; BACC II 2015, Meier i in. 2022), to samo dotyczy skali zmian klimatu zachodzących nad tym obszarem. Celem niniejszej pracy jest wyjaśnienie działania i współdziałania mechanizmów klimatycznych i hydrologicznych funkcjonujących na Bałtyku i w rejonie bałtyckim w okresie postępującego ocieplenia. Badaniem objęto lata 1951-2024 (74 lata). Okres ten podzielono na dwie części: lata 1951-1988 – okres „chłodny” stanowiący kontynuację przebiegu warunków klimatycznych, jakie panowały nad Bałtykiem od początku XX wieku i lata 1989-2024 – okres postępującego ocieplenia. Długość obu tych okresów jest podobna (38 i 36 lat), co pozwala na dokonywanie porównań zmienności.

Dane i metody

W badaniach wykorzystano dane o maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku (MIE – ang. Maximum Ice Extent) z okresu 1951-2024, opracowane w Finnish Institute of Marine Research oraz Finnish Meteorological Institute (FMI). 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 wartości MIE z następnych lat pochodzą z omówień kolejnych sezonów lodowych (*Ice Winter in the Baltic Sea*) opracowywanych przez FMI¹.

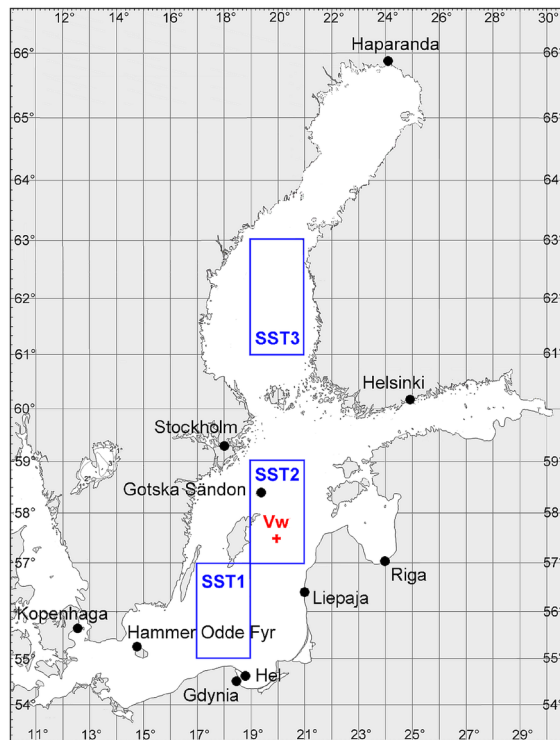
Jako źródło danych o temperaturze powierzchni morza (SST – ang. Sea Surface Temperature) wykorzystano zbiór ERSSTv.5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v.5; Huang i in. 2017). Jest to zbiór globalny, oparty na danych z pomiarów in situ zestawionych w bazie danych ICOADS (ang. International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), o rozdzielczości przestrzennej $2^\circ\varphi \times 2^\circ\lambda$ i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Wartości SST podawane dla danego gridu (pola $2^\circ\varphi \times 2^\circ\lambda$) stanowią średnią miesięczną całej jego powierzchni. Z tego zbioru, za pośrednictwem IRI/LDEO Climate Data Library², pobrano szeregi miesięcznych wartości SST od stycznia 1950 r. do grudnia 2024 r. dla trzech gridów charakteryzujących trzy największe i najgłębsze części Bałtyku (rys. 3) – Bałtyk Południowy (grid $56^\circ\text{N}, 18^\circ\text{E}$ – SST1), Bałtyk Środkowy (grid $58^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}$ – SST2) oraz Morze Bothnia (grid $62^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}$ – SST3). Roczne wartości SST w poszczególnych gridach obliczono jako zwykle średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

¹ <https://en.ilmatieltenlaitos.fi/icestatistics>

² <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version5/>

Z tego samego zbioru pobrano wartości SST (grid 38°N,56°W) niezbędne do obliczenia wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego względną intensywność transportu ciepła przez składową powierzchniową cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym. Stanowi on, ważone z trzech kolejnych lat, standaryzowane odchylenie intensywności oceanicznego transportu ciepła względem średniej ze stulecia 1901-2000. Wartość wskaźnika obliczono zgodnie z procedurą opisaną w pracach Marsza (2015a, 2015b). Jedynym odstępstwem jest wykorzystanie do obliczenia wskaźnika DG_{3L} danych ze zbioru ERSSTv.5 zamiast zalecanego zbioru ERSSTv.3b. Ten ostatni zbiór przestano od lutego 2019 r. uzupełniać, w związku z czym zaszła konieczność wykorzystania zbioru zawierającego aktualne dane.

Wartości wskaźnika DG_{3L} są niezbędne do obliczenia wskaźnika WK_{NA} (wskaźnik klimatyczny N Atlantyku), który określa siłę oddziaływania zmian stanu termicznego Atlantyku na zmienność warunków klimatycznych w atlantycko-europejskim sektorze



Rys. 3. Położenie analizowanych stacji meteorologicznych (●), gridów charakteryzujących SST (niebieskie ramki) i średnią prędkość wiatru (czerwony krzyżyk – Vw).

Fig. 3. Location of the analyzed meteorological stations (●), grids characterizing SST (blue frames) and mean wind speed (red cross – Vw).

Tabela 1. Podstawowe informacje dotyczące stacji uwzględnionych w opracowaniu.

Table 1. Basic information about the stations used in the research.

Stacja/Station	Współrzędne geograficzne/ Geographical coordinates	Wysokość [m n.p.m.]/ Altitude [m a.s.l.]	Element klimatyczny/ Climatic element			Źródło/ Data source
			T	U	N	
Kopenhaga	55,7°N, 12,5°E	9	x	x	·	DMI
Hammerode Fyr	55,3°N, 14,8°E	11	x	·	·	DMI
Hel	54,6°N, 18,8°E	1	x	·	x	IMGW PIB
Gdynia	54,5°N, 18,6°E	2	·	x	·	IMGW PIB
Liepāja	56,5°N, 21,0°E	7	x	x	x	ECAD
Rīga	57,0°N, 24,1°E	26	x	·	x	ECAD
Gotska Sandön	58,4°N, 19,2°E	12	x	·	·	SHMI
Stockholm	59,3°N, 18,0°E	44	x	x	x	SHMI
Helsinki	60,2°N, 25,0°E	4	x	·	·	ECAD
Haparanda	65,8°N, 24,1°E	5	x	·	x	ECAD

Uwaga: Elementy klimatyczne: T – temperatura powietrza, U – suma usłonecznienia, N – zachmurzenie ogólne; źródła danych: DMI (<https://www.dmi.dk/vejrkativ/>), IMGW PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>), ECAD (<https://www.ecad.eu/>), SHMI (<https://www.smhi.se/klimat/klimatet-da-och-nu/>).

Note: climatic elements: T – air temperature, U – sunshine duration, N – cloudiness; data source: DMI (<https://www.dmi.dk/vejrkativ/>), IMGW PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>), ECAD (<https://www.ecad.eu/>), SHMI (<https://www.smhi.se/klimat/klimatet-da-och-nu/>).

cyrkulacyjnym (Marsz, Styszyńska 2024a, 2024b). Wskaźnik WK_{NA} oblicza się według formuły: $WK_{NA} = DG_{3L} - 1Ev$, gdzie $1Ev$ – 1 wektor własny rocznego pola SLP w Atlantyckiej Arktyce [P7515rk] wyznaczony z gridów 20°W, 10°W, 0°, 10°E, 15°E, 20°E, 30°E, 40°E i 50°E na szerokości 75°N (szerzej Marsz, Styszyńska 2023b, 2024b). Miesięczne wartości SLP potrzebne do obliczenia WK_{NA} pobrano z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data; Kalnay i in. 1996)³.

Do oceny wpływu zmienności elementów klimatycznych na działanie mechanizmów klimatycznych i hydrologicznych funkcjonujących w rejonie Bałtyku wykorzystano średnie miesięczne wartości temperatury powietrza (T) i zachmurzenia ogólnego (N) oraz miesięczne sumy usłonecznienia (U) mierzone na kilku stacjach reprezentujących większe

³ <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.MSL/.pressure/>

rejonu Bałtyku (rys. 3, tab. 1). Stacje te położone są w bezpośredniej bliskości linii brzegowej, w miarę możliwości na wyspach i charakteryzują warunki zbliżone do tych, które panują nad wodą. Dla każdej stacji z danych miesięcznych obliczono wartości roczne. Mimo dużej liczby stacji nad Bałtykiem istnieją problemy z kompletnością ich serii pomiarowych. Do opracowania wybrano stacje mające pełne serie pomiarowe poszczególnych elementów klimatycznych. Dla temperatury powietrza (T) było to 9 stacji, zachmurzenia ogólnego (N) – 5 stacji i usłonecznienia (U) – 4 stacje (tab. 1). Mimo istnienia szeregu stacji położonych nad obszarem zachodniej części Bałtyku Południowego mających w latach 1951-2024 kompletne serie sum usłonecznienia (np. Arkona, Kołobrzeg, Łeba) ograniczono się do wyboru 4 stacji, z których obliczono wartość średnią U, aby nie obciążać tej wartości zwiększoną liczbą danych z zachodniej i południowej części obszaru. Z kompletu danych poszczególnych elementów klimatycznych obliczono miesięczne i roczne wartości obszarowe.

Zmienność elementów klimatycznych jest sterowana przez cyrkulację atmosferyczną, tym samym ich międzyroczna zmienność powinna być silnie powiązana z przebiegiem procesów cyrkulacyjnych zachodzących w dolnej i środkowej troposferze. W pracy do analizy tych związków wykorzystano zimowy (DJFM) stacyjny wskaźnik NAO Hurrella⁴ (Hurrell 1995) oraz zimowy wskaźnik NAO PC-based⁵ (Hurrell i in. 2003), którego wartości w mniejszym stopniu niż indeksów stacyjnych reagują na zmiany położenia Niżu Islandzkiego i/lub Wyżu Azorskiego. Indeks ten stanowi pierwszy wektor własny (pierwszą empiryczną funkcję ortogonalną) pola anomalii SLP w granicach między 20°N i 80°N oraz 90°W i 40°E. Do charakterystyki cyrkulacji środkowotroposferycznej (poziom 500 hPa) wykorzystano klasyfikację Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Informacje o miesięcznej frekwencji makrotypów W, E i C dla lat 1951-2017 pozyskano z załącznika do pracy Dimitrieva i in. (2018), a dla lat 2018-2024 – bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, RF).

W analizach uwzględniono również zmiany prędkości wiatru w basenie Bałtyku. Wykorzystano dane z reanalizy (Kalnay i in. 1996) o miesięcznej rozdzielczości czasowej i rozdzielczości przestrzennej $2,5^{\circ}\varphi \times 2,5^{\circ}\lambda$, które pobrano ze zbioru NOAA.NCEP-EMC dataset speed: speed [m/s] data⁶. 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 Środkowym, przedstawionych w tym artykule, wybrano

⁴ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/2023-07/nao_station_djfm.txt

⁵ https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/2025-05/nao_pc_djfm.txt

⁶ <http://iridl.ldeo.columbia.edu/ds/SOURCES/.NOAA/.NCEP/.EMC/.CMB/.GLOBAL/...>

punkt o współrzędnych 57,5°N i 20°E (rys. 3), w którym prędkość wiatru obliczona jest nad powierzchnią wody, w wystarczającej odległości od linii brzegowej.

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®.

Przepływ ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Tworzenie się pokrywy lodowej

Kluczową kwestią dla zrozumienia zachodzących nad Bałtykiem zmian klimatu i wpływu klimatycznego Bałtyku na przyległe obszary są procesy przepływu ciepła z morza do atmosfery i powstawania lodu morskiego. Tworzenie się i zmiany pokrywy lodowej traktowane są zazwyczaj jako prosty skutek zmian temperatury powietrza. Jej spadek poniżej temperatury krzepnięcia wody, tu około $-0,37$ do $-0,43^{\circ}\text{C}^7$, ma powodować z pewnym opóźnieniem, rozpoczęcie procesów zlodzenia, a dalszy spadek temperatury powietrza nad danym akwenem wzrost grubości lodu i rozrost jego powierzchni. W ten sposób lód na morzu jest traktowany przez klimatologów jako bierny element systemu klimatycznego.

W rzeczy samej, aby doszło do spadku temperatury wody do punktu krzepnięcia wymagane jest wyczerpanie zasobów ciepła w całej kolumnie wody podlegającej wymianie ciepła z atmosferą, utrzymujących temperaturę wody powyżej $-0,37 \div -0,43^{\circ}\text{C}$, czyli temperatury jej zamarzania. Przekazywanie ciepła z powierzchni morza do atmosfery jest procesem odbywającym się w funkcji czasu, którego okres wykazuje bardzo dużą zmienność w zależności od zmienności szeregu czynników, które regulują jego przebieg.

Wobec silnej stratyfikacji pionowej wód⁸ wysokość tej kolumny wynosi na Bałtyku

⁷ Jest to temperatura zamarzania wody o zasoleniu 7-8‰, czyli średnim zasoleniu na obszarze Bałtyku Południowego i Środkowego poza strefami przybrzeżnymi (Łomniewski 1975; OT 1975, s. 165).

⁸ W profilu pionowym stratyfikacja przejawia się jako występowanie od powierzchni wody do górnej granicy halokliny warstwy wód wysłodzonych, o małej gęstości i względnie wyrównanym zasoleniu w granicach 7-8‰. Niżej, do dna akwenu zalegają wody o większym zasoleniu i większej gęstości. Granicę między tymi warstwami tworzy ostra haloklina będąca jednocześnie piknokliną (warstwa skoku zasolenia i gęstości). Nawet najbardziej wychłodzone wody warstwy powierzchniowej mają mniejszą gęstość niż wody zalegające pod halokliną. W rezultacie procesy konwekcji zachodzą wyłącznie w wysłodzonej warstwie powierzchniowej.

Południowym przeciętnie około 49 m, a na Bałtyku Środkowym 70 m (Gidrologicheskiy rezhim 1992; BACC 2008 – aneks 1; Leppäranta, Myrberg 2009; Stockmayer, Lehmann 2023). Zasób ciepła w kolumnie wody określa iloczyn powierzchni podstawy kolumny (na przykład 1 m^2), wysokości tej kolumny, średniej temperatury wody w tej kolumnie i ciepła właściwego wody. Ze względu na to, że gęstość wody jest funkcją jej zasolenia i temperatury, to przy stałym zasoleniu w przedziale dodatnich temperatur do granicy $2,50+2,29^\circ\text{C}^9$ najcieplejsza woda (o najmniejszej gęstości) zawsze występuje przy powierzchni morza. Wychładzanie tej przypowierzchniowej warstwy wody zwiększa jej gęstość i rozpoczynają się procesy konwekcji, polegające na tonięciu chłodnych wód o większej gęstości i wypływaniu na to miejsce z głębi cieplejszych wód o mniejszej gęstości.

Wychładzanie wód następuje w wyniku działania dwóch procesów – wypromieniowania (radiacyjny strumień ciepła) i strat ciepła na ogrzewanie atmosfery (turbulentne strumienie ciepła). Rozmiar strat ciepła przez wypromieniowanie zależy tylko od czwartej potęgi temperatury bezwzględnej powierzchni morza i warunki meteorologiczne takie jak temperatura powietrza, prędkość wiatru, wilgotność powietrza etc. nie mają na niego wpływu. Wpływ zachmurzenia w ogólnym bilansie cieplnym jest niewielki i uwzględnia się go tylko w bardzo szczegółowych rachunkach bilansowych (wypromieniowanie efektywne). Wypromieniowanie z powierzchni morza trwa nieprzerwanie przez cały czas, dopóki powierzchnia morza jest wolna od pokrywy lodowej. Od momentu utworzenia pokrywy lodowej strumień ciepła radiacyjnego z powierzchni morza ustaje. Wypromieniowanie z powierzchni morza nie wywiera żadnego wpływu na kształtowanie temperatury powietrza zalegającego nad wodą.

Straty ciepła z powierzchni morza do atmosfery tworzy suma dwóch strumieni ciepła – strumienia ciepła jawnego (LE) i strumienia ciepła parowania (P). LE jest tym większy, im większe są różnice temperatury między powierzchnią morza i zalegającym nad nią powietrzem oraz im większa jest prędkość wiatru.

Straty ciepła na parowanie (P) zależą od różnicy między prężnością maksymalną w temperaturze powierzchni morza i prężnością aktualną pary wodnej oraz od prędkości wiatru. Im obie te wartości są większe, tym większe są straty na parowanie z powierzchni morza. Zależności te ściśle opisują odpowiednie formuły, których tu nie będzie się przytaczać. O ile LE wywiera bezpośredni wpływ na kształtowanie temperatury powietrza nad wodą (im jest on większy tym szybciej i silniej następuje wzrost temperatury powietrza), to strumień P wywiera wpływ na temperaturę powietrza dopiero w momencie kondensacji pary wodnej. Ta następuje na wysokości poziomu kondensacji, a więc kilkaset metrów

⁹ Jest to temperatura maksymalnej gęstości wody o zasoleniu 7-8‰ (OT 1975, s. 165).

powyżej poziomu morza i niekoniecznie w bliskości akwenu. W sposób oczywisty rozmiar strumienia ciepła parowania wpływa na zawartość pary wodnej w powietrzu. Im jest on większy, tym ilość pary wodnej w powietrzu rośnie. W ten sposób strumienie LE i P aktywnie wpływają na stosunki meteorologiczne w powietrzu kształtującym się nad akwenem. Powietrze to znad Bałtyku przemieszczane jest przez cyrkulację atmosferyczną, wpływając tym samym na warunki pogodowe i klimatyczne okolicznych obszarów.

Strumienie ciepła z powierzchni morza wykazują wyraźne zróżnicowanie sezonowe. Strumienie LE są najsilniejsze w okresie jesieni i pierwszej połowy zimy. Maksymalne różnice temperatury między powierzchnią morza i przepływającym nad nią powietrzem występują w okresie jesiennym i wczesnozimowym, gdy powierzchnia morza jest jeszcze relatywnie ciepła po okresie letniego nagrzewania, a temperatura napływającego nad morze powietrza może być już bardzo niska. W tych porach roku prędkości wiatru nad Bałtykiem również przeciętnie są duże (okres sztormowy). Najmniejsze natężenia strumieni LE obserwuje się wiosną i w pierwszej części lata, gdy różnice temperatury między chłodną jeszcze powierzchnią morza i powietrzem są bardzo małe lub ujemne. Strumienie ciepła parowania osiągają największe natężenie w okresie letnim, kiedy temperatura powierzchni morza jest najwyższa. Wiąże się to z tym, że wartości prężności maksymalnej pary wodnej osiągają duże wartości przy wysokiej temperaturze i szybko maleją wraz ze spadkiem temperatury. Tym samym, przy spadku temperatury wody do wartości niższych od 5°C, różnice między prężnością maksymalną w temperaturze powierzchni morza i prężnością aktualną, nawet przy napływie bardzo suchego powietrza nad powierzchnię morza, nie mogą być znaczne.

Chwilowy bilans zasobów ciepła w kolumnie wody nieprzerwanie się zmienia w wyniku kształtowania się stosunku przychodzącej do powierzchni morza energii (krótkofalowe promieniowanie słoneczne) do strat tej energii (wypromieniowanie, wymiana ciepła z atmosferą). W momencie, gdy suma strat ciepła z powierzchni morza zaczyna przewyższać dopływ energii do jego powierzchni rozpoczyna się spadek temperatury powierzchni morza. Na Bałtyku Środkowym i Południowym ma to miejsce zazwyczaj w pierwszej-drugiej dekadzie września. Od tego momentu rozpoczyna się proces jesienno-zimowego wychładzania morza.

Początek wychładzania uruchamia konwekcję, która transportuje cieplejszą, lżejszą wodę z głębi do powierzchni morza. Proces ten może trwać tak długo, aż temperatura wody w całej kolumnie wyrówna się (homotermia) i osiągnie wartość 2,29÷2,50°C (OT 1975). Od tego momentu konwekcja ustaje i straty ciepła obejmują już tylko najwyższą, przypowierzchniową warstwę wody. Tutaj spadek gęstości wody następuje wraz ze spadkiem temperatury wody i najchłodniejsza woda lokuje się na powierzchni. Jej temperatura spada do temperatury krzepnięcia. Rozpoczyna się tworzyć pokrywa lodowa. Od mo-

mentu, kiedy lód zaczyna pokrywać około 70% powierzchni danej części morza strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery stają się pomijalnie małe, a przy wzroście odsetka pokrycia lodem całkowicie zanikają. Od momentu utworzenia pokrywy lodowej akwen przestaje być aktywnym, wpływającym na stosunki klimatyczne elementem systemu i zachowuje się tak samo jak powierzchnia lądowa. Umożliwia to nad akwenem pokrytym lodem głębokie spadki temperatury w okresie zimowym, do utrzymywania się głębokich inwersji temperatury włącznie. Możliwość spadku zimowej temperatury powietrza od momentu powstania pokrywy lodowej nie jest już niczym ograniczana.

Kluczowe znaczenie w przypadku możliwości tworzenia się pokrywy lodowej ma zasób ciepła w kolumnie wody, a nie wyłącznie temperatura powietrza. Gdy zasoby ciepła w kolumnie wody są znaczne proces przekazywania ciepła do atmosfery, przy przeciętnym przebiegu warunków pogodowych, będzie trwał długo i w ogóle może nie dojść do spadku temperatury powierzchni morza do temperatury zamarzania. Rola zmian temperatury powietrza, choć niedecydująca, jest oczywiście bardzo duża. Sprowadza się ona, wraz z prędkością wiatru, do kształtowania rozmiarów strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery, które z jednej strony określają prędkość i rozmiar spadku zasobów ciepła w wodach, z drugiej – intensywność ogrzewania powietrza nad wodą. Jeżeli nad akwen napływnie powietrze bardzo chłodne i suche (np. zimowe Powietrze Polarne kontynentalne, Powietrze Arktyczne kontynentalne) strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery osiągną bardzo duże natężenie. W jednostce czasu straty ciepła z kolumny wody będą bardzo duże, spadek średniej temperatury wody w kolumnie będzie szybki i zasób ciepła może stosunkowo szybko ulec wyczerpaniu. Im mniejszy jest zasób ciepła w kolumnie wody tym wyczerpanie zasobów ciepła będzie szybsze. Gdy taka sytuacja kilkakrotnie pojawi się z początkiem lub środkiem zimy nad Bałtykiem Środkowym i Południowym, to pokrywa lodowa powstanie wcześniej, obejmie bardzo duży obszar i z upływem zimy lód zajmie nawet centralne części Bałtyku Środkowego i Południowego, a MIE może dojść do maksymalnie możliwej wartości (420 tys. km²).

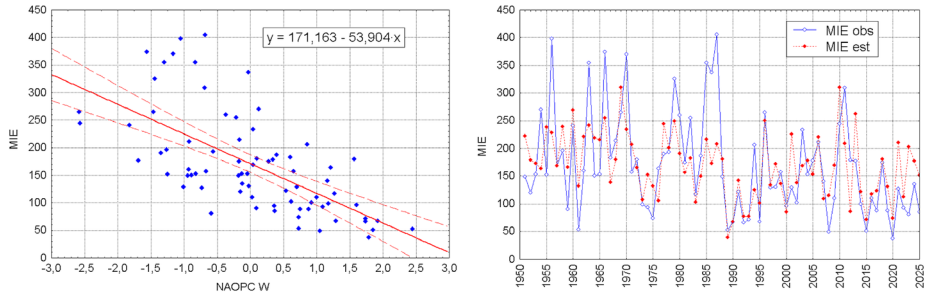
Jeżeli temperatura powietrza napływającego nad wodę będzie relatywnie wysoka, ale niższa od temperatury wody, a jego wilgotność duża (np. nieprzetransformowane lub słabo przetransformowane zimowe Powietrze Polarne morskie), to strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery będą niewielkie albo małe. W takiej sytuacji im prędkość wiatru będzie większa, tym strumienie ciepła jawnego osiągną większe rozmiary. W przypadku, gdy napływające powietrze będzie miało temperaturę wyższą od temperatury powierzchni morza, niezależnie od prędkości wiatru, strumienie ciepła jawnego całkowicie ustają (równe 0), a strumienie ciepła parowania osiągają zazwyczaj znikome wartości. Jedyną stratą ciepła będzie strata na wypromieniowanie, która wobec niskiej temperatury wody będzie niewielka. Wtedy, proces wychładzania będzie bardzo powol-

ny, konwekcja będzie aktywna i nawet przy przeciętnych zasobach ciepła w kolumnie wody do końca okresu zimowego (marzec) powierzchnia morza utrzyma temperaturę wyraźnie wyższą od $2,29 \pm 2,50^\circ\text{C}$. Oznacza to, że w okresie zimowego wychładzania zasoby ciepła zawarte w kolumnie wody nie zostały wyczerpane i „przechodzą” do następnego roku bilansowego. W takich warunkach nie ma możliwości utworzenia się pokrywy lodowej na obszarze Bałtyku Południowego i Środkowego. Zlodzenie wystąpi na relatywnie płytkich (małe zasoby ciepła w kolumnie) i wysłodzonych wodach Zatoki Botnickiej, Archipelagu Alandzkiego, w Zatoce Fińskiej i Ryskiej oraz na innych płytkich zatokach i zalewach przybrzeżnych. Wartości MIE będą kształtować się w granicach około 100-130 tys. km² lub mniej.

Jeżeli zima nad Bałtykiem będzie dwufazowa o relatywnie „cieplej” pierwszej połowie i nawet bardzo mroźnej drugiej połowie, to przy dużych i przeciętnych zasobach ciepła w wodach nie dojdzie do silnego rozwoju pokrywy lodowej. Zasoby ciepła w kolumnie wody z początkiem ochłodzenia będą na tyle duże, że nie pozwolą na spadek temperatury wody na akwenach o większych głębokościach. W takich przypadkach powierzchnia MIE osiągnie wartość od 150 do 250 tys. km².

Opisane zależności wyjaśniają „osobliwie” kształtujący się związek między zimowym indeksem NAO i powierzchnią MIE. Przy wysokich wartościach NAO, w granicach 0,5 do 3,0¹⁰, kiedy zimy są relatywnie „cieple”, wartości MIE z niewielkim rozproszeniem układają się wokół prostej regresji (rys. 4 lewy). W tych przypadkach MIE mieści się w granicach od poniżej 50 do 200 tys. km². Zamarza wtedy powierzchnia akwenów o najmniejszych zasobach ciepła (o niewielkich głębokościach), stosownie do zachodzącego spadku temperatury powietrza wraz ze spadkiem indeksu NAO. Na tych akwenach międzyroczne różnice w zasobach ciepła są niewielkie stąd i małe rozproszenie punktów wspólnych. Spadkowi wartości NAO poniżej 0,5 towarzyszy gwałtowny wzrost rozrzutu punktów wokół prostej regresji dając na przykład przy wartości NAO równej -1,0 zmienność MIE od 130 do 400 tys. km². Odtworzenie wartości MIE, jako wyłącznie funkcji zmienności NAO w całym okresie wykazuje, że w latach 1951-1988 (okres „chłodny”) wartości MIE są niedoszacowane (mniejsze niż w rzeczywistości), a w okresie 1989-2024 są w przewadze przeszacowane (rys. 4 prawy). Jest to ważny element potwierdzający stwierdzenia Kożuchowskiego i Wibig (2024), że w okresie ocieplenia po roku 1988

¹⁰Tu stosuje się zimowy indeks PC-based Hurrella, który jest silniej powiązany ($r = -0,65$) z MIE niż indeks stacyjny Hurrella ($r = -0,60$), jeszcze silniej ze zmiennością MIE koreluje ($r = +0,71$) zimowy wskaźnik P7515 będący wartością średniego ciśnienia atmosferycznego nad obszarem pogranicza Morza Barentsa i Grenlandzkiego w gridzie o współrzędnych centrum 75°N i 15°E – w Bruździe Barentso-Karskiej (Marsz, Styszyńska 2023b).



Rys. 4. Związek MIE (tys. km²) z zimowym (W) indeksem NAOPC (lewy) oraz przebieg wartości MIE estymowanych z wartości NAOPC (równanie w ramce) względem obserwowanych wartości MIE (prawy).

Fig. 4. Relationship between MIE (thousands km²) with the winter (W) NAOPC index (left) and the course of MIE values estimated from NAOPC values (equation in the box) relative to the observed MIE values (right).

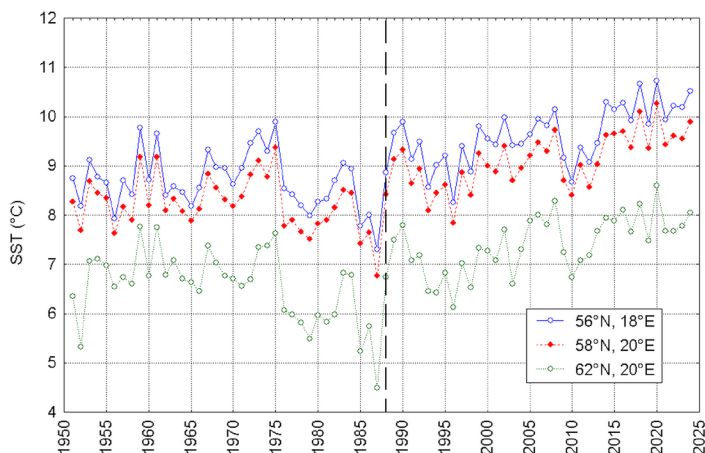
rzeczywiste wartości MIE są mniejsze niż wynikałoby to z samej zmienności cyrkulacji atmosferycznej.

W ten sposób ujawnia się wpływ na kształtowanie się rozmiaru MIE zarówno działania zróżnicowania temperatury powietrza przy różnych postaciach cyrkulacji południkowej i strefowej, jak i zróżnicowanie zasobów ciepła w kolumnie wody podlegającej wymianie, przede wszystkim w Bałtyku Środkowym i Południowym, gdzie międzyroczne różnice zasobów ciepła w wodzie mogą wykazywać bardzo duże zróżnicowanie. Ten czynnik, jakim są zmiany zasobów ciepła w wodach, istotnie wpływający na możliwości i przebieg rozwoju pokrywy lodowej na Bałtyku, nie został uwzględniony ani przez Omstedta i Chena (2001) ani przez Kozuchowskiego i Wibig (2024).

Zmiany temperatury powierzchni morza (SST), zmiany zasobów ciepła w wodach

Zakres rocznych zmian temperatury wody w kolumnie jest silnie zróżnicowany. Wody o największej gęstości, najchłodniejsze, zajmujące najniższe położenie w kolumnie wód podlegających wymianie cieplnej, leżące poniżej granicy warstwy fotycznej¹¹, wykazują minimalne zmiany temperatury w ciągu roku i z roku na rok. Na Bałtyku Środkowym jest to temperatura 5-6°C (Łomniewski 1975; Hidrologicheskiy rezhim 1992). Najlżejsze

¹¹Strefa fotyczna – warstwa wody, do której przenika światło słoneczne. Na Bałtyku jest ona sezonowo zmienna i niezbyt miąższa, do 30-35 m.

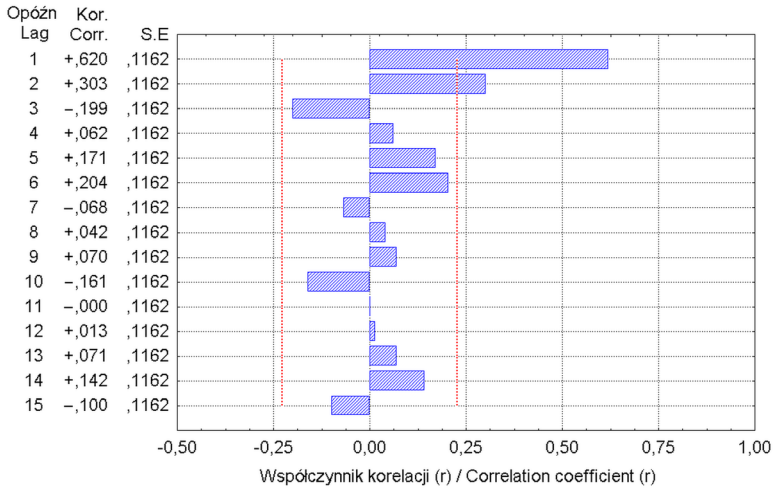


Rys. 5. Przebieg rocznej SST na Bałtyku Południowym (grid 56°N, 18°E), Bałtyku Środkowym (grid 58°N,20°E) oraz Morzu Bothnia (grid 62°N, 20°E) w latach 1951-2024.

Fig. 5. The course of annual SST in the Southern Baltic (grid 56°N, 18°E), Central Baltic (grid 58°N,20°E) and Bothnia Sea (grid 62°N, 20°E) in the years 1951-2024.

i najcieplejsze wody, ze względu na ich najmniejszą gęstość, zajmują zawsze najwyższe położenie. Wobec tego, że najaktywniej zyskują one energię jak i najaktywniej tracą ciepło, zakres zmian ich temperatury w cyklu rocznym jest największy. W latach 1951-2024, na Bałtyku Środkowym w sierpniu, najniższa wartość SST wynosiła 14,2°C (1984), a najwyższa 20,4°C (2002). W przypadku rocznej SST było to odpowiednio 6,8°C (1987) i 10,3°C (2020)¹². Dzięki takim względnie prostym zależnościom o zasobach ciepła w kolumnie wody można wnioskować (pośrednio) na podstawie temperatury powierzchni morza (SST). O średnim rocznym zasobie ciepła w danej kolumnie wody można wnioskować z wartości rocznej SST. Analiza średniej rocznej SST, ograniczona do trzech największych i najgłębszych części Bałtyku (rys. 3) – Bałtyku Południowego (grid 55-57°N i 17-19°E), Bałtyku Środkowego (grid 57-59°N i 19-21°E) oraz Morza Bothnia (grid 61-63°N i 19-21°E), wykazała, że w rozpatrywanym okresie zmiany rocznej SST na tych trzech akwenach wykazują bardzo silną korelację (Bałtyk Południowy i Bałtyk Środkowy $r = 0,99$; Bałtyk Południowy i Morze Bothnia $r = 0,92$; Bałtyk Środkowy i Morze Bothnia $r = 0,94$; wszystkie p znacznie mniejsze od 0,001). Dowodzi to, że zmiany rocznej SST na całym obszarze Bałtyku zachodzą w tym samym rytmie, mimo oczywistych różnic między wartościami rocznej SST na poszczególnych akwenach (rys. 5). Pozwala to również w analizach rozpatrywać zmiany rocznej SST na jednym tylko wybranym akwenie, gdyż dwa pozostałe wykazują de facto taką samą zmienność.

¹² W tych samych latach wartości MIE wynosiły odpowiednio 405 tys. km² i 37 tys. km².



Rys. 6. Autokorelacje cząstkowe rocznej SST na Bałtyku Południowym (grid 56°N,18°E). Czerwone linie – zakres ± 2 SE (błędów standardowych) wyznaczający granice istotności statystycznej $p = 0,05$ korelacji.

Fig. 6. Partial autocorrelations of annual SST in the Southern Baltic (grid 56°N,18°E). Red lines – the range of \pm SE (standard errors) that sets the limits of statistical significance $p = 0.05$ of a correlation.

Wobec tego, że w cyklu rocznym zasoby ciepła w kolumnie wody nigdy nie zostają wyczerpane, to po okresie zimowego wychładzania pozostaje w niej mniejszy lub większy zasób ciepła, który wpływa na bilans cieplny roku następnego¹³. Ten czynnik (inercja cieplna) powoduje, że między kolejnymi wartościami rocznej SST zachodzą silne autokorelacje. Analiza autokorelacji cząstkowych wykazała, że SST w danym roku silnie i statystycznie istotnie zależy od SST jaka była w roku poprzednim, znacznie słabiej, ale również istotnie, od SST jaka była dwa lata wcześniej (rys. 6). W przebiegu MIE także zaznacza się statystycznie istotna ($r = 0,29$) autokorelacja cząstkowa wskazująca, że na MIE w danym roku wpływ ma MIE z roku poprzedniego. Można to traktować jako odbicie zachowania się zmienności rocznej SST opisującej zasób ciepła w wodach.

Analiza przebiegu rocznych wartości SST na poszczególnych akwenach wykazuje, że po 1988 r. pojawia się trend wzrostowy SST (rys. 5). O ile w latach 1951-1988 trendy rocznej SST na Bałtyku Południowym i Środkowym były ujemne ($-0,010^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, $-0,013^{\circ}\text{C rok}^{-1}$) i nieistotne statystycznie, a na Morzu Bothnia ujemny ($-0,028^{\circ}\text{C rok}^{-1}$) i istotny statystycznie ($p = 0,008$), to w okresie 1988-2024 na wszystkich tych akwenach

¹³ Roczny bilans cieplny we wszystkich punktach morza nigdy nie jest zerowy. Ten czynnik jest przyczyną zmienności międzyrocznej SST (wartości miesięcznych i rocznych).

wystąpił statystycznie istotny, acz mało różniący się od siebie, trend dodatni. Jest on równy na Bałtyku Południowym $+0,035^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, na Bałtyku Środkowym $+0,034^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ i na Morzu Bothnia $+0,033^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ (wszystkie $p < 0,001$). Występowanie dodatnich trendów SST w latach 1988-2024 doprowadziło do istotnego wzrostu średniej rocznej SST. Przykładowo na Bałtyku Środkowym średnia roczna SST z okresu 1951-1988 była równa $8,22(\pm 0,09)^{\circ}\text{C}$, to w okresie 1988-2024 wzrosła do $9,10(\pm 0,09)^{\circ}\text{C}$. Jest to wzrost o $0,88^{\circ}\text{C}^{14}$. Przebieg rocznej SST zachowuje się zatem podobnie jak przebieg rocznej temperatury powietrza.

Wobec występowania na Bałtyku zróżnicowanej pod względem powierzchni pokrywy lodowej nie można wiarygodnie ocenić zachodzących zmian SST w okresie zimowym¹⁵. Wyniki zmian SST w tym okresie (styczeń-marzec) należy traktować jako przybliżone. W latach 1951-1988 na wszystkich analizowanych akwenach obserwuje się ujemne trendy w granicach od $-0,02$ do $-0,05^{\circ}\text{C rok}^{-1}$. W latach 1988-2024 trendy zmieniają znak na dodatni, będąc na Bałtyku Południowym i Środkowym równe $\sim 0,013^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ a na Morzu Bothnia $\sim 0,018^{\circ}\text{C rok}^{-1}$. Występowanie dodatnich trendów w latach 1988-2024 można interpretować jako rezultat termicznego oddziaływania zimowego NAO. Napływ cieplejszego i wilgotnego powietrza nad Bałtyk przy dodatniej fazie NAO zmniejsza pobór ciepła z powierzchni morza, pozwalając na zachowanie większych ilości ciepła w kolumnie i wyższej wartości SST niż gdyby było odwrotnie. Te „resztkowe”, pozostałe po okresie zimowego wychładzania, zasoby ciepła wpływają następnie na przebieg procesów letniego nagrzewania powierzchni morza.

Okres nagrzewania powierzchni morza obejmuje miesiące od kwietnia do sierpnia-września. Tutaj dane są wysoce wiarygodne. Średnia SST z miesięcy od kwietnia do września włącznie w okresie 1951-1988 na wszystkich akwenach nie wykazuje występo-

¹⁴ Wzrost SST na Bałtyku jest silniejszy niż przewidują to modele klimatyczne. HELCOM 2007 podaje, że regionalne modele klimatyczne przewidują w latach 2071-2100 wzrost rocznej SST o $2-4^{\circ}\text{C}$ względem średniej rocznej SST z okresu 1961-1990. Średnia roczna SST z tego okresu wynosi $8,28(\pm 0,11)^{\circ}\text{C}$. Roczna SST na tym akwenu w roku 2020 zbliżyła się już (lub osiągnęła) do dolnej granicy prognozowanego za 50 lat wzrostu, osiągając wartość $10,27^{\circ}\text{C}$ (różnica $1,99$ deg).

¹⁵ W przypadku całkowitego pokrycia lodem danego akwenu (np. Morze Bothnia) w zbiorze ERSSTv5 wprowadzana jest wartość $-1,8^{\circ}\text{C}$, co jest wartością równą temperaturze zamarzania wód o średnim zasoleniu 35% . W przypadku częściowego pokrycia lodem danego akwenu zamiast temperatury wody odnotowanej w zbiorze ICOADS, zbiór ERSSTv5 podaje ujemne temperatury wody proporcjonalne do stopnia pokrycia lodem, niższe od temperatury zamarzania wód Bałtyku. Jest to wynik wiary w algorytmy uczenia maszynowego i wprowadzanie danych „modelowych” mających służyć poprawianiu rzeczywistych szeregów obserwacyjnych. Zmusza to do bardzo nieufnego i ostrożnego podejścia do minimalnych miesięcznych wartości SST podawanych dla Bałtyku.

wania w ich przebiegu trendów (trendy bardzo słabe i statystycznie nieistotne). W latach 1988-2024 na wszystkich akwenach występują trendy dodatnie i statystycznie istotne. Na Bałtyku Południowym wartość trendu jest równa $+0,038(\pm 0,009)^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, na Bałtyku Środkowym równy $+0,036(\pm 0,009)^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, a na Morzu Bothnia $+0,035(\pm 0,009)^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, wszystkie $p < 0,001$. Oznacza to, że w latach 1988-2024, w okresie letniego nagrzewania zasoby ciepła w kolumnie wody systematycznie wzrastają. Te zasoby ciepła ulegają następnie „rozchodowaniu” w wyniku procesów zimowego ochładzania morza (październik-marzec). Mamy więc tutaj sytuację, że po 1988 r. zwiększa się zasób ciepła w kolumnie wody w okresie letniego nagrzewania i zmniejsza rozchód tego ciepła w okresie zimowego wychładzania, prowadzący do wzrostu zasobów zakumulowanego w kolumnie wody ciepła i wzrostu rocznej SST.

Wzrost zasobów ciepła w wodach i wzrost SST może nastąpić w wyniku dwóch procesów – adwekcji (napływu) cieplejszych wód na dany akwen i/lub zwiększonego dopływu krótkofalowej energii promienistej Słońca. Bałtyk jest morzem śródlądowym o dodatnim bilansie wodnym, połączony wąskimi i płytkimi cieśninami (Sund, Wielki Bełt, Mały Bełt) z Kattegatem, a dalej przez Skagerrak z Morzem Północnym. Bardzo utrudnia to wymianę wód między Bałtykiem i Morzem Północnym. Nadwyżka bilansowa wód wysłodzonych z Bałtyku systematycznie wypływa przez Sund i Wielki Bełt. Wody z Morza Północnego docierają do Bałtyku epizodycznie, w postaci wlewów raz na kilka lub kilkanaście lat. Aby doszło do wlewu, musi zaistnieć specyficzny układ warunków hydro-meteorologicznych nad obszarem Morza Północnego i Bałtyku (szerzej patrz Łomniewski 1975; HELCOM 2007; Mohrholz 2018; Löptien i in. 2025). Wody z Morza Północnego tworzące wlew są wodami o dużym zasoleniu (26-28‰) i dużej gęstości. Dostając się do Bałtyku rozprzestrzeniają się nad dnem i tworzą warstwę wód głębinowych oddzielonych od wysłodzonej warstwy powierzchniowej piknokliną (halokliną). Nie są one objęte procesami sezonowej konwekcji, dzięki czemu nie wywierają żadnego wpływu na wartości SST i zasób ciepła w kolumnie wód podlegający wymianie (sezonowej konwekcji, procesom mieszania).

W takiej sytuacji przyczyna wzrostu SST na Bałtyku w okresie letniego nagrzewania w latach 1988-2024 jest prosta i oczywista. Powierzchnia morza ogrzewa się tylko od strumienia dopływającej do niej krótkofalowej energii promienistej Słońca. Przenikanie części tej energii w głąb kolumny wody powoduje też wzrost temperatury w głębszej, podpowierzchniowej warstwie wody (nad termokliną letnią, do granicy strefy fotycznej), tym słabszy im jest większa głębokość. Powierzchnia morza nie ogrzewa się od powietrza, zatem wzrost temperatury powietrza (globalne ocieplenie) nie może wywierać na nią wpływu.

Wpływ wzrostu zasobów ciepła w Bałtyku na kształtowanie się reżimu lodowego

Na przebieg procesów zamarzania i kształtowania się ostatecznie maksymalnych rozmiarów pokrywy lodowej w danym roku ma wpływ zasób ciepła nagromadzony w wodach w roku poprzednim. SST z każdego miesiąca, pośrednio charakteryzująca zasób ciepła w wodach w danym miesiącu, jest skorelowana z powierzchnią MIE, jaka wystąpi w następnym roku¹⁶. Większość tych korelacji jest niezbyt silna, ale statystycznie istotna (tab. 2).

Najsilniejsze korelacje między rozmiarem MIE, jaki wystąpi w następnym roku, zaznaczają się ze średnią roczną SST. Na Bałtyku Południowym zmienność rocznej SST objaśnia około 23%, a na Bałtyku Środkowym około 21% wariancji MIE. Teoretycznie można zatem oszacować łączny wpływ zasobów ciepła w wodach oraz zimowego NAO na kształtowanie się maksymalnej powierzchni zlodzenia. Napotyka się tutaj jednak na poważne problemy natury obliczeniowej, niepozwalające jednoznacznie ocenić realnego wpływu zasobów ciepła w wodzie i NAO, jak i każdego z tych czynników oddzielnie. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest występowanie skorelowania wzajemnego zmiennych. Między roczną SST na Bałtyku Południowym i zimowym indeksem NAOPC w następnym roku współczynnik korelacji jest równy +0,30 ($p = 0,010$), a na Bałtyku Środkowym +0,29 ($p = 0,013$). Jeszcze silniejsze są korelacje między zimowym indeksem NAOPC i roczną SST w tym samym roku (Bałtyk Południowy $r = 0,50$, Bałtyk Środkowy $r = 0,47$, Morze Bothnia $r = 0,40$; wszystkie $p < 0,001$). O ile te ostatnie korelacje są zrozumiałe (NAO określa rozmiary zimowego wychładzania powierzchni morza, co w tym samym roku wpływa bezpośrednio na roczną SST), to skorelowanie zmian rocznej SST wyprzedzającej w czasie zmiany NAO są wysoce niejasne. Wartości rocznych SST na poszczególnych akwenach również wykazują niemal idealne skorelowanie (r od 0,99 do 0,92). Mimo tego analiza regresji wielokrotnej pozwala na znalezienie wysoce istotnej statystycznie ($F = 28,5(3,71)$, $p \ll 0,001$) zależności MIE od zimowego NAOPC i SST z roku poprzedzającego. Zależność ta ma postać:

$$\text{MIE} = 523,68 - 45,28 \cdot \text{NAO} - 207,02 \cdot \text{SST}_{(56^{\circ}\text{N}, 18^{\circ}\text{E})} + 178,17 \cdot \text{SST}_{(58^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E})} \quad (1)$$

którego $R = 0,74$, popr. $R^2 = 0,53$, BSE = 62,54. Równanie to objaśnia ~53% wariancji MIE w latach 1951-2024. Błąd standardowy tego równania jest jednak duży, większy od

¹⁶ Moment wystąpienia MIE w wieloletciu z reguły przypada na okres między połową lutego i połową marca.

Tabela 2. Współczynniki korelacji (r) MIE w następnym roku (1952-2025) ze średnią miesięczną SST w danym roku (1951-2024) w gridach charakteryzujących Bałtyk Południowy (56°N,18°E), Środkowy (58°N,20°E) i Morze Bothnia (62°N,20°E) i ich istotność statystyczna (p).

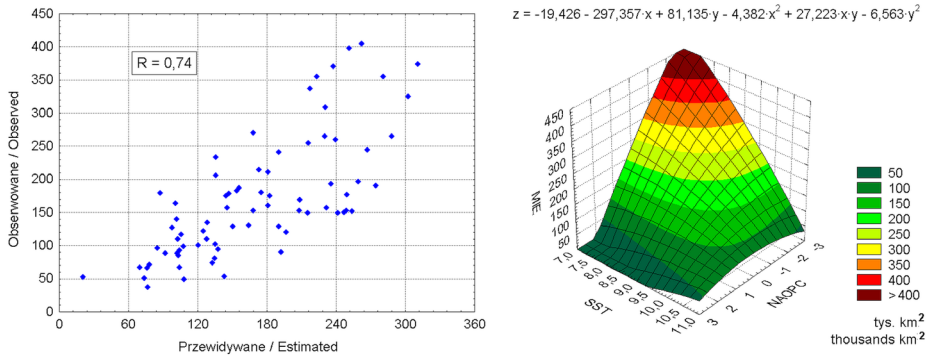
Table 2. Correlation coefficients (r) of MIE in the following year (1952-2025) with the monthly mean SST in a given year (1951-2024) in grids characterizing the Southern Baltic (56°N,18°E), Central Baltic (58°N,20°E) and Bothnia Sea (62°N,20°E) and their statistical significance (p).

Miesiąc/ Month	56°N,18°E		58°N,20°E		62°N,20°E	
	r	p	r	p	r	p
1	-0,245	0,036	-0,187	0,112	-0,078	0,508
2	-0,325	0,005	-0,264	0,023	-0,174	0,139
3	-0,365	0,001	-0,289	0,013	-0,251	0,031
4	-0,437	0,000	-0,403	0,000	-0,262	0,024
5	-0,433	0,000	-0,381	0,001	-0,270	0,020
6	-0,392	0,001	-0,361	0,002	-0,277	0,017
7	-0,408	0,000	-0,401	0,000	-0,387	0,001
8	-0,246	0,035	-0,250	0,032	-0,239	0,040
9	-0,338	0,003	-0,343	0,003	-0,347	0,002
10	-0,239	0,041	-0,245	0,035	-0,253	0,029
11	-0,234	0,045	-0,218	0,063	-0,148	0,209
12	-0,343	0,003	-0,339	0,003	-0,291	0,012
Rok/Year	-0,484	0,000	-0,454	0,000	-0,376	0,001

najmniejszych obserwowanych wartości MIE. Analiza wariancji wykazuje, że zmienność zimowego NAO w tym równaniu objaśnia 42% wariancji MIE, zmienność rocznej SST z roku poprzedzającego na Bałtyku Południowym 9%, a na Bałtyku Środkowym 3% zmienności MIE. Wobec występującej redundancji wartości te są wysoce niepewne. Tym niemniej analiza regresji liniowej wskazuje wyraźnie, że zasoby ciepła w wodach z roku poprzedzającego wywierają wpływ na rozmiar pokrywy lodowej, która utworzy się w następnym sezonie lodowym. Bardziej szczegółowa analiza wykazuje, że zależności między wartością MIE w danym sezonie lodowym a wartościami rocznej SST z roku poprzedniego i indeksem NAO z tego samego roku co sezon lodowy, są nieliniowe. W najprostszej postaci można je przedstawić wielomianem drugiego stopnia:

$$\text{MIE} = -19,426 - 297,357 \cdot \text{NAO} + 81,135 \text{SST}_p - 4,382 \cdot \text{NAO}^2 + 27,223 \cdot \text{NAO} \text{SST}_p - 6,563 \cdot \text{SST}_p^2 \quad (2)$$

gdzie: NAO – zimowy indeks NAOPC z tego samego sezonu lodowego co wartość MIE, SST_p – roczna wartość SST na Bałtyku Południowym (56°N,18°E) z roku poprzedzające-



Rys. 7. Rozrzut wartości MIE (tys. km²) przewidywanych za pomocą równania [2] względem wartości obserwowanych – lewy oraz zależność MIE (z , tys. km²) od zmienności zimowego indeksu NAOPC (x) i rocznej SST z roku poprzedzającego na Bałtyku Południowym (y , °C) – prawy.

Fig. 7. The scatter-plot of MIE values (thousand km²) estimated using equation [2] relative to observed values – left, and the relationship between MIE (z , thousand km²) and the variability of the winter NAOPC index (x) and the annual SST from the previous year in the Southern Baltic Sea (y , °C) – right.

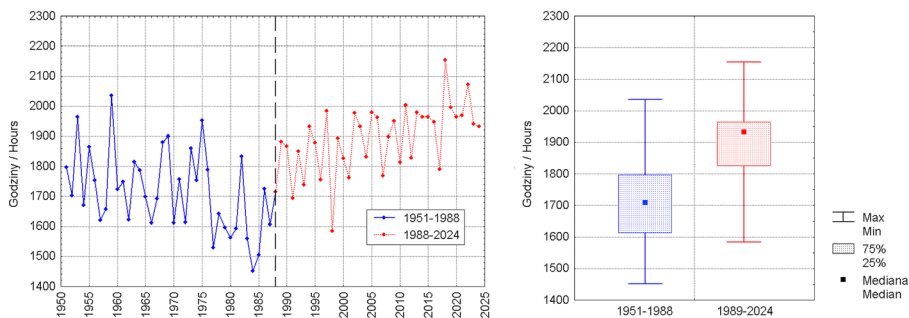
go sezon lodowy. Wielomian drugiego stopnia ma podobne charakterystyki do funkcji liniowej ($R = 0,74$), a udział wariacji objaśnionej wynosi 0,542. Rozkład reszt w tym równaniu jest bardziej zbliżony do normalnego niż w przypadku równania liniowego. Tylko reszty dwóch przypadków przekraczają 100 tys. km². Dominują reszty od -20 do +20 tys. km². Wartości te są mniejsze od historycznego minimum zlodzenia Bałtyku w sezonie 2019-2020 równego 37 tys. km² (Marsz, Styszyńska 2021). Rozrzut punktów estymowanych tym równaniem względem obserwowanych wartości MIE (rys. 7 lewy) jest nieco mniejszy niż podobne wykresy rozrzutu MIE względem NAO (porównaj z rys. 4) i MIE względem równania (1). Przestrzenny obraz zależności opisanej przez równanie (2) wykazuje symetrię zależności MIE od NAO i SST (rys. 7 prawy). Sugeruje to, że rzeczywista siła oddziaływania zasobów ciepła w wodzie z roku poprzedzającego sezon lodowy jest w przybliżeniu równa sile wpływu NAO na wielkość MIE.

Funkcja opisana przez równanie (2) osiąga maksimum przy wartości MIE około 468 tys. km². Oznacza to, że przy minimalnych zasobach ciepła w wodach Bałtyku Południowego (roczna SST = 7,0°C lub mniej) i wartości zimowego indeksu NAOPC -3,0 i mniejszej, MIE powinna być większa od maksymalnej powierzchni tego morza (420 tys. km²). Wskazuje to, że już przy nieco „lepszych” warunkach termicznych Bałtyk zamarza całkowicie, a wobec skończonej powierzchni Bałtyku dalsze pogorszenie warunków termicznych zimy nie może skutkować dalszym wzrostem powierzchni zlodzonej.

Przedstawione analizy wskazują, że zmiany zasobów ciepła w wodach Bałtyku opisane przez roczne zmiany SST, statystycznie istotnie wpływają na MIE, jaka wystąpi w następnym roku. Rozmiar tego wpływu może być dyskusyjny, ale sam realny wpływ zmian SST na MIE jest poza dyskusją. Tym samym obserwowany wzrost rocznej SST na Bałtyku Południowym i Środkowym oraz Morzu Bothnia, a także innych akwenach niewziętych pod uwagę (a nie tylko wzrost indeksu NAO), jest czynnikiem wnoszącym swój istotny wkład do postępującej redukcji maksymalnej powierzchni zlodzenia Bałtyku po roku 1988.

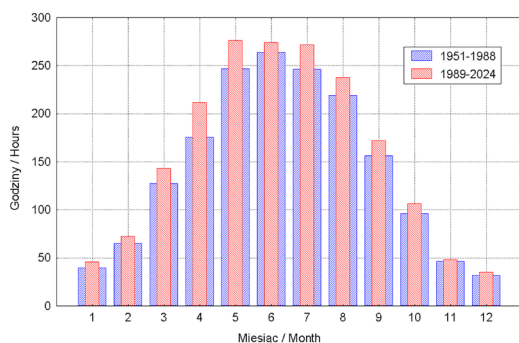
Przyczyny wzrostu zasobów ciepła w wodach Bałtyku

Wzrost SST na wodach Bałtyku jednoznacznie wskazuje, że do powierzchni tego morza musi się zwiększać dopływ energii słonecznej. Zagadnienie zmian dopływającej ilości energii słonecznej do powierzchni Bałtyku i obszaru wokółbałtyckiego jest szeroko dyskutowane w literaturze. Autorzy BACC II (2015) dokonując przeglądu literatury, wskazują na wzrost dopływającej energii słonecznej, przy czym rozmiar tego wzrostu jest szacowany w bardzo szerokich granicach, średnio raczej niewielki. Przyczyny tego wzrostu wiążą (również na podstawie cytowanej literatury) ze spadkiem zachmurzenia ogólnego i/lub zmniejszaniem się pokrywy chmur niskich. Pfeifroth i inni (2018), wykorzystując dane satelitarne, oszacowali rozmiary radiacji słonecznej dochodzącej do powierzchni ziemi w Europie w latach 1992-2015 i stwierdzili jej wzrost (trend dodatni), wskazując jednocześnie na zmniejszenie zachmurzenia, jako przyczynę tego wzrostu. Sfičá i inni (2020) badając zmiany zachmurzenia zachodzące w skali całej Europy w funkcji zmian typów cyrkulacji atmosferycznej stwierdzili, że najsilniejsze spadki zachmurzenia występują w Europie Środkowej i Wschodniej. Tam również zwiększa się dopływ promieniowania słonecznego. Ich badania obejmują okres 1981-2014, a obszar Bałtyku i otaczającego go lądu leży w strefie najsilniejszych spadków zachmurzenia i wzrostu sum promieniowania (ich rys. 3). Cytowani autorzy wykazują, że zmiany te zaszły w wyniku zmian cyrkulacji atmosferycznej, w których strefa intensywnej działalności cyklonalnej uległa przemieszczeniu na północ. Badania Post i Aun (2020, 2024), oparte na danych satelitarnych i obejmujące lata 1982-2018, ograniczone czasowo do okresu wiosny i lata, wykazały znaczny spadek zachmurzenia ogólnego i wzrost sum promieniowania słonecznego w marcu, słabszy wzrost i bardzo dużą zmienność międzyroczną dopływu promieniowania w czerwcu, a w lipcu brak trendu. Zmiany promieniowania cytowane autorki również wiążą ze zmianami zachmurzenia ogólnego i niskiego, których zmienność sterowana jest przez zmiany cyrkulacji atmosferycznej o skali synoptycznej. W naj-



Rys. 8. Przebieg rocznych sum usłonecznienia (godz.) w latach 1951-2024 i zakresy jego zmienności w latach 1951-1988 i 1989-2024.

Fig. 8. Course of annual totals of sunshine duration (hours) in the period 1951-2024, and range of its variability in periods 1951-1988 and 1989-2024.



Rys. 9. Przebieg miesięcznych sum usłonecznienia (godz.) w latach 1951-1988 i 1989-2024.

Fig. 9. Course of monthly totals of sunshine duration (hours) in the periods 1951-1988 and 1989-2024.

nowszej syntezie zmian klimatycznych w rejonie bałtyckim (Meier i in. 2022) kwestia zmian dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi jest oparta na przeglądzie literatury. Stwierdza się w niej następujący od lat 80. XX wieku wzrost dopływu energii, ale jego rozmiar uznaje za niejednoznaczny.

Pośrednią miarą dopływu energii słonecznej do powierzchni ziemi jest usłonecznienie. Istnieją formuły (Black 1956) pozwalające z wartości usłonecznienia (godziny) oszacować sumy energii promienistej Słońca dochodzące do powierzchni ziemi (kcal, MJ). Dla obszaru Bałtyku Południowego i Środkowego istnieją dane obserwacyjne usłonecznienia. Średnie obszarowe sumy usłonecznienia dla tego obszaru (średnia ze stacji Kopenhaga, Gdynia, Liepaja, Stockholm) są, podobnie jak przebieg temperatury powietrza, wyraźnie dwudzielne. W okresie 1951-1988 trend rocznego usłonecznienia jest ujemny ($-5,00(\pm 1,8)\text{godz. rok}^{-1}$, $p = 0,010$), w okresie 1988-2024 trend zmienia się

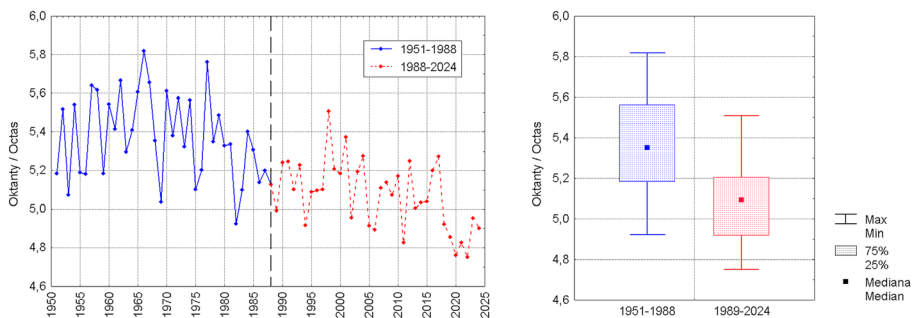
na dodatni $(5,91(\pm 1,5)\text{godz. rok}^{-1}$, $p = 0,000$). Rozkłady usłonecznienia w obu okresach (rys. 8) nie pozostawiają wątpliwości, że usłonecznienie, a zatem i dopływ energii promienistej Słońca do powierzchni Bałtyku i przyległych obszarów lądu w okresie 1988-2024 wydatnie wzrósł w stosunku do okresu poprzedzającego. W cyklu rocznym wzrost usłonecznienia nastąpił we wszystkich miesiącach roku, najsłabszy w listopadzie i grudniu (rys. 9). Największy przyrost usłonecznienia w drugim okresie (różnica między średnimi obu okresów) miał miejsce w kwietniu (35,8 godz.), maju (29,5 godz.) i lipcu (25,4 godz.).

Wzrost usłonecznienia w drugim okresie ma swoją niewątpliwą przyczynę w istotnie statystycznym spadku zachmurzenia ogólnego nad Bałtykiem (średnia ze stacji Hel, Liepaja, Riga, Stockholm, Haparanda), choć spadek zachmurzenia ogólnego rozpoczął się wcześniej, już po roku 1977 (rys. 10). Współczynnik korelacji pomiędzy zachmurzeniem rocznym i usłonecznieniem rocznym jest równy $-0,75$ ($r^2 = 0,57$, $p = 0,000$). Istota fizyczna tej zależności jest prosta – to zachmurzenie reguluje zmienność usłonecznienia, a nie odwrotnie.

Między usłonecznieniem (dopływ promieniowania słonecznego) i SST rysują się nad obszarem Bałtyku wyraźne związki liniowe (rys. 11). Współczynnik korelacji między usłonecznieniem rocznym i roczną SST na Bałtyku Południowym jest równy $0,72$, na Środkowym $0,73$, a na Morzu Bothnia $0,68$, wszystkie $p = 0,000$. Na Bałtyku Środkowym wzrost usłonecznienia rocznego o jedną godzinę zwiększa roczną SST o $0,003^\circ\text{C}$. W okresie letniego nagrzewania powierzchni morza (kwiecień-wrzesień) wzrost usłonecznienia w tym czasie o jedną godzinę zwiększa na tym akwenie SST o $0,005^\circ\text{C}$ ($p \ll 0,001$)¹⁷. Przedstawione fakty wskazują jednoznacznie, że głównym czynnikiem wzrostu zasobów ciepła w wodach jest wzrost usłonecznienia, zwiększający sumy dopływającego do powierzchni morza promieniowania słonecznego.

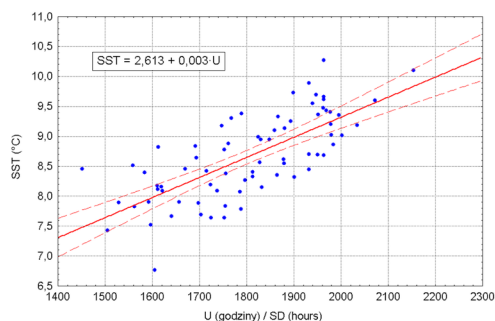
Opisane zależności (wzrost usłonecznienia \rightarrow wzrost SST \rightarrow wzrost zasobów ciepła w kolumnie wody) czynią, że między usłonecznieniem rocznym i okresu letniego nagrzewania powierzchni morza a wartością MIE w roku następnym zachodzą również bezpośrednie, słabe ($r = -0,30$) ale istotne statystycznie ($p = 0,01$) związki.

¹⁷ Wiarygodne podanie związków między miesięcznym wzrostem SST i miesięcznym usłonecznieniem w okresie letniego nagrzewania nie jest możliwe, gdyż SST w danym miesiącu zależy również od usłonecznienia i SST w miesiącach poprzedzających. Jest to rezultat akumulacji ciepła w wodach.



Rys. 10. Przebieg rocznych wartości zachmurzenia ogólnego (oktanty) w latach 1951-2024 i zakresy jego zmienności w latach 1951-1988 i 1989-2024.

Fig. 10. Course of annual cloudiness values (octas) in the period 1951-2024, and range of its variability in periods 1951-1988 and 1989-2024.



Rys. 11. Związek (równanie w ramce) rocznej SST (°C) na Bałtyku Południowym (58°N,20°E) z roczną sumą usłonecznienia (U, godz.) w latach 1951-2024.

Fig. 11. Relationship (equation in the box) between annual SST (°C) in the Southern Baltic Sea (58°N,20°E) and the annual totals of sunshine duration (SD, hours) in the period 1951-2024.

Mechanizmy ocieplenia w rejonie bałtyckim

Przedstawione wyżej dane o zmianach temperatury powietrza, zachmurzenia, usłonecznienia, zasobów ciepła w wodach Bałtyku oraz zmianach MIE wskazują, że wszystkie te wartości zmieniają się spójnie. Wraz ze spadkiem zachmurzenia rośnie usłonecznienie, SST i temperatura powietrza. Zmienia się odpowiednio również reżim lodowy Bałtyku wykazując wyraźny trend ujemny. Powiązania między zachmurzeniem, usłonecznieniem i temperaturą powietrza są proste i łatwo zrozumiałe, natomiast rola zmian zasobów ciepła w wodach Bałtyku i towarzyszących im zmian pokrywy lodowej wymaga szerszego komentarza. O ile bilans cieplny powierzchni lądowych zamyka się zgrubnie

w ciągu roku, gdyż zdolności akumulacji ciepła przez ląd są relatywnie niewielkie, a wymiana ciepła podłoża z atmosferą następuje we względnie cienkiej circa 1,5-1,8 m przy powierzchniowej warstwie gruntu, to wody morskie charakteryzuje nieporównywalnie większa pojemność cieplna, a w wymianie ciepła uczestniczy warstwa wody o znacznej miąższości. Powoduje to, że reakcja powierzchni lądowej na zmiany ilości dopływającej energii słonecznej jest niemal natychmiastowa (1-2 doby), natomiast reakcja powierzchni morza cechuje się wielką inercją. Skala opóźnienia rozkłada się tutaj od miesiący do dwóch lub więcej lat.

Dzienne porcje dochodzącej do powierzchni morza radiacji słonecznej, pomniejszone o straty ciepła na wypromieniowanie i wymianę turbulencyjną, ulegają akumulacji w wodach (sumowaniu, całkowaniu) przez cały okres letniego nagrzewania powierzchni morza (kwiecień-wrzesień). Rozchodowane są one przez cały okres wychładzania powierzchni morza (wrzesień-marzec), przy czym najbardziej intensywny przepływ ciepła z powierzchni morza do atmosfery następuje w listopadzie, grudniu i styczniu, gdy zasoby ciepła w wodach są jeszcze duże lub dość duże, a różnica temperatury między wodą i powietrzem jest znaczna. W rezultacie najsilniejsze oddziaływanie termiczne Morza Bałtyckiego zaznacza się w okresie jesieni i pierwszej połowie zimy. W drugiej połowie zimy, wobec wyczerpywania się zasobów ciepła w wodach i spadku SST do wartości bliskich minimum rocznego, strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery maleją, w związku z czym ich znaczenie klimatyczne staje się mniejsze.

W tym kontekście zachodzące po 1988 r., wraz ze wzrostem zasobów ciepła w wodach Bałtyku, zmiany reżimu lodowego odgrywają bardzo ważną rolę w przebiegu procesów ocieplenia nad Bałtykiem i w rejonie okołobałtyckim. Silne nagrzewanie wód morza latem (wysokie i rosnące osłonecznienie) powoduje duży wzrost zasobów ciepła w wodach. W okresie zimowym przewaga dodatnich faz NAO, którym towarzyszy napływ nad Bałtyk relatywnie ciepłego i wilgotnego powietrza, ale i zwiększona prędkość wiatru, osłabia sumaryczny pobór ciepła z powierzchni wody, część zakumulowanych w poprzednim okresie nagrzewania zasobów ciepła nie zostaje rozchodowana. SST na coraz większej powierzchni Bałtyku nie spada do temperatury zamarzania i powierzchnia pokrywy lodowej wykazuje tendencje do zmniejszania się w funkcji czasu. Większe powierzchnie wody pozostają wolne od lodu, umożliwiając tym samym działanie strumieni ciepła z morza do atmosfery. Temperatura powietrza, poza krótkotrwałymi adwekcjami chłodu, pozostaje, jak na okres zimy, relatywnie wysoka. Mniejsza powierzchnia i objętość lodów na Bałtyku powoduje, że straty ciepła na topnienie lodu (utajone ciepło topnienia) są ograniczone przestrzennie i na większej części Bałtyku szybciej, bo już w marcu, rozpoczyna się ogrzewanie powierzchni morza. „Ochładzające” działanie wód Bałtyku zmniejsza się. Na stacjach w rejonie Bałtyku przebieg temperatury w kwietniu, a więc

już poza okresem, dla którego oblicza się rozszerzony zimowy indeks NAO (DJFM), jest powiązany z wartością indeksu NAO ($r = 0,48$, $p = 0,000$) i często w literaturze spotyka się wzmianki, że stanowi to opóźnioną konsekwencję zmian wartości indeksu NAO. Z punktu widzenia przebiegu procesów można to interpretować następująco: po sezonie zimowym z dodatnim indeksem NAO, na wolnej od lodów powierzchni Bałtyku zachodzi już intensywna akumulacja energii słonecznej. Rosnąca SST, ale niska w stosunku do temperatury powietrza, nie pozwala na tworzenie się chmur konwekcyjnych (równowaga skrajnie stała). Jedyne postaci zachmurzenia to chmury związane z procesami frontalnymi i procesami przepływów w górnej i środkowej troposferze. To powoduje wzrost usłonecznienia i bardzo szybki wzrost temperatury powietrza nad lądem i na stacjach położonych w bliskości linii brzegowej. W rezultacie na tych stacjach przebieg temperatury powietrza dobrze odtwarza przebieg usłonecznienia.

Na stacjach bałtyckich zmienność usłonecznienia rocznego (dopływ radiacji) i zimowego indeksu NAO (zimowy strumień ciepła adwekcyjnego) objaśniają łącznie 63% zmienności temperatury rocznej ($R = 0,80$, $p \ll 0,001$). Średnią temperaturę roczną na stacjach wokółbałtyckich (T) opisuje zależność

$$T = 0,004(\pm 0,000) \cdot U + 0,449(\pm 0,071) \cdot \text{NAO} \quad (3)$$

gdzie: U – średnie roczne usłonecznienie nad obszarem Bałtyku Południowego i Środkowego (godziny), NAO – zimowy indeks NAOPC Hurrella. W równaniu tym zmienność usłonecznienia rocznego objaśnia 46%, a zimowego indeksu NAOPC 18% wariacji rocznej temperatury powietrza.

Analiza ta wskazuje, że głównym czynnikiem stanowiącym o wzroście temperatury powietrza w rejonie bałtyckim jest wzrost usłonecznienia, czyli zwiększony dopływ energii słonecznej. Adwekcyjny dopływ ciepła opisany przez zimowy wskaźnik NAO plasuje się na drugim miejscu i objaśnia około 2,5-krotnie mniejszy stopień wariacji T niż od dopływu radiacji. Nie są to jedyne czynniki wpływające na zmiany temperatury powietrza na tym obszarze. Kolejnymi, istotnymi z punktu widzenia tej pracy, są strumienie ciepła z powierzchni Bałtyku. Wraz ze wzrostem zasobów ciepła w wodach Bałtyku, który jest największy na Bałtyku Południowym i Środkowym oraz wzrostem powierzchni wód wolnych od lodu, rosną również strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Jedną z przyczyn wzrostu tych strumieni ciepła, oprócz wzrostu SST, jest wzrost prędkości wiatru w dodatnich fazach NAO. Wzrost prędkości wiatru powoduje, że mimo zmniejszenia się różnicy między SST i temperaturą powietrza strumienie ciepła z powierzchni morza pozostają nadal znaczące. W okresie chłodnym, kiedy osiągają one największe natężenie, nakładają się na strumień ciepła adwekcyjnego związany z NAO.

Tabela 3. Współczynniki korelacji SST z okresu letniego nagrzewania powierzchni morza (SST_{OL} , 1950-2023) w gridach (56°N,18°E – Bałtyk Południowy), (58°N,20°E – Bałtyk Środkowy) i (62°N,20°E – Morze Bothnia) z roczną temperaturą powietrza w roku następnym (1951-2024) na stacjach wokółbałtyckich oraz średnią obszarową (średnia z 9 stacji).

Wszystkie współczynniki wysoce istotne statystycznie ($p < 0,001$).

Table 3. Correlation coefficients of SST from the summer sea surface warming period (SST_{OL} , 1950-2023) in the grids (56°N,18°E – Southern Baltic), (58°N,20°E – Central Baltic) and (62°N,20°E – Bothnia Sea) with the annual air temperature in the following year (1951-2024) at stations around the Baltic Sea and the area mean (average from 9 stations).

All coefficients are highly statistically significant ($p < 0.001$).

Stacja/Station	SST _{OL} w gridach/SST _{OL} in grids		
	56°N,18°E	58°N,20°E	62°N,20°E
Kopenhaga	0,56	0,56	0,50
Hammerode Fyr	0,58	0,58	0,52
Hel	0,59	0,58	0,53
Liepāja	0,67	0,67	0,60
Rīga	0,59	0,58	0,52
Gotska Sandon	0,60	0,60	0,54
Stockholm	0,59	0,59	0,53
Helsinki	0,55	0,55	0,51
Haparanda	0,53	0,53	0,48
Średnia obszarowa/Area average	0,62	0,61	0,56

Między zasobem ciepła w wodach w danym roku nagromadzonych w okresie letniego nagrzewania powierzchni morza (kwiecień-wrzesień) i temperaturą powietrza w roku następnym zachodzą wysoce istotne statystycznie związki. Można utworzyć zmienną będącą średnią SST z okresu letniego nagrzewania powierzchni morza $SST_{OL} = (SST_{04} + SST_{05} + SST_{06} + SST_{07} + SST_{08} + SST_{09})/6$. Zmienna ta koreluje istotnie z temperaturą roczną w roku następnym na wszystkich rozpatrywanych stacjach (tab. 3).

Przedstawione w tabeli 3 współczynniki korelacji bardzo niewiele różnią się od siebie, wskazując, że wpływ termiczny zasobów ciepła w Bałtyku Południowym i Środkowym na temperaturę powietrza w następnym roku jest niemal taki sam, a wpływ zasobów ciepła w wodach Morza Bothnia jest tylko nieznacznie słabszy. Zmienność SST_{OL} na Bałtyku Południowym i Środkowym objaśnia około 1/3 wariancji temperatury rocznej w następnym roku. Taki stopień objaśnienia wariancji temperatury należy uważać za znaczący.

Przyczyna przedstawionych w tabeli 3 związków jest relatywnie prosta. Zakumulowane w okresie letniego nagrzewania powierzchni morza zasoby ciepła w wodach

(im większe, tym wyższa średnia SST) nie zostają całkowicie rozchodowane w okresie jesienno-zimowego wychładzania i z końcem tego okresu stanowią „poziom wyjściowy” w następnym okresie letniego nagrzewania. Od tego poziomu (wartości SST), rozpoczyna się ponowna akumulacja ciepła w wodach i stopniowy, proporcjonalny do wzrostu zasobów ciepła w wodach, wzrost SST. Im SST_{OL} jest wyższa, tym strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery w początkowym okresie roku (styczeń, luty, marzec) są większe i tym samym temperatura powietrza w tym okresie staje się wyższa. Wartości temperatury tych miesięcy mają swój wpływ na temperaturę roczną. Wyższa SST latem pozwala na intensywniejsze działanie strumieni ciepła, wpływając na temperaturę miesięcy letnich, etc. Należy zauważyć, że korelacje między „średnią letnią” SST (SST_{OL}) mają znak dodatni – zmniejszenie się tej wartości pociąga za sobą spadek temperatury następnego roku.

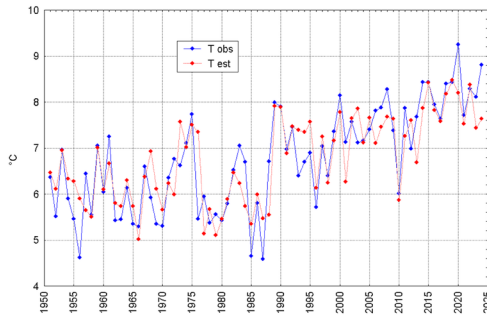
Równanie regresji wielokrotnej, które uwzględnia wpływ ubiegłorocznych zasobów ciepła w wodach Bałtyku na temperaturę powietrza w roku następnym przybiera postać:

$$T = -3,581(\pm 1,145) + 0,003(\pm 0,001) \cdot U + 0,353(\pm 0,071) \cdot NAO + 0,342(\pm 0,087) \cdot SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp} \quad (4)$$

gdzie: U – średnie roczne usłonecznienie nad obszarem Bałtyku Południowego i Środkowego (godziny), NAO – zimowy indeks NAO PC Hurrella, $SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp}$ – średnia SST z okresu letniego nagrzewania powierzchni morza (kwiecień-wrzesień) na Bałtyku Południowym w gridzie ($56^{\circ}N,18^{\circ}E$) z roku poprzedniego ($^{\circ}C$). Współczynnik korelacji wielokrotnej tej zależności $R = 0,84$. W równaniu tym zmiany usłonecznienia objaśniają 46%, zmiany NAO 18% i zmiany SST_{OL} z roku poprzedzającego 6,5% wariacji rocznej temperatury powietrza nad Bałtykiem w latach 1951-2024. Przebieg obserwowanej rocznej temperatury powietrza i estymowanej za pomocą równania (4) przedstawia rys. 12.

Zważywszy, że w rozpatrywanym okresie wartość SST_{OL} w tym gridzie zmienia się od $9,90^{\circ}C$ (1987) do $14,70^{\circ}C$ (2018), to wpływ zmian tej wartości na temperaturę powietrza w równaniu (4) może regulować¹⁸ roczną temperaturę powietrza w następnym roku w granicach 1,64 deg. Tym samym zmienność „inercyjnych” zasobów ciepła w wodach Bałtyku i strumieni ciepła z powierzchni morza reguluje zmiany rocznej temperatury powietrza w granicach 1,6 deg. Ponieważ po 1988 r., w wyniku wzrostu usłonecznienia, następuje wypadkowy wzrost SST, wartość 1,6 deg można uważać za przybliżony efekt termicznego oddziaływania wód Bałtyku na roczną temperaturę powietrza. Precyzyjne oddzielenie tego wpływu od wpływu wzrastającego dopływu radiacji nie jest możliwe, stąd stopień objaśnienia wpływu zmian zmiennej $SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp}$ na wariację temperatury powietrza wynosi tylko ~6%.

¹⁸ $14,7^{\circ}C - 9,9^{\circ}C = 4,8 \text{ deg}$, $4,8 \times 0,342 = 1,64 \text{ deg}$.



Rys. 12. Przebieg rocznej temperatury powietrza estymowanej (T est) za pomocą równania (4) względem wartości obserwowanych (T obs).

Fig. 12. The course of the annual air temperature estimated (T est) using equation (4) in relation to the observed values (T obs).

Jeszcze silniej zasoby ciepła w wodach Bałtyku regulują zmienność temperatury powietrza pierwszego kwartału (T_{1-3}), który można utożsamiać z okresem zimowym. Ponieważ na Bałtyku (szerokości geograficzne od 55 do 65,5°N) dopływ energii słonecznej do podłoża w okresie zimowym jest znikomy, to średnią temperaturę okresu styczeń-marzec (T_{1-3}) można estymować z wystarczającą dokładnością z dwu zmiennych: zimowego indeksu NAO (zimowy indeks NAOPC Hurrella; dopływ ciepła adwekcyjnego) oraz strumieni ciepła z powierzchni morza ($SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp}$). Zależność tą opisuje równanie:

$$T_{1-3} = -9,80(\pm 2,25) + 1,37(\pm 0,16) \cdot NAO + 0,65(\pm 0,18) \cdot SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp} \quad (5)$$

którego: $R = 0,81$, popr. $R^2 = 0,63$, a $BSE = 1,37$. W równaniu tym zmienność indeksu NAO objaśnia 58%, a zmienność $SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp}$ – 6,5% wariacji średniej temperatury powietrza pierwszego kwartału. Warto zwrócić uwagę na wartość współczynnika regresji stojącego przed zmienną $SST_{OL(56^{\circ}N,18^{\circ}E)rp}$. Jest on równy 0,65(±0,18) i około dwukrotnie większy od współczynnika regresji stojącego przed tą zmienną w równaniu poprzednim. Oznacza to, że zmiana zasobów ciepła w wodach w roku poprzedzającym, z którą Bałtyk wchodzi w następny rok kalendarzowy, mimo tego, że objaśnia zaledwie 6% wariacji temperatury pierwszego kwartału, to reguluje zmienność średniej temperatury powietrza w tym okresie w granicach 3,0-3,1 deg. Jest to około dwukrotnie silniejsza regulacja temperatury powietrza w pierwszym kwartale niż temperatury rocznej. Przedstawione wyniki analizy wyjaśniają, z jakich powodów temperatura powietrza, zarówno średnia roczna jak i temperatura zimy (styczeń-marzec), nad Bałtykiem i obszarem wokółbałtyckim rośnie silniej niż wynikałoby to z samego działania zmian zimowego indeksu NAO.

Podsumowanie

Dzięki temu, że Morze Bałtyckie wraz ze wzrostem zasobów ciepła w jego wodach staje się regionalnym źródłem ciepła, to coraz silniej oddziałuje modyfikująco na wartości i cechy przebiegu temperatury powietrza w okresie chłodnym oraz na zmianę reżimu lodowego. Z kolei zmiana reżimu lodowego znajduje następnie odbicie w przebiegu temperatury powietrza i wody.

W okresie jesienno-zimowym strumienie ciepła z powierzchni Bałtyku nakładają się na ciepło adwekcyjne przynoszone nad ten obszar w dodatnich fazach NAO. W rezultacie wzrost temperatury powietrza jest wyższy niż wynika to z prostej zależności statystycznej, jaka istnieje między NAO i temperaturą zimy czy poszczególnych miesięcy zimowych. W przypadku cyrkulacji południkowej i napływu zimnego powietrza, nad powierzchnią Bałtyku zajdą nasilone i trwające przez dłuższy czas procesy transformacji i ochłodzenie powodowane przez napływ tego powietrza będzie znacznie słabsze. Wobec niższej lub znacznie niższej temperatury powietrza od SST nastąpi gwałtowna konwekcja i procesom transformacji (ocieplenia od powierzchni wody) towarzyszyć będą duże zachmurzenie i gwałtowne opady. Wzrost zasobów ciepła w wodach ogranicza możliwość rozwoju pokrywy lodowej zmniejszając powierzchnię MIE. Jest to również silniejsze zmniejszenie powierzchni MIE, od tej, jaka wynika z zależności między NAO i MIE, co stwierdzili Kożuchowski i Wibig (2024). Spadek powierzchni lodów przyczynia się do dalszego wzrostu temperatury powietrza w okresie zimowym, ale i wiosennym.

Pojawia się tutaj zasadniczy problem – jakie są przyczyny opisanych zmian klimatycznych nad obszarem bałtyckim albo inaczej – co steruje przebiegiem opisanej zmienności?

Sutton i Dong (2012) analizując skutki wpływu wzrostu temperatury powierzchni północnego Atlantyku na warunki pogodowe w Europie Północno-Zachodniej piszą, że w rejonie bałtyckim występuje łagodna zima, przyspieszona ciepła i relatywnie sucha wiosna, lato i jesień stają się cieplejsze. Opisana przez cytowanych autorów zmiana klimatu nad Europą zaszła ich zdaniem z początkiem lat 90. XX wieku. Według Suttona i Donga (2012) zmiana fazy AMO (ang. Atlantic Multidecadal Oscillation) z „chłodnej” na „cieplą” stała się przyczyną zmiany klimatu Europy.

Multidekadowe wzrosty i spadki SST północnego Atlantyku zachodzą w wyniku zmian natężenia cyrkulacji termohalinowej (NA THC – ang. North Atlantic Thermohaline Circulation) w wodach tej części oceanu, która wnosi na akweny położone na północ od 40°N ciepłe, silnie zasolone wody z atlantyckich tropików. W okresach wzrostu natężenia NA THC następuje wzmożony oceaniczny transport ciepła na północ, SST na N Atlantyku rośnie, w okresach osłabienia NA THC – SST na N Atlantyku spada (Dima, Lohmann

2007). Pohlmann i in. (2006) przedstawili wyniki badań modelowych, jakie zachodzą w wyniku zmian natężenia AMOC (ang. Atlantic Meridional Overturning Circulation) dla klimatu Europy. Zmiany klimatu nad Bałtykiem są zgrubnie zgodne z wynikami badań Pohlmana i in. (2006) jakie mają zachodzić w okresach wzmożenia intensywności AMOC.

Badania modelowe Börgela i in. (2018) nad wpływem AMO na zmienność parametrów hydrologicznych i klimatycznych Bałtyku przeprowadzone dla okresu „epoki preindustrialnej” wykazały, że zmienność AMO wyraźnie steruje zmianami zasolenia i innych parametrów hydro-klimatycznych. Pozwala to cytowanym autorom uważać, że zmienność stanu termicznego północnego Atlantyku jest czynnikiem wpływającym w jakimś stopniu również na obecną zmienność (czyli zmienność w okresie globalnego ocieplenia). Meier i in. (2022) w ostatniej syntezie zmian klimatu w rejonie Bałtyku, zachodzących w okresie globalnego ocieplenia, zwracają uwagę, że w zmienności klimatu Bałtyku znajduje się więcej procesów o charakterze naturalnym niż dotychczas sądzono. Jednym z najważniejszych procesów, który znajduje wyraźne odbicie w zmienności klimatu jest długookresowa zmienność AMO.

Intensywność NA THC opisuje wskaźnik oznaczony akronimem DG_{3L} (Marsz 2015a, 2015b, 2023). Określa on względną intensywność transportu ciepła przez NA THC (wartości dodatnie – wzmożenie transportu ciepła powyżej średniej z lat 1901-2000, wartości ujemne – obniżenie wartości poniżej tej średniej, proporcjonalne do wartości wskaźnika). Wskaźnik ten jest jednym z dwóch argumentów funkcji „wskaźnika klimatycznego północnego Atlantyku”, oznaczonej jako WK_{NA} (Marsz, Styszyńska 2024a, 2024b). Drugim argumentem tej funkcji jest wartość pierwszego wektora własnego rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (Atlantycka Arktyka), będąca opóźnioną w czasie funkcją NA THC (Marsz, Styszyńska 2023b).

Odtwarzający zmiany NA THC wskaźnik WK_{NA} (przyczyna) jest ujemnie skorelowany z zachmurzeniem nad Bałtykiem (tab. 4). Dalej rozpoczyna się łańcuch skutków spadku zachmurzenia. Istotnie rośnie usłonecznienie, czyli zwiększenie dopływu radiacji słonecznej do powierzchni wód Bałtyku i otaczających obszarów. Rośnie temperatura powietrza oraz SST. Konsekwencją ich wzrostu jest zmiana reżimu lodowego polegająca na zmniejszaniu MIE. Działanie NA THC (wskaźnika WK_{NA}) jest rozciągnięte w czasie. WK_{NA} z roku poprzedzającego dany rok, w którym rozpatruje się zmiany elementów klimatycznych i hydrologicznych, wywiera statystycznie istotny wpływ na zmienność tych elementów (tab. 4). Jest to wynik inercji cieplnej oceanu i przebiegu procesów atmosferycznych.

Zmiana intensywności NA THC, czyli transportu ciepła z atlantyckich tropików do Arktyki, która nastąpiła między rokiem 1987 i 1989, wymusiła zmianę warunków ma-

Tabela 4. Współczynniki korelacji wskaźnika klimatycznego N Atlantyku (WK_{NA}) z roku poprzedzającego (1950-2023) i tego samego roku (1951-2024) z frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W (strefowy) i E (południkowy) oraz elementów klimatycznych (N - zachmurzenie ogólne, U - usłonecznienie, T - temperatura powietrza) i hydrologicznych (SST na Bałtyku Południowym (56°N,18°E), Bałtyku Środkowym (58°N,20°E) i Morzu Bothnia (62°N,20°E) oraz MIE w danym sezonie lodowym.

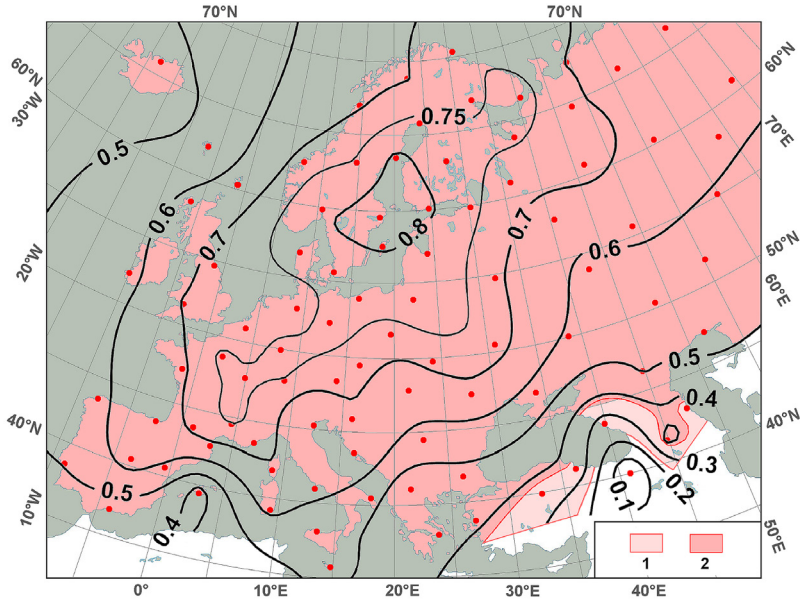
Wszystkie współczynniki wysoce istotne statystycznie ($p < 0,001$).

Table 4. Correlation coefficients of the North Atlantic climate index (WK_{NA}) from the previous year (1950-2023) and the same year (1951-2024) with the frequency of mid-tropospheric circulation macrotypes W (zonal) and E (meridional) and climatic elements (N - total cloud cover, U - sunshine duration, T - air temperature) and hydrological elements (SST in the Southern Baltic (56°N,18°E), the Central Baltic (58°N,20°E) and the Bothnia Sea (62°N,20°E) and MIE in a given ice season. All coefficients are highly statistically significant ($p < 0.001$).

WK_{NA}		1950-2023	1951-2024
Makrotyp/Macrotype	W	0,35	0,56
	E	-0,40	-0,50
Element klimatyczny/Climatic element	N	-0,43	-0,63
	U	0,46	0,67
	T	0,56	0,85
SST w gridach/SST in grids	56°N,18°E	0,54	0,79
	58°N,20°E	0,55	0,80
	62°N,20°E	0,53	0,72
MIE		-0,41	-0,60

krocyrkulacyjnych. Nastąpił wzrost intensywności cyrkulacji zachodniej (makrotyp W) nad tą częścią Europy i spadek częstości form cyrkulacji południkowej (makrotypy E i C - Marsz, Styszyńska 2023b). Wzrost frekwencji makrotypu W, najsilniejszy w okresie zimowym, spowodował wzrost intensywności cyklonogenezy nad Atlantykiem Północnym, w której układy niskiego ciśnienia kierowały się w rejon Islandii - Cieśniny Duńskiej. W rezultacie tego procesu zimowy indeks NAO częściej przybierał wysokie wartości dodatnie.

Zmiana frekwencji makrotypów E i W (wzrost W, spadek E) w wyniku działania procesów natury synoptycznej doprowadziła do zmniejszenia zachmurzenia ogólnego oraz zmiany struktury zachmurzenia (Marsz i in. 2024). Postępujący spadek zachmurzenia i zmiana struktury chmur prowadzi do wzrostu usłonecznienia, czyli zwiększonego dopływu radiacji słonecznej do powierzchni lądowych otaczających Bałtyk, jak i do powierzchni morza. Stanowi to przyczynę zwiększenia temperatury powietrza nad obszarem lądowym oraz zwiększenia zasobów ciepła w wodach Bałtyku. To ostatnie wpływa



Rys. 13. Mapa izokorelat między wskaźnikiem WK_{NA} i roczną temperaturą powietrza na stacjach europejskich (czerwone punkty; 1951–2020). 1 - korelacje istotne statystycznie ($p = 0,05$) dla $r = 0,24$, 2 - wysoce istotne ($p < 0,001$) dla $r = 0,38$. Za: Marsz, Styszyńska 2024b.

Fig. 13. Map of isocorrelates between the WK_{NA} index and annual air temperature at European stations (red points; 1951–2020). 1 - statistically significant correlations ($p = 0,05$) for $r = 0,24$, 2 - highly significant ($p < 0,001$) for $r = 0,38$. After: Marsz, Styszyńska 2024b.

na zmianę reżimu lodowego w kierunku zmniejszania powierzchni zlodzonej, ale i czasu trwania sezonu lodowego (którego to elementu MIE nie uwzględnia). Zmniejszenie powierzchni zlodzenia prowadzi do przyspieszenia ogrzewania wód Bałtyku i zwiększania jego klimatycznego wpływu na otaczające Bałtyk obszary lądowe. Wynikiem tego jest między innymi to, że związki między roczną temperaturą powietrza nad Europą a zmiennością wskaźnika WK_{NA} osiągają maksimum nad Bałtykiem i w jego bezpośrednim otoczeniu (rys. 13). Wszystkimi tymi procesami steruje zmienność NA THC, która czyni, że najważniejsze elementy klimatyczne i hydrologiczne zmieniają się tutaj w tym samym rytmie, wykazując różnej siły i znaku korelacje ze wskaźnikiem klimatycznym N Atlantyku (WK_{NA} w tab. 4).

Przedstawiony w tej pracy opis zależności wskazuje, że zmiany klimatu nad Bałtykiem zaszły głównie w wyniku działania procesów naturalnych, działających w systemie ocean – atmosfera. Skala zmian temperatury powierzchni morza oraz elementów klimatycznych powodowanych przez działanie czynników naturalnych jest w rejonie bałtyckim o wiele większa niż wskazują Meier i in. (2022).

L i t e r a t u r a

- BACC (BACC Author Team), 2008, Assessment of climate change for the Baltic Sea basin, Springer, Berlin, 473 s.
- BACC II (BACC II Author Team), 2015, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Springer, Berlin, 501 s.
- Black J.N., 1956, The distribution of solar radiation over the Earth's surface, *Theoretical and Applied Climatology*, 7 (2), 165-189.
- Börgel F., Frauen C., Neumann T., Schimanke S., Meier H.E.M., 2018, Impact of the Atlantic Multi-decadal Oscillation on Baltic Sea variability, *Geophysical Research Letters*, 45, 9880-9888, DOI: 10.1029/2018GL078943.
- Chen D., Li X., 2004, Scale-dependent relationship between maximum ice extent in the Baltic Sea and atmospheric circulation, *Global and Planetary Change*, 41 (3-4), 275-283, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.01.012.
- Degirmendžić 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.
- Dima M., Lohmann G., 2007, A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Journal of Climate* 20 (11), 2706-2719, DOI: 10.1175/JCL4174.1.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, Atmosfernye processy severnogo polushariya (1891-2018 gg.), ikh klyassifikaciya i ispolzovanie, SUPER-Izdatelstvo, Sankt Peterburg, 310 s.
- Gidrologicheskiy rezhim, 1992, [w:] Rozhkov V.A., Smirnova A.I., Terziyev F.S. (red.), ch, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43-47.
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43-47.
- HELCOM, 2007, Climate change in the Baltic Sea Area: HELCOM thematic assessment in 2007, *Baltic Sea Environment Proceedings No. 111*, 49 s.
- HELCOM, 2013, Climate change in the Baltic Sea Area: HELCOM thematic assessment in 2013, *Baltic Sea Environment Proceedings No. 137*, 66 s.
- Huang B., Thorne P.W., Banzon V.F., Boyer T., Chepurin G., Lawrimore J.H., Menne M.J., Smith T.M., Vose R.S., Zhang H-M, 2017, Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Version 5 (ERSSTv5): Upgrades, Validations and Intercomparisons. *Journal of Climate*, 30 (20), 8179-8205. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0836.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, *Science*, 269, 676-679, DOI: DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, An Overview of the North Atlantic Oscillation, [w:] *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*,

- Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, DOI: 10.1029/GM134.
- 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 (3), 217-227, DOI: 10.3354/cr025217.
- Kalnay E., Kanamsitu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., Withe G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Jankowiak J., Mo C.K., Ropelewski 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.
- Karpechko A.Yu., Peterson K.A., Scaife A.A., Vainio J., Gregow H., 2015, Skilful seasonal predictions of Baltic Sea ice cover, *Environmental Research Letters*, 10, 044007, DOI: 10.1088/1748-9326/10/4/044007.
- Koslowski G., Loewe P., 1994, The western Baltic Sea ice seasons in terms of mass-related severity index 1879-1992, *Tellus*, 46A (1), 66-74, DOI: 10.3402/tellusa.v46i1.15433.
- 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*, K. Kożuchowski (red.), *Rozprawy i Studia* (224), 152, 159-169.
- Kożuchowski K., Degirmendźić 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.
- Kożuchowski K., Wibig J., 2024, Współczesne zmiany zlodzenia Bałtyku a cyrkulacja atmosferyczna, *Przegląd Geofizyczny*, 69 (3-4), 87-113, DOI: 10.32045/PG-2024-049.
- Leppäranta M., Myrberg K., 2009, *Physical Oceanography of the Baltic Sea*, Springer, Berlin, Heidelberg. 407 s.
- Löptien U., Renz M., Dietze H., 2025, Major Baltic Inflows come in different flavours, *Communications Earth & Environment*, 6, 232, DOI: 10.1038/s43247-025-02209-0.
- Łomniewski K., 1975, Stosunki termohaliczne w Morzu Bałtyckim, [w:] *Morze Bałtyckie*, K. Łomniewski, W. Mańkowski, J. Zaleski, PWN, Warszawa, 156-183.
- Marsz A.A., 2015a, Cyrkulacja termohalinowa na Atlantyku Północnym a temperatura powietrza w Polsce (1961-2010), *Przegląd Geofizyczny*, 60 (3-4), 109-131.
- Marsz A.A., 2015b, Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – Zmienne sterujące w modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25, 249-334.
- Marsz A.A., 2023, Wewnętrzny mechanizm zmienności i zmian klimatu. Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Reda-Warszawa, 279 s.
- Marsz A.A., Matuszko D., Styszyńska A., 2024, Multiyear variability of cloud genera in Krakow in the context of changes in the thermal state of the North Atlantic, *International Journal of Climatology*, 44 (4), 1154-1170, DOI: 10.1002/joc.8376.

- Marsz 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., 2023a, Niestacjonarność przebiegu temperatury nad obszarem Europy – zmiana reżimu temperatury powietrza w Europie w latach 1987-1989 i jej przyczyny, *Prace Geograficzne*, 170, 9-46, DOI: 10.4467/20833113PG.23.001.17489.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023b, 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.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2024a, Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 1, *Prace i Studia Geograficzne*, 69 (3), 25-43, DOI: 10.48128/pisg-2024-69.3-02.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2024b, Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 2, *Prace i Studia Geograficzne*, 69 (4), 7-28, DOI: 10.48128/pisg-2024-69.4-01.
- Markus Meier H.E.M., Kniesbusch M., Dieterich Ch., Gröger M., Zorita E., Elmgren R., Myrberg K., Ahola M.P., Bartosova A., Bonsdorff E., Börgel F., Capell R., Carlén I., Carlund T., Carstensen J., Christensen O.B., Dierschke V., Frauen C., Frederiksen M., Gaget E., Galatius A., Haapala J.J., Halkka A., Hugelius G., Hünicke B., Jaagus J., Jüssi M., Käyhkö J., Kirchner N., Kjellström E., Kulinski K., Lehmann A., Lindström G., May W., Miller P.A., Mohrholz V., Müller-Karulis B., Pavón-Jordán D., Quante M., Reckermann M., Rutgersson A., Savchuk O.P., Stendel M., Tuomi L., Viitasalo M., Weisse R., Zhang W., 2022, Climate change in the Baltic Sea region: a summary, *Earth Systems Dynamics*, 13 (1), 457-593, DOI: 10.5194/esd-13-457-2022.
- Mohrholz V., 2018, Major Baltic inflow statistics-Revised. *Frontiers in Marine Science*, 5 (384), DOI: 10.3389/fmars.2018.00384.
- OT (Okeanographiceskye tablicy), 1975, *Glavnoye Upravleniye Gidrometeorologicheskoy Sluzhby pri Sovete Ministrov SSSR, Gosudarstvennyy Okeanograficheskiy Institut, Gidrometeoizdat, Leningrad*, 478 s.
- 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.
- Pfeifroth U., Bojanowski J.S., Clerbaux N., Manara V., Sanchez-Lorenzo A., Trentmann J., Walawender J.P., Hollmann R., 2018, Satellite-based trends of solar radiation and cloud parameters in Europe, *Advances in Science and Research*, 15, 31-37, DOI: 10.5194/asr-15-31-2018.
- Pohlmann H., Sienz F., Latif M., 2006, Influence of the Multidecadal Atlantic Meridional Overturning Circulation Variability on European Climate, *Journal of Climate*, 19 (13), 6062-6067, DOI: 10.1175/JCLI3941.1.
- Post P., Aun M, 2020, Changes in satellite-based cloud parameters in the Baltic Sea region during spring and summer (1982-2015), *Advances in Science and Research*, 17, 219-225, DOI: 10.5194/asr-17-219-2020.

- Post P., Aun M., 2024, Changes in cloudiness contribute to changing seasonality in the Baltic Sea region, *Oceanologia*, 66 (1), 91-98, DOI: 10.1016/j.oceano.2023.11.004.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Yu., 2015, Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkuljacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletija, [w:] *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologičeskogo universiteta*, 39, 120-131.
- Sazonov B.I., Malkentin E.K., 1994, Znacnyj wzrost temperatur zimowych w Europie Północnej (1989-1993), [w:] *Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych*, K. Kożuchowski (red.), *Rozprawy i Studia* (224), 152, 123-131.
- 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., Palosuo E., 1993, Itämeren suurimpien vuotuisten jääpeitteiden 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.
- Sfîcă L., Beck C., Nita A.-I., Voiculescu M., Birsan M.-V., Philipp A., 2020, Cloud cover changes driven by atmospheric circulation in Europe during the last decades. *International Journal of Climatology*, 2021, 41, Suppl.1, E2211-E2230, DOI: 10.1002/joc.6841
- Stockmayer V., Lehmann A., 2023, Variations of temperature, salinity and oxygen of the Baltic Sea for the period 1950 to 2020, *Oceanologia*, 65 (3), 466-483, DOI: 10.1016/j.oceano.2023.02.002.
- 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.), *PTG i IMGW*, Warszawa, 429-440.
- Sutton R., Dong B., 2012, Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5, 788-792, DOI: 10.1038/ngeo1595.
- Wangengejm G.Ya., 1952, Osnovy makrocirkulacionno metoda dolgosrochnykh meteorologičeskikh prognozov dlya Arktiki. *Trudy AANIL*, 34, *Gidrometeoizdat*, Leningrad, 314 s.

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

Praca omawia zmiany klimatu w rejonie Bałtyku i zmiany zasobów ciepła w jego wodach, jakie zachodziły w okresie ostatniego ocieplenia (po roku 1988). Zwrócono uwagę na systematyczny wzrost SST wskazujący na wzrost zasobów ciepła w wodach Bałtyku. Wzrost ten wyjaśnia szybsze zmniejszanie się powierzchni zlodzonej (MIE) niż wynikałoby to z samego oddziaływania cyrkula-

cji atmosferycznej (NAO). Wykazano, że główną przyczyną wzrostu SST i temperatury powietrza w rejonie bałtyckim jest wzrost dopływu energii słonecznej do podłoża (duży wzrost usłonecznienia). Łącznie zmiany usłonecznienia, NAO i inercyjnych zasobów ciepła w wodach objaśniają 71% wariacji temperatury powietrza w rejonie bałtyckim. Najważniejszą rolę we wzroście rocznej temperatury powietrza odgrywa wzrost usłonecznienia (46% wariacji). Na drugim miejscu plasuje się zmienność NAO objaśniająca 18%, a wzrost strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery objaśnia 6,5% wariacji rocznej temperatury powietrza. Opisane procesy mają charakter naturalny, a nie antropogeniczny. Zmiennością warunków klimatycznych nad Bałtykiem steruje zmienność stanu termicznego północnego Atlantyku.

Słowa kluczowe: Bałtyk, zmiana klimatu, czynniki naturalne, SST, pokrywa lodowa.

A b s t r a c t

This paper discusses climate change in the Baltic region and changes in heat resources in its waters that occurred during the last warming period (after 1988). Attention is drawn to the systematic increase in SST, indicating an increase in heat resources in Baltic waters. This increase explains the faster decrease in the ice-covered area (MIE) than would be expected from the influence of atmospheric circulation (NAO) alone. It was shown that the main cause of the increase in SST and air temperature in the Baltic region is the increase in solar energy inflow to the subsurface (a large increase in sunshine duration). Combined, changes in sunshine duration, NAO, and inertial heat resources in water explain 71% of the variance in air temperature in the Baltic region. The increase in sunshine duration plays the most important role in the increase in annual air temperature (46% of the variance). NAO variability comes second, explaining 18%, and the increase in heat fluxes from the sea surface to the atmosphere explains 6.5% of the variance in annual air temperature. The processes described are natural, not anthropogenic. Climate variability over the Baltic Sea is controlled by thermal variability in the North Atlantic.

Key words: Baltic Sea, climate change, natural factors, SST, ice cover.