

**WPŁYW ZMIAN TEMPERATURY WODY POWIERZCHNIOWEJ
MÓRZ BARENTSA, NORWESKIEGO I GRENLANDZKIEGO
NA TREND ROCZNEJ TEMPERATURY POWIETRZA NA SPITSBERGENIE**

INFLUENCE OF CHANGES IN SEA SURFACE TEMPERATURE
IN THE BARENTS, NORWEGIAN AND GREENLAND SEAS
ON THE ANNUAL AIR TEMPERATURE TREND AT SPITSBERGEN

Anna Styszyńska

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

Zarys treści. Praca omawia wpływ zmian temperatury wód powierzchniowych (SST – sea surface temperature) mórz Barentsa, Norweskiego i Grenlandzkiego zachodzących w okresie zimowego wychładzania (styczeń-kwiecień) na roczne wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie w okresie 1912-2010. Stwierdzono, że roczna i zimowa temperatura powietrza na Spitsbergenie jest silnie skorelowana przez trzy kolejne lata (k , $k+1$, $k+2$) z zimową SST roku k na rozległych powierzchniach mórz otaczających Spitsbergen. Powierzchnia akwenów, na których występują opóźnione korelacje z temperaturą powietrza na Spitsbergenie stopniowo zmniejsza się, a siła związków słabnie. Obszary, na których w roku $k+2$ korelacje utrzymują najwyższą ($p < 0.001$) istotność odtwarzają szlaki przenosu prądowego. Akwen, na którym zmienność SST z roku k najsilniej koreluje z roczną temperaturą powietrza na Spitsbergenie w kolejnych trzech latach (k , $k+1$, $k+2$) nie zmienia swojego położenia – jest to obszar leżący na pograniczu N części Morza Norweskiego i W części Morza Barentsa – między Bjornoyą a Nordkapem. Długookresowe zmiany temperatury powierzchni mórz wokółspitsbergeńskich regulują długo-okresową zmienność temperatury powietrza na Spitsbergenie, a występujący w przebiegu rocznej temperatury powietrza trend ma swoją genezę w zmianach zasobów ciepła w wodach tych mórz.

Słowa kluczowe: temperatura powierzchni morza, temperatura powietrza, Spitsbergen.

1. Wprowadzenie

W przebiegu rocznej wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie występuje silny trend dodatni. W całej (1912-2010) serii czasowej Svalbard-Lufthavn jego wartość jest równa $+0.0243^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($+0.24^{\circ}\text{C}$ na dekadę), a jego istotność statystyczna jest bardzo wysoka (test t ; $p = 0.000072$, τ Kendala; $p = 0.000645$). W poprawionej, poddanej przez Nordli'ego nowej procedurze homogenizacji serii Svalbard-Lufthavn trend jest taki sam; $+0.24^{\circ}\text{C}$ na dekadę (Nordli 2010).

Na temat przyczyn występowania dodatniego trendu temperatury powietrza na Spitsbergenie, co sprowadza się do dyskusji przyczyn ocieplenia obszaru Arktyki Atlantyckiej, od lat występują skrajnie rozbieżne poglądy. Ich przegląd referują między innymi prace Johannessena i in. (2004), Styszyńskiej

(2005) czy Nordli'ego (2010). W tym miejscu wspomni się tylko, że ocieplenie Arktyki w XX wieku było dwufazowe, a fazy ociepleń były oddzielone fazą silnego ochłodzenia lat 60-70. Pierwsza faza ocieplenia rozpoczęła się w drugiej dekadzie (1911-1920) i swoją kulminację osiągnęła w czwartej dekadzie (1937-1938), z drugorzędną kulminacją w pierwszej połowie lat 50. XX wieku (na Spitsbergenie w roku 1954). Druga faza ocieplenia w Arktyce Atlantyckiej rozpoczęła się na przełomie ósmej i dziewiątej dekady XX wieku (rok 1980) i trwa do chwili obecnej. Najwyższe wartości, nigdy wcześniej nie notowane, temperatura roczna na Spitsbergenie w tej fazie ocieplenia osiągnęła w latach 2005-2007.

Johannessen i in. (2004) widzą odmienne przyczyny obu faz ocieplenia Arktyki w XX wieku. Według tych autorów pierwsza faza ocieplenia ma przyczyny naturalne i stanowi rezultat "naturalnej" zmienności systemu klimatycznego, druga – stanowi rezultat wymuszenia antropogenicznego, czyli głównie wzrostu koncentracji CO₂ w atmosferze. Taki pogląd jest oparty na analizie zmienności arktycznej pokrywy lodowej i wynikach badań modelowych (modele ECHAM4 i HadCMS). Wyniki badań autorki (Styszyńska 2005) skłaniają do przyjęcia hipotezy, że obie fazy ocieplenia Arktyki Atlantyckiej miały taką samą przyczynę, a stanowiły ją zwiększone dostawy ciepła do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną. Wraz ze wzrostem intensywności dopływu ciepłych wód atlantyckich do Arktyki, rośnie temperatura powierzchni morza (dalej SST – Sea Surface Temperature), zmniejsza się powierzchnia pokrywy lodów morskich i zmienia ich struktura wiekowa, co umożliwia zwiększenie strumienia ciepła z oceanu do atmosfery, a co w dalszej konsekwencji skutkuje wzrostem temperatury powietrza. W późniejszych pracach (Marsz i Styszyńska 2007, 2009) został zidentyfikowany mechanizm, który doprowadził do zwiększenia ilości ciepła wprowadzanego wraz z wodami atlantyckimi do Arktyki – jest nim Multidekadowa Oscylacja Atlantyku (AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation). Zasadniczy wpływ AMO na kształtowanie się zmian temperatury powietrza w Arktyce potwierdza praca Chylka i in. (2009). Zmienność AMO w okresie 1890-2008 objaśnia około 55% zmienności temperatury w całej Arktyce (Marsz i Styszyńska 2009). Zmienność temperatury powierzchni morza na W i SW od Spitsbergenu, ściśle powiązana z wcześniejszą zmiennością AMO, objaśnia w okresie 1979-2006 (28 lat) 63% zmienności rocznej temperatury powietrza w Hornsundzie (Marsz 2007). Przeprowadzone do tej pory badania wskazują, że zmiany temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej mają swoją genezę w zmianach zasobów ciepła w wodach mórz Arktyki Atlantyckiej.

Na kształtowanie się zmienności temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej, tym samym nad Spitsbergenem, wpływają zmiany SST rozległych powierzchni morskich. Nie jest do chwili obecnej jasne, jak kształtuje się w przestrzeni i czasie wpływ zmian SST na morzach otaczających Spitsbergen na temperaturę powietrza na tej wyspie. Nie jest również wyjaśniona kwestia w jakim stopniu zmiany stanu termicznego powierzchni tych mórz kształtują obserwowane na Spitsbergenie trendy temperatury powietrza. Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań prowadzonych dla wyjaśnienia podniesionych kwestii. W pracy ograniczono się do analizy związków temperatury rocznej i trendów temperatury na Spitsbergenie ze zmianami SST na morzach otaczających Spitsbergen.

2. Charakterystyka obszaru badań, procesy wymiany ciepła między powierzchnią morza a atmosferą

Spitsbergen to największa wyspa w archipelagu Svalbard. Wschodnie wybrzeża Spitsbergenu oblewają wody Morza Barentsa, zachodnie – wody Morza Grenlandzkiego (ryc. 1A), a do południo-

wych krańców Spitsbergenu (Sorkapp) przylega klin najdalej na północ wysuniętych części Morza Norweskiego (Limits of Oceans and Seas 1953). Powierzchnia wód otaczających Spitsbergen cechuje się dużą dynamiką wielkoskalowych zmian temperatury (m.in. Schauer i in. 2002, Kruszewski 2004a i b, Walczowski i Piechura 2007, Walczowski 2009) oraz charakteru i zasięgu pokrywy lodowej (m.in. Vinje 2001, Kvingedal i in. 2005, Divine i Dick 2006, 2007, Gerland i in. 2008). Zmiany te wywierają wpływ na kształtowanie się zmienności klimatu tej wyspy (m.in. Wu i in. 2004, Rogers i in. 2005, Styszyńska 2004, 2005, 2007; Walczowski i Piechura 2011), zwłaszcza, że jej rozmiary są bardzo małe w porównaniu do powierzchni wód otaczających.

Temperatura wód powierzchniowych wpływa na kształtowanie się strumieni ciepła i wilgoci przenoszonych z oceanu do atmosfery i tempo transformacji mas powietrza przepływających nad wodami. W przypadku kiedy powietrze napływające nad wodę jest od niej chłodniejsze, w oceanie i w atmosferze dochodzi do rozwoju procesów konwekcji. Wody powierzchniowe wychłodzone przez pobór ciepła zwiększają swoją gęstość i zapadają, a na ich miejsce podnoszą się do powierzchni cieplejsze wody o mniejszej gęstości zalegające w głębi. Ciepło pobierane z powierzchni oceanu drogą wymiany turbulencyjnej (ciepło jawne) ogrzewa powietrze, w którym rośnie niedosyt wilgotności, co intensyfikuje parowanie (ciepło utajone) z powierzchni wody. Gęstość ogrzanego powietrza maleje i zaczyna się w nim rozwijać konwekcja, przenosząca ciepło jawne i utajone do wyższych warstw troposfery. Ponieważ na miejsce ogrzanego powietrza napływa powietrze chłodniejsze, to różnice temperatury między wodą a powietrzem w warstwie przywodnej utrzymują się, pozwalając na długotrwałe funkcjonowanie intensywnej konwekcji. W warunkach arktycznych, zwłaszcza w chłodnej porze roku, natężenie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery może osiągać bardzo duże rozmiary doprowadzając do bardzo szybkiego wzrostu temperatury powietrza. Według oceny Smedsruuda i in. (2010) upływ ciepła z powierzchni Morza Barentsa w środku zimy podnosi temperaturę powietrza w regionie z -12°C do -8°C . W przypadku napływu powietrza cieplejszego od wody strumienie ciepła z wody do powietrza ustają, temperatura przywodnej warstwy powietrza obniża się i dochodzi do wystąpienia inwersji. W takich sytuacjach procesy transformacji mas powietrza w warstwie nadinwersyjnej zachodzą bardzo wolno.

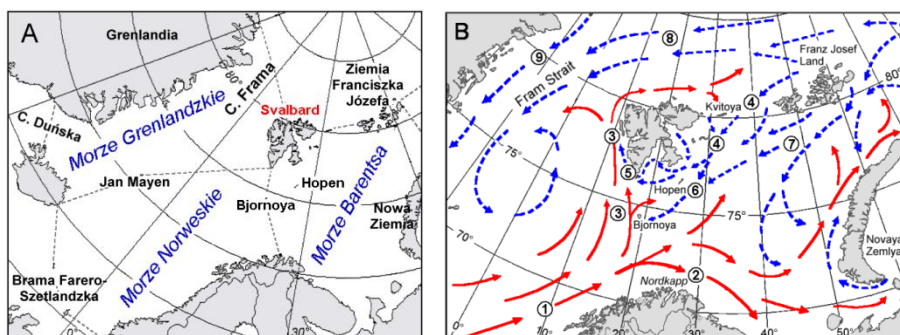
Gdy na powierzchni wód otaczających Spitsbergen występuje pokrywa zwartych lodów morskich to proces przepływu ciepła z oceanu do atmosfery zachodzi bardzo powoli. W takich warunkach procesy transformacji powietrza zimniejszego od lodu stają się bardzo wolne. W okresach braku dopływu promieniowania słonecznego, gdy natężenie radiacyjnego wychładzania przewyższa strumień ciepła przechodzącego przez lód, powstają warunki do silnego wychładzania powietrza zalegającego nad lodem i tworzenia w nim masywnych inwersji. Są to dogodne warunki do formowania się Powietrza Arktycznego kontynentalnego (Curry 1983, Chase i in. 2002).

Pokrywa lodów morskich może powstać gdy strumienie ciepła z wody do powietrza są większe od strumieni ciepła dostarczanych do powierzchni morza przez funkcjonującą w wodach konwekcję i temperatura wody powierzchniowej obniży się do punktu krzepnięcia. Czas działania procesów konwekcji uzależniony jest od wielkości zasobów ciepła w wodach. Im są one większe, tym procesy konwekcji mogą funkcjonować dłużej.

W przebiegu zmian SST i pokrywy lodów morskich na wodach otaczających Spitsbergen zaznacza się wyraźna zmienność sezonowa i międzysezonowa. Zmienność sezonowa związana jest ze zmiennym w ciągu roku bilansem radiacyjnym i cieplnym powierzchni wód, zaś o zmienności międzysezonowej i międzyrocznej decydują głównie procesy wielkoskalowej cyrkulacji wód (m.in. Styszyńska 2005,

Koenig i in. 2009, Schauer i Beszczyńska-Moller 2009) oraz cyrkulacja atmosferyczna wpływająca między innymi na dryf lodów (m.in. Kwok i in. 2005, Rogers i in. 2005, Koenig i in. 2006, Wu i in. 2006, Tsukernik i in. 2009).

Wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu płynie Prąd Zachodniospitsbergeński (ryc. 1B) niosący ciepłe (5-7°C) i zasolone (35.2 PSU) wody atlantyckie (m.in. Aagaard i in. 1987, Piechura i in. 2001, Rudels i in. 2004, Walczowski 2009). Wody te nie wykazują stratyfikacji termohalicznej. Jej brak (pomijając letnią termoklinę) umożliwia występowanie w czasie zimy konwekcji sięgającej do dużych głębokości (według Haugana (1999) do około 200 m, według Walczowskiego (2009) do 470-490 m), a tym samym długotrwałe przekazywanie ciepła z oceanu do atmosfery (m.in. Cokolet i in. 2008). Dzięki ocieplającemu działaniu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego wody na zachód od Spitsbergenu są najdalej na północ wysuniętymi akwenami wolnymi od lodów (Haugan 1999). Na zachód od Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, na otwartych wodach Morza Grenlandzkiego, choć SST jest wyraźnie niższa, to ze względu na powolny spadek zasolenia również i tu konwekcja może sięgać do dużych głębokości i funkcjonować przez dłuższy czas, często przekraczający okres zimowego wychładzania.



Ryc. 1. A – położenie Svalbardu na tle przyległych akwenów. Linie przerywane – granice mórz.

B – powierzchniowe prądy morskie w rejonie Svalbardu: 1 – Norweski, 2 – Nordkapski, 3 – Zachodniospitsbergeński, 4 – Wschodniospitsbergeński, 5 – Sorkapski, 6 – Bjornoi, 7 – Perseya, 8 – Transarktyczny, 9 – Wschodniogrenlandzki

Fig. 1. A – location of Svalbard in relation to adjacent seas. Dashed lines – borders of seas.

B – surface currents in the region of Svalbard: 1 – Norwegian, 2 – North Cape, 3 – West Spitsbergen, 4 – East Spitsbergen, 5 – South Cape, 6 – Bear Island, 7 – Persey, 8 – Transarctic, 9 – East Greenland

Po wschodniej stronie Svalbardu, w NW części Morza Barentsa, występują zimne (od -1.5 do +1.5°C) i wysłodzone (31-34 PSU) Powierzchniowe Wody Arktyczne (PWA). Wody te w prądach Wschodniospitsbergeńskim, Sorkapskim, Bjornoi i Perseya (ryc. 1B) spływają na południowy-zachód i południe. Jako wody o mniejszej gęstości rozprzestrzeniają się po powierzchni wód Morza Barentsa i odcinają, przez ograniczenie głębokości konwekcji (piknoklina) możliwość przekazywania ciepła z głębiej leżących wód do atmosfery. Zasoby ciepła PWA są niewielkie (Loeng 1991, Løying 2001) i szybko ulegają wyczerpaniu, co umożliwia coroczne tworzenie się na tych wodach pokrywy lodowej. Utrzymuje się ona jeszcze w następnym roku wiosną i na początku lata, co powoduje, że w okresie dużego dopływu ciepła słonecznego znaczna część tego ciepła zużywana jest w procesach topnienia lodu, przez co SST w NW części Morza Barentsa pozostaje bardzo niska. Jest to obszar, nad którym

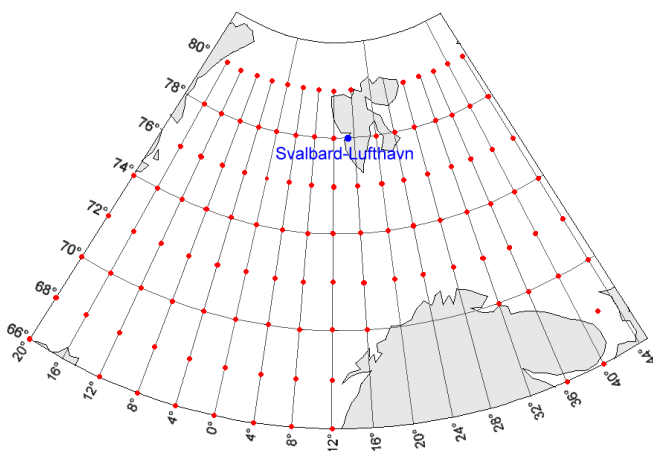
formują się i transformują masy powietrza docierające nad Spitsbergen od wschodu. Podobnie kształtuje się SST na zachodniej i północo-zachodniej części Morza Grenlandzkiego, gdzie PWA wynoszone są z basenu Morza Arktycznego przez Prąd Transarktyczny i dalej przez Prąd Wschodniogrenlandzki (ryc. 1B) oraz tworzą się na tym akwenie w rezultacie topnienia lodów morskich niesionych przez te prądy.

Zmiany SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim i wielkości pokrywy lodowej na morzach Grenlandzkim i Barentsa są silnie powiązane ze zmianami SST na Prądzie Norweskim (Styszyńska 2005). Prąd ten transportuje do Arktyki wraz z Wodami Atlantyckimi (dalej AW) zmienne ilości ciepła. Ciepło to pochodzi z akumulacji energii słonecznej w wodach tropikalnych (Marsz i Styszyńska 2009).

Styszyńska (2005) a potem Marsz i Styszyńska (2007) wykazali, że sygnałem informującym o zmianach zasobów ciepła transportowanego przez wody Prądu Norweskiego do Arktyki może być średnia SST w rejonie Bramy Farero-Szetlandzkiej (grid 62°N, 4°W) z okresu styczeń-kwiecień, czyli z okresu zimowego wychładzania wód. Omawiani autorzy sygnał ten nazwali wskaźnikiem FS₁₋₄. Wyższa od przeciętnej SST występująca w tym rejonie w okresie zimowego wychładzania świadczy o zwiększonym zasobie ciepła w podpowierzchniowej, izotermicznej warstwie wód. Marsz i Styszyńska (2007) stwierdzili, że mimo dużego oddalenia Bramy Farero-Szetlandzkiej od rejonu Spitsbergenu, przekraczającego 1800 km, korelacje FS₁₋₄ z roczną SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim w rejonie Hornsundu są silne i osiągają maksimum z rocznym opóźnieniem będącym rezultatem upływu czasu potrzebnego na transport ciepła wraz z wodami z rejonu Szetlandów do rejonu Hornsundu. Wykazali również, że wzrost SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim pociąga za sobą opóźnienie tworzenia się lodów morskich wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu oraz zwiększenie strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery, co w dalszej konsekwencji prowadzi do wzrostu temperatury powietrza obserwowanego na SW Spitsbergenie.

3. Źródła danych i metody badawcze

Podstawowymi danymi wykorzystanymi w opracowaniu są szeregi miesięcznych wartości temperatury wody powierzchniowej pochodzące ze zbioru NOAA NCDC ERSST version 3b: „Extended reconstructed sea surface temperature data based on COADS data” pobrane z International Research Institute for Climate Prediction (IRI/LDEO) Climate Data Library (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.html>). Zbiór ten zawiera miesięczne wartości SST dla pól 2°φ x 2°λ, przy parzystym mianowaniu punktów centralnych tych powierzchni (organizacja gridowa). Zbiór ERSST v.3b. stanowi dla okresu 1854-1992 przetworzenie danych ze zbioru COADS SST, dla późniejszego okresu – wysoko-rozdzielczych danych satelitarnych, kalibrowanych pomiarami *in situ* wykonywanymi na statkach i bojach oceanograficznych. Pełne omówienie konstrukcji tego zbioru, w tym technik stosowanych do eliminacji szumów, uzyskania wartości średnich oraz zapewnienia jednorodności klimatologicznej omawia praca Smitha i in. (2008). Do charakterystyki zmian temperatury powierzchni mórz otaczających Spitsbergen wybrano z tego zbioru 113 gridów leżących na obszarze między 66 a 80°N oraz 20°W i 44°E. Są to dane z punktów oddalonych o 4°λ wzdłuż równoleżników i co 2°φ wzdłuż południków (ryc. 2). Do badań wykorzystano uśrednione wartości SST z okresu zimowego wychładzania oceanu (średnia arytmetyczna SST z okresu styczeń-kwiecień). Taka wartość SST, wobec występującej w okresie zimowym silnej konwekcji w wodach, informuje pośrednio o zasobach ciepła w głębszych, podpowierzchniowych warstwach wód.



Ryc. 2. Położenie 113 gridów uwzględnionych w analizie

Fig. 2. Distribution with the location of analysed 113 grid points

Na Spitsbergenie długimi ciągami pomiarów temperatury powietrza charakteryzują się 3 stacje leżące na zachodnim wybrzeżu wyspy: Ny Alesund (78°55'N, 11°56'E), Svalbard-Lufthavn (78°15'N, 15°28'E) i Barentsburg (78°04'N, 14°15'E). Najdalej na północy, nad Kongsfjordem, w pobliżu otwartych wód Morza Grenlandzkiego, leży stacja Ny Alesund, na której pomiary temperatury rozpoczęto we wrześniu 1934 roku. Stacja Svalbard-Lufthavn leży w środkowej części Spitsbergenu, w głębi zamarzającego zimą Isfjordu i jest oddalona od otwartych wód Morza Grenlandzkiego o około 55 km. Dane tworzące ciąg średnich miesięcznych stacji Svalbard-Lufthavn obejmują okres od 1912 roku do chwili obecnej. Stanowią one kompilację ciągu pomiarowego ze stacji Green Harbour (1911-1934), Isfjord-Radio (1934-1974) i Svalbard-Lufthavn (1971 do końca ciągu) i są doprowadzone do jednorodności (Steffensen 1982, Nordli i in. 1996, Nordli 2010). Dane z Ny Alesundu i Svalbard-Lufthavn pochodzą ze zbiorów Norwegian Meteorological Institute (zbiory: Nordklima, eKlima i roczniki NMI). Ciąg pomiarowy z Green Harbour stanowi również początek serii danych z Barentsburga. W serii z tej stacji zaznaczają się jednak dwa okresy braku danych: VI 1930 – I 1933 oraz IX 1941 – XII 1946. Dane z Barentsburga wykorzystane w pracy pochodzą ze zbiorów RIHMI-WDC – Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Centre i ich jakość nie budzi wątpliwości.

Tabela 1 – Table 1

Korelacje (r) średnich miesięcznych i rocznych wartości temperatury powietrza między stacjami Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund i Barentsburg
Correlation (r) between monthly mean and annual air temperature at Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund and Barentsburg stations

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Svalbard_Lufthavn versus Ny Alesund (n = 74)												
0.99	0.96	0.97	0.97	0.96	0.92	0.85	0.87	0.95	0.98	0.98	0.99	0.98
Svalbard_Lufthavn versus Barentsburg (n = 86)												
0.95	0.92	0.98	0.97	0.94	0.88	0.89	0.95	0.96	0.99	0.98	0.96	0.96

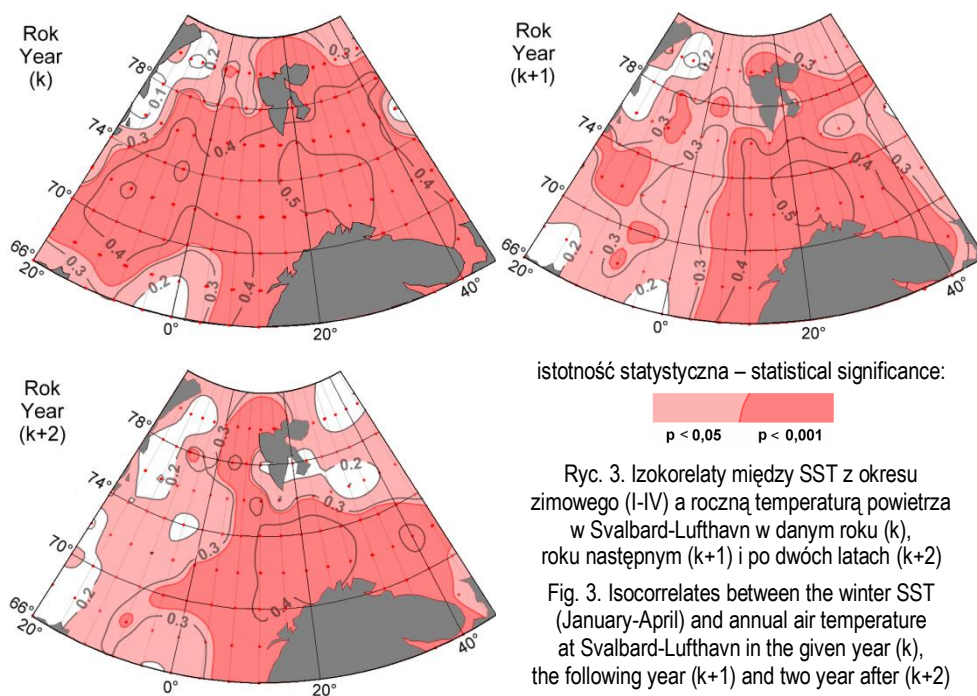
Ciągi miesięcznych wartości temperatury powietrza w Ny Alesund i Barentsburgu wykazują ściśle i wysoce istotne ($p < 0.000\ 001$) skorelowanie z danymi ze stacji Svalbard-Lufthavn (tab. 1),

dlatego też do dalszych analiz w pracy wykorzystano serię danych z tej ostatniej stacji, przyjmując iż charakteryzuje ona zmiany temperatury zachodzące na całym zachodnim Spitsbergenie w najdłuższym okresie, czyli od 1912 do 2010 roku (99 lat). Dla tego okresu przeprowadzono wszystkie dalsze analizy.

Zastosowane metody badawcze to powszechnie znane analizy: korelacyjna, regresji i wariacji. Istotność statystyczną występujących związków określano za pomocą testów t Studenta oraz F Fishera-Snedecora. Mapy izokorelat zostały wykreślone automatycznie (program Surfer v. 9), przy wykorzystaniu metody zwykłego kriginu (ordinary criging).

4. Wyniki analizy przestrzennej

Przeprowadzona analiza korelacji wykazała, że w badanych 99 latach (1912-2010) zmienność zimowej (styczeń-kwiecień) SST na rozległej powierzchni mórz otaczających Spitsbergen jest istotnie skorelowana ze zmiennością rocznej temperatury powietrza (dalej TP) na Spitsbergenie (ryc. 3). Wszystkie współczynniki korelacji są dodatnie, co oznacza, że zmiany SST pociągają za sobą zmiany temperatury o tym samym znaku. Dla szeregów liczących 99 par graniczną wartością współczynnika korelacji osiągającą istotność statystyczną na poziomie $p = 0.05$ (poziom ufności = 95%) jest 0.1973 (0.20), $p = 0.001$ (poziom ufności 99.9%) jest 0.3235.



Wyniki przeprowadzonych analiz wykazały, że korelacje rocznej TP na Spitsbergenie z SST z okresu zimowego wychładzania (styczeń-kwiecień) są na zdecydowanej większości akwenów niezbyt silne, ale wysoce istotne i występują zarówno w tym samym roku (k) jak i w ciągu 2 lat następnym –

$k+1$ i $k+2$ (ryc. 3). W tym samym roku (k) istotne korelacje występują na prawie całym badanym obszarze, zarówno na akwenach, przez które przepływają prądy, jak i położonych poza strefami ich przebiegu. Zwraca uwagę fakt, że niezbyt silne ($r > 0.4$), ale wysoce istotne korelacje SST z roczną temperaturą na Spitsbergenie występują na całej zachodniej części Morza Barentsa oraz północnej części Morza Norweskiego i przylegającej do niej części Morza Grenlandzkiego. Maksimum siły związku ($r > 0.5$) lokuje się na pograniczu mórz Barentsa i Norweskiego i wydaje się być przesunięte nieco na wschód od osi Prądu Zachodniospitsbergeńskiego.

Powierzchnia akwenów, na których występują opóźnione wysoce istotne korelacje rocznej TP na Spitsbergenie z zimową SST wraz z upływem czasu stopniowo się zmniejsza (patrz ryc. 3). Szybszy spadek siły związku następuje na zachodniej części rozpatrywanych obszarów (NW część Morza Norweskiego, Morze Grenlandzkie), niż na części wschodniej (Morze Barentsa). Akweny, na których utrzymują się silniejsze opóźnione korelacje odpowiadają w przybliżeniu obszarom stale zasilanym przez adwekcje Wód Atlantyckich, czyli wód, w których zasoby ciepła są duże. Ważne wydaje się również to, że akwen, na którym SST z okresu zimowego wychładzania wykazuje najsilniejsze związki z roczną TP na Spitsbergenie w tym samym roku, oddziałuje najsilniej na temperaturę powietrza na Spitsbergenie jeszcze w ciągu dwu następnych lat. Względna stałość położenia tego akwenu zdaje się wskazywać, że fazy adwekcji AW określające zmienność dostawy ciepła do tego obszaru charakteryzują się niewielką zmiennością międzyroczną, dominującą rolę w ich zmienności odgrywa zmienność długookresowa. Międzyroczna zmienność intensywności poboru ciepła z powierzchni morza zniekształca te długookresowe przebiegi, stąd w przebiegu SST pojawia się dodatkowa modulacja krótkookresowa. Jednak zasoby ciepła adwekcyjnego zawarte w AW na tym akwencie są na tyle duże, że nie ulegają wyczerpaniu w czasie jednej zimy, ale pozostają na tym obszarze przez dłuższy czas, wpływając na przebieg temperatury powietrza przez kolejne trzy lata.

5. Problem roli zmian SST w kształtowaniu rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie

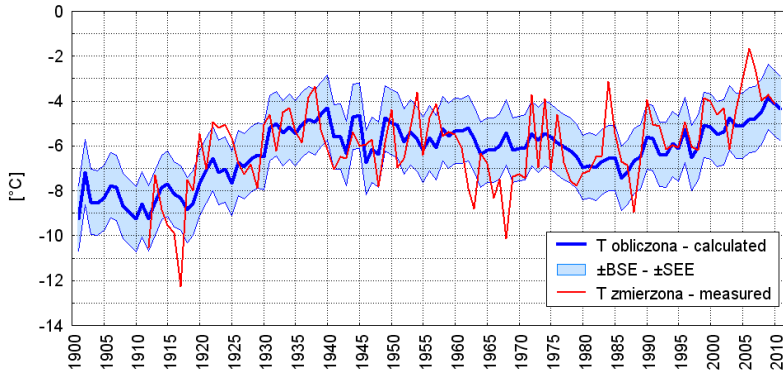
Międzyroczne zmiany temperatury powietrza na Spitsbergenie zachodzą pod wpływem całego kompleksu oddziaływań (zmian SST, zmian powierzchni lodów, cyrkulacji atmosferycznej, zmian przezroczystości atmosfery, zmian aktywności Słońca, wymuszeń antropogenicznych (?), ...). Na dodatek działanie poszczególnych czynników jest różnokierunkowe i zmienne w czasie, i dopiero ich integracja daje, jako wartość wypadkową, temperaturę roczną.

W przebiegu rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie występuje w badanym okresie (1912-2010), jak wspomniano na wstępie, silny i wysoce istotny trend dodatni ($+0.24^{\circ}\text{C}$ na dekadę). Większość badaczy wiąże ten trend z wymuszeniem antropogenicznym. Powstaje problem, jaka jest rola zmian SST na otaczających akwenach w kształtowaniu zmian rocznej TP na Spitsbergenie i w kształtowaniu trendu rocznej TP.

Dla wyjaśnienia tego problemu, z akwenu na którym występują najsilniejsze korelacje zimowej SST z roczną temperaturą powietrza na Spitsbergenie (ryc. 3) wybrano jeden punkt, położony na SE od Bjornoi, o współrzędnych 74°N i 24°E . Z szeregu zimowych wartości SST z tego punktu opisanego jako $\text{SST}[74,24]_{\text{I-IV}}$ estymowano parametry równania regresji, określającego roczną TP na stacji Svalbard-Lufthavn w następnym roku (SV_rok_{k+1}). Równanie to przybiera postać:

$$\text{SV_rok}_{k+1} = -21.72(\pm 2.16) + 6.41(\pm 0.88) \cdot \text{SST}[74,24]_{\text{I-IV}}$$

Zmienność zimowej SST w wybranym punkcie objaśnia 35% wariacji rocznej temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn ($R = 0.59$, $F(1,97) = 53.1$, $p < 0.0000$ i $BSE = 1.45$). Za pomocą tego równania obliczono temperaturę roczną na Spitsbergenie w latach 1900-2010, której przebieg przedstawia ryc. 4.



Ryc. 4. Zmierzony (T zmierzona) i zrekonstruowany przebieg rocznej temperatury powietrza (T obliczona) na stacji Svalbard-Lufthavn. $\pm BSE$ – granice błędu standardowego estymacji

Fig. 4. Measured (T measured) and reconstructed (T calculated) course of annual air temperature at Svalbard-Lufthavn station. $\pm BSE$ – borders of standard error of estimation

Wymaga uzasadnienia estymacja parametrów równania, w którym z zimowej SST szacuje się temperaturę roczną na Spitsbergenie w następnym roku. Na większości powierzchni akwenów objętych analizą szeregi wartości SST z okresu wychładzania zimowego korelują istotnie z roczną TP na Spitsbergenie w tym samym roku oraz przez następne kolejne dwa lata. Tam, gdzie korelacje są najsilniejsze, spadek siły związku zachodzi powoli. Na omawianej powierzchni $2 \times 2^\circ$ o współrzędnych $74^\circ N$, $24^\circ E$ (W część Morza Barentsa) wartość współczynnika korelacji (r) między $SST[74,24]_{I-IV}$ a szeregami rocznej TP na Spitsbergenie w tym samym roku (k) jest równa $= 0.59$, przy opóźnieniu TP o rok w stosunku do SST (SST z roku (k), TP z roku następnego ($k+1$)) $r = 0.55$, przy dwuletnim opóźnieniu TP względem SST (SST z roku (k), TP dwa lata później ($k+2$)) współczynnik korelacji zmniejsza się do 0.48 , ale wszystkie wartości r pozostają wysoce istotne. W następnych latach opóźnienia rocznej TP względem SST siła związku gwałtownie spada i korelacje stają się nieistotne. Nie wydaje się zatem szczególnie istotne, czy parametry równania estymuje się z szeregów skorelowanych ze sobą na poziomie 0.6 czy 0.56 , różnice błędu standardowego takich estymacji będą bardzo małe. Natomiast wybór do predykcji średniej rocznej temperatury powietrza z następnego roku względem SST gwarantuje, że nie szacuje się parametrów związku odwrotnego. W szeregach, między którymi występują istotne statystycznie korelacje można z wartości x szacować wartości y , ale równie uprawnione jest szacowanie wartości y z wartości x . Takie związki są symetryczne i nie można, opierając się tylko na fakcie występowania między szeregami związków natury statystycznej, wnioskować o występowaniu między nimi związków przyczynowych. Tak się jednak dzieje, że przyczyna poprzedza skutek – w takiej sytuacji gdy z wcześniejszej SST szacuje się później następującą temperaturę roczną, wyklucza się możliwość podnoszenia zarzutu, że kierunek działania związku jest odwrotny – że to zmienność temperatury powietrza na Spitsbergenie reguluje zmienność SST.

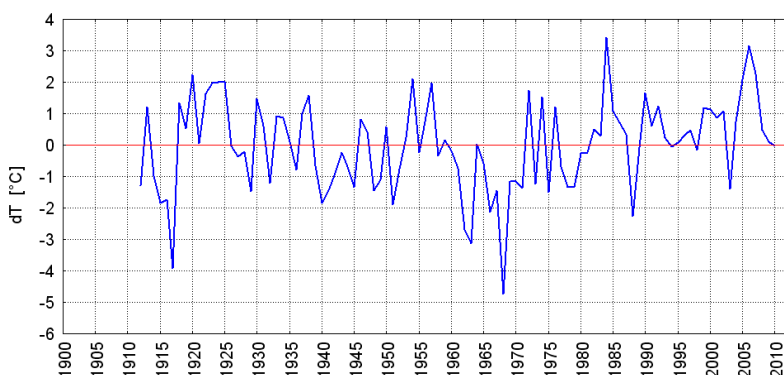
Estymowany z zimowej SST przebieg rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie (ryc. 4) posiada pewne charakterystyczne cechy. Po pierwsze – w początkowej części przebiegu „zrekonstruowanej” temperatury powietrza, obejmującej pierwsze kilkanaście lat XX wieku, zaznaczają się jej najniższe wartości. Występowanie najniższych wartości temperatury rocznej w początku XX wieku w całej serii pomiarowej jest cechą szczególną przebiegu temperatury na Spitsbergenie, na którą zwraca uwagę i co podkreśla Nordli (2010). Drugą cechą szczególną jest odtworzenie występującego pierwszego ocieplenia Arktyki z okresem bardzo szybkiego wzrostu temperatury między rokiem 1917 a 1939 i podobnie odtworzenie drugiej fazy, jednak o wolniejszym przebiegu. Obliczone trendy pierwszej fazy ocieplenia XX wieku (1917-1939) w „zrekonstruowanym” przebiegu TP na Spitsbergenie to $0.178(\pm 0.014)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, drugiej fazy ocieplenia (1980-2010) to $0.097(\pm 0.008)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Są to wartości bardzo bliskie rzeczywistym – w szeregu Svalbard-Lufthavn trend TP z lat 1917-1939 jest równy $0.171(\pm 0.047)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, z okresu 1980-2010 jest równy $0.115(\pm 0.024)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Ta „asymetria” trendów wynikająca z podobnej amplitudy wzrostu temperatury w obu ociepleniach, ale różnego czasu ich trwania jest podkreślana w literaturze jako cecha szczególna różniąca obie fazy dwudziestowiecznych ociepleń Arktyki (np. Semenov i Bengtsson 2003, Bengtsson i in. 2004, Overland i in. 2004, Semenov 2006). Również momenty kulminacji temperatury obu ociepleń są zgodne z przebiegiem obserwowanym. Tak więc w zrekonstruowanym przebiegu temperatury rocznej nad Spitsbergenem, którego zmiennością sterują wcześniejsze zmiany SST na Morzu Barentsa, dobrze odtworzone są te cechy, które są związane z fazami ociepleń. W odtworzonym przebiegu rocznej TP na Spitsbergenie jednak nie zaznacza się prawidłowo ochłodzenie lat 60. i 70. XX wieku. Widoczny jest spadek temperatury w połowie lat 50. XX wieku, ale ani jego rozmiary, ani też umiejscowienie w czasie momentu wystąpienia najniższych wartości temperatury trudno uznać za prawidłowe. Mając na względzie mechanizmy prowadzące do wystąpienia ochłodzenia w Arktyce Atlantycznej, a są one związane z zachwianiem bilansu słodkowodnego i rozprzestrzenianiem się Powierzchniowych Wód Arktycznych; patrz Zakharov 1997), mniejsza zdolność odtwarzania przebiegu faz ochłodzeń przez zimowe SST w środkowej części Morza Barentsa jest oczywista. Dla precyzyjniejszego odtworzenia przebiegu rocznej temperatury na Spitsbergenie z SST potrzebny jest model wykorzystujący kilka zmiennych niezależnych (regresja wielokrotna), w tym SST w tropikach i SST z północnej części Morza Barentsa.

Tym niemniej można stwierdzić, że przebieg zrekonstruowanej rocznej TP (ryc. 4) w generalnych zarysach odtwarza przebieg obserwowany. Zaznaczają się w nim wszystkie długookresowe wzrosty i spadki TP, jednak amplituda zmian zakresu zmienności zrekonstruowanej TP jest znacząco mniejsza, choć w niewielu przypadkach przebieg TP obserwowanej wykracza poza granice błędu standardowego równania (ryc. 4). Takiego rodzaju „wygładzenie” przebiegów – zmniejszanie amplitudy – jest typowe dla regresji liniowej, w której współczynnik kierunkowy równania stanowi „uśrednienie” występujących związków. Jeśli uwzględnimy, że roczna TP na Spitsbergenie jest estymowana z wcześniejszej od niej od kilku do kilkunastu miesięcy SST, oznacza to, że zmienność zasobów ciepła w wodach, tu opisana przez średnią SST z okresu zimowego wychładzania oceanu, steruje długookresowymi zmianami TP na obszarze Arktyki Atlantycznej. Dzięki temu zmiany SST na morzach wokółspitsbergeńskich stanowią przyczynę występowania trendów w szeregach temperatury powietrza na obszarze Arktyki Atlantycznej. Ale czy tylko zmiany SST?

Ponieważ zrekonstruowana roczna temperatura powietrza na Spitsbergenie została odtworzona jako funkcja jednej tylko zmiennej (zimowej SST, informującej o zasobach ciepła w wodach), to można stwierdzić, że odtwarza ona wyłącznie efekty działania SST, łącznie z wpływem SST na zmiany

występującej na tych akwenach pokrywy lodów morskich, czyli „wpływy morskie”. Inne czynniki nie zostały tu wzięte pod uwagę. Przyczyny występowania w rzeczywistym przebiegu rocznej TP na Spitsbergenie silnych odchyżeń temperatury od jej przebiegu estymowanego w wielu przypadkach są łatwe do objaśnienia – stanowią one najczęściej efekt występowania w danym roku dużego natężenia południkowych form cyrkulacji (patrz np. Marsz 2010).

Różnice między temperaturą obserwowaną a zrekonstruowaną (nieobjaśnione reszty) można traktować jako wpływ czynników innych niż „wpływy morskie” na temperaturę powietrza. Przebieg wartości różnic między temperaturą obserwowaną a obliczoną (dT) przedstawia ryc. 5. Charakterystyka statystyczna szeregu dT jest następująca: średnia = -0.0122°C , min = -4.73°C , max = 3.43°C , $\sigma = 1.44^{\circ}\text{C}$. W szeregu tym występuje nieistotny statystycznie trend równy $+0.0074(\pm 0.0054)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($+0.07^{\circ}\text{C}/10$ lat).



Ryc. 5. Przebieg wartości różnic między temperaturą obserwowaną a obliczoną (dT)

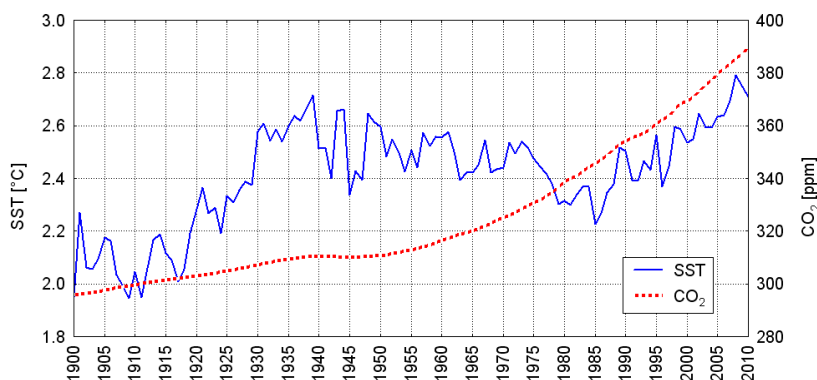
Fig. 5. Differences between the temperature observed and calculated (dT)

Można przyjąć, że gdyby działał jakiś nieuwzględniony w równaniu czynnik, który wymuszałby długookresowy, jednokierunkowy trend w przebiegu rocznej TP nad Spitsbergenem, inny niż trend wymuszany przez zmiany SST, wartości reszt musiałyby wykazywać mniej lub bardziej regularną zmienność w czasie. Innymi słowy, w szeregu czasowym wartości reszt (ryc. 5) powinien pojawić się trend. Brak trendu w szeregu wartości reszt wskazuje, że cały obserwowany trend w szeregu TP na Spitsbergenie pochodzi z działania „wpływów morskich”. Porównanie składowych długookresowych w obu przebiegach wskazuje, że zmienność długookresowa jest wymuszana przez przebieg zmienności zasobów ciepła w wodach akwenów otaczających Spitsbergen.

Najczęściej wskazywaną przyczyną wzrostu temperatury w Arktyce ma być wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze. Dla wielu badaczy sprawa ta jest oczywista. Arktyka, znacznie silniej ogrzewająca się od pozostałych części planety (wzmocnienie arktyczne; patrz Serreze i Francis 2006) ma być szczególnie wrażliwa na działanie wymuszeń radiacyjnych. W przebiegu koncentracji CO_2 w atmosferze w całym analizowanym okresie występuje silny trend dodatni. Jeśli wzrost koncentracji CO_2 ma stanowić przyczynę występowania dodatniego trendu temperatury w Arktyce Atlantyckiej, to powinny występować wyraźniejsze związki bezpośrednio między temperaturą roczną a koncentracją CO_2 w atmosferze, lub też, jeśli działanie efektu cieplarnianego ma być pośrednie, wymuszające np. wzrost

SST, a ten czynnik powoduje następnie wzrost temperatury powietrza na Spitsbergenie, to powinny występować związki między SST na rozpatrywanych akwenach a koncentracją CO₂. W kilku pozycjach literatury wskazuje się na występowanie bardzo silnych korelacji między koncentracją CO₂ a temperaturą powietrza w Arktyce, na niemal całkowitą zgodność obu przebiegów. Ma to stanowić dowód na antropogeniczną genezę współczesnej zmiany klimatu Arktyki. Ryciny i dane wskazujące na występowanie tak silnych związków między temperaturą a koncentracją CO₂ w tych pracach mają jedną wspólną cechę, początek przebiegów obu wartości, czy obliczenia współczynników korelacji obu szeregów rozpoczyna się w latach 60. XX wieku, w okresie głębokiego ochłodzenia Arktyki.

Prosta analiza wykazuje, że związków takich faktycznie brak. Temperatura wody i powietrza wykazuje silne nawet związki z koncentracją CO₂ w krótkich, kilkunasto-, kilkudziesięcioletnich okresach, jednak związki te są niestabilne, zmieniają znaki, będąc raz dodatnimi, drugi raz ujemnymi. Ponieważ koncentracja CO₂ cały czas wzrasta (trend dodatni), w tych okresach, w których TP w Arktyce Atlantyckiej i SST również wzrastała, związki są dodatnie i stają się statystycznie istotne. W okresach, w których TP i SST spadają, związki z koncentracją CO₂ stają się ujemne i w krótszych okresach również przekraczają próg istotności statystycznej. W ostatnich trzydziestu latach, w których wystąpił silny wzrost temperatury powietrza i wzrost SST, zaznacza się również przyspieszony wzrost koncentracji CO₂, co czyni, że korelacje między temperaturą w Arktyce Atlantyckiej i SST stały się ponownie bardzo silne. Na ryc. 6 przedstawiono przebieg zimowej SST w gridzie 74°N i 24°E, z której estymowano temperaturę powietrza następnego roku na Spitsbergenie i średniej rocznej koncentracji CO₂ w atmosferze (zbiór NOAA ESRL). Współczynniki korelacji między SST a koncentracją CO₂ w całym szeregu wynoszą +0.34 ($p < 0.0001$); w latach: 1917-1939 $r = +0.94$ ($p < 0.001$), 1939-1980 $r = -0.41$ ($p < 0.008$), 1980-2010 $r = +0.92$ ($p < 0.0001$). Trudno nawet próbować traktować tak zachowujące się „zależności” jako dowód czy argument „na cokolwiek”.



Ryc. 6. Przebieg zimowej (I-IV) SST w gridzie 74°N i 24°E i średniej rocznej koncentracji CO₂ w atmosferze
 Fig. 6. Courses of winter SST (January-April) in grid [74°N, 24°E] and annual CO₂ concentration in atmosphere

Porównanie na ryc. 6 przebiegu SST i przebiegu koncentracji CO₂ pozwala odrzucić przypuszczenie, że zmiany SST są regulowane przez zmiany koncentracji CO₂. O ile przebieg zmian temperatury w Arktyce Atlantyckiej jest w całym, niemal 100. letnim, rozpatrywanym okresie ogólnie zgodny z przebiegiem zmian SST, to zgodność przebiegu temperatury powietrza z koncentracją CO₂ zaznacza

się jedynie w ostatnich latach. Przyczyną wzrostu temperatury w pierwszej fazie dwudziestowiecznego ocieplenia Atlantyckiej Arktyki był wzmożony napływ wód atlantyckich, wnoszących do Arktyki i Subarktyki Atlantyckiej ciepło zakumulowane w szerokościach podzwrotnikowych. W czasie drugiej fazy ocieplenia Arktyki nastąpił ponownie wzrost intensywności napływu wód atlantyckich do Arktyki Atlantyckiej. Szczególnie duże ilości ciepła zostały wprowadzone wraz z AW (Walczowski i Piechura, 2006) tuż przed kulminacją temperatury powietrza w Atlantyckiej Arktyce, która nastąpiła w latach 2006-2007. W takiej sytuacji z jakich przyczyn geneza obu faz ociepleń miałyby być odmienna?

Analiza regresji, w której jako zmienne niezależne stoją zima SST w gridzie 74°N, 24°E oraz koncentracja CO₂, a zmienną zależną jest temperatura roczna na stacji Svalbard-Lufthavn (99 przypadków; okres 1912-2010) wskazuje, że taka regresja jest wysoce istotna ($F(2,96) = 33.15$; $p < 0.00001$), objaśnia (adj.R²) 39.6% obserwowanej zmienności zmiennej zależnej, oba współczynniki regresji i wyraz wolny są statystycznie istotne. Objaśnienie wariacji rocznej TP na Spitsbergenie przez zmienność stojących w równaniu zmiennych niezależnych jest następujące: SST – 37.0%, CO₂ – 3.8%. Tak więc i prosta analiza statystyczna wykazuje, że wpływ zmian koncentracji CO₂ na zmiany rocznej temperatury powietrza nad Spitsbergenem jest znikomo mały i jako taki nie kształtuje silnego trendu dodatniego w przebiegu temperatury.

5. Wnioski

Przeprowadzone analizy wykazują występowanie dość silnych i wysoce istotnych korelacji między zimową temperaturą powierzchni północnej części Morza Norweskiego, zachodniej części Morza Barentsa i wschodniej części Morza Grenlandzkiego, a roczną temperaturą powietrza na Spitsbergenie. Korelacje te cechują się dużą inercją, temperatura powietrza wykazuje istotne statystycznie korelacje z SST z danego roku przez trzy kolejne lata. W następnych po trzecim roku latach korelacje te słabną, stają się nieistotne, na niektórych akwenach zmieniają znaki.

SST z okresu zimowego wychładzania oceanu charakteryzuje zasoby ciepła w głębszych warstwach wód, ciepło to transportowane jest do Arktyki z niższych szerokości geograficznych wraz wodami atlantyckimi przez system cyrkulacji oceanicznej. Wzrostom zasobów ciepła w wodach mórz wokółspitsbergeńskich towarzyszy wzrost temperatury powietrza nad Spitsbergenem (i ogólniej – w Arktyce Atlantyckiej). Przebieg rocznej temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej dość wiernie odtwarza wcześniejsze zmiany zimowej SST na wodach wokółspitsbergeńskich. Najsilniejsze związki i najbardziej rozciągnięte w czasie temperatura roczna nad Spitsbergenem wykazuje z zimową SST na akwenu lokującym się na pograniczu północnej części Morza Norweskiego z Morzem Barentsa, którego oś stanowi prosta łącząca Nordkapp z Bjornoyą. Jest to akwen, przez który przepływają wody Prądu Zzachodniospitsbergeńskiego, a w jego południowej części Prądu Nordkapskiego. Prądy te są zasilane przez Prąd Norweski wodami atlantyckimi, które stanowią główne astrefowe źródło ciepła dla tej części Arktyki.

Obserwowany od początku XX wieku silny, choć niezbyt konsekwentny, wzrost zasobów ciepła w wodach mórz wokółspitsbergeńskich stanowi przyczynę występowania sekularnego, dodatniego trendu rocznej temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej. Zmienność intensywności transportu wód atlantyckich na północ, regulowana w pierwszym rzędzie przez AMO, stanowi przyczynę wystąpienia wahań w rozmiarach zasobów ciepła w morzach Arktyki Atlantyckiej. Te wahania zapisują się jako fazy wzrostów (ociepleń) i spadków (ochłodzeń) temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej.

W wyniku tego, na tle trendu sekularnego pojawiają się dodatnie i ujemne subtrendy, charakteryzujące skalę zmian temperatury powietrza w poszczególnych fazach. Przedstawione analizy wykazują, że wszystkie długookresowe wahania temperatury powietrza na Spitsbergenie, oraz trend sekularny, odtwarzają zmiany zasobów ciepła (zimowej SST) w wodach mórz otaczających Spitsbergen.

Udział innych czynników w kształtowaniu trendu temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej wydaje się być znikomy. Rola cyrkulacji atmosferycznej jest znaczna w kształtowaniu międzyrocznej zmienności temperatury powietrza, szczególnie rolę zdaje się tu odgrywać przenos międzystrefowy, czyli przepływ powietrza ze strefy umiarkowanej do Arktyki Atlantyckiej i odwrotnie (Marsz 2010). Występująca w latach 1950-2009 zmienność intensywności przenosu międzystrefowego objaśnia 14% wariancji rocznej temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn, jednak w przebiegu intensywności przenosu międzystrefowego w tym samym czasie brak jest trendu (Marsz 2010), co oznacza, że jego wkład w kształtowanie dodatniego trendu temperatury na Spitsbergenie jest żaden. Makroregionalna moda cyrkulacyjna, jaką jest NAO (North Atlantic Oscillation), podobnie jak AO (Arctic Oscillation) nie wykazuje statystycznie istotnych powiązań z temperaturą powietrza na Spitsbergenie, nie może więc stanowić przyczyny obserwowanego tam ocieplenia (a tym samym kształtować trendu temperatury powietrza), niezależnie od tego, jaki jest trend w samym przebiegu NAO czy AO (patrz Overland i Wang 2005, Semenov 2006, Nordli 2010). Rola „antropogenicznego globalnego ocieplenia” czy „wymuszeń radiacyjnych” związanych ze wzrostem koncentracji CO₂ w atmosferze, w kształtowaniu dodatniego trendu temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej wydaje się być znikomo mała.

Nie analizowano w tej pracy wpływu zmiennej aktywności Słońca na kształtowanie dodatniego trendu temperatury w Arktyce Atlantyckiej. W szeregu pracach (patrz np. Soon 2005, Frolov i in. 2009) stawia się hipotezy o istotnym wpływie zmiennej aktywności Słońca na obserwowany wzrost temperatury powietrza w Arktyce. Jeśli zmiany aktywności Słońca miałyby wywierać w rozpatrywanym okresie wpływ na kształtowanie trendu rocznej temperatury w Arktyce Atlantyckiej, to raczej nie mógłby to być wpływ bezpośredni. Nie można jednak wykluczyć, że wpływ taki mógłby być przenoszony ze stref niższych szerokości geograficznych właśnie poprzez cyrkulację oceaniczną.

Literatura

- Aagaard K., Foldvik A., Hillman S.R., 1987. The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation. *Journal of Geophysical Research*, 92: 3778–3784.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2004. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. *Journal of Climate*, 17 (20): 4045–4057.
- Chase T.N., Herman B., Pielke R.A., Zeng X., Leuthold M., 2002. A proposed mechanism of the regulation of minimum midtropospheric temperatures in the Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D 14); DOI 10.1029/2001JD001425.
- Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M., 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 36, L14801, doi:10.1029/2009GL038777.
- Cokelet E.D., Tervalon N., Bellingham J.G., 2008. Hydrography of West Spitsbergen Current, Svalbard Branch: Autumn 2001. *Journal of Geophysical Research*, 113, C01006, doi: 10.1029/2007/JC004150.
- Curry J., 1983. On the formation of continental polar air. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40: 2278–2292.
- Divine D.V., Dick C., 2006. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research*, 111, 10.1029/2004JC002851.

- Divine D.V., Dick C., 2007. March through August ice edge positions in the Nordic Seas, 1750–2002. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Kraklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M., 2009. Climate change in Eurasian Arctic shelf seas: centennial ice cover observations. Springer: 164 s.
- Gerland S., Renner A.H.H., Godtlibsen F., Divine D., Løyning T.B., 2008. Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007. *Geophysical Research Letters*, 35(6), L06501, 10.1029/2007GL032716.
- Haugan P.M., 1999. Structure and heat content of the West Spitsbergen Current. *Polar Research*: 18: 183–188.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., L.H. Pettersson, Hasselman K., Cattle H.P., 2004. Arctic Climate Change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56 (4): 328–341.
- Koenigk T., Mikolajewicz U., Haak H., Jungclaus J., 2006. Variability of Fram Strait sea ice export: Causes, impacts and feedbacks in a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 26: 17–34.
- Koenigk T., Mikolajewicz U., Jungclaus J.H., Kroll A., 2009. Sea ice in the Barents Sea: seasonal to interannual variability and climate feedbacks in a global coupled model. *Climate Dynamics*, 32 (7–8): 1119–1138.
- Kruszewski G., 2004a. Wzrost temperatury wód wokółspitsbergeńskich w ostatnim dwudziestolecu (1982–2002). [w:] *Polish Polar Studies. XXX International Polar Symposium*, Gdynia: 203–211.
- Kruszewski G., 2004b. Zmienność temperatury powierzchni morza w rejonie Spitsbergenu (1982–2002) jako przejaw współcześnie zachodzących zmian klimatycznych. *Problemy Klimatologii Polamej*, 14: 79–86.
- Kvingedal B., Drange H., Dokken T., Fuervik T., Gerdes R., Berger W., 2005. Sea-ice extent and variability in the Nordic Seas, 1967–2002. [w:] *The Nordic Seas: an integrated perspective: oceanography, climatology, biogeochemistry, and modeling*. AGU Geophysical monograph 158, Washington DC: 39–49.
- Kwok R., Maslowski W., Laxon S.W., 2005. On large outflows of Arctic sea ice into the Barents Sea. *Geophysical Research Letters*, 32, L22503, doi:10.1029/2005GL024485.
- Limits of Oceans and Seas, 1953. International Hydrographic Organization. Special Publication 23. 3rd Ed., Monte Carlo: 42 s.
- Loeng H., 1991. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea. *Polar Research*, 10: 5–18.
- Løyning T.B., 2001. Hydrography in the north-western Barents Sea, July–August 1996. *Polar Research*, 20 (1): 1–11.
- Marsz A.A., 2007. Temperatura powietrza. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polamej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 131–174.
- Marsz A.A., 2010. Rola międzystrefowej cyrkulacji południkowej nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego w kształtowaniu niektórych cech klimatu Arktyki Atlantycznej. *Problemy Klimatologii Polamej*, 20, s. 7–29.
- Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), 2007. *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polamej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 376 s.
- 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 Polamej*, 19: 7–31.
- Nordli Ø., Hanssen-Bauer i., Førland E.J., 1996. Homogeneity analyses of temperature and precipitation series from Svalbard and Jan Mayen. *DNMI-klima*, 16/96, 41 pp.
- Nordli O., 2010. The Svalbard airport temperature series. *Bulletin of Geography – physical geography series*, 3: 5–25.
- Overland J.E., Spillane M.C., Percival D.B., Wang M., Mofjeld H.O., 2004. Seasonal and regional variation of pan-Arctic surface air temperature over the instrumental record. *Journal of Climate*, 15, 3263–3282.
- Overland J. E., Wang M., 2005. The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 32, L06701, doi:10.1029/2004GL021752.

- Piechura J., Beszczynska-Moller A., Osinski R., 2001. Volume, heat and salt transport by the West Spitsbergen Current. *Polar Research*, 20: 233–240.
- Rogers J.C., Yang L., Li L., 2005. The role of Fram Strait winter cyclones on sea ice flux and on Spitsbergen air temperatures. *Geophysical Research Letters*, 32, L06709, DOI: 10.1029/2004GL022262.
- Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P., 2004. Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters. *Polar Research*, 23 (2): 181–208.
- Schauer U., Beszczyńska-Moller A., 2009. Problems with estimation and interpretation of oceanic heat transport – conceptual remarks for the case of Fram Strait in the Arctic Ocean. *Ocean Science*, 5: 487–494.
- Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V., Dieck W., 2002. Atlantic water flow through the Barents and Kara Sea. *Deep Sea Research, Part I*, 49 (12): 2281–2296.
- Semenov V.A., 2006. Struktura zmienności temperatury w wysokich szerokościach Severnogo półkuli. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 43 (6): 744–753.
- Semenov V.A., Bengtsson L., 2003. Modes of the wintertime Arctic temperature variability. *Geophysical Research Letters* 30; 1781, doi:10.1029/2003GL017112.
- Serreze M.C., Francis J.A., 2006. Arctic Amplification Debate. *Climatic Change*, 76: 241–264.
- Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J. E. Ø., Skagseth Ø., 2010. Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes. *Ocean Science*, 6: 219–234 (www.ocean-sci.net/6/219/2010/).
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21 (10): 2283–2296.
- Soon W.W.-H., 2005. Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years. *Geophysical Research Letters*, 32, L16712, doi:10.1029/2005GL023429.
- Steffensen E.L., 1982. The climate at Norwegian Arctic station. *Klima*, 5. Det Norske Meteorologiske Institutt, Oslo: 44 s.
- Styszyńska A., 2004. Wpływ temperatury wody na Prądzie Norweskim na kształtowanie rocznej temperatury powietrza w atlantyckiej Arktyce i notowane tam ocieplenie w okresie ostatniego 20-lecia. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 69–78.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982–2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wydawnictwo Akademii Morskiej*, Gdynia: 109 s.
- Styszyńska A., 2007. Zmiany klimatyczne w Arktyce a procesy oceaniczne. [w:] red. Styszyńska A. i Marsz A.A.; *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia: 111–144.
- Tsukernik M., Deser C., Alexander M., Tomas R., 2009. Atmospheric forcing of Fram Strait sea ice export: A closer look. *Climate Dynamics*, 35 (7): 1349–1360.
- Vinje T., 2001. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998. *Journal of Climate*, 14 (3): 255–267.
- Walcowski W., 2009. Woda Atlantycka w Morzach Nordyckich – właściwości, zmienność, znaczenie klimatyczne. *Instytut Oceanologii PAN, Rozprawy i monografie*, 22, Sopot: 241 s.
- Walcowski W., Piechura J., 2006. New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean, *Geophysical Research Letters*, 33, L12601, doi:10.1029/2006GL025872.
- Walcowski W., Piechura J., 2007. Pathways of the Greenland Sea warming. *Geophysical Research Letters*, 34, L10608, doi:10.1029/2007GL029974.
- Walcowski W., Piechura J., 2011. Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate. *International Journal of Climatology*, 31 (7): 1088–1093.

- Wu B., Wang J., Walsh J., 2004. Possible Feedback of Winter Sea Ice in the Greenland and Barents Seas on the Local Atmosphere. *Monthly Weather Review*, 132: 1868–1876.
- Wu B., Wang J., Walsh J.E., 2006. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *Journal of Climate*, 19 (2): 210–225.
- Zakharov V.F. 1997. Sea Ice in the Climate System. World Climate Research Programme/Arctic Climate System Study, WMO/TD 782, World Meteorological Organization, Geneva, 80 s.

Wpłynęło: 16 września 2011, poprawiono: 10 grudnia 2011

Summary

This work discusses the influence of changes in SST (sea surface temperature) of the Barents, Norwegian and Greenland seas occurring during winter cooling (January-April) on annual and seasonal air temperatures at Spitsbergen during 1912-2010. It was found that the winter SST of vast seas surrounding the region of Spitsbergen is strongly correlated with annual and winter air temperature at Spitsbergen during the next three years (k , $k+1$, $k+2$). The sea areas, where the delayed correlations with air temperature at Spitsbergen are observed, gradually decrease, and the strength of the correlation decreases. The routes of moving current represent the areas where correlations maintain the highest significance ($p < 0.001$) in the year $k+2$. The sea area, where variability of SST from year k is most strongly correlated with the annual and winter air temperature at Spitsbergen in the next three years (k , $k+1$, $k+2$) does not change its position – this is the area lying on the border of the north part of the Norwegian Sea and the west part of the Barents Sea – between Bjornoya and Nordkap (Fig. 3). Long-term sea surface temperature changes of vast seas surrounding the region of Spitsbergen regulate the long-term variability of the air temperature on Spitsbergen, and appearing in the course of the annual air temperature trend has his own genesis in changes of resources of the warmth in waters of these seas.

Key words: air temperature, sea surface temperature, Spitsbergen.