

STAN TERMICZNY ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO A ZŁODZENIE MÓRZ BARENTSA I GRENLANDZKIEGO (1972–1994)

Anna Styszyńska

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

1. Wprowadzenie

Wyniki prac wielu autorów wskazują na znaczącą redukcję pokrywy lodowej Arktyki w ostatnich 2 dekadach XX wieku (m.in. Cavalieri i in. 1997, Parkinson i in. 1999). Przejawia się ona maleniem grubości lodu, spadkiem jego zawartości i zmniejszaniem zasięgu występowania. Największe zmiany sezonowe i międzyroczne występują na morzach Arktyki w sektorze atlantyckim, choć w ostatnich latach (2000–2004) równie duże, nieoczekiwane wcześniej, zmiany pojawiły się w sektorze pacyficznym (morza Czukockie i Beauforta). Zmniejszanie się pokrywy lodowej, poprzez działanie całego układu sprzężeń zwrotnych, prowadzi do nasilenia się zmian klimatycznych, z których najwyraźniejszymi są zmiany temperatury powietrza. Ograniczenie powierzchni i zwarcia pokrywy lodowej w okresie zimowym przyczynia się do wzrostu natężenia strumieni ciepła z oceanu do atmosfery i ograniczenia spadków temperatury powietrza w chłodnej porze roku, co z kolei prowadzi do ograniczenia przyrostu grubości lodów morskich. Wcześniejsze uwolnienie powierzchni wód od pokrywy lodowej prowadzi, przy współdziałaniu zmiany albedo i zmniejszenia poboru ciepła na przemiany fazowe wody (utajone ciepło topnienia), do silniejszego wzrostu temperatury wód powierzchniowych, co z kolei opóźnia rozwój pokrywy lodowej i przedłuża działanie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, skutkujące wzrostem temperatury miesięcy początku okresu chłodnego. Z tego względu zmiany pokrywy lodowej stanowią nie tylko przejaw zmian klimatu Arktyki, ale i jedną z przyczyn obserwowanych zmian (Polyakov i in. 2002).

Zmiany pokrywy lodowej w sektorze atlantyckim związane są z obserwowanym pod koniec XX wieku wzrostem napływu ciepłych i silnie zasolonych wód atlantyckich do tego rejonu (m.in. Zhang i in. 1998, Furevik 2001). Duży zasób ciepła i brak stratyfikacji gęstościowej wód atlantyckich ogranicza w znacznym stopniu możliwość spadku temperatury powierzchni oceanu (dalej TPO) do temperatury zamarzania i skutecznie ogranicza rozwój lodów. Kruszewski (2004) analizując zmiany TPO w rejonie Spitsbergenu stwierdza znaczący ich wzrost w okresie 1982–2002. Trend rocznej TPO w rejonie na W od Spitsbergenu jest bardzo duży ($+0.11^{\circ}\text{C}/\text{rok}$) i wysoce istotny statystycznie. Ten znaczący wzrost TPO (w okresie ostatnich 21 lat o 2.5°) znajduje bardzo wyraźne odbicie w gwałtownej redukcji zimowej pokrywy lodowej w rejonie NW Spitsbergenu. Zmniejszanie się zlodzenia Morza Grenlandzkiego zaznaczyło się już

wcześniej. W latach 1972–1994 powierzchnia pokrywy lodowej tego morza wykazała we wszystkich miesiącach roku trendy ujemne, osiągające istotność statystyczną w styczniu i lutym oraz od kwietnia do czerwca (Styszyńska 2000).

Reżim lodowy mórz Barentsa i Grenlandzkiego kształtuje się pod dużym wpływem wielkoskalowych zmian cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej. Związki te posiadają charakter telekoneksji i wykazują przesunięcia fazowe. Obserwowaną w ciągu kilku ostatnich dekad degradację pokrywy lodowej Arktyki wielu badaczy wiąże z występującymi w tym czasie zmianami cyrkulacji atmosferycznej opisywanymi przez Oscylację Północnego Atlantyku (m.in. Hurrell i van Loon 1997, Johannessen i in. 1999, Kwok i Rothrock 1999, Vinje 2001) bądź Oscylację Arktyczną (m.in. Deser i in. 2000, Wang i Ikeda 2000). Jednakże szereg badaczy (zwłaszcza ostatnio) zwraca uwagę na to, że bezpośrednia rola zmian cyrkulacji atmosferycznej w wymuszaniu zmian klimatycznych w Arktyce, w tym zmian pokrywy lodowej, jest przeceniana (Dickson i in. 2000, Polyakov i in. 2003).

Zmienność wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) stanowi rezultat skomplikowanych związków w systemie ocean – atmosfera, jednocześnie będąc elementem tego systemu. Badania niektórych autorów wskazują, że NAO może być traktowana jako odpowiedź atmosfery na zmiany rozkładu zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego. Ich zdaniem, zmiany lokalizacji i wielkości strumieni ciepła przekazywanego z powierzchni oceanu do atmosfery, poprzez zmiany poziomych gradientów termicznych w dolnej i środkowej troposferze przyczyniają się do stabilizacji lub destabilizacji fal długich, a te z kolei do określania położenia rejonów cyklonogenezy i trajektorii przemieszczania się niżów oraz położenia układów blokujących. Zmiany stanu termicznego niektórych akwenów Atlantyku Północnego przyczyniać się będą do modyfikowania z pewnym opóźnieniem przebiegu procesów wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej, a ta z kolei, poprzez wpływ na cyrkulację oceaniczną, kształtować będzie z dalszym opóźnieniem nowy stan termiczny oceanu (patrz: Marsz 1997, 2000, 2001a i b).

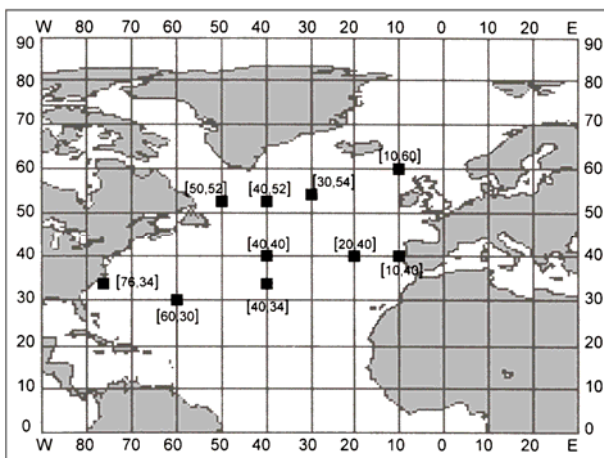
Wody atlantyckie wnoszone są do Arktyki przez Prąd Norweski (dalej Zachodniospitsbergeński i Nordkapski) będący przedłużeniem Prądu Północnoatlantyckiego. Prąd Północnoatlantycki powstaje w rejonie tzw. „delt Golfstronu” (35–40°N, 055–040°W), gdzie wody Golfstronu ulegają bifurkacji. Ilość wód Golfstronu, która jest kierowana, po transformacjach na froncie subarktycznym, do Prądu Północnoatlantyckiego jest zmienna w czasie. Jednym z elementów powierzchniowej cyrkulacji oceanicznej, wpływającym na charakterystykę termiczną Prądu Północnoatlantyckiego jest Prąd Labradorski. Kiedy Prąd Labradorski jest silny to jego wody spychają główny nurt ciepłych wód w delcie Golfstronu na południe, przez co na NW Atlantyku tworzą się rozległe ujemne anomalie TPO. Anomalie te następnie rozprzestrzeniają się na E i z odpowiednim opóźnieniem wpływają na cyrkulację atmosferyczną w centralnej i wschodniej części N Atlantyku, sprzyjając wystąpieniu w czasie następnej zimy dodatniej fazy NAO (Marsz 1997, 2000). Wcześniejsze badania autorki (2001) wykazały istnienie związków (z opóźnieniem kilku-kilkunastomiesięcznym) zachodzących między zmianami aktywności Prądu Labradorskiego a wielkością pokrywy lodowej występującej w następnym roku na Morzu Barentsa od stycznia do sierpnia, a na Morzu Grenlandzkim od stycznia do marca. Wzrostowi natężenia Prądu Labradorskiego, z odpowiednim opóźnieniem, odpowiadało zmniejszenie się pokrywy lodowej na Morzu Barentsa i w nieco mniejszym stopniu – na Morzu Grenlandzkim.

Stwierdzenie tego rodzaju zależności sugeruje, że być może istnieją też inne akweny Atlantyku Północnego, których zmiany stanu termicznego odgrywają istotną rolę w kształtowaniu pokrywy lodowej mórz Barentsa i Grenlandzkiego. Celem podjętej pracy jest przedstawienie wyników badań zmierzających do

sprawdzenia czy takie związki występują i jaki jest ich charakter. Podobnego rodzaju badania, w znanej autorce literaturze przedmiotu, do tej pory nie były podejmowane.

2. Materiały

Do badań związków pokrywy lodowej mórz Barentsa i Grenlandzkiego ze stanem termicznym Atlantyku Północnego wykorzystano wartości anomalii średniej miesięcznej temperatury powierzchni oceanu (TPO) w tak zwanych „gridach kontrolnych” wyróżnionych na tym obszarze przez A. A. Marsza (1999a, 2001a i b). Są to pola o powierzchni $2 \times 2^\circ$ szerokości i długości geograficznej, których położenie środka określają współrzędne: [76,34] – 76°W i 34°N , [60,30] – 60°W i 30°N , [50,52] – 50°W i 52°N , [40,34] – 40°W i 34°N , [40,40] – 40°W i 40°N , [40,52] – 40°W i 52°N , [30,54] – 30°W i 54°N , [20,40] – 20°W i 54°N , [10,40] – 76°W i 34°N , [10,60] – 10°W i 60°N . Według Marsza reprezentują one rejony, które posiadają największe znaczenie dla charakterystyki stanu termicznego powierzchni Atlantyku Północnego i jego ewolucji w czasie i przestrzeni (ryc. 1). Zdaniem tego autora każdy z wyróżnionych przez niego 10 gridów kontrolnych charakteryzuje zmiany stanu termicznego znacznie większej od niego, względnie jednorodnej pod względem termiki i dynamiki, powierzchni oceanu. Wykorzystane w pracy jednorodne ciągi danych pochodzą z zbiorów NOAA NCEP uzyskanych za pośrednictwem Distributed Active Archive Center, Goddard Space Flight Center¹. Charakterystyka tych zbiorów oraz metoda ich opracowania została omówiona w pracach Reynoldsa i Smitha (1994, 1995).



Ryc. 1. Rozmieszczenie gridów kontrolnych na powierzchni Atlantyku Północnego (źródło: Marsz 1999a)

Fig.1. Location of 'control grids' on the surface of the North Atlantic (from: Marsz 1999a)

Wiarygodne dane o zmienności zlodzenia mórz arktycznych rozpoczynają się od momentu zastosowania do obserwacji lodów morskich technik satelitarnych, to jest od 1971 roku. Na podstawie tych obserwacji w Narodowym Centrum Lodowym USA (National Ice Center) opracowywano tygodniowe mapy zlodzenia poszczególnych akwenów. Po korektach stały się one podstawą do stworzenia zbioru danych o

¹ Prof. dr hab. Andrzejowi A. Marszowi dziękuję za udostępnienie serii średnich miesięcznych wartości anomalii TPO w 10 wyróżnionych przez niego „gridach kontrolnych” za okres I.1970–XII.1996.

tygodniowych wielkościach pokrywy lodowej o zawartości 10% i więcej występujących na poszczególnych morzach. Zbiór ten stanowi oficjalne archiwum Narodowego Centrum Danych Klimatycznych USA (NCDC). Archiwum to („1972-1994 Sea Ice Historical Data Set” – <http://www.natice.noaa.gov>) obejmuje okres od I.1972 do XII.1994 roku, to jest 1199 tygodni. W niniejszym opracowaniu wykorzystano z tego zbioru informacje dotyczące zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego. Na ich podstawie obliczono średnie miesięczne wielkości pokrywy lodowej występującej na rozpatrywanych akwenach we wszystkich miesiącach dostępnego w archiwum okresu (23 lata).

Wobec dysponowania danymi o wielkości pokrywy lodowej na badanych morzach z okresu styczeń 1972 – grudzień 1994, do analizy przyjęto ciągi anomalii średniej miesięcznej TPO z okresu styczeń 1970 – grudzień 1994. W ten sposób uzyskano możliwość przeprowadzenia badań asynchronicznych z przesunięciem jednorocznym i dwuletnim (anomalie TPO z roku r , pokrywa lodowa w roku $r+1$ i $r+2$).

3. Wyniki

3.1. Korelacje synchroniczne

W pierwszym etapie badań analizowano korelacje synchroniczne zachodzące między miesięcznymi anomaliami TPO w poszczególnych gridach kontrolnych a wielkością pokrywy lodowej na Morzu Barentsa i Morzu Grenlandzkim występującą w poszczególnych miesiącach roku. Analiza rozkładu wartości współczynników korelacji zestawionych w tabelach 1 i 2 pozwala na wysnucie wniosku, że oddziaływanie stanu termicznego Atlantyku Północnego na kształtowanie się wielkości pokrywy lodowej na badanych morzach wykazuje uporządkowanie w czasie i przestrzeni.

Najsilniejsze związki synchroniczne (występujące w tych samych miesiącach) z pokrywą lodową badanych mórz wykazują gridy leżące na północ od Prądu Północnoatlantyckiego, charakteryzujące wody Morza Labrador (znajdujące się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego) – [50,52], akweny leżące na północ od delty Golsztromu – [40,52] oraz akweny znajdujące się wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Atlantyku Północnego – [30,54]. Najwyższe współczynniki korelacji liniowej, na poziomie przekraczającym próg istotności statystycznej $p < 0.05$, notowane są w miesiącach zimowych (grudzień, styczeń, luty, a dla Morza Barentsa również marzec) i wiosennych (maj, czerwiec) oraz w mniejszym stopniu latem – w sierpniu (Morze Grenlandzkie). Wszystkie te korelacje mają znak dodatni, co wskazuje, że wzrostowi zasobów ciepła w wodach tego rejonu odpowiada w tym samym czasie rozwój pokrywy lodowej obu badanych mórz. Występowanie tych korelacji wiązać należy z działaniem czynnika atmosferycznego. Wzrost zasobów ciepła w tej części oceanu skutkuje zimą zmniejszeniem natężenia przenosu zachodniego (ujemna faza NAO) i rozwojem na obszarze NE Atlantyku i Europy różnych form cyrkulacji południkowej lub sytuacji blokadowych. W takich sytuacjach nad morzami Grenlandzkim i Barentsa częściej niż przeciętnie występować mogą wiatry z sektora północnego (np. przy rozwoju wału wysokiego ciśnienia od Grenlandii po Europę). Wzrost częstości napływu bardzo mroźnego i suchego powietrza nad morza Barentsa i Grenlandzkie, zaznaczający się w czasie ujemnych faz NAO, radykalnie zwiększy natężenie poboru ciepła z wody prowadząc do wzrostu ilości tworzącego się lodu morskiego, a naprężenia styczne wiatru przyczynią się do ekspansji lodów na SW i wzrostu powierzchni zlodzenia. Gdy na tych samych akwenach (gridy [50,52], [40,52] i [30,54]) zimą wystąpią ujemne anomalie TPO, to nad Atlantykiem Północnym rozwijać się będzie dodatnia faza NAO, kierująca ciepłe powietrze nad obszar Morza Barentsa i w mniejszym stopniu – nad Morze Grenlandzkie. Zarówno wzrost temperatury powietrza, zmniejszający pobór ciepła z powierzchni wody, jak i działanie dynamiczne wiatru ograniczą rozwój pokrywy lodowej tych mórz. Związany z tym samym procesem silny wpływ mroźnego Powietrza Arktycznego z

rejonu Arktyki Kanadyjskiej i znad Labradoru powoduje utrwalanie się i pogłębianie ujemnych anomalii TPO na wodach strefy umiarkowanej Atlantyku Północnego, które mogą przetrwać całe następujące lato.

Tabela 1 – Table 1

Związki miesięcznych wielkości pokrywy lodowej na Morzu Barentsa z miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych (1972–1994). Pogrubioną czcionką zaznaczono współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$

Correlation between monthly sea-ice cover of the Barents Sea with monthly SST anomaly in control grids (1972–1994). The significance of values printed in bold is $p < 0.05$

Gridy grids	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
76,34	-0.13	-0.44	-0.18	-0.12	-0.14	0.10	0.07	0.02	-0.33	-0.03	-0.13	-0.30
60,30	-0.10	-0.34	-0.26	-0.33	-0.42	0.02	0.23	0.61	0.21	0.29	0.48	0.02
50,52	0.60	0.50	0.43	0.37	0.45	0.59	0.43	0.43	-0.10	-0.10	-0.06	0.36
40,34	-0.46	-0.44	-0.22	-0.39	-0.04	-0.25	-0.10	0.25	0.28	0.15	0.08	-0.23
40,40	-0.19	-0.28	-0.16	-0.31	-0.16	-0.11	0.13	-0.03	0.03	0.14	0.22	-0.08
40,52	0.63	0.35	0.43	0.38	0.48	0.44	0.24	0.14	-0.11	-0.02	0.12	0.53
30,54	0.74	0.40	0.44	0.45	0.38	0.43	0.40	0.21	-0.14	-0.12	0.27	0.54
20,40	0.17	0.28	0.05	0.30	-0.24	0.07	0.01	0.25	-0.21	-0.16	0.13	0.26
10,40	0.10	0.25	0.21	0.23	-0.42	-0.20	-0.26	0.12	-0.07	-0.10	0.26	0.26
10,60	-0.07	-0.01	0.01	-0.05	-0.11	-0.02	-0.09	-0.17	-0.18	-0.22	0.39	0.22

Tabela 2 – Table 2

Związki miesięcznych wielkości pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim z miesięcznymi anomaliami TPO w gridach kontrolnych (1972–1994). Pogrubioną czcionką zaznaczono współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$

Correlation between monthly sea-ice cover of the Greenland Sea with monthly SST anomaly in control grids (1972–1994). The significance of values printed in bold is $p < 0.05$

Gridy grids	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
76,34	-0.07	-0.36	0.06	0.04	-0.23	-0.08	-0.04	-0.20	-0.28	0.15	-0.17	-0.38
60,30	-0.30	-0.49	-0.19	-0.25	-0.17	-0.39	-0.14	-0.08	0.15	0.01	0.01	-0.33
50,52	0.62	0.53	0.39	0.62	0.31	0.53	0.22	0.27	0.09	0.28	0.19	0.46
40,34	-0.63	-0.55	-0.45	-0.50	0.10	-0.31	-0.07	-0.26	0.05	0.11	-0.05	-0.46
40,40	-0.56	-0.45	-0.31	-0.42	-0.31	-0.04	0.12	0.08	0.11	0.04	-0.16	-0.16
40,52	0.50	0.54	0.33	0.39	0.01	0.35	0.17	0.52	0.09	0.47	0.21	0.54
30,54	0.54	0.51	0.38	0.40	0.10	0.45	0.40	0.42	-0.09	0.23	0.52	0.69
20,40	-0.22	-0.00	-0.01	-0.37	-0.16	-0.12	0.02	-0.05	-0.31	-0.03	0.08	-0.14
10,40	0.13	-0.09	0.02	-0.37	-0.29	-0.33	0.21	0.04	-0.41	-0.08	0.32	0.11
10,60	-0.05	-0.15	-0.12	-0.23	0.10	-0.17	0.18	0.19	-0.06	-0.03	-0.06	0.34

Opisane tu korelacje synchroniczne między zmianami TPO na wodach położonych na Atlantyku Północnym a charakterem zmian pokrywy lodowej na morzach Barentsa i Grenlandzkim mają więc swoją przyczynę w występującej cyrkulacji atmosferycznej, która wywiera zarówno wpływ na procesy tworzenia się i rozprzestrzeniania lodów, jak i w tym samym czasie – poprzez zmiany natężenia poboru ciepła z wód Atlantyku Północnego w strefie szerokości umiarkowanych – na kształtowanie temperatury powierzchni oceanu.

W rozkładzie współczynników korelacji zestawionych w tabelach 1 i 2 zwraca uwagę blok ujemnych korelacji z anomaliami TPO w gridach: [40,34] – leżącym wewnątrz kręgu antycyklonalnej cyrkulacji wód Atlantyku Północnego i [40,40] – leżącym we wschodniej części delty Gofsztromu. W okresie od stycznia do kwietnia wykazują one istotne statystycznie korelacje z pokrywą lodową Morza Grenlandzkiego, w styczniu i lutym z pokrywą lodową Morza Barentsa. Według Marsza (2001a i b) dla wystąpienia w okresie zimy dodatniej fazy NAO wody strefy subtropikalnej² Atlantyku Północnego powinny być cieplejsze od wartości średnich klimatycznych (dodatnie anomalie TPO), wody strefy umiarkowanej, zwłaszcza wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej Atlantyku Północnego, chłodniejsze od średniej wieloletniej (ujemne anomalie TPO). Tym samym, mając na uwadze opisane powyżej dodatnie korelacje powierzchni zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego z anomaliami TPO w strefie umiarkowanej i występujące w strefie wód subtropikalnych korelacje ujemne, znajduje się dalsze potwierdzenie, że opisane korelacje synchroniczne związane są z działaniem wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej – przypuszczalnie z NAO.

3.2. Korelacje asynchroniczne

Analizę związków asynchronicznych prowadzono korelując szeregi miesięcznych anomalii TPO z roku r z szeregami miesięcznych powierzchni zlodzenia rozpoczynających się od miesiąca następnego z tego samego roku (r) przez kolejne miesiące z roku $r+1$ (opóźnionego o rok względem anomalii TPO) oraz roku $r+2$ (opóźnionego o dwa lata względem anomalii TPO), stosując technikę usuwania braków danych przypadkami. W ten sposób wspólne szeregi liczyły 21 par (graniczna dla $p = 0.05$ wartość współczynnika korelacji $r = |0.434|$).

Ze względu na bardzo dużą liczbę korelowanych szeregów z całą pewnością duża liczba współczynników korelacji, które przekroczyły próg istotności statystycznej stanowiła korelacje przypadkowe. Ten czynnik spowodował, że z dalszej analizy wyłączono wszystkie te przypadki, w których istotna wartość współczynnika korelacji wystąpiła pojedynczo (na tle niskich i nieistotnych współczynników korelacji pojawiał się pojedynczy, o dużej wartości). Główną uwagę zwrócono na „bloki” współczynników korelacji o takim samym znaku i w sposób prawidłowy zmieniających swoje wartości względem sąsiadujących współczynników korelacji. Mając na względzie stosunkowo powolne zmiany stanu termicznego wód, przypadkowe występowanie takich właśnie „zablokowanych” wysokich współczynników korelacji wydaje się nader mało prawdopodobne.

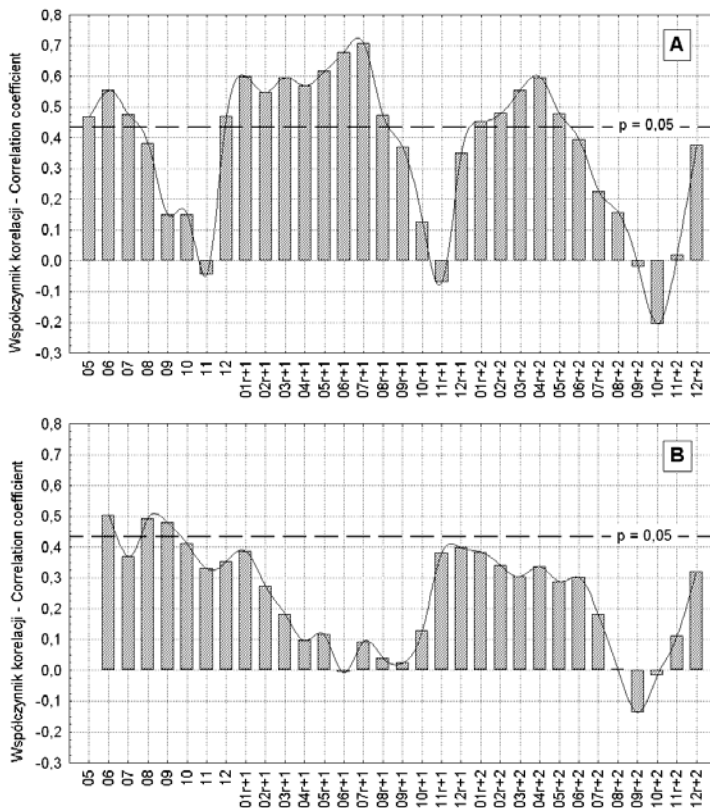
Mimo eliminacji z dalszych rozważań bardzo licznych przypadków, liczba uzyskanych istotnych współczynników korelacji występujących „w blokach” była na tyle duża, że praktycznie brak możliwości ich bardziej szczegółowego omówienia. Przedstawi się dalej jedynie najważniejsze rezultaty przeprowadzonej analizy.

Najważniejszą konkluzją analizy asynchronicznej jest stwierdzenie, że zmiany zasobów ciepła Atlantyku Północnego, charakteryzowane przez anomalie TPO, znajdują swoje silne odbicie w następującej z opóźnieniem zmienności powierzchni zlodzenia na obu morzach. Opóźnienia te wynoszą od kilku miesięcy do ponad dwóch lat i wykazują wyraźne uporządkowanie w czasie i przestrzeni.

Znacznie silniejsze powiązania występującej w następnym roku i za dwa lata pokrywy lodowej ze zmianami stanu termicznego Atlantyku Północnego wykazuje Morze Barentsa, powiązania takie w odniesieniu do Morza Grenlandzkiego są znacznie słabsze. Rozkład anomalii TPO korelujących istotnie ze

² Wody w gridzie [40,40] – NE część delty Gofsztromu) – mimo położenia w stosunkowo wysokiej szerokości, reprezentują, ze względu na swoją wysoką temperaturę, wody subtropikalne.

zmianami pokrywy lodowej na obu morzach nie jest równomiernie rozłożony w czasie. Dominują korelacje anomalii TPO pochodzących z dwu charakterystycznych okresów – końca zimowego ochładzania powierzchni oceanu (luty, marzec, kwiecień, maj³) i końca okresu letniego nagrzewania oceanu (lipiec, sierpień, wrzesień). Jest to taka sama sytuacja jak wykryta wcześniej (Styszyńska 1999) korelacja anomalii TPO z później następującą temperaturą powietrza. Korelacje powierzchni lodów z anomaliami pochodzącymi z innych miesięcy są rzadkie i na ogół związane z działaniem czynnika adwekcyjnego, czyli przenoszeniem wcześniej wychłodzonych lub nagrzanych wód przez cyrkulację oceaniczną. Zdecydowaną większość silnych i wysoce istotnych korelacji z powierzchnią lodów wykazują anomalie TPO położone po zachodniej stronie Atlantyku Północnego. Rola anomalii TPO występujących po wschodniej stronie Atlantyku jest zdecydowanie drugorzędna, choć tam, gdzie się zaznacza – bardzo charakterystyczna.

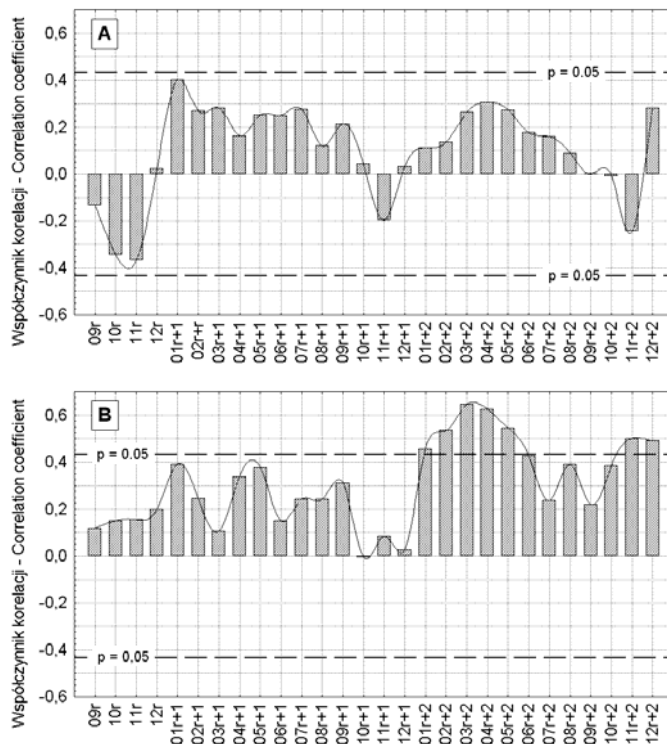


Ryc. 2. Rozkład współczynników korelacji liniowej między anomalią TPO w gridzie [50,52] w maju a pokrywą lodową Morza Barentsa (A) oraz anomalią TPO w gridzie [50,52] w czerwcu a pokrywą lodową Morza Grenlandzkiego (B) w kolejnych miesiącach (05–12) roku bieżącego (r) i 2 lat następnych (r+1 i r+2)

Fig. 2. Distribution of linear correlation coefficients between SST anomalies from May in grid [50,52] and monthly ice cover of the Barents Sea (A) and between SST anomalies in grid [50,52] from June and monthly ice cover of the Greenland Sea (B) of the following months (05–12) in this year (r) and two following years (r+1 and r+2)

³ Momenty wystąpienia minimum i maksimum TPO w przebiegu rocznym na poszczególnych akwenach nie są synchroniczne. W zależności od szerokości geograficznej i działania czynnika adwekcyjnego wykazują one charakterystyczną zmienność w przestrzeni.

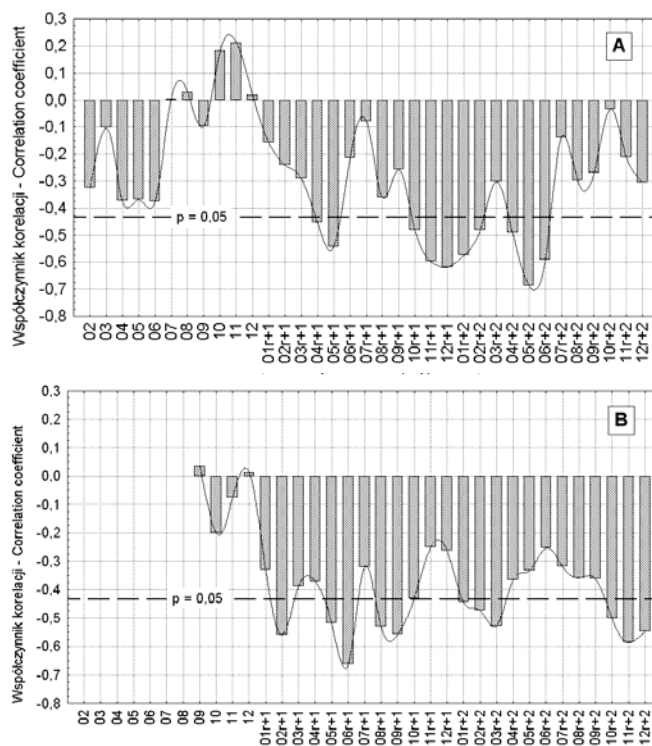
Najsilniejsze, bardzo uporządkowane korelacje z występującą później pokrywą lodową obu mórz wykazuje stan termiczny wód znajdujących się w zasięgu Prądu Labradorskiego – grid [50°W, 52°N]. Współczynniki korelacji z pokrywą lodową w tym samym roku, roku następnym i za dwa lata są dodatnie i rozciągają się na wiele miesięcy. Pokrywa lodowa na Morzu Barentsa silniej koreluje z anomaliami w gridzie [50,52] z maja, na Morzu Grenlandzkim – z czerwca (ryc. 2). Zaznaczają się również bloki silnych korelacji z anomaliami TPO występującymi na tym akwenie w marcu – tu koreluje pokrywa lodowa na obu morzach w miesiącach letnich i początkowym okresie zimy tego samego roku, w roku następnym i za dwa lata obliczone współczynniki korelacji spadają poniżej progu istotności statystycznej. Anomalie TPO występujące na wodach znajdujących się w zasięgu Prądu Labradorskiego we wrześniu wykazują związki z mającą wystąpić zimą roku r+2 pokrywą lodową na Morzu Grenlandzkim, pokrywa lodowa na Morzu Barentsa nie wykazuje podobnych związków (ryc. 3). Korelacji występujących między anomaliami TPO na wodach w zasięgu Prądu Labradorskiego, a opóźnioną o ponad rok powierzchnią pokrywy lodowej na obu morzach, przy obecnym stanie wiedzy, nie da się wyjaśnić działaniem cyrkulacji atmosferycznej. Można przypuszczać, że przyczyną występujących związków są jakieś, do tej pory niezidentyfikowane, procesy hydrologiczne.



Ryc. 3. Rozkład współczynników korelacji liniowej między anomaliami TPO w gridzie [50,52] we wrześniu a pokrywą lodową Morza Barentsa (A) i Morza Grenlandzkiego (B) w kolejnych miesiącach (09–12) roku bieżącego (r) i 2 lat następnych (r+1 i r+2)

Fig. 3. Distribution of linear correlation coefficients between SST anomalies from September in grid [50,52] and monthly ice cover of the Barents Sea (A) and the Greenland Sea (B) of the following months (09–12) in this year (r) and two following years (r+1 and r+2)

Podobnych związków wykazujących duże przesunięcia czasowe jest wiele. Jednym z akwenów, na którym występujące wcześniej zmiany TPO wykazują stosunkowo silne korelacje z powierzchnią lodów na omawianych morzach w roku następnym i za dwa lata jest wschodnia część delty Gólsztromu – grid [40,40]. Zimowe anomalie na tym akwenie wykazują najsilniejsze korelacje z pokrywą lodową Morza Grenlandzkiego, jaka będzie za dwa lata (ryc. 4A). Korelacje o dużym opóźnieniu czasowym są najsilniejsze i na ogół mocno rozciągnięte w czasie. Korelacje z pokrywą lodową anomalii TPO występujących na tym akwenie w miesiącach letnich wykazują wyraźne piki czasowo ograniczone do dwóch, rzadziej trzech miesięcy (ryc. 4B). Podobnie korelują z rozmiarami pokrywy lodowej akweny położone w strefie tropikalnej i subtropikalnej oraz umiarkowanej, leżące po zachodniej stronie Atlantyku Północnego (Morze Sargassowe – grid [60,30]), wody subtropikalne położone na SE od delty Gólsztromu (grid [40,34]), wody na północ od delty Gólsztromu (grid [40,52]).

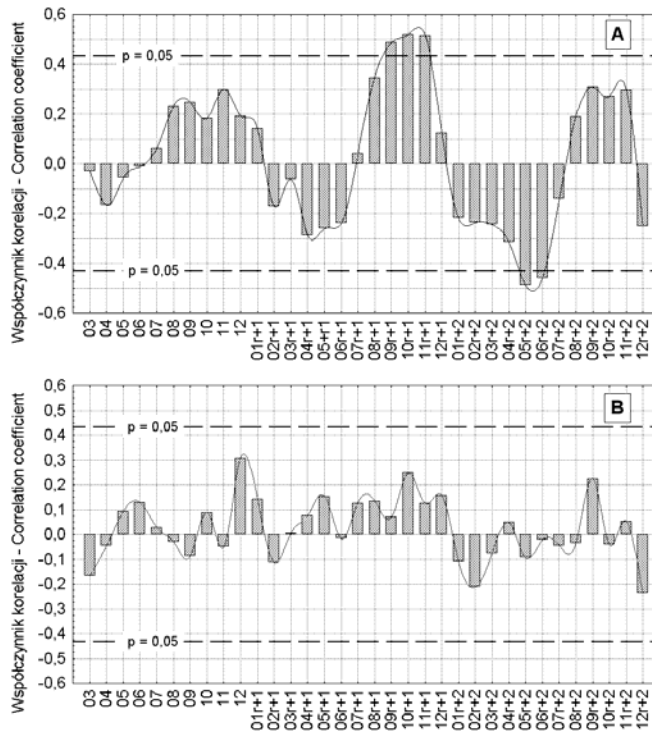


Ryc. 4. Rozkład współczynników korelacji liniowej między anomaliami TPO w gridzie [40,40] w lutym (A) i wrześniu (B) a średnią pokrywą lodową Morza Grenlandzkiego w kolejnych miesiącach (02–12) roku bieżącego (r) i 2 lat następnich (r+1 i r+2)

Fig. 4. Distribution of linear correlation coefficients between SST anomalies from February (A) and September (B) in grid [40,40] and monthly mean sea-ice cover of the Greenland Sea of the following months (02–12) in this year (r) and two following years (r+1 and r+2)

Związki stanu termicznego akwenów położonych po wschodniej stronie Atlantyku Północnego z później występującą pokrywą lodową na obu badanych morzach wykazują charakter odmienny od dotychczas opisanego. Związki te, o różnej skali opóźnień, są wyraźnie skupione w czasie i odmiennie kształtują się

dla każdego z mórz (ryc. 5). Te same akweny, których stan termiczny w danym miesiącu silnie determinuje rozmiary pokrywy lodowej na przykład na Morzu Barentsa, nie wywierają wyraźniejszego wpływu na wielkość pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim (i odwrotnie).



Ryc. 5. Rozkład współczynników korelacji liniowej między anomaliami TPO w grzdzie [10,60] w marcu a pokrywą lodową Morza Barentsa (A) i Morza Grenlandzkiego (B) w kolejnych miesiącach (03–12) roku bieżącego (r) i 2 lat następnych (r+1 i r+2)

Fig. 5. Distribution of linear correlation coefficients between SST anomalies from March in grid [10,60] and monthly ice cover of the Barents Sea (A) and the Greenland Sea (B) of the following months (03–12) in this year (r) and two following years (r+1 and r+2)

Przebieg wartości współczynników korelacji w funkcji czasu można traktować z formalnego punktu widzenia jako przebieg sygnału. Przebiegi te wskazują, że sygnał ten jest silnie zinterferowany i zawiera znaczny ładunek (rosnący lub malejący) składowych quasi-cyklicznych. Ta cecha przebiegu związków między anomaliami TPO na niektórych akwenach a powierzchnią pokrywy lodowej na obu badanych morzach wymaga dalszych analiz (najlepiej na dłuższych ciągach), które być może wyjaśnią mechanizmy niektórych z obserwowanych quasi-cyklicznych zmian elementów meteorologicznych.

4. Związki zmienności rozmiarów pokrywy lodowej mórz Barentsa i Grenlandzkiego z wcześniejszym stanem termicznym Atlantyku Północnego

Analiza korelacji asynchronicznych wykazała, że pokrywa lodowa obserwowana na obu badanych morzach w każdym miesiącu roku wykazuje istotne statystycznie związki z anomaliami TPO występują-

cymi wcześniej na konkretnych akwenach. Pozwala to, na estymację zależności typu $P_M = f(AN_1, AN_2, \dots, AN_n)$; gdzie P_M – wielkość pokrywy lodowej na danym morzu wyrażona w jednostkach powierzchni w danym miesiącu roku $r+1$; AN_1, AN_2, \dots, AN_n – anomalie TPO w określonych gridach kontrolnych z odpowiednich momentów (miesiące) roku r . Występowanie między anomalią TPO a powierzchnią lodów zależności liniowych wyjaśnia, że właściwym modelem może być regresja wielokrotna. Ze względu na ograniczoną do 21 liczbę obserwowanych przypadków, model nie powinien mieć więcej niż dwie zmienne niezależne (nie więcej niż 1 zmienna na 7–10 przypadków).

Najbardziej interesującymi z punktu widzenia wieloletnich przebiegów procesu zlodzenia obu mórz są wielkości ekstremalne powierzchni zlodzenia w cyklu rocznym. Maksymalne powierzchnie zlodzenia przeciętnie oba morza osiągają w marcu. Na Morzu Grenlandzkim jest to średnio $816.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (max – $960.7 \cdot 10^3$, min – $650.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, $\sigma_n = 99.9 \cdot 10^3 \text{ km}^2$), a na Morzu Barentsa $933.0 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (max – $1277.4 \cdot 10^3$, min – $653.3 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, $\sigma_n = 147.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). Najmniejsza powierzchnia zlodzenia na obu morzach jest przeciętnie obserwowana we wrześniu. Na Morzu Grenlandzkim średnio powierzchnia lodowa jest wtedy równa $331.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (max – $422.3 \cdot 10^3$, min – $173.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, $\sigma_n = 63.0 \cdot 10^3 \text{ km}^2$), a na Morzu Barentsa średnio $148.2 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (max – $273.5 \cdot 10^3$, min – $36.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, $\sigma_n = 66.9 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). Z przytoczonych danych wynika, że międzyroczna zmienność ekstremalnych powierzchni zlodzenia jest znaczna.

Interesujące jest, jakie akweny Atlantyku Północnego decydują o rozmiarach ekstremalnych pokrywy lodowej na każdym z omawianych mórz w następnym roku i jaki odsetek zmienności powierzchni zlodzenia objaśniają zmiany stanu termicznego tych akwenów z poprzedniego roku. Odpowiedzieć na te pytania pozwala analiza regresji i analiza wariancji.

Przeprowadzona analiza regresji metodą krokową postępującą pozwoliła na znalezienie parametrów równań regresji wielokrotnej wykazujących maksymalne objaśnienie wariancji zmiennej zależnej. Dla powierzchni zlodzenia w marcu (03), czyli momentu maksymalnego rozwoju pokrywy lodowej uzyskano następujące równania:

– dla Morza Grenlandzkiego (Gre03; $1 \cdot 10^3 \text{ km}^2$):

$$\text{Gre03} = 847.2 + 105.2 \cdot [40,52]01p + 75.2 \cdot [76,34]11p, \quad [1]$$

gdzie:

[40,52]01p – anomalia TPO w gridzie 40°W , 52°N ze stycznia (01) poprzedniego roku (p),

[76,34]11p – anomalia TPO w gridzie 76°W , 34°N z listopada (11) poprzedniego roku (p).

Charakterystyka statystyczna równania [1] jest następująca: $R = 0.715$, $\text{adj.}R^2 = 0.462$, $p < 0.00078$, $F(2,20) = 10.46$, $\text{BSE} = 73.29$. Pierwsza zmienna niezależna wyjaśnia 32.7%, a druga zmienna – 15.4% zmienności wielkości pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim w marcu;

– dla Morza Barentsa (Bar03; $1 \cdot 10^3 \text{ km}^2$):

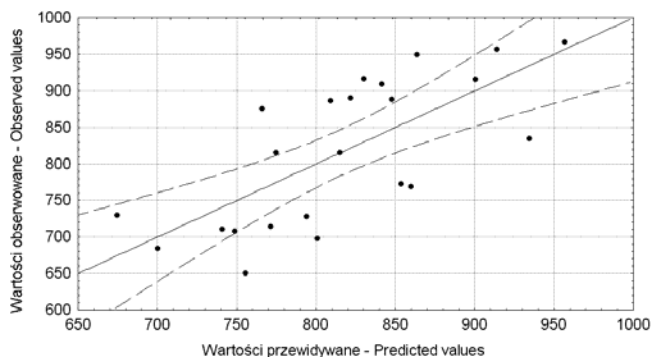
$$\text{Bar03} = 1012.6 + 88.3 \cdot [50,52]05p + 86.4 \cdot [30,54]09p, \quad [2]$$

gdzie:

[50,52]05p – anomalia TPO w gridzie 50°W , 52°N z maja (05) poprzedniego roku (p),

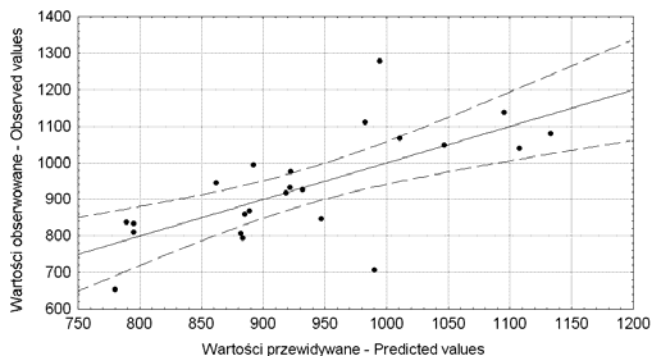
[30,54]09p – anomalia TPO w gridzie 30°W , 54°N z września (09) poprzedniego roku (p).

Charakterystyka statystyczna równania [2] jest następująca: $R = 0.684$, $\text{adj.}R^2 = 0.415$, $p < 0.00180$, $F(2,20) = 8.81$, $\text{BSE} = 112.84$; pierwsza zmienna wyjaśnia 31.1%, druga zmienna niezależna – 12.6% zmienności powierzchni pokrywy lodowej na Morzu Barentsa w marcu. Wykresy rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą równań [1] i [2] względem wartości obserwowanych przedstawiają ryciny 6 i 7.



Ryc. 6. Powierzchnia zlodzenia Morza Grenlandzkiego w marcu estymowana za pomocą równania [1] względem wielkości obserwowanych

Fig. 6. The area of ice cover of the Greenland Sea from March estimated with [1] formula in relation to observed values



Ryc. 7. Powierzchnia zlodzenia Morza Barentsa w marcu estymowana za pomocą równania [2] względem wielkości obserwowanych

Fig. 7. The area of ice cover of the Barents Sea from March estimated with [2] formula in relation to observed values

Oba równania są wysoce istotne statystycznie, oszacowanie wyrazów wolnych i współczynników regresji tych równań również spełnia warunek istotności statystycznej. Każde z równań, w skład których wchodzi tylko dwie zmienne niezależne, objaśnia ponad 40% obserwowanej zmienności maksymalnej powierzchni zlodzenia. W obu równaniach błąd standardowy estymacji (BSE) jest mniejszy od odchylenia standardowego (σ_n) charakteryzującego obserwowaną zmienność powierzchni zlodzenia wokół średniej. Zestaw zmiennych w równaniu [1], charakteryzujących zmienność zlodzenia Morza Grenlandzkiego w fazie jej maksymalnego rozwoju jest odmienny od zestawu zmiennych charakteryzujących tą samą cechę na Morzu Barentsa (równanie [2]).

O powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim w marcu przyszłego roku decydują anomalie TPO występujące na akwenach położonych na północ od delty Gofsztromu w styczniu oraz stan termiczny Gofsztromu w listopadzie. Wzrost zasobów ciepła ponad normę klimatyczną na tych akwenach pociągać za sobą będzie rozrost pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim. Kombinacja obu zmiennych ([40,52]01 i

[76,34]11) wskazuje, że dla wystąpienia zwiększonej maksymalnej powierzchni lodów w przyszłym roku muszą na Atlantyku Północnym wystąpić takie procesy, że już w styczniu poprzedzającego roku wody na N od delty Golsztromu powinny być cieplejsze od ich normy klimatycznej, po czym w listopadzie temperatura wód niesionych przez Golsztröm w rejonie Cape Hatteras również powinna być wyższa od normy. Taki stan zmiennych wskazuje, że w okresie poprzedzającym styczeń i w styczniu nad zachodnią częścią Atlantyku Północnego w szerokościach pięćdziesiątych dominować powinny przepływy powietrza z południa (cyrkulacja południkowa z dominującą składową południową nad tą częścią oceanu), natomiast w okresie wczesnej jesieni, nad Zatoką Meksykańską i południową częścią Morza Karaibskiego powinna zaznaczyć się przewaga cyrkulacji z sektora południowego. Takie warunki cyrkulacji atmosferycznej doprowadzą do zarysowania się dodatnich anomalii TPO na wzmiankowanych akwenach; w pierwszym przypadku będzie to ograniczenie poboru ciepła z akwenów leżących na N od delty Golsztromu, w drugim przypadku anomalie na Golsztrömie w rejonie Cape Hatteras powstaną w rezultacie zarówno zmniejszenia strat ciepła z wód, jak i zwiększenia przepływów w Prądzie Florydzkim, którego wody stanowią ciepły rdzeń Golsztromu.

O ile stosunkowo łatwo objaśnić przyczyny prowadzące do wystąpienia anomalii TPO w wyróżnionych gridach kontrolnych, to trudno jednoznacznie określić mechanizm oddziaływania takiego rozkładu anomalii TPO na wymienionych akwenach na wielkość maksymalnej powierzchni pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim. Oddziaływanie to przypuszczalnie realizuje się poprzez modyfikację przez występujące anomalie mającej nastąpić zimną cyrkulacji atmosferycznej. Między średnim ciśnieniem z okresu styczeń–marzec nad Grenlandią, a wartościami anomalii ze stycznia poprzedniego roku w gridzie [40,52] oraz z listopada poprzedniego roku w gridzie [76,34] zachodzą dość słabe ($r = 0.23\text{--}0.31$) i nieistotne statystycznie, związki dodatnie. Wzrost wartości anomalii TPO w tych gridach połączony jest ze wzrostem ciśnienia nad Grenlandią zimną nadchodzącego roku. Anomalie TPO w omawianych gridach wykazują znacznie silniejsze związki z ciśnieniem obszarów leżących dalej na wschód: ciśnienie w lutym następnego roku nad Islandią (65°N , 020°W) istotnie koreluje dodatnio z wartością anomalii TPO z listopada w gridzie na Golsztrömie ($r = 0.41$, $p = 0.018$), idąc ku północy – nad samym Morzem Grenlandzkim – siła korelacji rośnie jeszcze bardziej⁴. Wzrost ciśnienia nad Morzem Grenlandzkim zimną pociąga za sobą spadek temperatury powietrza. Rozwój układu wysokiego ciśnienia nad Grenlandią w okresie zimowym sprzyja wzmoczeniu transportu lodów wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii na południe, co może przyczynić się, wraz ze spadkiem temperatury powietrza, do jeszcze silniejszego wzrostu powierzchni zlodzenia na Morzu Grenlandzkim. Bardziej szczegółowe wyjaśnienie tych zależności wymaga dalszych badań.

O wielkości pokrywy lodowej w czasie maksymalnego zlodzenia Morza Barentsa w następnym roku decydują anomalie TPO występujące w maju na wodach w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego (zmienna [50,52]05p) oraz we wrześniu na akwenie leżącym w centrum cyrkulacji cyklonalnej N Atlantyku (zmienna [30,54]09p), na północ od Prądu Północnoatlantyckiego. Aby pokrywa lodowa Morza Barentsa była duża, na obu wyróżnionych akwenach powinny wystąpić anomalie dodatnie. Do powstania dodatnich anomalii TPO na akwenach położonych w centrum cyrkulacji cyklonalnej Atlantyku Północnego we wrześniu może dochodzić wtedy, gdy latem występująca nad tym akwenem cyrkulacja atmosferyczna ulega osłabieniu, a wzrasta częstość występowania układów wysokiego ciśnienia. Prowadzi to, poprzez zmniejszenie zachmurzenia, do wzrostu dopływu energii słonecznej do powierzchni oceanu, a poprzez spadek

⁴ Ciśnienie z lutego następnego roku w punkcie 70°N , 020°W (Morze Grenlandzkie) koreluje z wartością anomalii TPO z listopada na Golsztrömie na poziomie $r = 0.46$ ($p < 0.008$, $n = 32$).

średniej prędkości wiatru – do zmniejszenia strat ciepła z powierzchni wód. Dużą rolę dla wystąpienia w omawianym rejonie dodatnich anomalii TPO z końcem lata – początkiem jesieni odgrywają również procesy adwekcyjne – osłabienie Prądu Północnoatlantyckiego. Z osłabieniem Prądu Północnoatlantyckiego wiąże się zmniejszenie tempa wynoszenia chłodnych wód (upwelling) wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej. Wystąpienie dodatnich anomalii TPO w maju na wodach znajdujących się w zasięgu oddziaływania Prądu Labradorskiego wiąże się z osłabieniem aktywności tego prądu. Jeśli zimowy wyrzut chłodnych wód Prądu Labradorskiego jest słaby, maksimum aktywności tego prądu zaznacza się w marcu – kwietniu, chłodne wody nie rozprzestrzeniają się daleko na południe i wschód, i w maju na obszarze, na którym znajduje się grid kontrolny [50,52] zaznaczają się anomalie dodatnie.

Mechanizm oddziaływania omawianych anomalii TPO na pokrywę lodową Morza Barentsa można objaśnić ich wpływem na kształt mającej nadejść zimą cyrkulacji atmosferycznej. Według Marsza (2001a) stan termiczny tych akwenów w maju i wrześniu określa w dużej części mającą wystąpić zimą wartość wskaźnika NAO. W przypadku wystąpienia na obu akwenach we wskazanych momentach anomalii dodatnich, wartość zimowego wskaźnika Hurrella (DJFM) będzie ujemna. Oznacza to występowanie nad rejonem Morza Barentsa cyrkulacji południkowej, z przeważającą składową północną. Odwrotnie – wystąpienie ujemnych anomalii TPO na tych akwenach we wskazanych miesiącach będzie skutkowało w czasie nadchodzącej zimy dodatnimi wartościami wskaźnika NAO. Tak więc rysuje się tu zgodność znaku występujących w równaniu [2] anomalii TPO z charakterem mającej nastąpić zimą cyrkulacji atmosferycznej i rozmiarów mającej wystąpić w tym samym okresie zimowym pokrywy lodowej na Morzu Barentsa.

Analiza regresji wykazuje również, że te same zmienne niezależne, które w największym stopniu określają maksymalny rozwój pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim w następnym roku (równanie [1]) opisują również zadawalająco maksymalny rozwój pokrywy lodowej na Morzu Barentsa. Choć stopień objaśnienia zmienności zlodzenia Morza Barentsa w marcu następnego roku wyjaśniony jest przez te zmienne w znacznie mniejszym stopniu niż przez zmienność zmiennych z równania [2] (popr. $R^2 = 0.24$), to wartość wyrazu wolnego i współczynników regresji są istotne statystycznie⁵. Zmienne opisujące stan zlodzenia Morza Barentsa w następnym roku (równanie [2]) objaśniają zaledwie 6% zmienności Morza Grenlandzkiego w marcu następnego roku, a oszacowanie współczynników regresji stojących przed oboma zmiennymi jest nieistotne. Takie kształtowanie się zależności pozwala na twierdzenie, że stan termiczny zachodniej części Atlantyku Północnego w dużym stopniu wpływa na wielkość pokrywy lodowej na obu morzach w końcu zimy następnego roku, natomiast stan termiczny środkowych i wschodnich części Atlantyku Północnego wywiera modyfikujący wpływ jedynie na wielkość pokrywy lodowej we wschodniej części atlantyckiej Arktyki.

Analiza regresji pozwoliła również na wyróżnienie akwenów wywierających najsilniejszy wpływ na minimalne rozmiary pokrywy lodów morskich na morzach Grenlandzkim i Barentsa w następnym roku. Równanie określające powierzchnię zlodzenia na Morzu Grenlandzkim we wrześniu przybiera kształt:

$$\text{Gre09} = 316.0 - 49.5 \cdot [40,40]09p - 42.1 \cdot [20,40]10p, \quad [3]$$

gdzie:

[40,40]09p – anomalia TPO w gridzie 40°W, 40°N z września (09) poprzedniego roku (p),

[20,40]10p – anomalia TPO w gridzie 20°W, 40°N z października (10) poprzedniego roku (p).

⁵ Bar03 = 927.41(±61.81) + 103.05(±44.52)·[40,52]01p + 115.77(±52.64)·[76,34]11p; R = 0.55, F(2,20) = 4.44, p < 0.0254).

W równaniu [3] zmienność zmiennych niezależnych objaśnia 36.6% obserwowanej zmienności pokrywy lodów morskich ($R = 0.651$, $\text{adj.}R^2 = 0.366$, $p < 0.0041$, $F(2,20) = 7.35$, $\text{BSE} = 50.2$), pierwsza zmienna zależna wyjaśnia 23.0, a druga 15.9% zmienności powierzchni lodów we wrześniu następnego roku.

Uzyskane dla Morza Barentsa równanie określające powierzchnię lodów we wrześniu przyszłego roku ma postać:

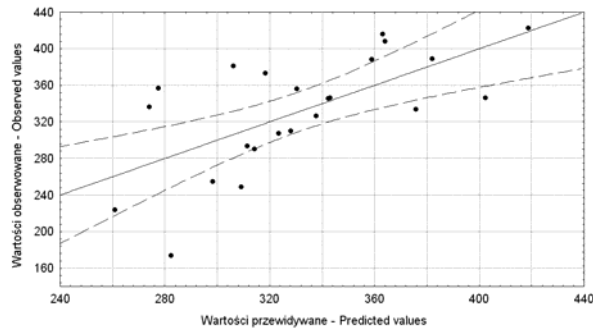
$$\text{Bar09} = 140.0 + 62.2 \cdot [20,40]08p - 53.9 \cdot [40,40]09p, \quad [4]$$

gdzie:

[20,40]08p – anomalia TPO w gridzie 20°W, 40°N z sierpnia (08) poprzedniego roku (p),

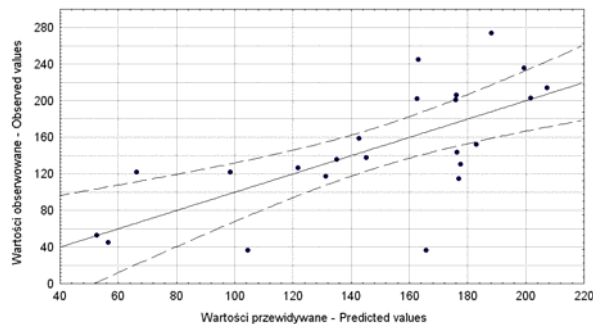
[40,40]09p – anomalia TPO w gridzie 40°W, 40°N z września (09) poprzedniego roku (p),

i objaśnia 42% zmienności obserwowanej w analizowanym okresie powierzchni lodów ($R = 0.686$, $\text{adj.}R^2 = 0.418$, $p < 0.0017$, $F(2,20) = 8.90$, $\text{BSE} = 51.0$). Pierwsza zmienna niezależna wyjaśnia tu 25.7, a druga 21.4% zmienności wrześniowej pokrywy lodowej Morza Barentsa. Wykresy rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą równań [3] i [4] względem wartości obserwowanych przedstawiają ryciny 8 i 9.



Ryc. 8. Powierzchnia zlodzenia Morza Grenlandzkiego we wrześniu estymowana za pomocą równania [3] względem wielkości obserwowanych

Fig. 8. The area of ice cover of the Greenland Sea from September estimated with [3] formula in relation to observed values



Ryc. 8. Powierzchnia zlodzenia Morza Barentsa we wrześniu estymowana za pomocą równania [4] względem wielkości obserwowanych

Fig. 8. The area of ice cover of the Barents Sea from September estimated with [4] formula in relation to observed values

Równania [3] i [4] są pod pewnymi względami bardzo podobne. Wynika z nich, że najsilniejszy wpływ na wielkość zlodzenia we wrześniu na obu omawianych morzach wywiera stan termiczny tych samych akwenów – rejonu północno-wschodniej części delty Gólsztromu we wrześniu poprzedniego roku (zmienna [40,40]09p) i wód znajdujących się po wschodniej stronie Atlantyku Północnego w rejonie na ENE–NE od Azorów w sierpniu i październiku (zmiennie [20,40]08p i [20,40]10p). Wpływ stanu termicznego wód z północnej części delty Gólsztromu na wielkość pokrywy lodowej obu mórz jest taki sam; wraz ze wzrostem temperatury wód na tym akwenie we wrześniu, minimalna powierzchnia zlodzenia w następnym roku na obu analizowanych morzach maleje. Podstawowa różnica między równaniami [3] i [4] polega na zmianie znaku stojącego przed zmienną reprezentującą wody rozpościerające się na ENE–NE od Azorów. Wystąpienie na tym akwenie dodatnich anomalii w sierpniu pociąga za sobą wzrost pokrywy lodów na Morzu Barentsa we wrześniu następnego roku, wystąpienie dodatnich anomalii w październiku pociąga za sobą zmniejszenie się powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim we wrześniu następnego roku. Trzeba tu dodać, że anomalie z sierpnia i z października na tym akwenie nie są ze sobą skorelowane ($r = 0.16$).

Opóźnienia, jakie zaznaczają się między zasobami ciepła w wodach, sygnalizowanymi przez wartości anomalii TPO na wymienionych w obu równaniach akwenach, a rozmiarami pokrywy lodowej w miesiącu, w którym osiąga ona najmniejszą powierzchnię, są praktycznie roczne (wody: sierpień, wrzesień, październik; lody: wrzesień następnego roku). Interpretacja przyczyn takiego stanu rzeczy jest bardzo trudna. Można tutaj wykluczyć bezpośrednie oddziaływanie termiczne niesionych przez Prąd Północnoatlantyczny wód na pokrywę lodową obu mórz. Nie jest możliwe, aby wody z delty Gólsztromu i z akwenów położonych na NE–ENE od Azorów dotarły do Arktyki w ciągu jednego roku. Znane do tej pory oddziaływania stanu termicznego wymienionych akwenów na cyrkulację atmosferyczną ograniczają się do nadchodzącej zimy. Wzrost zasobów ciepła powyżej normy klimatycznej w rejonie delty Gólsztromu z końcem lata pociąga za sobą wzrost form cyrkulacji strefowej w okresie nadchodzącej zimy, jednak jedynie wtedy, gdy wody leżące na N i NE od delty Gólsztromu są chłodniejsze od średniej wieloletniej. Stan termiczny wód w rejonie na ENE–NE od Azorów z okresu od sierpnia do października reguluje w czasie nadchodzącej zimy częstość występowania układów wysokiego ciśnienia nad Skandynawią. Wszystko to więc dzieje się znacznie wcześniej.

Tym nie mniej, wartości anomalii TPO w delcie Gólsztromu z września są dodatnio skorelowane z temperaturą powietrza w czerwcu, lipcu, sierpniu i wrześniu następnego roku na bardzo wielu stacjach atlantyckiej Arktyki, przy czym korelacje z temperaturą sierpnia i września lub z września są na dużej liczbie stacji (Jan Mayen, Hornsund, Hopen, Svalbard-Lufthavn, Ostrov Rudolfa, Mys Żelaniya, Malye Karmakuly...) dość silne i istotne statystycznie. Bardziej skomplikowanie kształtuje się przestrzenny rozkład związków anomalii TPO z sierpnia i października na wodach na ENE–NE od Azorów z letnią temperaturą powietrza w następnym roku na stacjach atlantyckiej Arktyki. Anomalie z sierpnia w gridzie [20,40] są dość silnie i miejscami istotnie skorelowane ujemnie z temperaturą powietrza w lipcu i sierpniu następnego roku na stacjach położonych we wschodniej części Morza Barentsa i nad Morzem Karskim, natomiast dodatnio, dość słabo i nieistotnie ($r \sim 0.3\text{--}0.32$) ze stacjami leżącymi w zachodniej części rozpatrywanego obszaru.

Zaznaczające się korelacje anomalii TPO z temperaturą powietrza w okresie lata następnego roku sugerują, że przyczyną opóźnionych związków pokrywy lodowej z anomaliami TPO mogą być procesy cyrkulacji atmosferycznej. Mechanizm tych procesów pozostaje jednak nieznan, a ich wyjaśnienie wymaga dalszych badań, uwzględniających również związki między anomaliami TPO, a polem ciśnienia w lipcu, sierpniu i wrześniu następnego roku.

5. Wnioski

Przedstawione wyniki wskazują, że międzyroczna zmienność zlodzenia mórz Grenlandzkiego i Barentsa wykazuje silne i istotne statystycznie związki z wcześniejszym stanem termicznym Atlantyku Północnego. Zmiany stanu termicznego oceanu, jak się wydaje, determinują znaczny odsetek zmienności zlodzenia obu mórz. Bardzo duży udział w kształtowaniu zmian powierzchni zlodzenia mórz Grenlandzkiego i Barentsa ma wcześniejszy stan zasobów ciepła wód strefy tropikalnej i subtropikalnej Atlantyku Północnego. Dowodzi to, że na zmiany klimatu atlantyckiej Arktyki bezpośrednio i pośrednio silnie wpływają procesy oceaniczne działające w tych strefach.

Analiza przebiegu zlodzenia na obu morzach wykazuje, że przebiegi te są istotnie, choć dość słabo skorelowane ze sobą. Wyniki przedstawionych analiz zdają się wskazywać, że generalny wpływ na kształt międzyrocznej zmienności mórz atlantyckiej Arktyki wywierają wody leżące po zachodniej stronie Atlantyku Północnego. Ewolucja pola temperatury wschodniej części Atlantyku Północnego prowadzi do rysowania się różnic w przebiegu zlodzenia Morza Barentsa i Morza Grenlandzkiego.

Wiele cech odkrytych i przedstawionych tutaj zależności jest niezrozumiałych. Nie do końca jasne, lub niekiedy wręcz niezrozumiałe są mechanizmy prowadzące do występowania opisanych związków; wyniki tej pracy stawiają więcej pytań, niż wyjaśniają. W pewnym momencie zarysowała się nawet wątpliwość, czy wyniki przedstawionej tu analizy są wiarygodne. Dla sprawdzenia, czy uzyskane związki nie stanowią dzieła przypadku, przeprowadzono dodatkowe analizy wykorzystujące szeregi powierzchni zlodzenia z innych okresów i o innej rozdzielczości przestrzennej⁶. Uzyskane wyniki potwierdziły występowanie związków między zmianami temperatury powierzchni oceanu w gridach kontrolnych a zmianami później występującej powierzchni zlodzenia na morzach Grenlandzkim i Barentsa.

Pozwala to sądzić, że znając rozkład anomalii temperatury powierzchni Atlantyku Północnego w danym momencie i wcześniejszą ewolucję tego rozkładu, można z dużym prawdopodobieństwem przewidywać charakter międzyrocznych zmian zlodzenia Morza Barentsa i Morza Grenlandzkiego. Jednocześnie wyniki tej pracy wskazują na ścisłe powiązania wielkoskalowych procesów hydrologicznych (oceanicznych) z wielkoskalowymi procesami klimatycznymi i odwrotnie.

Literatura

- Cavalieri D.J., Gloersen P., Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally J.H., 1997, Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, 278: 1104-1106.
- Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S., 2000, Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. *Journal of Climate*, 13: 617-633.
- Dickson R.R., Osborn T. J., Hurrell J. W., Meincke J., Blindheim J., Adlansvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., 2000, The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 15: 2671-2696.
- Furevik T. 2001, Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996. *Deep-Sea Research I*, 48: 383-404.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36: 301-326.

⁶ Zbiór SMMR-SSMI; NASA Goddard Space Flight Center, w którym np. jest zsumowana jako jedna wartość powierzchnia zlodzenia mórz Karskiego i Barentsa, inaczej są określone granice Morza Grenlandzkiego (1988–2003; archiwum National Snow and Ice Data Center).

- Johannessen O.M., Shalina E.V., Miles M.W., 1999, Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science*, 286: 1937-1939.
- Kruszewski G., 2004, Zmienność temperatury powierzchni morza w rejonie Spitsbergenu (1982–2002) jako przejaw współcześnie zachodzących zmian klimatycznych. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 79-86.
- Kwok R., Rothrock D.A., 1999, Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 27: 775-778.
- Marsz A.A., 1997, Współdziałanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 167-234.
- Marsz A.A., 1999a, Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku i w Polsce Północno-Zachodniej. [w:] Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatycznym. Materiały na spotkanie dyskusyjne, 6 maja 1999 roku, Gdynia. WSM Gdynia: 63-97.
- Marsz A.A., 1999b, Temperatura powierzchni wody na Północnym Atlantyku a temperatura powietrza na Spitsbergenie i Jan Mayen. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 9: 37-80.
- Marsz A.A., 2000, Związki między wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku a przenosem wód atlantyckich i ciepła przez Kanał Farero-Szetlandzki. *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni*, 10: 111-126.
- Marsz A.A., 2001a, Rozkład anomalii temperatury na powierzchni Północnego Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku – problem prognozy wartości wskaźnika. *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni*, 12: 161-217.
- Marsz A.A., 2001b, Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku (problem długoterminowej prognozy termiki zim). WSM Gdynia: 107 s.
- Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., Zwally J.H., Comiso J.C., 1999, Arctic sea ice extent, areas and trends, 1978–1996. *Journal of Geophysical Research*, 104: 20837-20856.
- Polyakov I., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Makshtas A. P., Walsh D., Yulin A. V., 2002, Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 29,1878, doi:1029/2001GL011111.
- Polyakov I., Alekseev G.V., Bekryaev R. V., Bhatt U. S., Colony R. L., Johnson M. A., Karklin V. P., Walsh D., Yulin A. V., 2003, Long-Term Ice Variability in Arctic Marginal Seas. *Journal of Climate* 16 (12): 2078-2085.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994, Improved global sea surface temperature analyses. *Journal of Climate*, 7: 929-948.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1995, A high-resolution global sea surface temperature climatology. *Journal of Climate*, 8: 1571-1583.
- Styszyńska A., 1999, Związki temperatury wody w ergoaktywnej strefie Morza Bellingshausena a temperaturą powietrza na Stacji Arctowskiego. [w:] Wpływ stanu termicznego oceanu na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatycznym. Materiały na spotkanie dyskusyjne, 6.05. 1999, Gdynia. WSM Gdynia, s. 32-46.
- Styszyńska A., 2000, Correlations between air temperature in the area of Spitsbergen and Jan Mayen and ice cover of the Barents and Greenland Seas over the period 1972–1994. *Polish Polar Studies, 27th International Polar Symposium*, Toruń: 279-295.
- Styszyńska A., 2001, Zmiany zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego w świetle zmian wskaźnika intensywności Prądu Labradorzkiego (1972–1994). Wstępne wyniki analizy. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 93-104.
- 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: 255-267.
- Wang J., Ikeda M., 2000, Arctic Oscillation and Arctic Sea-Ice Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27: 1287-1290.
- Zhang J., Rothrock A. D., Steele M. 1998, Warming of the Arctic Ocean by strengthened Atlantic inflow: Model results. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 10: 1745-1748.

THE THERMAL CONDITION OF THE NORTH ATLANTIC AND ICE COVER OF THE BARENTS AND GREENLAND SEAS (1972–1994)

Summary

This work deals with correlations between anomalies in SST (sea surface temperature) in the North Atlantic and the sea ice area of the Barents and Greenland seas. This research made use of mean monthly sea ice cover with density $\geq 10\%$ observed in the Barents and Greenland seas over the period 1972-1994 (calculated on the bases of weekly area of sea ice cover of the above mentioned seas collected in NCDC data set '1972-1994 Sea Ice Historical Data Set'). The thermal condition of the North Atlantic is characterised by the values of anomalies in mean monthly sea surface temperature (SST) in so called 'controlled grids' ($2^\circ \times 2^\circ$) selected/appointed here by A.A.Marsz (1999a, 2001). Their location is presented in Fig.1. A standard statistical analysis has been used in this research (correlation analysis, regression analysis).

The strongest synchronic correlations (observed in the same months) with the sea ice cover of the said seas have been noted in grids located north of the North Atlantic Current and characterising the following waters (Tables 1 and 2): of the Labrador Sea (located within the range of Labrador Current activity) – [50,52], those north of the Gulfstream delta – [40,52] and those located inside the circle of the cyclonic circulation of the North Atlantic – [30,54]. The highest coefficient values of linear correlation, at a level $p < 0.05$ exceeding the statistical significance, were noted in winter months (December, January, February) and those spring ones (April, May, June) as well as in summer – in July and August (the Greenland Sea). There are also several asynchronous correlations.

The results of analysis of multiple regression between the SST anomalies and the area of the sea ice cover indicated that the sea areas in which the changeability in their thermal condition has the greatest influence on the formation of the sea ice cover of the said seas are located in the western part of the North Atlantic.