

**TEMPERATURA WÓD ATLANTYCKICH NA GŁĘBOKOŚCI 200 M
W PRĄDZIE ZACHODNIOSPITSBERGEŃSKIM (76,5°N, 9-12°E)
A TEMPERATURA POWIERZCHNI MORZA W TYM REJONIE (1996-2011)**

TEMPERATURE OF THE ATLANTIC WATER AT A DEPTH OF 200 M
IN THE WEST SPITSBERGEN CURRENT (76.5°N, 9-12°E)
AND THE SEA SURFACE TEMPERATURE IN THIS REGION (1996-2011)

Andrzej A. Marsz i Anna Styszyńska

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej WN, Akademia Morska
ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia
aamarsz@am.gdynia.pl, stysa@am.gdynia.pl

Zarys treści. Praca omawia rozkład w czasie i przestrzeni związków, jakie zachodzą między temperaturą Wód Atlantyckich w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim i temperaturą powierzchni morza (SST) na wodach wokółspitsbergeńskich. Wykorzystano pomiary temperatury Wód Atlantyckich prowadzone przez Instytut Oceanologii PAN na głębokości ~200 m na profilu 76,5°N, 9-12°E (oznaczenie TW₂₀₀). Szereg TW₂₀₀ jest krótki (1996-2011) i stanowi średnią z pomiarów wykonywanych w lipcu i sierpniu. Celem pracy jest określenie w jakiej mierze stosowane powszechnie zbiory danych SST charakteryzują na tych akwenach zasoby ciepła w głębszych warstwach wód. Stwierdzono, że zbiory te dobrze charakteryzują podpowierzchniowe zasoby ciepła Wód Atlantyckich w chłodnej porze roku – okresie zimowego wychładzania oceanu – od listopada do kwietnia-maja. Jest to związane z działaniem intensywnej konwekcji. W sezonie ciepłym (od czerwca do października) związki między TW₂₀₀ i SST stają się słabe ze względu na tworzenie się w przypowierzchniowej warstwie oceanu warstwy wygrzanych wód, stabilnych hydrostatycznie. W wyniku tego kontakt wód powierzchniowych z wodami zalegającymi głębiej ustaje i zmiany SST kształtują się pod wpływem zmian bilansu cieplnego powierzchni oceanu, bez większego wpływu zasobów ciepła wód zalegających głębiej. W przekrojach miesięcznych najsilniejsze związki między TW₂₀₀ i SST zachodzą w kwietniu tego samego roku (SST wyprzedza moment pomiaru TW₂₀₀) i w grudniu tego samego roku (SST jest opóźnione względem TW₂₀₀). W ujęciu sezonowym najsilniejsze związki TW₂₀₀ zachodzą ze średnią SST z okresu styczeń-kwiecień (SST₀₁₋₀₄). Z wartością TW₂₀₀ z danego roku związki takie zachodzą dwukrotnie – w tym samym roku co pomiar TW₂₀₀ i w roku następnym. Rozkład współczynników korelacji wartości TW₂₀₀ z SST na obszarze północnej części Morza Norweskiego, zachodniej części Morza Barentsa i NE części Morza Grenlandzkiego wskazuje, że wartość TW₂₀₀ stanowi jeden z najważniejszych wskaźników klimatycznych dla tej części Arktyki.

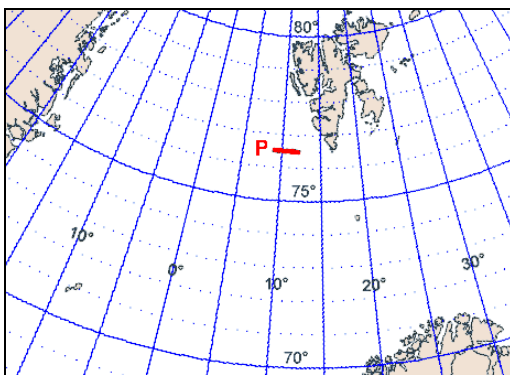
Słowa kluczowe: Arktyka Atlantycka, Prąd Zachodniospitsbergeński, Wody Atlantyckie, SST, korelacje.

1. Sformułowanie zagadnienia

Zmiany temperatury powierzchni mórz (SST) w rejonie położonym na S i SW od Spitsbergenu wywierają silny wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza w rejonie Spitsbergenu – i szerzej – w obszernym rejonie Arktyki Atlantyckiej (Styszyńska 2004a, b, 2005; Marsz 2007, Marsz i in. 2007, Marsz i Styszyńska 2009). Podobnie silny wpływ zmienność SST w tym rejonie wywiera na rozmiary

pokrywy lodowej na morzach Barentsa i Karskim oraz Grenlandzkim (Marsz 2007, Marsz i Styszyńska 2007). Największą rolę regulacyjną w kształtowaniu zmian zimowej i rocznej temperatury powietrza oraz powierzchni pokrywy lodowej odgrywa średnia SST z okresu zimowego – rozumiana tu jako uśredniona temperatura okresu od stycznia do kwietnia. Wskazuje to, że zimowa SST charakteryzuje zasoby ciepła zawarte w podpowierzchniowych warstwach Wód Atlantyckich (dalej AW).

Instytut Oceanologii Polskiej Akademii Nauk (IO PAN) od roku 1996 prowadzi w okresie letnim (lipiec-sierpień) systematyczne pomiary oceanograficzne na stałych profilach, zlokalizowanych w północnej części Morza Norweskiego i wschodniej części Morza Grenlandzkiego. W wyniku tych badań została, między innymi, zebrana 16-letnia seria pomiarów temperatury i zasolenia na profilu przecinającym Prąd Zachodniopitsbergeński (1966-2011). Profil ten jest zlokalizowany na 76.5°N i rozciąga się na długości od 9°E do 12°E (patrz ryc. 1). Średnie temperatury z okresu letniego (lipiec-sierpień) mierzone na tym profilu na poziomie 200 dBar (głębokość ~200 m) charakteryzują temperaturę podpowierzchniowych AW transportowanych przez Prąd Zachodniopitsbergeński na północ (Walczowski i Piechura 2007, Walczewski 2009) i w jakiejś mierze opisują zmienność zasobów ciepła adwekcyjnego transportowanego wraz z wodami do tej części Arktyki.



Ryc. 1. Położenie profilu pomiarowego „P” Instytutu Oceanologii PAN (76,5°N, 9-12°E)

Fig. 1. Location of measurement section “P” of the Institute of Oceanology Polish Academy of Sciences (76.5°N, 9-12°E).

Temperatura wód atlantyckich znajdujących się na głębokości 200 m nie może bezpośrednio wpływać na kształtowanie się temperatury powietrza czy też na zmiany powierzchni lodów. Wody te nie mają bezpośredniego kontaktu z atmosferą, ani też powierzchnią podlodową. Z kolei temperatura powierzchni morza w Arktyce i Subarktyce w okresie zimowym charakteryzuje zasoby ciepła w kolumnie wód, w niewielkim stopniu reprodukcując zmiany pogodowe w skali synoptycznej. W jednym i drugim przypadku procesem, który udostępnia do wymiany z atmosferą zasoby ciepła zakumulowanego w głębszych warstwach wód jest konwekcja, wymuszana przez intensywne ochładzanie powierzchni morza. Ten czynnik powoduje, że zmiany mierzonej latem temperatury AW z głębokości ~200 m na profilu 76,5°N Instytutu Oceanologii PAN bardzo silnie korelują ze zmianami rocznej temperatury powietrza na Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (Walczowski i Piechura 2011).

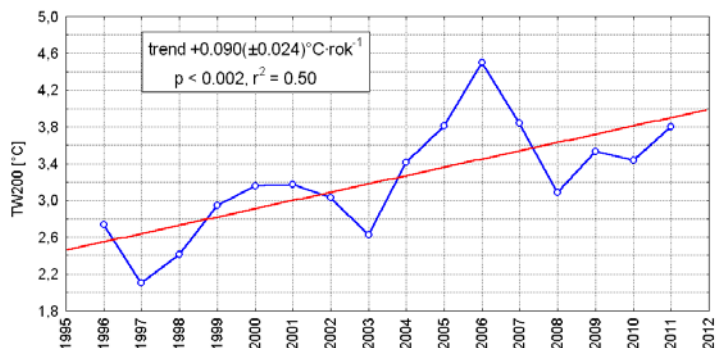
Powstaje problem – czy i jak SST w rejonie Prądu Zachodniopitsbergeńskiego jest powiązana z mierzoną latem temperaturą Wód Atlantyckich na profilu Instytutu Oceanologii PAN. Wyjaśnienie tej kwestii pozwoli na bardziej szczegółowe odniesienie się do dwu zagadnień:

– jak roczny przebieg SST na wodach wokółpitsbergeńskich jest powiązany ze zmiennością temperatury Wód Atlantyckich, oraz,

– w jakim stopniu zmienność wartości SST w najczęściej stosowanych zbiorach danych odtwarza zasoby ciepła adwekcyjnego zakumulowane w głębszych warstwach wód podpowierzchniowych w tym rejonie Arktyki. Odpowiedź na te pytania stanowi cel tej pracy.

2. Źródła danych, metody badań

Uśrednione temperatury wody z pomiarów na poziomie 200 dBar (~200 m) wzdłuż profilu 76,5°N, 9-12°E, wykonywanych w lipcu-sierpniu (dalej określane symbolem TW₂₀₀) stanowią rezultaty bezpośrednich pomiarów prowadzonych przez kolejne ekspedycje Instytutu Oceanologii PAN ze statku r/v „Oceania”. Na tej głębokości, w wysokich szerokościach geograficznych, sezonowe zmiany temperatury wody, o ile występują, są pomijalnie małe. Główną przyczyną zmienności temperatury wody jest na tej głębokości składowa adwekcyjna. Nie dyskutując jaką, w sensie sezonowości, temperaturę reprezentuje TW₂₀₀, można przyjąć, że kolejne wartości TW₂₀₀ stanowią wynik próbkowania z interwałem rocznym zmiennego sygnału temperatury Wód Atlantyckich na głębokości ~200 m. Przebieg wartości TW₂₀₀ przedstawia ryc. 2.

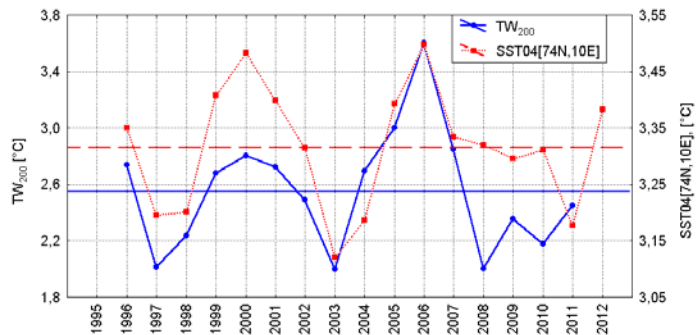


Ryc. 2. Przebieg wartości temperatury wody mierzonej przez Instytut Oceanologii na głębokości 200 dBar (~200 m) na profilu 76,5°N, 9-12°E (TW₂₀₀)

Fig.2. The course of water temperature measured by the Institute of Oceanology at 200 dBar (~ 200 m) within the section 76.5°N, 9°E-12°E (TW₂₀₀).

W przebiegu TW₂₀₀ zaznacza się silny trend dodatni $+0,090(\pm 0,024)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Jest on istotny statystycznie i objaśnia około 50% wariacji TW₂₀₀. Wzrost temperatury wody na 200 m nie odbywa się jednostajnie w funkcji czasu – w jego przebiegu zauważa się występowanie pulsacji. Charakteryzują się one relatywnie szybkim wzrostem temperatury trwającym przez trzy-cztery kolejne lata, po których następuje w ciągu dwu kolejnych lat szybki spadek temperatury, jednak kolejne lokalne minima przebiegu temperatury są coraz wyższe. Takie wzrosty TW₂₀₀ zaznaczyły się w latach 1997-2003 i 2003-2008. W ciągu 16 lat obserwacji temperatura w lokalnych minimach ani razu nie wróciła do wartości obserwowanej wcześniej. Podobnie, w tym samym okresie, dodatnie, istotne statystycznie trendy zaznaczają się w przebiegu rocznych i sezonowych wartości SST na wodach morskich wokół Spitsberga. Współwystępowanie trendów w szeregach może stanowić przyczynę wystąpienia nawet wysokich współczynników korelacji między nimi, przy braku występowania realnej krótkookresowej zmienności wspólnej. Z tego względu, przed przystąpieniem do analiz, na wybranych obszarach

testowych sprawdzono występowanie związków między szeregiem TW_{200} pozbawionym trendu i szeregiem SST, z których wyeliminowano trend liniowy. Analizy wykazały, że na większości obszarów testowych w przebiegu miesięcznych, sezonowych i rocznych SST, nawet jeśli współczynniki korelacji między szeregami bez trendów były nieistotne, dają się zidentyfikować w przebiegu zmienności SST dwa „pulsy” wzrostu SST, odpowiadające zmianom TW_{200} . Są one, wraz ze wzrostem odległości od profilu IO PAN, coraz słabsze i coraz bardziej przesunięte w czasie względem przebiegu TW_{200} , wykazując przyspieszenie zmian SST względem TW_{200} na południe od profilu i opóźnienie na północ – oraz w większych odległościach – również na południowy zachód od profilu. W bezpośrednim pobliżu profilu często stopień zbieżności SST z końca okresu chłodnego i TW_{200} jest zaskakująco duży (patrz ryc. 3).



Ryc. 3. Przebieg pozbawionych trendu liniowego wartości TW_{200} i SST z kwietnia w gridzie 74°N, 10°E (zbiór ERSST v.3b)

Fig. 3. The course of values of TW_{200} and SST in the grid 74°N, 10°E in April without a linear trend (ERSST data set v.3b).

Mając na względzie mechanizm rozprzestrzeniania się Wód Atlantyckich na akwenach będących przedmiotem studiów można twierdzić, że przyczyną występowania dodatniego trendu SST jest wzrost zasobów ciepła w wodach atlantyckich, demonstrowany przez wzrost TW_{200} . Dodatkowo, występowanie wspólnej zmienności w pozbawionych trendu szeregach wskazuje, że stosowanie w analizie korelacji liniowej jest uzasadnione, a uzyskane związki nie stanowią dzieła przypadku, ani też wyniku działania tzw. „czynnika trzeciego”.

Szeregi czasowe SST do analiz pozyskiwano z odpowiednich zbiorów danych. Istniejące obecnie zbiory, charakteryzujące temperaturę powierzchni morza to Hadley Centre SST data set (HadISST1), NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) v.2 (OISST v.2; Reynolds i in. 2002) oraz NOAA NCDC Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset, Version 3b (ERSST v.3b; Xue i in. 2003, Smith i in. 2008). Dane z tych zbiorów, a wcześniej z ERSST v.1 i v.2 oraz OISST v.1, były wykorzystywane przez Marsza i Styszyńską do analiz związków zmienności SST ze zmianami powierzchni lodów i temperaturą powietrza w Arktyce.

Zbiór HadISST1 (Rayner i in. 2003) ma rozdzielczość przestrzenną $1 \times 1^\circ$, rozdzielczość czasową miesięczną, rozpoczyna się od stycznia 1870 roku i podaje średnią temperaturę powierzchni morza w gridzie. Podstawą zbioru są dane przetworzone ze zbioru ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set). Szeregi czasowe SST dla poszczególnych gridów i ich zwartych kompleksów można uzyskać z tego zbioru również poprzez KNMI Climate Explorer.

Zbiór OISST v.2 ma rozdzielczość przestrzenną $1 \times 1^\circ$, rozdzielczość czasową tygodniową i miesięczną, rozpoczyna się od listopada 1981 roku. Jest on oparty na kombinacji pomiarów *in situ* i pomiarów satelitarnych, w wysokich szerokościach geograficznych SST jest korygowana dodatkowo przez uwzględnienie koncentracji lodu morskiego.

Zbiór ERSST v.3b stanowi kolejne przetworzenia zbiorów ERSST (dane do 05.2005), ERSST v.2 (dane do 12.2009) i ERSST v.3 (dane do 04.2010, obecnie niedostępne). Zbiór ten rozpoczyna się od stycznia 1854 roku, podaje wartości miesięczne i ma rozdzielczość przestrzenną $2 \times 2^\circ$, opiera się na danych ze zbiorów COADS i ICOADS. Wersje v.2 i v.3 od roku 1985 wykorzystywały również dane satelitarne. Ostatnia wersja (v.3b), bazująca na danych z pomiarów *in situ* jako materiale wyjściowym, wprowadziła znaczące poprawki dla danych z końca XIX wieku i po roku 1985 (Smith i in. 2008) względem poprzednich wersji zbioru.

Do analiz wykorzystano wartości miesięczne SST ze zbiorów OISST v.2 (NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn_SmithOlv2 monthly sst) jako przykład zbioru o dokładności dostosowanej do rozdzielczości $1 \times 1^\circ$ oraz ERSST v.3b (NOAA NCDC ERSST version3b: ERSST v.3b: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset) jako przykład dokładności zbioru o czterokrotnie mniejszej rozdzielczości przestrzennej ($2 \times 2^\circ$). Zbiorów informacji miesięcznej o jeszcze mniejszej rozdzielczości (np. zbioru Kaplana o rozdzielczości $5 \times 5^\circ$ (patrz Kaplan i in. 1998), jako nie przedstawiających wystarczającej dokładności przestrzennej, nie brano pod uwagę. Badaniami związków między TW_{200} a SST objęto akweny rozciągające się między 66 i $82^\circ N$ oraz $20^\circ W$ i $44^\circ E$. W analizie wykorzystano najprostsze metody statystyczne – analizę korelacji i analizę wariancji.

3. Wyniki

Przeprowadzone analizy wskazują, że między TW_{200} i miesięcznymi wartościami SST na wodach położonych na W-SW od Spitsbergenu zachodzą wyraźne i silne związki, których rozkład w przestrzeni i czasie wykazuje dość duże zróżnicowanie. Dalej bardziej szczegółowe informacje przedstawi się dla akwenów leżących w bezpośredniej bliskości profilu pomiarowego IO PAN.

Najsilniejsze związki TW_{200} z SST obserwuje się na akwenach położonych na S od profilu, z którego pochodzą wartości TW_{200} . Maksimum siły związku TW_{200} z miesięcznymi wartościami SST w zbiorze OISST v.2 lokuje się na akwenie o współrzędnych $74-76^\circ N$ i $9-11^\circ E$ (patrz tab. 1), czyli w odległości $2,5^\circ$ na kole wielkim przed profilem IO PAN. Dane ze zbioru ERSST v.3b (patrz tab. 2), o mniejszej rozdzielczości przestrzennej, potwierdzają ten obraz – maksimum siły związku lokuje się na akwenie położonym na południe od profilu ($73-75^\circ N$), na tych samych długościach geograficznych. Na samej linii profilu ($76,5^\circ N$) korelacje TW_{200} z SST są wyraźnie słabsze, a na akwenach położonych na północ od profilu korelacje stają się nieistotne. Najsilniejsze związki TW_{200} z SST nie występują w strefie, w której miesięczne i roczne wartości SST są najwyższe ($\sim 13-14^\circ E$), ale w stosunku do maksimum SST wykazują przesunięcie o około 60 Mm na zachód ($\sim 10^\circ E$).

Niezależnie od tego, czy korelacje są statystycznie istotne, czy też nieistotne, wszystkie współczynniki korelacji TW_{200} z SST na akwenach leżących na południe od profilu są dodatnie – zmianom TW_{200} odpowiadają zmiany SST o tym samym znaku. Na szerokości profilu i na północ od profilu ($>76,5^\circ N$) znaki współczynników różnicują się, w znacznej części zmieniają się na ujemne (szczególnie nad szelfem spitsbergeńskim; grid $77,5^\circ N$, $12,5^\circ E$), wykazując przy tym wyraźne zróżnicowanie w czasie.

Tabela 1. Wartości współczynników korelacji między TW_{200} i SST pochodzącymi ze zbioru OISST v.2. Rozdzielczość przestrzenna zbioru $1 \times 1^\circ$. Współczynniki statystycznie istotne ($p < 0,05$) oznaczono pogrubionym drukiem, statystycznie istotne na poziomie $p < 0,001$ oznaczono dodatkowo *

Table 1. The values of correlation coefficients between the TW_{200} and the SST derived from the OISST data set v.2. Spatial resolution of the data set $1 \times 1^\circ$. Coefficients statistically significant ($p < 0.05$) indicated in bold, statistically significant at $p < 0.001$ were additionally marked with *.

grid	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
74,5°N, 09,5°E	0,73	0,77*	0,75*	0,80*	0,76*	0,58	0,35	0,25	0,50	0,47	0,65	0,78*
74,5°N, 10,5°E	0,68	0,73*	0,69	0,76*	0,71	0,52	0,29	0,21	0,46	0,48	0,66	0,80*
74,5°N, 11,5°E	0,64	0,72	0,65	0,72	0,68	0,48	0,22	0,17	0,40	0,48	0,66	0,79*
74,5°N, 12,5°E	0,59	0,76*	0,57	0,59	0,70	0,40	0,10	0,16	0,33	0,48	0,60	0,62
75,5°N, 09,5°E	0,70	0,75	0,76*	0,84*	0,80*	0,63	0,38	0,27	0,63	0,53	0,71	0,84*
75,5°N, 10,5°E	0,62	0,70	0,70	0,81*	0,76*	0,57	0,30	0,20	0,56	0,50	0,69	0,85*
75,5°N, 11,5°E	0,58	0,66	0,65	0,77*	0,74*	0,53	0,21	0,13	0,47	0,46	0,68	0,84*
75,5°N, 12,5°E	0,42	0,64	0,49	0,56	0,77*	0,41	-0,01	0,08	0,34	0,35	0,48	0,58
76,5°N, 09,5°E	0,66	0,67	0,66	0,77*	0,67	0,69	0,11	-0,02	0,52	0,48	0,72	0,85*
76,5°N, 10,5°E	0,57	0,60	0,60	0,76*	0,65	0,63	0,04	-0,11	0,38	0,41	0,68	0,82*
76,5°N, 11,5°E	0,47	0,50	0,48	0,63	0,61	0,58	-0,08	-0,22	0,26	0,31	0,59	0,76*
76,5°N, 12,5°E	-0,02	0,23	0,08	0,03	0,57	0,37	-0,29	-0,31	0,08	0,17	0,28	0,38
77,5°N, 09,5°E	0,40	0,50	0,33	0,38	0,31	0,61	-0,08	-0,20	0,31	0,34	0,56	0,68
77,5°N, 10,5°E	0,27	0,42	0,25	0,32	0,25	0,57	-0,14	-0,29	0,16	0,23	0,50	0,59
77,5°N, 11,5°E	0,11	0,26	0,11	0,11	0,15	0,52	-0,22	-0,38	0,03	0,11	0,40	0,45
77,5°N, 12,5°E	-0,27	-0,00	-0,11	-0,16	0,19	0,25	-0,39	-0,48	-0,15	0,00	0,12	0,09

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji między TW_{200} i SST pochodzącymi ze zbioru ERSST v.3b. Rozdzielczość przestrzenna zbioru $2 \times 2^\circ$. Współczynniki statystycznie istotne ($p < 0,05$) oznaczono pogrubionym drukiem, statystycznie istotne na poziomie $p < 0,001$ oznaczono dodatkowo *

Table 2. The values of correlation coefficients between the TW_{200} and the SST derived from the ERSST v.3b. Spatial resolution of the data set $2 \times 2^\circ$. Coefficients statistically significant ($p < 0.05$) indicated in bold, statistically significant at $p < 0.001$ were additionally marked with *.

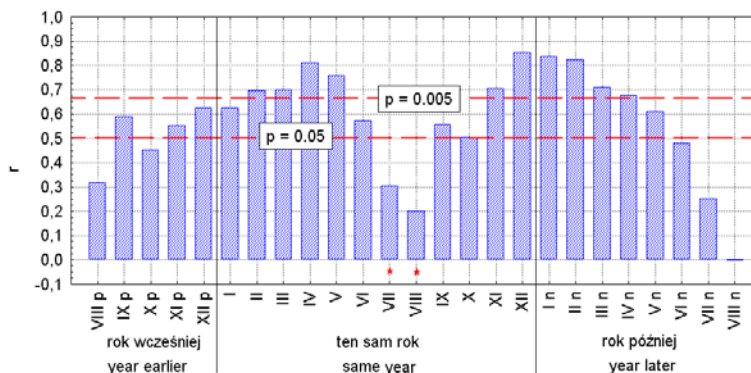
grid	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
74°N, 08°E	0,60	0,52	0,48	0,71	0,64	0,45	0,33	0,39	0,42	0,31	0,22	0,35
74°N, 10°E	0,71	0,71	0,70	0,86*	0,42	0,44	0,51	0,38	0,53	0,21	0,35	0,49
74°N, 12°E	0,68	0,71	0,68	0,72	0,27	0,32	0,41	0,31	0,48	0,22	0,43	0,52
74°N, 14°E	0,60	0,61	0,58	0,54	0,35	0,34	0,43	0,32	0,39	0,33	0,45	0,49
76°N, 08°E	0,43	0,37	0,39	0,64	0,66	0,42	0,23	0,43	0,46	0,34	0,13	0,22
76°N, 10°E	0,48	0,57	0,78*	0,76*	0,49	0,54	0,36	0,39	0,56	0,17	0,16	0,27
76°N, 12°E	0,39	0,57	0,73*	0,66	0,30	0,40	0,45	0,34	0,60	0,19	0,25	0,32
76°N, 14°E	0,23	0,41	0,55	0,51	0,36	0,40	0,52	0,38	0,58	0,31	0,34	0,38

Rozkład w czasie korelacji TW_{200} z miesięcznymi wartościami SST w tym samym roku wykazuje dwa okresy, w których występują silne związki – od początku roku do maja-czerwca, z maksimum siły związku w kwietniu oraz okres obejmujący listopad i grudzień, z maksimum siły związku w grudniu. Te silne korelacje lepiej dokumentuje SST ze zbioru o większej rozdzielczości przestrzennej (OISST v.2). W „cieplej” porze roku, obejmującej okres od lipca do października korelacje między TW_{200} i SST słabną i w większości przypadków stają się statystycznie nieistotne.

Występowanie silnych korelacji TW_{200} z SST w okresie od stycznia do maja odpowiada okresowi zimowego wychładzania wód i ich „po-zimowemu” wychłodzeniu. W tym okresie funkcjonuje konwekcja,

obejmująca miększą warstwę wód, dzięki czemu między wodami na głębokości 200 m i wodami przypowierzchniowymi występuje fizyczna łączność, a między zmianami miesięcznej SST i TW_{200} mogą występować bezpośrednie związki. W okresie od czerwca (maksimum wysokości Słońca, wzrost temperatury napływającego nad wody powietrza) pobór ciepła z oceanu słabnie, następuje akumulacja ciepła w wodach i zaczyna formować się na powierzchni warstwa wygrzanych wód nad niestabilną termokliną letnią. Konwekcja, jeśli występuje, jest wtedy ograniczona do warstwy znajdującej się nad termokliną letnią, która równocześnie staje się piknokliną. W takiej sytuacji związki między TW_{200} i SST ustają. Słabe, statystycznie nieistotne, korelacje dodatnie występujące w tym okresie na akwenie na południe od profilu mogą być traktowane jako „echo” wcześniejszej, wyższej lub niższej SST w momencie rozpoczynania się okresu nagrzewania.

W okresie po wystąpieniu maksimum SST (sierpień), ciepło słoneczne zakumulowane w wodach w okresie dnia polarnego jest stopniowo rozchodowane we wrześniu i październiku na wymianę z atmosferą (ogrzewanie powietrza) i SST obniża się. Dopiero w listopadzie konwekcja sięga takich głębokości, że rozpoczyna wynosić do powierzchni ciepłe wody atlantyckie, stąd ponownie pojawiają się silniejsze, statystycznie istotne związki między TW_{200} i SST. Dalszy rozwój konwekcji i wzrost jej intensywności narasta w grudniu. Korelacje między TW_{200} i SST osiągają maksimum w grudniu lub styczniu następnego roku, po czym w kolejnych miesiącach następnego roku stopniowo słabną, przestając być istotne po maju (patrz ryc. 4).



Ryc. 4. Rozkład współczynników korelacji między TW_{200} i miesięcznymi SST w gridzie 75,5°N, 10,5°E w końcu roku poprzedzającego (k-1), tym samym roku (k) i początkowej części roku następnego po pomiarze TW_{200} (k+1), gdzie k – numer kolejny roku. Oznaczone poziomy istotności korelacji. Gwiazdkami przy numerze miesiąca oznaczono miesiące, w których dokonuje się pomiaru TW_{200} . Zbiór OISST v.2

Fig. 4. The distribution of coefficients of correlation between the TW_{200} and the monthly SST in grid 75.5°N, 10.5°E at the end of the preceding year (k-1), the same year (k) and the beginning of the year following the measurement TW_{200} (k+1), where k – the number of the year. Correlation significance levels are marked.

Asterisks at number of month indicate months in which TW_{200} is measured. The OISST data set v.2.

W momencie wystąpienia pierwszego maksimum siły związków między TW_{200} z SST, (w kwietniu) zmienność TW_{200} objaśnia na akwenach położonych na S-SW od profilu (74-76°N, 09-11°E) 50-74% zmienności występującej tam SST. W następnym – grudniowym maksimum siły związku – zmienność TW_{200} objaśnia w przybliżeniu taki sam odsetek zmienności SST, ale akwen, na którym występują najsilniejsze związki przesunięty jest w stosunku do poprzedniego na północ, zbliżając się do, a część-

ciowo pokrywając się z przebiegiem profilu pomiarowego IO PAN. Przepuszczalnie taka sytuacja otwiera znacznie wolniejszy od prędkości Prądu Zachodniospitsbergeńskiego na powierzchni, ruch atlantyckich wód tego prądu znajdujących się na głębokości ~200 m. Nad szelfem zachodniospitsbergeńskim korelacje między SST i TW_{200} szybko słabną, co z jednej strony stanowi wynik ograniczenia możliwości rozwoju konwekcji (mniejsza miąższość kolumny wód), a z drugiej stanowi rezultat napływ chłodnych i wysłodzonych wód wnoszonych od południa nad szelf przez Prąd Wschodniospitsbergeński.

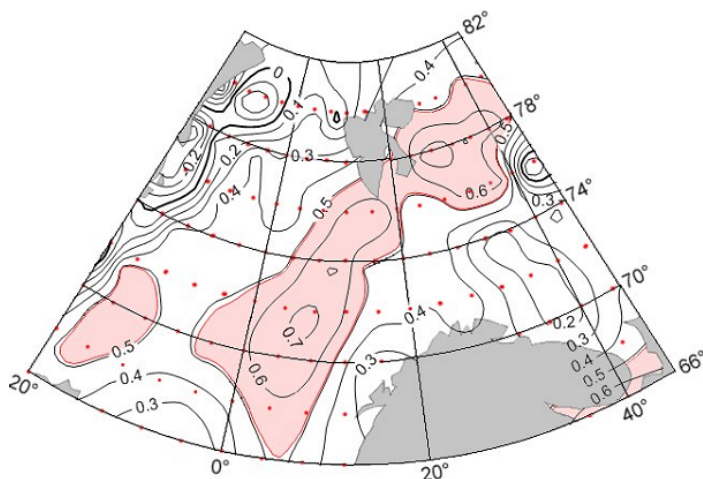
Analiza związków między TW_{200} i uśrednionymi z dłuższych okresów wartościami SST wykazała, że tam, gdzie korelacje między TW_{200} i miesięcznymi wartościami SST są silne i statystycznie istotne, najsilniejsze korelacje występują między TW_{200} i średnimi wartościami SST z okresu od stycznia do kwietnia, czyli okresu zimowego wychładzania oceanu. Są one nieznacznie (o 0,05 – 0,15) silniejsze od korelacji TW_{200} ze średnimi rocznymi wartościami SST. Z kolei na tych akwenach średnie SST z okresu od stycznia do kwietnia są silnie skorelowane z rocznymi wartościami SST (najwyższe r od 0,8 do 0,9). Potwierdza to, że występująca kilka miesięcy wcześniej od momentu pomiaru TW_{200} średnia zimowa wartość SST informuje o temperaturze, a pośrednio i o zasobach ciepła w Wodach Atlantyckich niesionych przez Prąd Zachodniospitsbergeński.

Przegląd związków między roczną SST i średnią SST z okresu od stycznia do kwietnia (dalej SST_{01-04}) przeprowadzonych w dłuższych przekrojach czasowych (1982-2010 dla zbioru OISST v.2 i 1901-2010 dla ERSST v.3b) wykazał, że na akwenach położonych na SW i W od Sitsbergenu (73-79°N, 3-15°E) praktycznie wszędzie korelacje między tymi wielkościami są statystycznie istotne, choć najwyższe współczynniki korelacji wyraźnie nawiązują do przebiegu osi Prądu Zachodniospitsbergeńskiego.

Rozkład w przestrzeni związków między rozkładem SST_{01-04} na wodach północnej części mórz nordyckich i TW_{200} w tym samym roku (patrz ryc. 5) wskazuje, że ich zasięg jest ograniczony do pasa rozciągającego się w przybliżeniu wzdłuż północnych krańców Prądu Norwesko-Atlantyckiego i Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Strefa stosunkowo silnych korelacji ($r \geq 0,6$) ciągnie się od szerokości Lofotów do południowych krańców Spitsbergenu. Maksimum siły związku ($r \geq 0,7$) lokuje się w rejonie 72-74°N, 8-12°E, a więc na S od Spitsbergenu i na południe od lokalizacji profilu, na którym mierzy się TW_{200} . Pojawiające się ognisko korelacji o podobnej sile na NW części Morza Barentsa (na E od Spitsbergenu) stanowi przypuszczalnie przesunięte w czasie „echo” jakiejś poprzedniej fazy wzrostu TW_{200} .

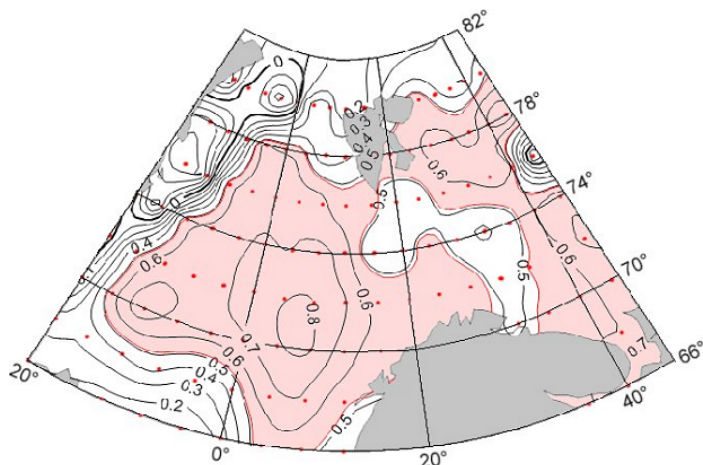
W przebiegu współczynników korelacji TW_{200} z SST, oprócz korelacji występujących w tym samym roku, ujawnia się drugi okres obejmujący grudzień tego samego roku oraz styczeń, luty, marzec i kwiecień roku następnego (patrz ryc. 4). Pozwala to sądzić, że również powinny wystąpić silne korelacje w przestrzeni między TW_{200} i SST_{01-04} z następnego roku (drugie maksimum siły związku).

Taka sama analiza jak przedstawiona na ryc. 5, przeprowadzona z przesunięciem czasowym – TW_{200} z roku bieżącego (początek szeregu – rok 1966), SST z roku następnego (początek szeregu – rok 1997) wykazuje, że zasięg przestrzenny statystycznie istotnych korelacji znacznie się rozszerzył (patrz ryc. 6). Istotne korelacje obejmują praktycznie cały obszar północnej części Morza Norweskiego, znaczną część mórz Barentsa i Grenlandzkiego, za wyjątkiem akwenów położonych najdalej na północy i wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii. Te ostatnie leżą w zasięgu Prądu Wschodniogrenlandzkiego, wynoszącego wysłodzone i chłodne Powierzchniowe Wody Arktyczne z basenu Morza Arktycznego. Maksimum siły związku ($r \geq 0,80$) lokuje się w rejonie 70-72°N, 6 -10°E, a więc znacznie dalej na południe, niż profil, na którym mierzy się TW_{200} .



Ryc. 5. Rozkład współczynników korelacji między SST₀₁₋₀₄ i TW₂₀₀ w tym samym roku. Dane SST₀₁₋₀₄ obliczone ze zbioru ERSST v.3b, rozdzielczość po długości (λ) zmniejszona do 4°

Fig. 5. The distribution of coefficients of correlation between SST_{JFMA} and the TW₂₀₀ in the same year. SST_{JFMA} data are calculated from the ERSST data set v.3b, the resolution of the length (λ) reduced to 4°.



Ryc. 6. Rozkład współczynników korelacji między TW₂₀₀ a wartościami SST₀₁₋₀₄ z następnego roku

Fig. 6. The distribution of coefficients of correlation between SST_{JFMA} and the TW₂₀₀ in the following year.

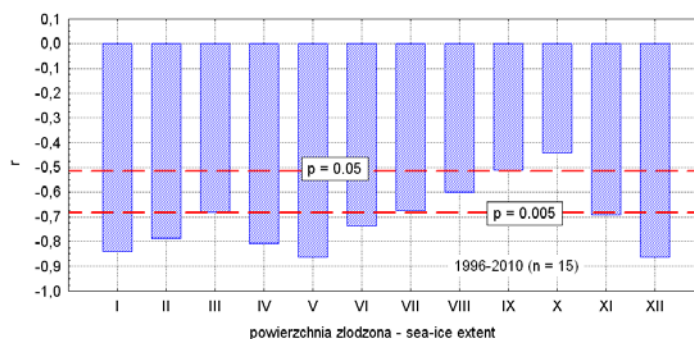
4. Dyskusja wyników i wnioski

Wyniki analizy wykazują, że szeregi czasowe wartości SST z obszaru mórz wokółspitsbergeńskich zawartych w bazach danych NOAA wykazują silne powiązania z szeregiem temperatury Wód Atlantyckich mierzonym *in situ* na głębokości ~200 m w rdzeniu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego (na profilu IO PAN 76,5°N, 9-12°E). W zbiorze OISST v.2, o rozdzielczości 1x1° najsilniejsze powiązania z TW₂₀₀ wykazują miesięczne wartości SST z kwietnia i grudnia w strefie szerokości od 75°N do 76°N i w tym samym przedziale długości geograficznych, który obejmuje profil. Dalej na wschód

(>12°E), nad szelfem zachodniospitsbergeńskim, powiązania te szybko słabną. W równaniu regresji wielokrotnej dwie zmienne ze zbioru OISST v.2 – SST₀₄[75,5N, 09,5E] oraz SST₁₂[75,5N, 10,5E] objaśniają łącznie ~78% wariacji zmienności temperatury wód atlantyckich TW₂₀₀.

W zbiorze ERSST v.3b, o rozdzielczości 2x2° najsilniejsze powiązania z TW₂₀₀ wykazuje średnia miesięczna kwietnia z gridu 74°N,10°E, objaśniająca ~72% wariacji TW₂₀₀ oraz położona na tej samej długości SST na 72°N, której zmienność objaśnia 70,5% wariacji TW₂₀₀. Z wartości sezonowych w zbiorze ERSST v.3b najsilniejsze powiązania z TW₂₀₀ wykazuje średnia z okresu od stycznia do kwietnia w gridzie 74°N, 10°E. Jej zmienność objaśnia ~66% zmienności TW₂₀₀. O ile bardzo wysoki współczynnik korelacji między SST₀₄[74°N,10°E] i TW₂₀₀, przy szeregu liczącym 16 lat nie budzi zbyt dużego zaufania, gdyż związek może być niestabilny, to w przypadku uśrednienia SST z czterech miesięcy (SST₀₁₋₀₄[74°N,10°E]), związek ten powinien być znacznie mniej podatny na wpływ działania przypadkowego czynnika zakłócającego przebieg SST.

Wartość TW₂₀₀ ma walor wskaźnika klimatycznego. Jej zmienność jest bardzo silnie powiązana ze zmiennością temperatury powietrza (Walczowski i Piechura 2011) i powierzchni pokrywy lodowej na obszarze Arktyki Atlantyckiej (patrz ryc. 7). W przypadku związków wartości TW₂₀₀ z roczną temperaturą powietrza na stacjach Arktyki Atlantyckiej zauważa się ich asynchroniczne występowanie. Roczna temperatura powietrza na stacjach leżących w pobliżu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego koreluje z wartością TW₂₀₀ w dwu kolejnych latach – w tym samym roku i w roku następnym (Ny Alesund, Svalbard-Lufthavn, Hornsund, Hopen, Bjornoya, Małye Karmakuly, GMO im. Krenkelya, Ostrov Vize, ...). Ciepło zawarte w AW, wnoszone przez Prąd Zachodniospitsbergeński utrzymuje się w wodach również w roku następnym, istotnie oddziałując na temperaturę powietrza.



Ryc. 7. Współczynniki korelacji TW₂₀₀ z miesięczną powierzchnią zlodzoną (extent) w Arktyce Właściwej (1996-2010). Arktyka Właściwa – łączna powierzchnia mórz Grenlandzkiego, Barentsa, Karskiego, Morza Arktycznego i mórz szelfowych przylegających do tego akwenu (Łaptiewów, Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego, Beauforta, Lincolna). Dane o powierzchni zlodzonej – zbiór: gsfc.nasateam.month.extent.1978-2010.n

Fig. 7. Correlation coefficient (r) between TW₂₀₀ value and a monthly sea ice extent in the Arctic (1996-2010). The Arctic – the total area of the Greenland, Barents, Kara seas and shelf seas adjacent to the sea area (the Laptev, East Siberian, Chukchi, Beaufort, Lincoln seas). Data on the sea ice extent: gsfc.nasateam.month.extent.1978-2010.n data set.

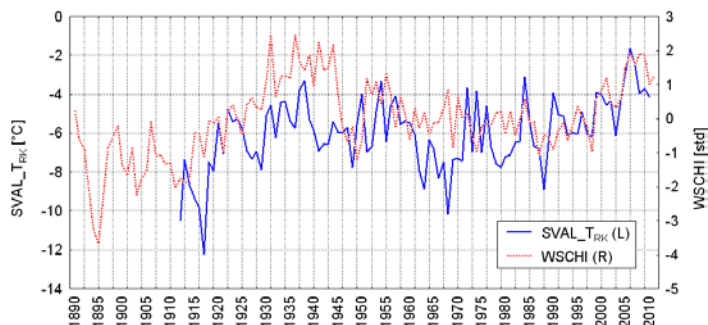
Na szeregu stacjach położonych na wybrzeżach SE części Barentsa (np. Archangielsk, Kanin Nos, ...), południowej części Morza Karskiego (Amderma, Ostrov Belyj, Dikson, ...) i stacjach w głębi ładu przylegających do tych akwenów (Pechora, Narjan-Mar, Antipaeta, Tazovskoe, Tarko-Sale,

Salechard, a nawet Chatanga, ...) silniejsze i o wyższej istotności statystycznej korelacje temperatura roczna wykazuje z rocznym opóźnieniem w stosunku do datowania TW_{200} , często nie osiągając istotnych korelacji z TW_{200} w tym samym roku. To opóźnienie reakcji przebiegu temperatury względem momentu rejestracji zmian temperatury Wód Atlantyckich na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim jest związane z upływem czasu niezbędnego dla rozprzestrzenienia się AW na wschód – w głąb Morza Barentsa i Morza Karskiego. Taki obraz jednoznacznie dowodzi, że to dopływ zasobów ciepła z Wodami Atlantyckimi stanowi główny regulator długookresowej zmienności temperatury powietrza w tej części Arktyki.

Szereg wartości TW_{200} jest, jak do tej pory, stosunkowo krótki co nie pozwala na wykorzystywanie ich jako wskaźnika klimatycznego w opracowaniach obejmujących szerszy zakres czasowy, wykraczający poza ostatnie kilkanaście lat. Ponieważ informację o zasobach ciepła wprowadzanych do Arktyki przez AW niesionych przez Prąd Zachodniospitsbergeński zawiera również zmienność SST z określonych akwenów i momentów, można, opierając się na stwierdzonych zależnościach między TW_{200} a SST stworzyć wskaźnik klimatyczny obejmujący okres ostatnich ponad 100 lat.

Do tego celu można wykorzystać średnią wartość SST z okresu styczeń-kwiecień ze zbioru ERSST v.3b, dla gridu $2 \times 2^\circ$ o współrzędnych centrum $74^\circ N, 10^\circ E$. Wykorzystanie tego zbioru, mimo, że powiązanie wartości $SST_{01-04}[74N,10E]$ z TW_{200} jest słabsze niż w zbiorze OISST v.2, jest bardziej celowe niż ze zbioru OISST v.2. Ten ostatni, jak już wspomniano wcześniej, rozpoczyna się od listopada 1982 roku. Zbiór ERSST v.3b rozpoczyna się od stycznia 1854 roku, przy czym za w pełni wiarygodne i obarczone błędem standardowym nie przekraczającym $\pm 0,09^\circ C$ są dane miesięczne od roku 1880 (patrz Smith i in. 2008, s. 2291; tab. 5). Wartość błędu standardowego w tym zbiorze systematycznie maleje z upływem czasu (błąd standardowy $0,09^\circ C$ w latach 1880-1900, $0,07^\circ C$ w okresie 1901-1950 i $0,03^\circ C$ w okresie 1951-2000; Smith i in. 2008). Pozwala to, przy wykorzystaniu zbioru ERSST v.3b na konstrukcję wskaźnika rocznego informującego o zasobach ciepła wprowadzanego przez Prąd Zachodniospitsbergeński wraz z Wodami Atlantyckimi do Arktyki, którego szereg rozpoczyna się od roku 1880. Wskaźnik ten dalej jest nazwany skrótem WSCHI (West Spitsbergen Current Heat [Content] Index).

Wskaźnik WSCH obliczono jako standaryzowaną wartość średniej SST z okresu od stycznia do kwietnia z gridu $74^\circ N, 10^\circ E$. Standaryzację przeprowadzono względem średniej 100.letniej z okresu 1901-2000. Przebieg wartości tego wskaźnika przedstawia ryc. 8, a jego wartości liczbowe zestawione są w Aneksie.



Ryc. 8. Przebieg wskaźnika WSCH i rocznej temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn

Fig. 8. The course of WSCH index and annual air temperature at the station Svalbard-Lufthavn.

W przebiegu wskaźnika WSCH zaznaczają się znane powszechnie elementy zmian temperatury powietrza i SST w ciągu ostatnich 130 lat. Ponieważ najsilniejsze oddziaływanie zmiennych zasobów ciepła transportowanych przez Prąd Zachodniospitsbergeński na temperaturę powietrza powinno zaznaczać się w pobliżu przebiegu tego prądu, można porównać przebieg temperatury rocznej na Spitsbergenie (Nordli 2010) z przebiegiem wartości wskaźnika.

Zwraca uwagę, że najniższe wartości wskaźnika WSCH występują w latach 1880-1915; w okresie końca okresu Małej Epoki Lodowej. Szereg rekonstrukcji temperatury powietrza wskazuje, że najniższa temperatura powietrza na Spitsbergenie wystąpiła w okresie końca Małej Epoki Lodowej – w połowie XIX wieku – na przełomie wieków XIX i XX (Grinstedt i in. 2006, Svendsen i in. 2006, Guillizzoni i in. 2006, Divine i in. 2011). Wzrostowi wskaźnika WSCH po roku 1915 odpowiada znany już z obserwacji instrumentalnych na Spitsbergenie wzrost temperatury powietrza po roku 1917, osiągający swoje maksimum w końcu lat 30. XX wieku i latach 50. XX w. Zaskakujące jest to, że wartości wskaźnika w latach 1931-1944 są wyższe niż wartości tego wskaźnika w okresie współczesnego ocieplenia i nie znajdują odpowiedniego odbicia w przebiegu serii rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie. Ta i inne niezgodności wynikać mogą z kilku przyczyn. Pierwszą jest to, że roczna temperatura powietrza na Spitsbergenie zmienia się nie tylko pod wpływem zmian SST, ale i pod wpływem zmienności cyrkulacji atmosferycznej, która w tej analizie została pominięta. Po wtóre, wskaźnik WSCH uwzględnia tylko zmienność SST, gdy rzeczywista ilość ciepła transportowanego przez Prąd Zachodniospitsbergeński jest również funkcją prędkości prądu i powierzchni jego przekroju poprzecznego. Można przypuszczać, że w latach 30. XX wieku, przy podobnej temperaturze Wód Atlantyckich prowadzonych przez Prąd Zachodniospitsbergeński, wartości przepływu tego prądu odbiegały (były najprawdopodobniej niższe) od tych, które Orvik i Skagseth (2005) oraz Walczowski i Piechura (2007) obserwują współcześnie. Tym niemniej, mimo tych niezgodności długookresowe zmiany rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie znajdują odbicie w składowych długookresowych przebiegu WSCHII.

Podziękowania

Autorzy składają serdeczne podziękowania dr hab. Waldemarowi Walczowskiemu, prof. nadzw. Instytutu Oceanologii PAN w Sopocie za udostępnienie danych z profilu pomiarowego IO PAN.

Literatura cytowana

- Divine D., Isaksson E., Martma T., Meijer H.A.J., Moore J., Pohjola V., van de Wal R.S.W., Godtlielsen, F. 2011. Thousand years of winter surface air temperature variations in Svalbard and northern Norway reconstructed from ice-core data. *Polar Research* 30; 10.3402/polar.v30i0.7379.
- Grinstedt A., Moore J.C., Pohjola V., Martma T., Isaksson E., 2006. Svalbard summer melting, continentality, and sea ice extent from the Lomonosovfonna ice core. *Journal of Geophysical Research*, 111; doi: 10.1029/2005JD006494.
- Guillizzoni P., Marchetto A., Lami A., Brauer A., Vigliotti L., Musazzi S., Langone L., Manca M., Lucchini F., Calanchi N., Dinelli E., Mordenti A., 2006. Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *Journal of Paleolimnology*, 36 (4): 325-351.
- Kaplan A., Cane M., Kushnir Y., Clement A., Blumenthal M., Rajagopalan B., 1998. Analyses of global sea surface temperature 1856-1991, *Journal of Geophysical Research*, 103, 18: 567-18 589.
- Marsz A.A., 2007. Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki. [w:] Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. AM Gdynia: 145-193.

- Marsz A.A., Styszyńska A., 2007. Zmiany powierzchni lodów morskich i kształtowanie się temperatury otaczających mórz [w:] red. A.Marsz i A.Styszyńska: Klimat rejonu Polskiej Stacji Arktycznej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny. Wyd. Akademii Morskiej, Gdynia: 22-44.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Zblewski S., 2008. Rozmiary i przebieg współczesnego ocieplenia Arktyki w rejonie mórz Barentsa i Karskiego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 18: 35-67.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009. Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point of view for the reasons of changes in the Arctic climate. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 7-31.
- Nordli Ø., 2010. The Svalbard Airport temperature series. *Bulletin of Geography* 3/2010: 5-25.
- Orvik K.A., Skagseth Ø., 2005. Heat flux variations in the eastern Norwegian Atlantic Current toward the Arctic from moored instruments, 1995-2005. *Geophysical Research Letters*, 32, L14610, doi:10.1029/2005GL023487.
- Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., Kaplan A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century *Journal of Geophysical Research*, 108, D14, 4407, DOI 10.1029/2002JD002670
- Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C., Wang W., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15: 1609-1625.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21: 2283-2296.
- Styszyńska A., 2004a. Wpływ zmian temperatury wody na Prądzie Norweskim na kształtowanie rocznej temperatury powietrza w Atlantyckiej Arktyce i notowane tam ocieplenie w okresie ostatniego 20. wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 69-78.
- Styszyńska A., 2004b. Współzależności zmian klimatycznych w Arktyce w XX wieku z procesami oceanicznymi. *Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia: 357-368.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. Uczelniane AM*, Gdynia: 109 s.
- Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke Ch., Winther J.-G., Dallmann W., 2002. The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21(1): 133-166.
- Xue Y., Smith T.M., Reynolds R.W., 2003. Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *Journal of Climate*, 16: 1601-1612.
- Walczowski W., 2009. Woda Atlantycka w Morzach Nordyckich – właściwości, zmienność, znaczenie klimatyczne. *Rozprawy i monografie IO Pan*, Sopot: 241 s.
- Walczowski W., Piechura J., 2007. Pathways of the Greenland Sea warming. *Geophysical Research Letters*, 34, L10608, doi:10.1029/2007GL029974.
- Walczowski W., Piechura J., 2011. Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate. *International Journal of Climatology*, 31 (7): 1088-1093.

Wpłynęło: 18 września 2012 r., poprawiono: 16 listopada 2012 r.

Summary

The work discusses the distribution in time and space of relationships taking place between the temperature of the Atlantic Water in the West Spitsbergen Current and sea surface temperature of waters in the vicinity of Spitsbergen. Temperature of the Atlantic water is measured by the Institute of

Oceanology of Polish Academy of Sciences at a depth of ~200 m along the profile 76.5°N, 9-12°E and is the average of the measurements taken in July and August along the profile (marked TW₂₀₀). The measurement series TW₂₀₀ is short (1996-2011; 16 years). The aim of this study is to determine the extent to which the commonly used SST data sets describe the resources of warm water in the deeper layers of the sea area. It was found that the SST data sets very well characterized subsurface warm water resources of the Atlantic in the cold season of the year – the winter cooling of the ocean – from November to April-May. It is connected with the action of intensive convection. In the period of warm season (June to October) the relationship between TW₂₀₀ and SST becomes weak due to the formation of a hydrostatically stable layer of warm water in the surface layer of the ocean. As a result the contact of surface waters with deeper layers of water ceases and changes in SST are influenced by changes in ocean surface heat balance, without much impact of heat resources from deeper ocean. The strongest monthly correlations between the TW₂₀₀ and SST occur in April of the same year (SST precedes time of measurement TW₂₀₀) and in December of the same year (SST is delayed relatively to TW₂₀₀). The strongest seasonal correlations between TW₂₀₀ and mean SST occur from the period of January-April (SST_{JFMA}). Such correlations between the value of TW₂₀₀ and SST in a given year occur twice – in the same year when TW₂₀₀ was measured and the following year. The distribution of coefficients of correlation between TW₂₀₀ and SST in the northern part of the Norwegian Sea, the western part of the Barents Sea and NE part of the Greenland Sea indicates that the value of the TW₂₀₀ is one of the most important climatic factors for this part of the Arctic.

Key words: Atlantic Arctic, West Spitsbergen Current, Atlantic Water, SST, correlation.

Aneks

Wartości wskaźnika informującego o zasobach ciepła wprowadzanego przez Prąd Zachodniospitsbergeński wraz z Wodami Atlantyckimi do Arktyki (WSCHI)

Annex

The values of coefficient informing about the heat resources transported to the Arctic by the West Spitsbergen Current with the Atlantic waters (WSCHI – West Spitsbergen Current Heat [Content] Index).

Rok Year	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
188x	-1,775	-0,884	-2,097	-3,359	-2,183	-2,097	-1,156	-1,973	-1,700	-1,416
189x	0,243	-0,599	-0,884	-2,171	-3,260	-3,668	-2,171	-0,871	-0,537	-0,203
190x	-1,354	-1,651	-0,847	-2,270	-1,738	-1,540	-0,067	-1,106	-1,057	-1,342
191x	-1,293	-2,035	-1,738	-1,899	-1,725	-0,438	-0,401	-1,119	-0,054	-0,153
192x	0,057	-0,983	0,218	0,416	-0,042	-0,463	0,428	0,626	0,329	0,255
193x	1,134	2,458	0,651	1,233	1,245	1,196	2,483	1,691	1,418	1,876
194x	0,948	2,272	1,431	1,505	2,173	0,676	-0,240	-0,686	-0,228	-1,230
195x	-0,649	1,196	0,676	1,084	0,403	1,344	0,738	-0,252	0,651	0,156
196x	-0,624	0,329	-0,290	0,181	-0,450	-0,129	-0,104	0,304	0,861	-0,859
197x	0,639	0,020	0,156	-0,525	-0,983	-0,215	-0,129	-0,203	0,168	0,230
198x	-0,438	0,193	-0,488	-0,054	0,577	-0,141	-0,079	-1,069	-0,488	-0,562
199x	-0,921	-0,351	-0,104	-0,636	-0,203	0,379	0,082	-0,240	-0,958	0,601
200x	0,824	1,220	0,453	0,329	0,589	1,493	1,926	1,592	1,876	1,889
201x	0,998	1,245	1,703							