

Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki

Andrzej A Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Akademii Morskiej
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia

W pokrywie lodowej Arktyki dominującą pod względem powierzchni rolę ogywiają lody na morzu. O ile pokrywa lodów kontynentalnych, tworzonych przez łądolód Grenlandii i lodowce znajdujące się na wyspach arktycznych, charakteryzuje się raczej powolnymi zmianami powierzchni, w których to zmianach dominuje zmienność długookresowa, to pokrywa lodów na morzu wykazuje dużą zmienność sezonową, międzyroczną i międzydekadową.

Pokrywę lodów występujących na morzach Arktyki tworzą lody morskie¹ i lód kontynentalny. Lód kontynentalny buduje lody szelfowe, występujące obecnie w szczątkowej postaci u północnych wybrzeży niektórych wysp Archipelagu Kanadyjskiego oraz tworzy góry lodowe, które jedynie lokalnie odgrywają istotniejszą rolę w kształtowaniu powierzchni lodów na morzach Arktyki. Największą rolę odgrywają lody morskie, stanowiące ponad 99% masy lodów na morzach Arktyki.

Źródła informacji o pokrywie lodów morskich

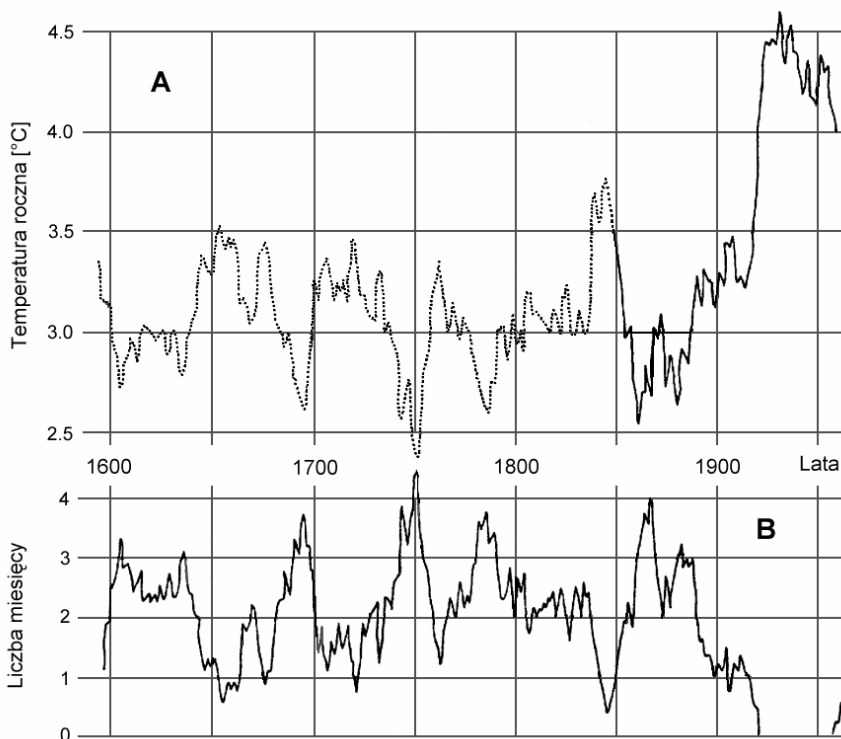
Informacje o zmianach pokrywy lodów morskich Arktyki, choć fragmentaryczne i wrywkowe, sięgają stosunkowo odległych czasów. Najstarsze pochodzą z końca pierwszego tysiąclecia, czyli okresu wczesnośredniowiecznego optimum klimatycznego, z czasów kolonizacji Islandii i Grenlandii. Wiadomo, że w owych czasach lody morskie nie były obserwowane wokół Islandii i wzdłuż wybrzeży Labradoru, a na Prądzie Labradorским nie występowały góry lodowe.

Najdłuższa ciągła seria obserwacji lodowych pochodzi z Islandii. Rozpoczyna się ona w końcu IX wieku i określa liczbę miesięcy, a od końca XVI wieku (od około 1585 roku) liczbę tygodni lub dni w sezonie chłodnym, w których porty i wybrzeża Islandii (głównie północnej i zachodniej) zablokowane były przez lody morskie (Bergthórsson 1969). Seria ta kontynuowana jest do czasów obecnych. Choć dane islandzkie trudno odnosić do sytuacji lodowej całego obszaru Arktyki, gdyż charakteryzują raczej zachowanie się Prądu Wschodniogrenlandzkiego i wielkość eksportu lodów morskich

¹ Międzynarodowa terminologia lodowa dzieli lody pływające na lody morskie, powstałe z zamrożonej wody morskiej, lody rzeczne i jeziorne, powstałe z zamrożonej wody słodkiej na rzekach lub jeziorach, które wyniesione zostały na morze oraz lody kontynentalne. Te ostatnie powstają w wyniku metamorfizacji śniegu na łądowych pokrywach lodowców i łądolodów oraz na lodach szelfowych. Z lodowców i łądolodów kończących się w morzu obtamuje się lód, tworzący następnie góry lodowe. Podobnie góry lodowe lub wyspy lodowe tworzą się w rezultacie oblamywania się lodów szelfowych.

z centralnej Arktyki przez Cieśninę Fram, to stanowią one niezmiernie ciekawy materiał, pozwalający również w części wnioskować o sytuacji lodowej w centralnej części basenu Północnego Oceanu Lodowatego.

Z danych Bergthórssona (1969) wynika, że lody na wodach Islandii pojawiały się sporadycznie od drugiej połowy X w. i w pierwszych latach po roku 1100 zanikły na ponad 50 lat. Średnia roczna temperatura powietrza na Islandii szacowana jest w tym okresie na 4.5–4.6°C. Od lat 1150–1160 lody zaczęły pojawiać się ponownie, lecz do około 1250 roku nie występowały dłużej niż 1–1.5 miesiąca w roku. Pierwszy okres ciężkich warunków lodowych rozpoczął się około 1250 roku i trwał w przybliżeniu do roku 1350, kiedy to czas wystąpienia lodów uległ przedłużeniu do nie mniej niż 2.5 miesiąca. Po tym okresie warunki lodowe uległy przypuszczalnie pewnej poprawie, lecz dane przestają być pewne. Gwałtowne pogorszenie warunków lodowych nastąpiło w latach bezpośrednio poprzedzających rok 1600, kiedy to między 1590 a 1610 rokiem nastąpiło wydłużenie okresu zalegania lodów z około jednego do ponad trzech miesięcy. Od tego okresu warunki lodowe ulegały bardzo dużym zmianom – okresy wyjątkowo ciężkich warunków lodowych przeplatały się z krótkimi okresami ich wyraźnego polepszenia (rys. 1).



Rys. 1. Przebieg rocznej temperatury powietrza na Islandii, odtworzonej na podstawie liczby miesięcy z występowaniem lodów morskich na północnych wybrzeżach Islandii (linia kropkowana) i obliczonej z pomiarów instrumentalnych (linia ciągła; diagram A) oraz liczba miesięcy z występowaniem lodów morskich u północnych wybrzeży Islandii (diagram B). Oba przebiegi wyrównane 5-punktową średnią kroczącą. Według Bergthórssona (1969)

Najcięższe warunki lodowe w rejonie Islandii przypadają w przybliżeniu na lata 1600–1645, 1680–1700, 1735–1758, 1765–1835, 1855–1890. Najdłuższe zaleganie lodów w rejonie Islandii nastąpiło około roku 1750–1752, kiedy to lody blokowały wybrzeże Islandii przez ponad 4,5 miesiąca, a roczna temperatura powietrza na Islandii obniżyła się do wartości niższych od 2,5°C. Od 1890 roku warunki lodowe na tym obszarze systematycznie łagodniały, do tego stopnia, że od 1920 do 1958 roku nie obserwowano na wodach Islandii pojawiania się lodów morskich. Roczna temperatura powietrza osiągnęła w tym okresie 4,4–4,5°C. Gwałtowne pogorszenie sytuacji lodowej na tych wodach nastąpiło w pierwszej połowie lat 60-tych XX wieku – do tego stopnia, że w 1968 roku lody blokowały północne brzegi Islandii przez 180 dni. Były to najcięższe warunki lodowe od 1888 roku (Zakharov 1987). Ciężkim pod względem lodowym był również rok 1970.

Z innych obszarów Arktyki brak podobnie dokładnych danych. Istnieją wyrwykowe dane na temat sytuacji lodowej w okresach letnich na wodach północnej części Morza Labrador i Cieśniny Dawsa przekazywane przez bretańskich i portugalskich poławiaczy dorsza, podobnie jak z mórz Norweskiego, Barentsa i Grenlandzkiego – przez poławiaczy wielorybów i morsów. Nieliczne informacje przyniosły wyprawy badawcze zarówno na wody Morza Barentsa (np. wyprawy Wiliama Barentsa; 1594–1597) i Morza Grenlandzkiego, Cieśniny Dawsa, Cieśniny i Zatoki Hudsona (np. wyprawy Henry'ego Hudsona; 1607–1611) jak i na wody mórz przylegających do północnego wybrzeża Syberii. Jeszcze późniejsze i mniej liczne są informacje o zlodzeniu pacyficznego sektora Arktyki.

Informacje te pozwalają zorientować się, że w okresie cieplej pory roku żegluga na danych wodach, poza morzami syberyjskimi, nie napotykała na większe trudności, a więc warunki lodowe były lekkie, lub też, że lodu na danym akwenie nie było. Przykładowo, z danych na temat połowów wielorybów w rejonie Spitsbergenu i na Morzu Grenlandzkim można wnioskować, że letnie i jesienne warunki lodowe w pierwszej połowie XVII wieku na tych akwenach nie odbiegały w istotniejszy sposób od warunków panujących na nich w latach 70–90-tych XX wieku. Niemal całkowicie brak jest natomiast danych o zimowym czy wiosennym zasięgu lodów. Nie można natomiast z osłabienia w jakimś okresie aktywności badawczej czy połowowej na danym akwenie wnioskować o pogorszeniu się tam warunków lodowych, gdyż mogło to być spowodowane przez czynniki zupełnie niezwiązane z warunkami naturalnymi.

W sumie – ekspedycje badawcze dostarczały dane fragmentaryczne. Największa ilość obserwacji na temat pokrywy lodów morskich w Arktyce została zebrana w drugiej połowie XIX i początkach XX wieku; w pierwszej dekadzie XX wieku obraz rozkładu przestrzennego lodów morskich w Arktyce został już poznany. Niestety, aspekt zmienności lodów morskich, inny niż ich zmienność sezonowa, w owym czasie nie był brany pod uwagę, traktowano lody, podobnie jak warunki klimatyczne, jako element "oscylujący" wokół stanu średniego.

Od lat 20–30-tych XX wieku rozpoczęto regularne obserwacje pokrywy lodowej na wybrzeżach arktycznych ówczesnego Związku Radzieckiego i kanadyjskiej Arktyki, w rejonie Cieśniny i Zatoki Hudsona oraz zachodniej Grenlandii. Związane to było z potrzebami żeglugi (Wielka Północna Droga Morska i dostęp do Port Churchill i Port Nelson). W tym okresie, po raz pierwszy do obserwacji lodowych zaczęto używać lotnictwa. Nadal były to jednak obserwacje letnie, ograniczone do sezonu nawigacyjnego. Po II wojnie światowej obserwacje lodowe stopniowo obejmowały coraz większe obszary, szczególnie intensywne uległy na przełomie lat 40-tych i 50-tych XX wieku, kiedy zostały rozszerzone na całą Arktykę (zimna wojna). W tym czasie do rejestracji zasięgu i charakteru pokrywy

lodowej wykorzystywano już powszechnie lotnictwo oraz okręty wojenne, w tym sporadycznie – okręty podwodne wyposażone w sonary, co pozwoliło precyzyjnie badać grubość lodów morskich na profilach o ogromnych długościach. Dodatkowym ułatwieniem w obserwacji lodów stało się powszechne wykorzystanie urządzeń radiolokacyjnych (radarów). Umożliwiała to rejestrację zasięgu lodów i topografii ich powierzchni w warunkach braku lub ograniczenia widzialności – w czasie nocy i nocy polarnej czy występowania mgieł i opadów.

Przełomem w obserwacji lodów Arktyki stało się wprowadzenie w początku lat 70-tych XX wieku obserwacji satelitarnych. Od tego momentu dane o zasięgu pokrywy lodowej, stopniu jej zwarcia i częściowo o topografii i grubości lodów pozyskiwano w sposób ciągły. Dane te jednak nie obejmują centralnych, okołobiegunowych powierzchni Oceanu Arktycznego, powyżej szerokości 85–87°N. Wobec (jak do tej pory) dużego zwarcia i stałej obecności lodów morskich na tym obszarze nie ma to większego znaczenia dla charakterystyki zlodzenia Arktyki jako całości.

Ze względu na różny stopień szczegółowości danych źródłowych opisujących pokrywę lodów morskich Arktyki w poszczególnych latach i na poszczególnych obszarach, istniejące szeregi danych "przedsatelitarnych" są niehomogeniczne. Najdłuższym szeregiem charakteryzującym zmienność zlodzenia półkuli północnej, w tym i Arktyki, jest gridowy zbiór "Walsh and Chapman Northern Hemisphere Sea Ice Data Set", obejmujący okres od 1870 do 1998 roku² (Walsh 1978). W tym zbiorze dane charakteryzujące zmienność zlodzenia od roku 1870 do lat 1950–1952 należy traktować jako orientacyjne, obarczone stosunkowo dużymi błędami i na dodatek nierównomiernie rozłożonymi w czasie. Dane z lat 1952–1972 są dość dokładne, jeśli traktować powierzchnię zlodzenia w skali półkuli północnej, charakteryzują się natomiast zmienną dokładnością jeśli chodzi o dane dotyczące poszczególnych obszarów Arktyki.

Syntetycznych, wiarygodnych i porównywalnych danych, charakteryzujących zmiany zlodzenia Arktyki brak, mimo, że w literaturze przedmiotu spotkać można się z licznymi zestawieniami statystycznymi charakteryzującymi powierzchnię lodów. Różni autorzy, z których prac zaczerpnięto dane do tych szeregów, przyjmowali odmienne granice mórz Arktyki, wielu z nich nie podawało nawet precyzyjniej jakiego obszaru dane te dotyczą. Inną przyczyną niehomogeniczności tych danych oraz niespełniania przez nie warunku porównywalności jest nieostra definicja "skraju lodów" i przyjmowanie różnych stopni koncentracji lodów wyznaczających ich skraj oraz odmienny stopień dokładności danych z okresu sezonu nawigacyjnego i pozostałej części roku. Dla wielu lat brak jest niemal całkowicie informacji o zasięgu lodów w okresie zimowym.

Dane te pozwalają na wyrobienie sobie poglądu na ogólny przebieg zmienności warunków lodowych w Arktyce, nie pozwalają jednak na wnioskowanie o ilościowym charakterze tych zmian. Dokładne i wiarygodne dane rozpoczynają się od 1972 roku, choć one również nie spełniają warunku pełnej porównywalności.

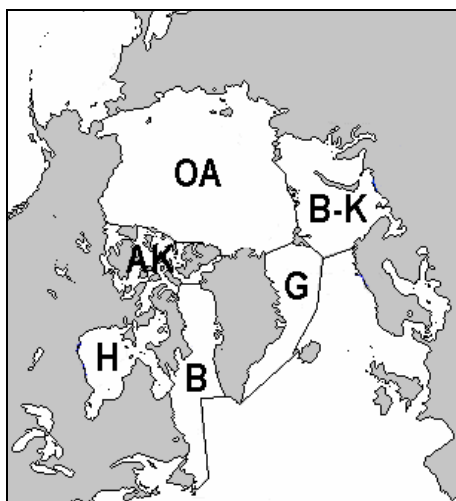
Dla charakterystyki zmienności powierzchni lodów Arktyki w ostatnim trzdziestoleciu istnieją trzy "satelitarnie" zbiory informacji. Są nimi zbiór obejmujący lata 1972–1994³ (Ropelewski 1983), zbiór obejmujący lata 1972–2002 (gsfc.nasateam.month.extent.1972–2002.n; Cavalieri i in. 2003, Dedrick i in., 2001) oraz zbiór dla okresu 1978–2004 (gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n).

² Opis oraz sam zbiór znaleźć można pod adresem: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/guide/Data/walsh.html>

³ Adres zbioru: www.natice.noaa.gov/PUB/Archive/SIGC/Arctic/

Każdy z tych zbiorów ma niestety inną organizację przestrzenną, co uniemożliwia dokonanie szczegółowych porównań regionalnych. Dla zapewnienia homogeniczności danych w tej pracy będzie się dalej posługiwać zbiorem obejmującym okres 1978–2004, jako kończącym się najbliższej teraźniejszości. Wykorzystuje się zbiory danych "extent", określające powierzchnię zajętą przez lód morski o koncentracji większej od 15%. W odróżnieniu od parametru "area", parametr "extent" jest możliwy do porównania ze starszymi obserwacjami, wykonywanymi głównie ze statków.

Zbiór `gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n` zawiera informacje o miesięcznych powierzchniach lodów morskich dla kilku wyodrębnionych akwenów półkuli północnej. Ich nazwy są w dużym stopniu umowne, stąd też należy objaśnić ich zasięgi. Akwenami tymi są kolejno (rys. 2):



- B – Morze Baffina,
- H – Zatoka Hudsona,
- AK – Archipelag Kanadyjski,
- G – Morze Grenlandzkie,
- B-K – Morza Barentsa i Karskie,
- OA – Ocean Arktyczny

Rys. 2. Zasięgi obszarów, w granicach których GSFC (Goddard Space Flight Center) integruje dane o rozmiarach miesięcznych powierzchni lodów morskich (patrz tekst)

– "Morze Baffina", obejmujący również wody Cieśniny Davisa oraz powierzchnie wschodniej części Morza Labrador do szerokości Nowej Fundlandii, ulegające zimowemu zlodzeniu. Akweny leżące na południe od Cieśniny Davisa nie należą już do Arktyki, ale nie ma możliwości wyodrębnienia z omawianego zbioru powierzchni lodów zimowych pokrywających Morze Labrador;

– "Zatoka Hudsona", w jej skład wchodzi również Basen Foxa oraz Cieśnina Hudsona wraz z Zatoką Ungawa. Trudno również całą Zatokę Hudsona zaliczyć do akwenów arktycznych sensu *stricto*, ale w omawianym zbiorze powierzchnia zlodzona podawana jest jako jedna wartość dla wymienionych akwenów. Zatoka Hudsona w podziale oceanów zaliczana jest do Północnego Oceanu Lodowatego;

– "Archipelag Kanadyjski", w skład którego wchodzi wody cieśnin i basenów w obrębie tego archipelagu;

– "Morze Grenlandzkie", w jego granicach znajdują się również wody Cieśniny Duńskiej i wody przylegające do wschodniego wybrzeża Grenlandii po Przylądek Farwell, oraz północne części Morza Norweskiego;

– "Morza Barentsa i Karskie", traktowane łącznie, w granicach zbliżonych do ich granic geograficznych;

– "Ocean Arktyczny" – pod tym pojęciem należy rozumieć łączną powierzchnię Morza Arktycznego (w tradycyjnym polskim rozumieniu tej nazwy geograficznej) oraz mórz peryferycznych tego akwenu, to jest: Łaptiewów, Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego, Beauforta i Lincolna;

– "Zatoka Św. Wawrzyńca", w powierzchnię zlodzenia tego akwenu wchodzi również lody występujące na wodach Atlantyku rozciągających się na południe od Nowej Fundlandii i SE od Nowej Szkocji;

– "Morze Beringa" – w granicach geograficznych;

– "Morze Ochockie", w powierzchnię zlodzenia tego akwenu wchodzi również powierzchnie lodów występujących na północnej części Morza Japońskiego.

Zlodzenia mórz Beringa i Ochockiego oraz Zatoki Św. Wawrzyńca, jako nie wchodzących w skład Arktyki, nie będą tutaj rozpatrywane.

Ze względu na izolację wód Morza Baffina, Zatoki Hudsona oraz Archipelagu Kanadyjskiego od pozostałych części Arktyki wprowadzi się tutaj dwa pojęcia dodatkowe, niezbyt może poprawne pod względem geograficznym, ale niezbędne z przyczyn porządkowych. Będzie to pojęcie "Arktyki Amerykańskiej", obejmujące łączną powierzchnię akwenów nazywanych w omawianym zbiorze Morzem Baffina, Zatoką Hudsona i wodami Archipelagu Kanadyjskiego oraz pojęcie "Arktyki Właściwej", pod którym to mianem określać się będzie powierzchnię pozostałych akwenów, czyli mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego oraz "Oceanu Arktycznego". Tradycyjnym pojęciem jest "Arktyka Atlantycka" – tu po tym pojęciem rozumieć się będzie dalej łączną powierzchnię mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego⁴, które wykazują bezpośrednie połączenie z wodami Atlantyku Północnego.

Zmiany pokrywy lodów morskich w okresie "przedsatelitarnym"

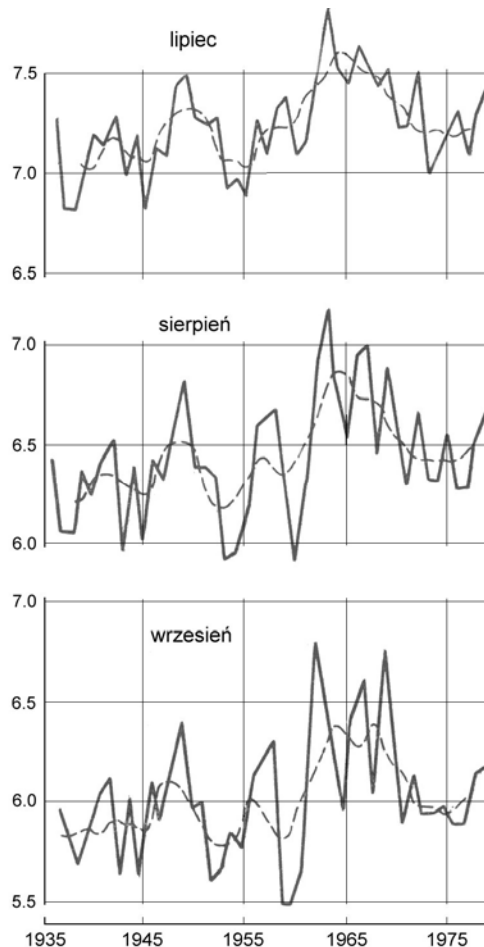
Wbrew pozorom, porównanie starszych i nowych danych o zlodzeniu Arktyki napotyka na duże trudności. Wobec bardzo dużych rozbieżności w szacowaniu rozmiarów powierzchni zlodzonych przez różnych badaczy, wydaje się najbardziej celowe w porównaniach operować danymi tych samych autorów, gdyż można mieć nadzieję, że konkretny badacz stosował przez cały czas taki sam podział regionalny (w tym przyjmował takie same granice Arktyki) oraz podobną metodykę opracowania i oceny danych. Spośród licznych danych na szczególną uwagę zasługują, zdaniem autora tej pracy, dane V.F. Zakharova⁵.

Zakharov (1981) zestawia miesięczne i średnie roczne powierzchnie lodów morskich dla okresu 1935–1978. Terytorialnie dane te obejmują morza Arktyki, jednak bez powierzchni zlodzenia Morza Baffina, Zatoki Hudsona i Archipelagu Kanadyjskiego – charakteryzować więc będą zlodzenie tego obszaru, który wyżej określono mianem "Arktyki Właściwej". Zdaniem Zakharowa (1981, s. 39),

⁴ Morze Karskie nie przez wszystkich oceanografów zaliczane jest do Arktyki Atlantyckiej. W tym przypadku, ze względu na konstrukcję zbioru danych, trzeba włączyć ten akwen do Arktyki Atlantyckiej.

⁵ V.F. Zakharov jest pracownikiem AANII (Arktiko-Antarkičeskij Naučno-Isledovatelskij Institut, St. Petersburg, Rosja), czyli instytucji, która organizowała i bezpośrednio prowadziła (i prowadzi) badania lodowe na całym obszarze Arktyki Rosyjskiej.

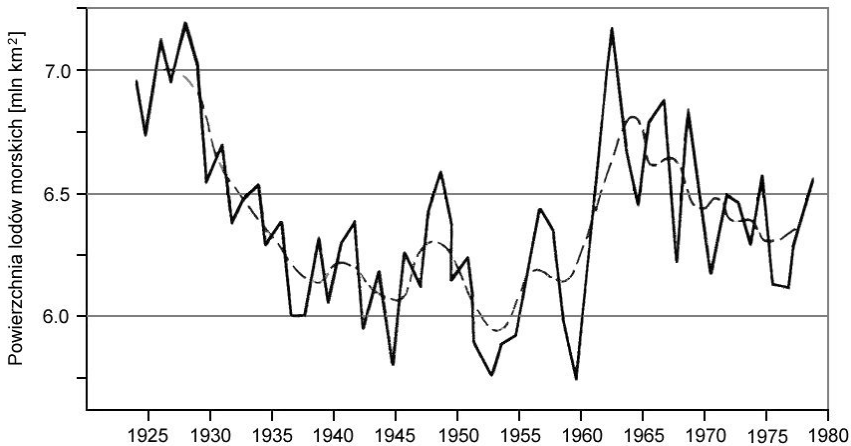
dane które stanowiły materiał wyjściowy do szacunków były wysoce wiarygodne. Z danych tych przytacza się (patrz rys. 3) jedynie przebiegi zlodzenia w lipcu, sierpniu i wrześniu, czyli tych miesiącach, dla których w analizowanym okresie ciągi są kompletne⁶. Analiza rysunków wykazuje, że w miesiącach ciepłej pory roku zaznacza się wspólny rytm zmian powierzchni lodów, choć oczywiście ich powierzchnia stopniowo się zmniejsza od lipca do września. W okresie 1935–1958 pokrywa lodowa, choć wykazywała stosunkowo dużą zmienność międzysezonową, to była zdecydowanie niższa od powierzchni lodów w okresie lat 60-tych XX wieku. Na przełomie lat 60-tych i 70-tych XX wieku powierzchnia lodów zaczęła się zmniejszać, ale w latach 70-tych była większa od tej, jaka występowała w latach 40-tych XX wieku.



Rys. 3. Zmiany powierzchni lodów morskich [mln km²] w lipcu, sierpniu i wrześniu w okresie 1935–1978 według Zakharova (1981)

⁶ Są to miesiące odpowiadające sezonowi nawigacyjnemu, stąd istnieją dane zarówno z okresu przedwojennego, jak okresu II wojny światowej. Inne miesiące mają znacznie krótsze ciągi obserwacyjne, stąd przebieg średnich rocznych Zakharov (1981) przedstawia tylko dla okresu 1947–1975.

Z przedstawionych przebiegów najciekawszy jest przebieg zlodzenia we wrześniu, czyli miesiącu, w którym pokrywa lodowa w Arktyce jest najmniejsza. W latach 1935–1959 średnia powierzchnia lodów w tym miesiącu może być z rysunku Zakharova oszacowana na $5.9 (\pm 0.1)$ mln km^2 , w latach 1960–1970 na $6.45 (\pm 0.1)$ mln km^2 , zaś w latach 1971–1978 na $6.0 (\pm 0.05)$ mln km^2 . Podobne dane dla drugiej połowy sierpnia, odpowiadające minimalnemu zasięgowi lodów Północnego Oceanu Lodowatego w granicach przyjmowanych w Rosji (ZSRR) zestawione przez Zakharova (1981) dla okresu 1925–1978 dają bardzo bliskie (choć nie tożsame pod względem zmian powierzchni) wyniki (patrz rys. 4).



Rys. 4. Zmiany powierzchni lodów morskich w drugiej połowie sierpnia (1925–1980) na obszarze Arktyki (bez Arktyki Amerykańskiej) według Zakharova (1981). Linia przerywana – wyrównanie 5-punktową średnią kroczącą

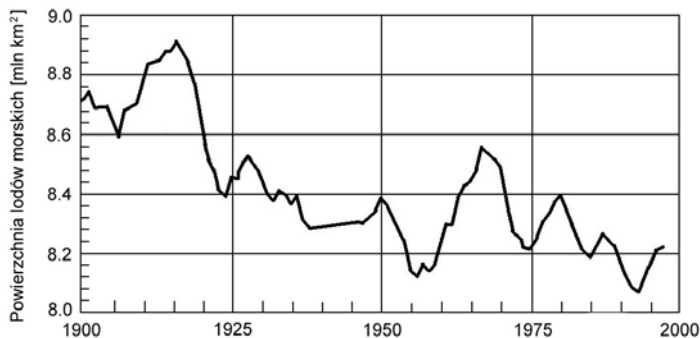
Od roku 1928 powierzchnia lodów zmniejsza się bardzo szybko, z około 7 mln km^2 do około 6.1–6.0 mln km^2 w latach 1935–1945. W tym okresie zakres zmienności międzyrocznej jest stosunkowo niewielki, spadki zdecydowanie przeważają nad wzrostami. W następnym okresie – w latach 1945–1960 – zmienność międzyroczna powierzchni lodów w drugiej połowie sierpnia zaczyna wykazywać znaczne wahania międzyroczne (0.7 mln km^2), osiągając wcześniej nienotowane minima po ~5.7 mln km^2 w 1953 i 1960 roku, przy wieloletniej średniej powierzchni nie odbiegającej od 6.0–6.1 mln km^2 . Od roku 1960 następuje gwałtowny wzrost powierzchni lodów w drugiej połowie sierpnia, która w roku 1963 osiąga 7.0 mln km^2 , a w okresie 1961–1969 wynosi średnio 6.6–6.7 mln km^2 . W latach 70-tych XX wieku średnia powierzchnia lodów maleje w stosunku do lat 60-tych, jednak pozostaje wyższa niż w latach 1935–1960 (~6.3–6.4 mln km^2). Zacharov (1981) przeprowadza rachunek korelacyjny między zmianami pokrywy lodowej w drugiej połowie sierpnia a średnią roczną powierzchnią lodów⁷ i stwierdza, że zmiany minimalnego zasięgu lodów morskich dobrze charakteryzują zmiany średniej rocznej powierzchni lodów na Północnym Oceanie Lodowatym. Współczynnik korelacji między oboma wielkościami jest równy 0.82 (Zacharov 1981, s. 47).

⁷ Tych danych Zakharov (1981) jednak w swojej publikacji nie przytacza.

Opisana przez Zakharova (1981) zmienność powierzchni lodów w okresie obserwacji "przed-satelitarnych" dobrze oddaje długookresowe zmiany temperatury powietrza w Arktyce. Spadek powierzchni lodów w latach 1927–1945 odpowiada gwałtownemu wzrostowi temperatury w latach 1920–1940, wzrost powierzchni lodów w latach 60-tych XX wieku silnemu ochłodzeniu, które zaznaczyło się w tym okresie w skali hemisferycznej, a w Arktyce było znacznie silniejsze niż w skali półkuli północnej. Jednocześnie zauważa się, że zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce charakteryzują się dużą amplitudą, przy czym następują stosunkowo szybko, wykazując jednak kilkuletnie opóźnienie (przeciętnie 2–3 letnie) w stosunku do zachodzących zmian temperatury powietrza.

Badając wkład zmienności zlodzenia poszczególnych akwenów w ogólną dyspersję zlodzenia Północnego Oceanu Lodowatego Zakharov stwierdza, że 89% rocznej dyspersji powierzchni lodów wnosi roczna zmienność zlodzenia mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego. Wpływ pozostałych mórz peryferycznych Oceanu Arktycznego na kształtowanie dyspersji jest niewielki i ogranicza się jedynie do miesięcy cieplej pory roku (czerwiec – październik). Od listopada do maja wyłącznie całkowitą zmienność powierzchni lodów Północnego Oceanu Lodowatego określają zmiany zlodzenia Morza Grenlandzkiego i Morza Barentsa, wpływ zmian zlodzenia pozostałych akwenów jest zerowy. Wobec zamarzania mórz Karskiego, Łaptiewych, Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego w chłodnej porze roku do granicy kontynentu, wniosek taki jest zrozumiały.

W roku 1997 Zakharov przedstawił nowe dane – średnie roczne powierzchnie lodów morskich w Arktyce dla okresu 1900–1995. Dane te oparte są na rekonstrukcjach statystycznych, pobieżne omówienie metod tych rekonstrukcji przedstawione jest między innymi w pracy Johannessena i in. (2004), której to pracy Zakharov jest jednym ze współautorów. Z danych tych wynika (patrz rys. 5), że w XX wieku maksimum rozwoju pokrywa lodowa osiągnęła gdzieś około 1910 roku i od tego momentu obserwuje się jej ciągły, przerywany krótkimi okresami wzrostów, spadek. Według tych danych zmniejszenie się średniej rocznej powierzchni lodów morskich w latach 30-tych XX wieku było stosunkowo niewielkie, natomiast znaczne jej zmniejszenie nastąpiło w latach 50-tych XX w.



Rys. 5. Zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce w XX wieku według Zakharova (1997). Przebieg wyrównany 5-punktową średnią kroczącą

Wzrost powierzchni lodów w latach 60-tych XX wieku względem minimum z lat 50-tych osiągnął około 400 tys. km². Absolutne minimum pokrywy lodowej wystąpiło w końcu XX wieku – na przebiegu wyrównanym 5-letnią średnią ruchomą – około 1993 roku. Celowo nie przytacza się tutaj konkret-

nych wartości powierzchni lodów, gdyż wartości te mają się "nijak" do wcześniej podawanych. Nie wykazują one również zupełnie zgodności z danymi zbioru Walsh'a i Chapmana dla półkuli północnej (Walsh 1978). Dotyczy to zarówno powierzchni (co jest zrozumiałe), jak również momentów wystąpienia maksimów i minimów rozwoju pokrywy lodowej. Szczególnie dziwne, wręcz niezrozumiałe jest to, że z danych zawartych w zbiorze Walsh'a i Chapmana wynika, że największa powierzchnia lodów na półkuli północnej w XX wieku wystąpiła w latach 1937–1950, jak również to, że w okresie ewidentnego ocieplenia Arktyki w latach 30-tych XX wieku powierzchnia lodów wzrasta. Istniejące dane, w tym setki zapisów w dziennikach okrętowych wyraźnie wykazują, że w tym czasie w Arktyce, zarówno Atlantycznej jak i Amerykańskiej, panowały w sezonach nawigacyjnych łagodne warunki lodowe, co powinno wyraźnie odbić się na średniej rocznej powierzchni lodów w skali hemisferycznej. Jedynymi akwenami, na których warunki lodowe w tym okresie stały się trudne były: Bałtyk, Morze Azowskie i północna część Morza Kaspijskiego. Powierzchnia tych akwenów wydaje się być zbyt mała, a sezon lodowy na nich zbyt krótki, aby mogły one ważyć na średniej hemisferycznej wielkości pokrywy lodów morskich.

Porównując nowe dane Zakharova (1997) z danymi Walsh'a i Chapmana (2001) trzeba zauważyć, że wyznaczany przez szereg Zakharova ujemny trend średniej rocznej powierzchni lodów morskich w Arktyce jest znacznie mniejszy od trendu średniego hemisferycznego. Powierzchnia lodów półkuli północnej od momentu kulminacji ochłodzenia lat 60-tych XX wieku spada niemal prostolinijnie i zmniejsza się o około 1.1 mln km², gdy w tym samym czasie powierzchnia lodów Arktyki spada nierównomiernie, z trzema kolejnymi, coraz to mniejszymi wzrostami i zmniejsza się tylko o 0.34 mln km².

Zmiany pokrywy lodów morskich w ostatnich dwóch dekadach XX wieku i ich cechy szczególne

Dokładnymi danymi, charakteryzującymi zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki operować można od roku 1979 (zbiór [gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n](#)). Analiza tych danych wskazuje, że średnia roczna powierzchnia lodów morskich w Arktyce w 26-leciu 1979–2005 była równa 11.244 mln km² ($\sigma_n = 0.271$ mln km²). W tym okresie maksymalne rozmiary powierzchnia lodów osiągnęła w lutym 1982 roku – było to 13.582 mln km², minimalną we wrześniu 2002 roku, kiedy to powierzchnia lodów zmniejszyła się do 6.274 mln km². Tak więc obserwowana w badanym 26-leciu zmienność sezonowa, włącznie ze składową zmian długookresowych dają amplitudę zmian pokrywy lodów morskich Arktyki równą 7.306 mln km², czyli ponad 50% maksymalnej powierzchni zlodzenia. Średnie roczne powierzchnie lodów morskich na poszczególnych akwenach, dla których w omawianym zbiorze są integrowane dane, wraz ze wcześniej określonymi obszarami pomocniczymi (Arktyka Właściwa, Arktyka Amerykańska) zestawiono w tabeli 1.

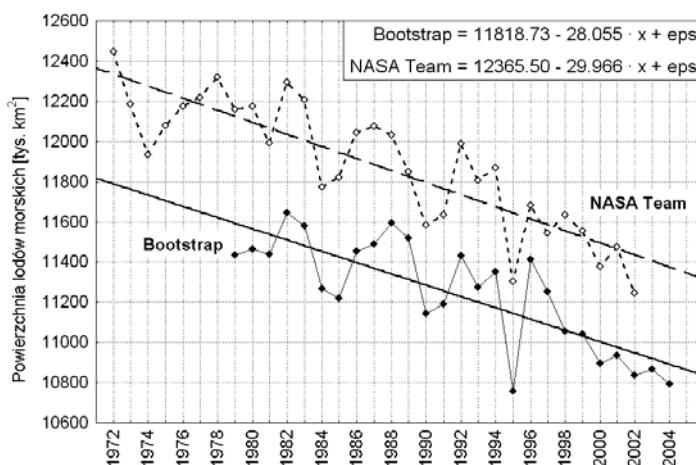
Średnie powierzchnie lodów, wyliczone ze zbioru GSFC różnią się istotnie od podobnych wartości przedstawianych w innych – "niasatelitarnych" zbiorach dla tego samego okresu. Przykładowo, ze zbioru Zakharova (1997) wynika, że średnia powierzchnia lodów w "Arktyce Właściwej" w latach 1979–2000 jest równa około 8.24 mln km², gdy dane satelitarne szacują jej powierzchnię na około 8.87 (+0.63) mln km². Podobnie duże różnice średniej powierzchni lodów Arktyki zaznaczają się i między poszczególnymi zbiorami, w których dane pochodzą z obserwacji satelitarnych. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest stosowanie dwóch różnych algorytmów do oceny koncentracji lodów: Bootstrap Algorithm (zbiór [gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n](#)) oraz NASA Team Algorithm (zbiór [gsfc.nasateam.month.extent.1972–2002.n](#)), a tym samym i do określania granicznej wartości

pokrycia powierzchni wody lodem o koncentracji 15%. Jako przykład przedstawia się przebiegi średniej rocznej powierzchni lodów obliczonych z dwóch zbiorów "satelitarnych" (rys. 6). Dolny wykres charakteryzuje przebieg obliczony za pomocą algorytmu Bootstrap, górny – NASA Team. Mimo dużej różnicy średniej powierzchni w obu zbiorach ich silne skorelowanie widoczne jest na pierwszy rzut oka, a co istotne z punktu widzenia analizy zmian – wartości trendów są bardzo podobne (–28.055 oraz –29.966 tys. km²/rok). Wobec tego, że każdy z tych zbiorów obejmuje inny okres, trudno oczekiwać, aby wartości trendów były identyczne.

Tabela 1

Średnie roczne powierzchnie zasięgu (extent) lodów morskich na poszczególnych akwenach Arktyki (1979–2004; 26 lat; źródło: obliczenia przeprowadzone na danych ze zbioru gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n)

Obszar / akwen	Powierzchnia średnia wieloletnia [tys. km ²]	σ [tys. km ²]	Powierzchnia maksymalna [km ²]	Powierzchnia minimalna [km ²]	Amplituda zmian międzyrocznych [tys. km ²]
Arktyka (całość)	11 243.6	270.6	11 645.9	10 757.2	888.7
w tym:					
Arktyka Właściwa	8 867.0	222.4	9 256.3	8 447.0	809.3
w tym:					
Morze Grenlandzkie	711.2	80.6	869.0	577.1	291.9
Morze Barentsa i Karskie	1 365.7	124.9	1 563.6	1 106.6	457.0
"Ocean Arktyczny"	6 790.1	105.0	6 924.5	6 564.9	359.6
Arktyka Amerykańska	2 376.6	139.0	2 654.3	2 087.5	566.8
w tym:					
Morze Baffina	831.7	100.4	1 043.7	681.7	362.0
Zatoka Hudsona	825.9	47.6	905.8	701.8	204.0
Archipelag Kanadyjski	719.0	16.0	732.0	651.7	80.3



Rys. 6. Porównanie przebiegu średniej rocznej powierzchni lodów morskich w Arktyce, obliczonych z dwu zbiorów "satelitarnych", w których miesięczne powierzchnie lodów szacowane są za pomocą odmiennych algorytmów (patrz tekst). Zwraca uwagę bardzo duże podobieństwo wartości trendów

Istnienie tak dużych różnic w powierzchni lodów między poszczególnymi zbiorami, w przypadku korzystania przy szacowaniu zmian zlodzenia Arktyki z danych pochodzących z różnych zbiorów jednocześnie, stanowić może jeden z powodów, dla których i oceny zmian powierzchni lodów morskich w różnych pozycjach literatury dają tak niejednoznaczne wyniki.

Analiza tabeli 1 pozwala dostrzec, że spośród akwenów "elementarnych", największą amplitudą zmian międzyrocznych zlodzenia charakteryzują się morza Barentsa i Karskie, na drugim miejscu pod tym względem lokuje się Morze Baffina. Amplituda międzyrocznej zmienności zlodzenia na morzach Barentsa i Karskim, których łączną średnią powierzchnię lodów można ocenić na 1366 tys. km² jest większa, niż na "Oceanie Arktycznym", którego średnia powierzchnia zlodzenia wynosi 6790 tys. km². Niemal nie wykazuje zmienności międzyrocznej zlodzenia Archipelagu Kanadyjskiego

Przeprowadzona analiza zmian w funkcji czasu wartości średnich rocznych powierzchni lodów morskich całej Arktyki i jej poszczególnych akwenów daje wyniki zestawione w tabeli 2. Analiza ta wykazuje, że cała powierzchnia lodów morskich w Arktyce w badanym okresie maleje w tempie około 28 tys. km² rocznie. Trend ten objaśnia aż 61% całej zmienności międzyrocznej średniej powierzchni lodów w Arktyce i jest wysoce istotny statystycznie. Gdyby założyć dokładne liniowe zachowanie się systemu i zachowanie w przyszłości takiej samej wartości trendu, zanik arktycznych lodów morskich nastąpiłby w 400 lat po 2004 roku⁸.

Tabela 2

Wartości trendów (tys. km²/rok) średniej rocznej powierzchni lodów morskich w Arktyce i ich poziom istotności statystycznej oraz stopień objaśnienia obserwowanej w latach 1979–2004 zmienności międzyrocznej średniej powierzchni lodów przez trend (adj. R²)

Obszar	Podobszar	Trend [tys. km ² /rok]	Istotność trendu: p <	Objaśnienie zmienności przez trend (adj. R ²)
Arktyka (całość)		-28.05 (±4.40)	0.000	0.61
Arktyka Właściwa		-18.98 (±4.50)	0.000	0.40
w tym:	M. Grenlandzkie	-4.84 (±1.91)	0.018	0.18
	M. Karskie i Barentsa	-6.45 (±3.06)	0.046	0.12
	"Ocean Arktyczny"	-7.69 (±2.32)	0.002	0.29
Arktyka Amerykańska		-9.07 (±3.21)	0.009	0.22
w tym:	M. Baffina	-5.19 (±2.46)	0.046	0.12
	Zatoka Hudsona	-3.27 (±1.08)	0.006	0.25
	Archipelag Kanadyjski	-0.61 (±0.41)	0.149	0.05

Na wszystkich akwenach stanowiących części składowe Arktyki występują ujemne trendy średniej rocznej powierzchni lodów morskich, z tego, na pięciu z sześciu istniejących obszarów integracji danych (akwenach), trendy te są istotne statystycznie. Jedynie na wodach Archipelagu

⁸ Takiego rodzaju rachunki oczywiście nie mają większego sensu; tu przytoczono je jedynie dla bardziej poglądowej ilustracji tempa zmniejszania się powierzchni lodów w ostatnim 26-leciu.

Kanadyjskiego trend jest nieistotny statystycznie, a jego wartość, choć również ujemna musi być traktowana jako okołozerowa.

67–68% wartości ujemnego trendu średniej powierzchni lodów całej Arktyki wnoszą ujemne trendy zaznaczające na obszarze "Arktyki Właściwej", obejmującej morza Grenlandzkie, Barentsa i Karskie oraz "Ocean Arktyczny" obejmujący Morze Arktyczne wraz z powierzchniami peryferycznych mórz szelfowych Syberii i Ameryki Północnej ("Ocean Arktyczny" według nazewnictwa GSFC). Z kolei ujemne trendy zlodzenia na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim, czyli na obszarze, który określono mianem "Arktyki Atlantycznej" wnoszą około 40% wartości trendu całej Arktyki. Ujemne trendy zaznaczające się w "Arktyce Amerykańskiej" wnoszą około 32–33% wartości do trendu średniej rocznej powierzchni lodów morskich całej Arktyki. Ta ostatnia wartość odtwarza z dobrym przybliżeniem procentowy udział zlodzenia "Arktyki Amerykańskiej" w ogólnej powierzchni lodów morskich całej Arktyki.

W "Arktyce Amerykańskiej" najsilniejsze ujemne trendy występują na Morzu Baffina, w "Arktyce Właściwej" na akwenie nazwanym "Oceanem Arktycznym". Ogólnie, dwukrotnie silniejsze od trendów występujących w "Arktyce Amerykańskiej", ujemne trendy zaznaczają na obszarze "Arktyki Właściwej", mającej nieskrępowany kontakt z Atlantykiem Północnym.

Podsumowując informacje na temat zachowania się średniej rocznej powierzchni lodów morskich w Arktyce można stwierdzić, że w ciągu całego XX wieku (1901–2000) wykazuje ona tendencję malejącą. To stwierdzenie przyjąć można za pewne i nie budzące wątpliwości. Znacznie bardziej problematyczne jest określenie rozmiarów tej tendencji.

Podanie konkretnej wartości trendu wieloletniego dla stulecia jest oczywiście możliwe, lecz z omówionych przyczyn – wysoce ryzykowne. Szacowana wartość trendu jest niepewna i obciążona nieznanym błędem, wobec bardzo mocno różniących się w poszczególnych zbiorach danych szacunków średnich rocznych powierzchni lodów morskich.

Wychodząc z danych Zakharova (1997) można tę wartość ocenić na $-6.8(\pm 1.3)$ tys. km^2/rok . Oznacza to, że w ciągu stulecia powierzchnia lodów morskich w Arktyce zmniejszyła się o 0.68 mln km^2 . Rozpatrując kształtowanie się trendu w krótszych odcinkach czasu w tym samym zbiorze uzyskuje się dla okresu 1901–1950 trend równy -8.8 tys. km^2/rok , dla okresu 1951–2000 trend równy -4.8 tys. km^2/rok . Wartości te są dziwne z co najmniej dwu powodów. Po pierwsze stoją one w zdecydowanej sprzeczności z rozpowszechnionymi poglądami – większość badaczy twierdzi, że wraz z upływem czasu tempo zaniku powierzchni lodów w Arktyce ulega przyspieszeniu, tu zaś trend spadkowy w drugiej połowie XX wieku jest mniejszy od trendu w pierwszej połowie XX wieku. Po wtóre, wartości trendów w drugiej połowie XX wieku szacowane z danych Zakharova (1997) rażąco *in minus* odbiegają od trendów podawanych przez innych badaczy.

Wartości trendów obliczone z danych satelitarnych dla okresu 26-lecia 1979–2004 są wielokrotnie wyższe. Średni trend w tym okresie na obszarze całej Arktyki można określić jako 28 (± 4.4) tys. km^2/rok . Oznacza to, że w ciągu ostatniego 26-lecia pokrywa lodów morskich Arktyki zmniejszyła się 0.728 (± 0.114) mln. km^2 . Największy spadek średniej rocznej powierzchni lodów w latach 1979–2004 zaznacza się na obszarze Arktyki Właściwej. Najsilniejsze trendy spadkowe na obszarze Arktyki Właściwej zaznaczają się na obszarze mórz Barentsa i Karskiego oraz na "Oceanie Arktycznym" (odpowiednio 6.45 i 7.69 tys. km^2/rok . Pozwala to sądzić, że rzeczywiście w ostatnim ćwierćwieczu tempo zmniejszania się średniej rocznej pokrywy lodowej w Arktyce uległo przyspieszeniu w stosunku do średniego tempa w drugiej połowie XX wieku, a zasadniczą rolę w kształtowaniu

tempa zmniejszania się powierzchni arktycznych lodów morskich odgrywają procesy funkcjonujące na "Oceanie Arktycznym" oraz morzach Barentsa i Karskim.

Na pytanie, czy tempo zaniku pokrywy lodów morskich w Arktyce, jakie obserwuje się w ostatnim ćwierćwieczu jest rzeczywiście większe od tempa, w jakim kurczyła się ona w pierwszej połowie XX wieku, niestety nie można udzielić wiarygodnej odpowiedzi. A odpowiedź na to właśnie pytanie wydaje się być kluczem do oceny rzeczywistego przebiegu zmniejszania się powierzchni lodów morskich w Arktyce.

W bardzo dużej liczbie pozycji literatury, na ogół jednak nie autorstwa badaczy zajmujących się analizą zmian zlodzenia i ich przyczynami, istnienie ujemnego trendu powierzchni lodów morskich w Arktyce jest związane z obserwowanym równocześnie silnym trendem wzrostowym temperatury powietrza w tym samym (1979–2004) okresie. Przyczyna zmniejszania się pokrywy lodów morskich w Arktyce widziana jest przez autorów tych prac niezmiernie prosto – wzrost temperatury pociąga za sobą przyspieszone tempo topnienia lodów i tym samym odpowiednio szybki spadek ich powierzchni. Z kolei, silny dodatni trend temperatury powietrza jest objaśniany przez działanie efektu cieplarnianego, związanego z narastającą koncentracją CO₂ i innych gazów cieplarnianych w atmosferze. Poglądy takie są często uważane za wręcz obowiązujące (poprawność polityczna), gdyż znajdują swoje umocowanie w wielu oficjalnych dokumentach, w tym w raportach IPCC (np. IPCC 2001).

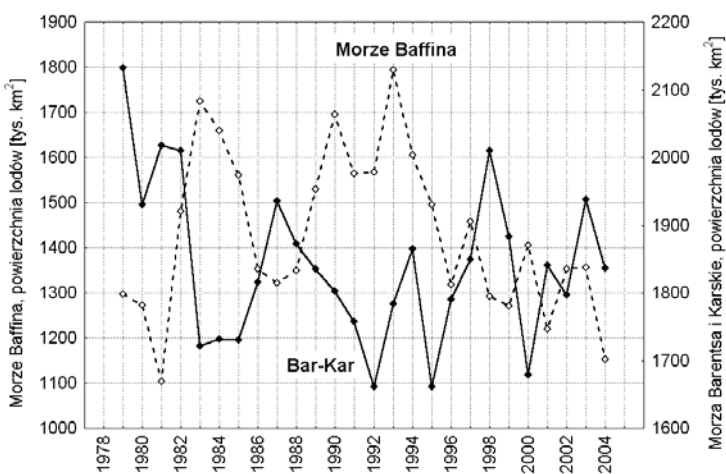
Te wykazujące duże zróżnicowanie regionalne trendy powierzchni lodów morskich dodatkowo silnie różnicują się w poszczególnych porach roku i miesiącach. Bez uwzględnienia rozkładu zmienności trendów w poszczególnych miesiącach, a zwłaszcza w momentach maksymalnego i minimalnego rozwoju pokrywy lodowej, nie można zrozumieć procesów kierujących zmniejszaniem się powierzchni lodów morskich w Arktyce.

Średni dla całego obszaru mórz Arktyki trend powierzchni lodów morskich w marcu jest równy $-14.56(\pm 4.45)$ tys. km²/rok. Trend ten jest wysoce istotny statystycznie ($p < 0.003$). Oznacza to, że średnia powierzchnia lodów arktycznych w momencie ich maksymalnego rozwoju maleje.

W okresie maksymalnego rozwoju lodów (marzec) wszystkie akweny, za wyjątkiem mórz Baffina, Grenlandzkiego i Barentsa mogą być pokryte całkowicie lodem. Z tej przyczyny zmienność maksymalnej powierzchni lodów w Arktyce warunkowana jest głównie przez zmienność zlodzenia na tych właśnie morzach, na których lody mogą ekspandować na południe.

Jednak między powierzchniami zlodzenia Morza Baffina i Morza Barentsa zachodzą w okresie zimowym, w tym i w marcu, stosunkowo silne związki ujemne (patrz rys. 7). Ich główną, choć nie jedyną, przyczyną jest funkcjonowanie NAO (North Atlantic Oscillation; Oscylacji Północnego Atlantyku). W przypadku występowania dodatniej fazy NAO chłodne powietrze znad Arktyki Kanadyjskiej i północnej części kontynentu amerykańskiego wynoszone jest nad Zatokę Baffina, Cieśninę Davisa i Morze Labrador. Przyczynia się to nie tylko do wzrostu natężenia procesów tworzenia się lodów morskich na tych akwenach, ale i przyspiesza dryf lodów z Prądem Labradorским na południe. Oba te procesy łącznie prowadzą do gwałtownego awansu zasięgu lodów na tych wodach. W tym samym czasie, powietrze, które zostało wyniesione znad tych akwenów nad Atlantyk, po transformacji w powietrze polarno-morskie, zostaje wniesione daleko na północ, w rejon południowych i środkowych części Morza Barentsa i południowo-wschodnich skrajów Morza Grenlandzkiego. Jest to powietrze ciepłe. W rezultacie zima nad obszarem Morza Barentsa jest łagodna, procesy lokalnego tworzenia się lodów są opóźnione lub nie występują wcale. Dryf lodów z basenu Morza

Arktycznego na południe, między Spitsbergenem a Ziemią Franciszka Józefa, jest dynamicznie hamowany i powierzchnia lodów na Morzu Barentsa (tylko wyjątkowo również na NW części Morza Karskiego) jest mniejsza od średniej. W czasie ujemnej fazy NAO, na ogół Morze Labrador i Cieśnina Davisa dostają się w strumień ciepłego powietrza z południa, Morze Barentsa – w strumień z północy lub kontynentalnego powietrza z południa, znad Rosji – i sytuacja lodowa się odwraca – lody rozprzestrzeniają się na powierzchni północnej i wschodniej części Morza Barentsa, ulegają redukcji na Morzu Labrador, we wschodniej części Cieśniny Davisa i południowo-wschodniej części Zatoki Baffina.

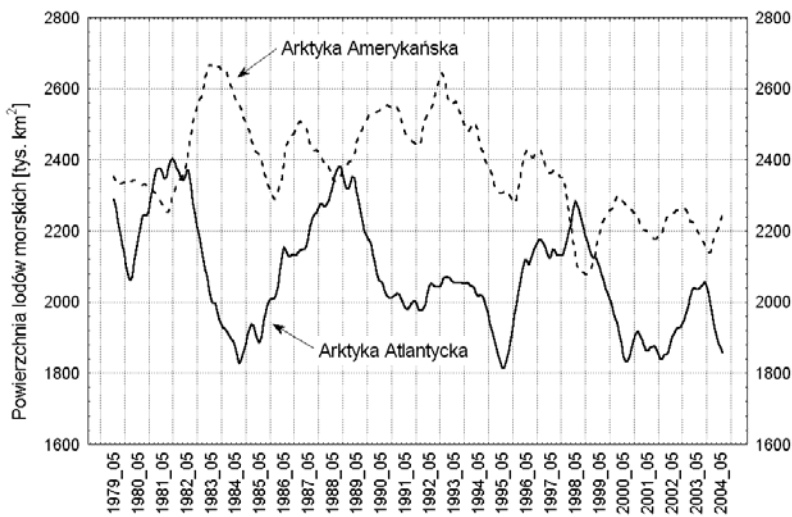


Rys. 7. Zmiany powierzchni zlodzenia Morza Baffina oraz mórz Barentsa i Karskiego (Bar-Kar) w marcu (maksymalny zasięg skraju lodów)

W rezultacie zmienność zlodzenia obu tych akwenów w dużym stopniu kompensuje się wzajemnie⁹ i mimo, że każde z tych mórz wykazuje dużą międzyroczną zmienność zlodzenia (patrz tab. 1) ich wpływ na zmienność powierzchni lodów morskich Arktyki jako całości jest niewielki. Podobny układ odwróconych w fazie zmian długookresowych zachodzi między zlodzeniem Arktyki Amerykańskiej i Arktyki Atlantycznej (Parkinson 2000; patrz rys. 8).

Główną rolę w kreowaniu zimowej zmienności powierzchni lodowej Arktyki pełni w takiej sytuacji Morze Grenlandzkie. Wpływ marcowych zmian powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim jest tak silny, że objaśniają one 37.5% średniej rocznej zmienności powierzchni lodów w całej Arktyce. Jest to jedyny akwen w całej Arktyce, na którym zaznacza się statystycznie istotny, ujemny trend powierzchni lodów w marcu – wynosi on $-6.15(\pm 2.70)$ tys. km² na rok ($p < 0.032$). Na pozostałych akwenach trendy te są nieistotne statystycznie, przy czym na "Oceanie Arktycznym", Zatoce Hudsona i Archipelagu Kanadyjskim są one praktycznie zerowe.

⁹ Średnia suma powierzchni zlodzonych na morzach Baffina, Barentsa i Karskim w marcu jest równa 3272 tys. km² a jej odchylenie standardowe 153 tys. km². W stosunku do rozmiaru powierzchni zmienność jest tu stosunkowo mała.

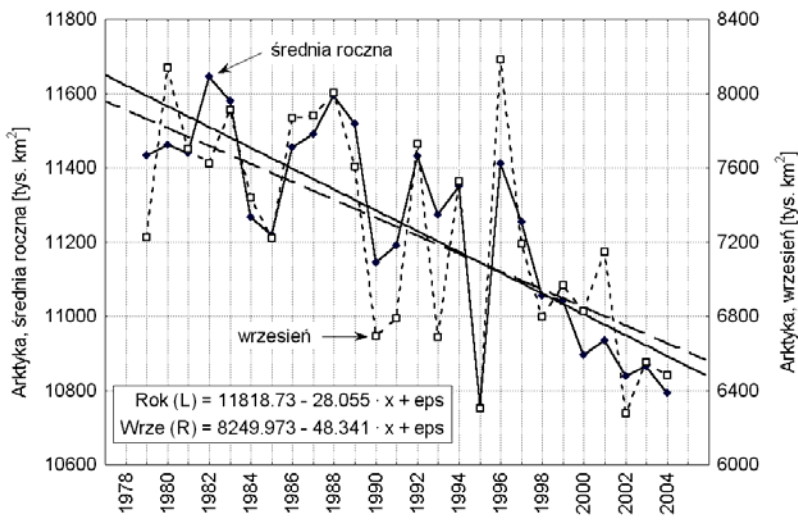


Rys. 8. Przebieg zmian powierzchni lodów morskich w Arctyce Amerykańskiej i Arctyce Atlantyckiej w okresie 1979–2004. Przebiegi miesięczne wyrównane 12-punktową średnią kroczącą. Widoczny odwrócony przebieg zmian powierzchni zlodzenia

O zimowej powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim decydują trzy czynniki, powiązane ze sobą skomplikowanym układem zależności: intensywność eksportu lodu z basenu Morza Arktycznego przez Cieśninę Frama (Kwok i Rothrock 1999, Vinje 2001) i dalej transport tego lodu na południe przez Prąd Wschodniogrenlandzki oraz przebieg zimowej temperatury powietrza nad Morzem Grenlandzkim i temperatury wody Morza Grenlandzkiego. Większość lodów morskich na Morzu Grenlandzkim to lód wyniesiony z basenu Morza Arktycznego. Aagaard i Carmack (1989) szacują średnią roczną dostawę lodów z basenu Morza Arktycznego na Morze Grenlandzkie na 2800 km³ rocznie. Ilość lodu morskiego, który tworzy się bezpośrednio na Morzu Grenlandzkim w stosunku do ilości lodu spływającego przez Cieśninę Frama jest ograniczona.

Znacznie bardziej skomplikowana jest kwestia kształtowania się trendów powierzchni lodów morskich w okresie ich minimalnego zasięgu, co w przebiegu wieloletnim (średnia klimatyczna) zaznacza się we wrześniu. Przeprowadzona analiza trendów wykazuje, że powierzchnia lodów we wrześniu w całej Arctyce wykazuje trend ujemny równy 48.34 (± 12.05) tys. km²/rok, który jest istotny statystycznie na poziomie $p < 0.001$. Przebieg zmian zlodzenia Arctyki we wrześniu (patrz rys. 9) jest silnie skorelowany ze zmianami średniej rocznej pokrywy lodowej w Arctyce ($r = 0.82$; $p < 0.000$)¹⁰, co sugeruje, że zmniejszanie się średniej rocznej powierzchni lodów w Arctyce zachodzi głównie jako skutek zmniejszania się pokrywy lodowej w okresie jej minimalnego rozprzestrzenienia. Trend wrześniowy jest niemal dwukrotnie większy (1.7) od trendu średniego rocznego. Mimo wysokiej istotności statystycznej wrześniowego trendu dla całego obszaru Arctyki, wyjaśnia on tylko 38% całkowitej wariancji międzyrocznej powierzchni lodów we wrześniu.

¹⁰ Ta wartość współczynnika korelacji, obliczona z danych satelitarnych jest taka sama, jaką podaje Zakharov (1981) dla danych z obserwacji okresu "przedsatelitarnego" (1925–1978).



Rys. 9. Zmiany rocznej (średnia roczna) i wrześniowej (najmniejsza w roku) powierzchni lodów morskich w Arktyce i ich trendy (równania w ramce)

Główny wkład (około 92%) w wielkość wrześniowego trendu powierzchni lodów w Arktyce wnosi spadek powierzchni lodów w "Arktyce Właściwej". Na tym obszarze dwa akweny wykazują trend statystycznie istotny – są nimi "Ocean Arktyczny" (–35.51 tys. km²/rok) oraz Morze Grenlandzkie (–6.17 tys. km²/rok). Ujemny trend powierzchni lodów we wrześniu na morzach Barentsa i Karskim nie osiąga progu istotności statystycznej, podobnie jak trendy na wszystkich akwenach wchodzących w skład Arktyki Amerykańskiej (patrz tab. 3).

Tabela 3

Wartości trendów (tys. km²/rok) wrześniowej (najmniejszy zasięg w roku) powierzchni lodów morskich w Arktyce i ich poziom istotności statystycznej oraz stopień objaśnienia obserwowanej w latach 1979–2004 zmienności międzyrocznej średniej powierzchni lodów przez trend (adj. R²). Trendy statystycznie istotne pogrubiono

Obszar	Podobszar	Trend [tys km ² /rok]	Istotność trendu: p <	Objaśnienie zmienności przez trend (adj. R ²)
Arktyka (całość)		–48.34 (±12.05)	0.001	0.38
Arktyka Właściwa		–44.58 (±11.13)	0.001	0.38
w tym:	M. Grenlandzkie	–6.17 (±2.51)	0.022	0.17
	M. Karskie i Barentsa	–2.90 (±4.82)	0.553	-
	"Ocean Arktyczny"	–35.51 (±9.64)	0.002	0.33
Arktyka Amerykańska		–3.76 (±3.41)	0.281	0.01
w tym:	M. Baffina	–0.10 (±1.14)	0.927	-
	Zatoka Hudsona	–0.63 (±1.33)	0.624	-
	Archipelag Kanadyjski	–3.03 (±2.03)	0.149	0.05

Pewien problem interpretacyjny stwarza bardzo duży udział "Oceanu Arktycznego" w kształtowaniu całości zmian powierzchni lodów Arktyki we wrześniu (73.4%). Polyakov i współautorzy (2002) badając zmiany zlodzenia mórz peryferycznych Północnego Oceanu Lodowatego w granicach Arktyki Rosyjskiej (morza: Karskie, Łaptiewów, Wschodniosyberyjskie, Czukockie) w okresie 1900–2000 stwierdzają, że występujące trendy zasięgu lodów na tych morzach są statystycznie nieistotne, występujące zmiany mają charakter wahań długookresowych o skali od 60 do 80 lat (LFO; Polyakov i Johnson 2000) na Morzu Karskim, do skracających się wraz z przesuwaniem się na wschód wahań skali dekadowej na Morzu Czukockim. Podobnie zachowuje się zmienność grubości lodów na tych morzach, badana w okresie 1936–2000 (Polyakov i in. 2002).

Comiso (2002), porównał średnie z dwu dekad (1979–1989 i 1990–2000) minimalne zasięgi lodów w Arktyce Właściwej, co przypadało na drugą lub trzecią dekadę września. Według oceny tego badacza, w okresie minimalnego zasięgu, pokrywa lodowa zmniejsza się w tempie $8.9(\pm 2.0)\%$ na dekadę. Comiso stwierdza, że największe spadki powierzchni lodów zachodzą na morzach Czukockim i Beringa, mniejsze, chociaż również wyraźne – na morzach Wschodniosyberyjskim, Łaptiewów i Karskim. Stosując prostą metodę regresji liniowej dochodzi do wniosku, że trwała pokrywa lodowa w Arktyce Właściwej we wrześniu zaniknie całkowicie przed końcem XXI wieku. Jeśli uwzględni się, zdaniem Comiso (2002), dodatnie sprzężenia zwrotne między lodem, oceanem i atmosferą, zależność stanie się nieliniowa i zanik trwałej pokrywy lodowej w końcu okresu ciepłego nastąpi szybciej, przypuszczalnie około 2050 roku. Argumentem, przemawiającym za tak szybkim końcem istnienia trwałej (całorocznej) pokrywy lodów morskich, jest stwierdzony przez Comiso wzrost temperatury powierzchni lodów o 1.2 K na dekadę.

Przeprowadzona analiza wykazuje, że główną rolę w kształtowaniu trendu średniej rocznej powierzchni lodów odgrywa bardzo silny, postępujący wraz z upływem czasu, spadek zlodzenia we wrześniu. Powierzchnia lodów morskich we wrześniu stanowi efekt całkowania zmian tej powierzchni od momentu jej maksymalnego rozwoju w marcu, do końca okresu ciepłego, czyli procesów funkcjonujących przez cały okres "ciepły", a praktycznie przez okres, w którym nad Arktyką trwa okresowa lub ciągła operacja słoneczna. Zaznaczające się jednak bardzo silne różnicowanie regionalne, w którym obszar Arktyki Amerykańskiej oraz morza Barentsa i Karskie nie odgrywają istotniejszej roli w kształtowaniu trendu wrześniowego, natomiast zmiany powierzchni lodów we wrześniu na dwóch akwenach – "Oceanie Arktycznym" i Morzu Grenlandzkim wnoszą aż 86% wartości ujemnego trendu minimalnego zasięgu lodów w całej Arktyce wskazuje, że zanik pokrywy lodów na obszarze Arktyki nie ma jednakowej przyczyny, związanej wyłącznie z dopływem radiacji lub bilansem radiacyjnym w okresie letnim.

Porównując charakterystyki trendów zmian pokrywy lodowej przytaczane przez Polyakova i in. (2002) dla syberyjskich mórz szelfowych z trendami uzyskanymi dla "Oceanu Arktycznego", w skład którego morza te wchodzi, w 26-leciu 1979–2004, widać zasadnicze różnice. Jest sprawą oczywistą, że wartość trendu, przy stałym punkcie końca szeregu jest uzależniona od wartości początku szeregu. Jeśli różne badania przyjmują odmienne punkty początku szeregów chronologicznych, trendy i ich poziom istotności statystycznej będą różne – i co najważniejsze – mimo, że każdy z nich jest prawdziwy, to są nieporównywalne.

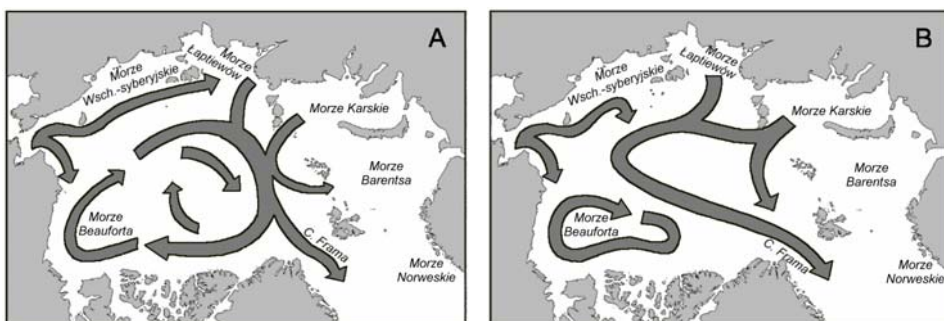
Analiza codziennych i miesięcznych map zasięgu lodów prowadzona w ciągu ostatnich kilkunastu lat wykazuje, że na morzach Beauforta, Czukockim, Wschodniosyberyjskim i Łaptiewów, oraz w mniejszym stopniu na Morzu Karskim, doszło nie do powolnej, lecz naglej zmiany letnich zasięgów

lodów. Te zmiany stanowią o znaku i wielkości trendu minimalnej powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym". To właśnie wielkie natężenie zmian minimalnych powierzchni lodów na morzach Czukockim, Beauforta i Wschodniosyberyjskim doprowadziły do wystąpienia w sierpniu-wrzeźniu kolejnych lat 2002, 2003 i 2004 najmniejszej w okresie obserwacji instrumentalnych powierzchni lodów w Arktyce (Serreze i in. 2003, Stroeve i in. 2005).

Wyjaśnienie tej kwestii wymaga przejściowo zmiany tematu i zajęcia się zmianami nie tylko powierzchni, ale ogólnie – zmianami ilości (objętości) lodów w Arktyce. Dopiero po wyjaśnieniu kilku zagadnień z tym związanych będzie można powrócić do bardziej szczegółowego omówienia kształtowania się trendów powierzchni lodów morskich w Arktyce i ich zróżnicowania regionalnego.

Oprócz zmniejszenia się pokrywy lodów morskich na obszarze Arktyki obserwuje się również i zmniejszanie ilości (objętości) lodów. Wyraża się to w jednoczesnym zmniejszaniu powierzchni i grubości lodów morskich (Rothrock i in. 1999, Wadhams i Davis 2000). Średnia grubość lodu arktycznego jest szacowana na około 3 m, przy czym lód o największej grubości, około 6 m występuje na północ od wybrzeży północnej Grenlandii i Archipelagu Kanadyjskiego, najcieńszy, średnio o grubości 1 m, wzdłuż wybrzeży syberyjskich. Taki rozkład grubości lodów jest związany z zasadniczymi cechami cyrkulacji atmosferycznej funkcjonującej nad "Oceanem Arktycznym" i powierzchniowej cyrkulacji oceanicznej w wodach tego akwenu.

Na obszarze Arktyki Właściwej zaznaczają się, według Proshutinsky'ego i Johnsona (Proshutinsky i Johnson 1997, Proshutinsky i in. 2005) ściśle związane z charakterem cyrkulacji atmosferycznej, dwa reżimy dryfu lodów (patrz rys. 10).



Rys. 10. Dryf lodów na obszarze Arktyki właściwej w warunkach dominacji cyrkulacji antycyklonalnej (A) i dominacji cyrkulacji cyklonalnej (B). Na podstawie Proshutinsky'ego i in. (2005), uzupełnione

Dominacja antycyklonalnej cyrkulacji lodów występuje wtedy, gdy zwiększa się nad Arktyką częstość występowania sytuacji wyżowych, przy czym centra wyżów lokują się na obszarach między biegunem a Archipelagiem Kanadyjskim lub w rejonie okołobiegunowym. Takiej sytuacji odpowiadają ujemne wartości wskaźników AO (Oscylacji Arktycznej), tym mniejsze, im wyższe jest średnie miesięczne ciśnienie nad rejonami okołobiegunowymi. W okresie dominacji cyrkulacji antycyklonalnej nad Arktyką lody dryfują wzdłuż wybrzeży wschodniej Syberii na zachód, do północnej części Morza Łaptiewów. Na morzach Łaptiewów i Karskim kierunek dryfu się zmienia na północny, lody "odchodzą" od wybrzeży Syberii na północ, wchodząc w silny dryf Prądu Transarktycznego, który kieruje

je na zachód. Część lodów z tego prądu ekspanduje na południe, na Morze Barentsa przez obszary między Ziemią Franciszka Józefa a Spitsbergenem, część dochodzi do Cieśniny Framy, przez którą, wraz z Prądem Transarktycznym, a następnie z Prądem Zachodniogrenlandzkim kieruje się na południe. Większość lodów niesionych przez Prąd Transarktyczny kierowana jest jednak na zachód, dryfując na północ od Grenlandii, gdzie dostają się w krąg cyrkulacji antycyklonalnej, która, po przejściu Morza Beauforta, doprowadza je na powrót na długości geograficznej Cieśniny Beringa, do Prądu Transarktycznego. Dzięki takiemu charakterowi cyrkulacji lodów istnieją w Arktyce sprzyjające warunki do przekształcania się lodów pierwszorocznych w lody wieloletnie, czyli do wzrostu grubości lodów. Lody w basenie Morza Arktycznego przebywają długo, eksport lodów przez Cieśninę Framy jest wyraźnie osłabiony, stopień zwarcia lodów rośnie, przez co i masa lodów w Arktyce wzrasta.

W przypadku dominacji nad obszarem Arktyki sytuacji cyklonalnych, Wyż Arktyczny słabnie, okresowo zanika, a jego centrum przemieszcza się nad Morze Beauforta. Układy niskiego ciśnienia wnikają do Arktyki głównie z Atlantyku, kierując się najczęściej wzdłuż mórz Barentsa i Karskiego nad Tajmyr lub Morze Łaptiewych. Część niżów kieruje się trasą bardziej południkową w kierunku bieguna, przechodząc nad zachodnią częścią Cieśniny Framy i rejonem Spitsbergenu. Wartości wskaźnika AO (Oscylacji Arktycznej) są w takich okresach dodatnie, tym wyższe, im niższe jest średnie ciśnienie w rejonie wysokich szerokości¹¹.

W sytuacji dominacji cyrkulacji cyklonalnej reżim dryfu lodów ulega całkowitej przebudowie. Lody przy wybrzeżach Syberii dryfują na północ i wschód dochodząc do Prądu Transarktycznego. Prąd Transarktyczny przesuwa się do centralnych części basenu Morza Arktycznego przechodząc przez rejony okołobiegunowe i przyspiesza, prowadząc masy lodów w kierunku Cieśniny Framy, bez zwrotu na zachód przy wybrzeżach północnej Grenlandii. Wir Morza Beauforta słabnie, jego średnica zmniejsza się (patrz rys. 10), tworząc odrębny, izolowany od Prądu Transarktycznego krąg cyrkulacji antycyklonalnej. W takich warunkach lody powstałe między wybrzeżami Syberii a biegunem szybko wynoszone są z basenu Morza Arktycznego, wyprątaniu z lodów ulegają również centralne części basenu Morza Arktycznego. Udział lodów wieloletnich w ogólnej strukturze lodów morskich stosunkowo szybko się zmniejsza, na większości powierzchni "Oceanu Arktycznego" po kilku krótko po sobie następujących epizodach dominacji cyrkulacji cyklonalnej zaczynają przeważać lody jednoroczne i dwuletnie. Warunki do utrzymywania się przewagi lodów wieloletnich występują tylko w antycyklonalnym wirze Morza Beauforta. Eksport lodów przez Cieśninę Framy wyraźnie się wzmaga, co powoduje wzrost masy lodów na Morzu Grenlandzkim. Te lody, transportowane na południe przez Prąd Wschodniogrenlandzki, zużywają na swoje topnienie ciepło spoza Arktyki. Przy występowaniu cyrkulacji cyklonalnej masa lodów w Arktyce Właściwej maleje, maleje również i stopień zwarcia lodów, szczególnie na tych akwenach, na których dochodzi do dywergentnego ruchu lodów.

Jak nietrudno zauważyć, nawet w sytuacji, gdyby atmosferyczna cyrkulacja cyklonalna nie pociągała za sobą wzrostu temperatury powietrza w centralnej części Arktyki, działanie samego czynnika dynamicznego w trakcie dominacji cyrkulacji cyklonalnej jest na tyle znaczące, że może

¹¹ Układy niskiego ciśnienia wnikające nad Cieśninę Davisa i Zatokę Baffina lub nad obszar Arktyki Kanaadyjskiej czy południowej Alaski niezmiernie rzadko wkraczają w jeszcze wyższe szerokości, stąd też mimo odmiennych wartości i przeciwnych znaków, wskaźniki AO są bardzo silnie ($r \sim 0.7-0.8$) skorelowane ze wskaźnikami NAO. Powoduje to, że oba określenia, teoretycznie dotyczące odrębnych oscylacji, używane są przez wielu badaczy zamiennie.

doprowadzić do znacznego zmniejszenia się masy lodów w Arktyce Właściwej. Działanie czynnika dynamicznego, niestety, często było (i jest) całkowicie ignorowane przy różnego rodzaju ocenach i interpretacjach klimatycznych i klimatologicznych zmian powierzchni lodów

Szacunki zmian ilości lodów w Arktyce opierały się głównie na pionowych sondażach sonarowych wykonywanych z okrętów podwodnych, pozwalających na określenie grubości lodów wzdłuż profili, po których poruszał się okręt. Danych tych nie było zbyt wiele, a ich rozmieszczenie przestrzenne jest skrajnie nierównomierne. Również rozkład w czasie tych badań nie był równomierny.

Pierwsze oceny spadku grubości lodów dokonane przez Rothrocka ze współautorami (1999) były szokujące. Według tych badaczy w okresie między 1956–1978 a 1993–1997 średnia grubość lodów w Arktyce Właściwej zmniejszyła się o 1.3 m (z 3.0 do 1.7 m). Zmniejszenie się grubości lodów nie rozkładało się równomiernie; nad biegunem było to zmniejszenie się o 1.4 m, nad Basenem Nansena o 1.7, w Arktyce Wschodniej o 1.8, nad Basenem Kanadyjskim o 1.3, Morzem Beauforta i Plateau Czukockim (Chukchi Cap) o 0.9 metra. Uwzględniając jednoczesne zmniejszenie się powierzchni lodów, Rothrock i in. (1999) oszacowali, że w okresie ostatnich 28–30 lat objętość lodu w Arktyce Właściwej zmniejszyła się o 40% (!). Badania Wadhamsa i Davisa (2000), opierające się na dwóch sondażach przeprowadzonych na transekcie od Cieśniny Frama do bieguna w sierpniu 1976 i 1996 roku, wykazały zmniejszenie się grubości lodów o 43%, czyli potwierdziły ogólne wyniki badań Rothrocka i in. (1999).

Szacunki Rothrocka, Yu i Maykuta (1999) wzbudziły wiele wątpliwości różnej natury wśród zajmujących się tą problematyką oceanologów i geofizyków, entuzjazm wśród części klimatologów i w środkach masowego przekazu. Literatura dotycząca tych wątków jest równie obszerna, jak i niewiele wnosząca do poznania rzeczywistości. Przeprowadzono liczne eksperymenty modelowe, które, w zależności od modelu, potwierdzały gwałtowne cienienie lodów arktycznych lub zaprzeczały gwałtownemu zmniejszeniu się grubości lodów. Przeprowadzono również ponowne studia nad interpretacją materiałów źródłowych. Ostatecznie okazało się, że w czasie jaki upłynął między profilowaniami nastąpiło przemieszczenie się podstawowych mas lodów wieloletnich i tam, gdzie kilkanaście lat wcześniej dominowały w strukturze lodów lody wieloletnie, w momencie profilowania przeważały lody pierwszoroczne (Holloway i Sou 2002). Pierwsze profilowania zostały przeprowadzone w końcu lat pięćdziesiątych i w latach sześćdziesiątych, na trasie Cieśnina Beringa – biegun – Cieśnina Frama oraz na wodach między wybrzeżami Ameryki Północnej i Grenlandii a biegunem, kiedy dominowała cyrkulacja antycyklonalna lodów. Profilowania wykonane w latach 1993–1997 na trasie Cieśnina Frama – biegun – Cieśnina Beringa, na wschodniej części Morza Czukockiego i zachodniej części Morza Beauforta oraz nad Basenem Kanadyjskim prowadzone były po kilkuletniej (co najmniej 4-letniej) dominacji bardzo silnej fazy cyrkulacji cyklonalnej, która doprowadziła do przebudowy struktury wiekowej lodów na tym obszarze. Według Holloway i Sou (2002) rzeczywiste zmniejszenie się średniej grubości lodów w Arktyce można ocenić w tym czasie na około 12%.

Zhang, Rothrock i Steele, bardzo szybko, bo w roku 2000, uwzględnili wynikającą ze zmiany warunków cyrkulacyjnych przebudowę struktury wiekowej lodów, jaka nastąpiła między dwoma okresami 1979–1987 (niskie NAO) i 1988–1996 (wysokie NAO) i uzyskali względnie dobrą zgodność między wynikami pracy modelu i obserwacjami satelitarnymi. Model wykazuje znaczną redukcję dostawy lodu z Basenu Kanadyjskiego do wschodniej Arktyki i silnie wzmoczony wpływ lodów przez Cieśninę Frama oraz ogólny spadek objętości lodów w całej Arktyce Właściwej w czasie wysokiego

NAO. Obliczenia modelu pozwalają szacować zmniejszenie się ilości (objętości) lodu w Arktyce Właściwej na około 20% (Zhang i in. 2000). Uwzględnienie ściślejszych danych o kierunkach i prędkości dryfu lodów, uzyskanych z ruchu autonomicznych boi dryfujących i ich konfrontacja z danymi sonarowymi (i innymi) uzyskanymi z rejsów okrętów podwodnych, pozwalają na stopniowe ulepszanie modelu i coraz bardziej precyzyjną ocenę zmniejszania się masy lodów morskich w Arktyce (Zhang i in. 2003).

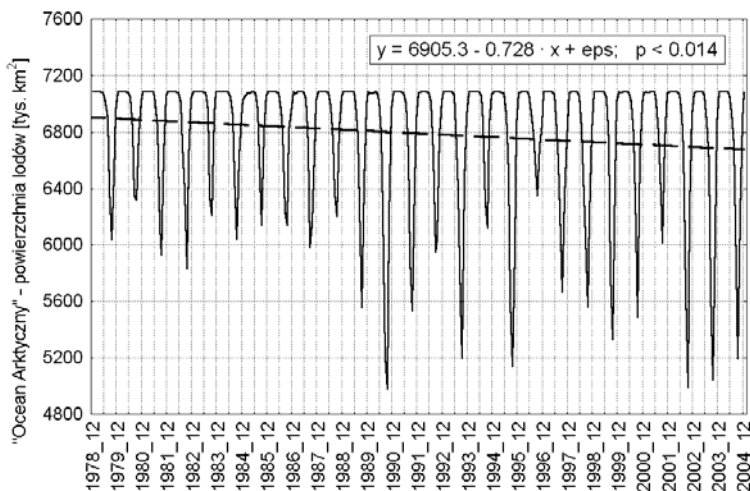
Wyniki symulacji zmian masy lodu w Arktyce przeprowadzone na najnowszym modelu, w którym uwzględniono nie tylko zmiany temperatury powietrza w cyklu rocznym, ale także zachodzące w cyklu rocznym zmiany prędkości i kierunku wiatru geostroficznego, Rothrock i Zhang (2005) przedstawili dla okresu 1948–1999. Autorzy ci nie uwzględnili w tym modelu warstwy mieszania oceanu, czyli całkowicie pominęli zmienność zasobów ciepła w wodach. Symulacja wykazała, że w analizowanym okresie działają dwa główne czynniki prowadzące do zmniejszania się masy lodu w Arktyce – są nimi: czynnik dynamiczny (wiatr, cyrkulacja atmosferyczna) oraz wiosenny wzrost temperatury powietrza. Według tych badaczy, w omawianym okresie masa lodu w Arktyce zmniejsza się o 4% w ciągu dekady. W symulacji, w całym okresie eksport lodu z Arktyki Właściwej przeważa nad produkcją lodu, jednak w poszczególnych latach różnice między produkcją, a eksportem lodu mogą dochodzić do $\pm 30\%$. Najsilniejszemu cieniowaniu podlegać ma niezdeformowany lód płaski, natomiast stosunkowo słabemu – lód zwałowany (spiętrzony). Omawiany model wykazuje¹², że od lat 60-tych do końca lat 90-tych XX wieku, grubość lodu w centralnej części "Oceanu Arktycznego" i na morzach wschodniosyberyjskich zmniejszyła się średnio o 2 m (!) gdy w Archipelagu Kanadyjskim tylko o 0.5 m.

Niezależnie od problemów, jakie nastroczą interpretację wyników badań modelowych i kwestie ich zgodności bądź niezgodności z danymi obserwacjami, wydaje się, że można przyjąć za pewnik, iż w okresie ostatnich dwudziestu lat nastąpiło wyraźne przekształcenie się struktury wiekowej lodów morskich w Arktyce i ich objętość w Arktyce Właściwej wyraźnie się zmniejszyła. Raczej ostrożnie traktować należy podawane przez poszczególnych badaczy konkretne wartości oszacowanych przez modele spadków objętości lodu¹³ czy też zmiany jego grubości (patrz dyskusja na ten temat w pracy Johannessena i in., 2004), tym nie mniej wszystko wskazuje na to, że zmiany te były znaczne. Na zmniejszenie się objętości i grubości lodu w Arktyce Właściwej zasadniczy wpływ wywarły zmiany cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką, jakie zachodziły w latach 1978–2000 oraz występujący dodatni trend temperatury powietrza w okresie wiosny (Rothrock i Zhang, 2005). Rola cyrkulacji atmosferycznej przede wszystkim spowodowała się do przyspieszonego w drugiej połowie badanego okresu (1978–2000) eksportu lodu morskiego z "Oceanu Arktycznego" przez Cieśninę Framę na południe i wytworzenie sytuacji, w której produkcja lodu na tym akwenie stała się mniejsza od jego eksportu i jego topnienia *in situ*.

¹² Szereg podawanych w tej pracy wartości jest trudnych do jednoznacznej oceny, gdyż wyrażone są w mierze procentowej – autor nie potrafi ocenić np. trendu temperatury powietrza podawanego w % czy spadku grubości lodu podawanego w %. Jeśli lód niezdeformowany zmniejszył grubość o 20%, a lód zwałowany tylko o 15%, to uwzględniając charakterystyczne grubości obu typów lodów (1.3 i 3.5 m), okaże się, że szybciej cienieje (?) lód zwałowany (0.525 m) od lodu niezdeformowanego (0.260 m).

¹³ Dokładność tego rodzaju obliczeń uzależniona jest od najmniej dokładnie oszacowanego czynnika. Tym czynnikiem jest przyjmowana do obliczeń grubość lodu morskiego. Liczba profilowań sonarowych oraz ich rozkład w czasie i przestrzeni nie jest w żadnym stopniu porównywalny ze stopniem dokładności pomiarów powierzchni lodów.

Analiza przebiegu zlodzenia "Oceanu Arktycznego" zdaje się wskazywać na możliwość występowania długookresowych wahań powierzchni lodów lub też wystąpienia skokowej zmiany reżimu lodowego w sezonach ciepłych (patrz rys. 11). Zmiana ta nastąpiła w latach 1989–1990. Warto w tym miejscu przypomnieć, że w okresach zimowych tych właśnie lat natężenie Oscylacji Północnego Atlantyku osiągnęło nie notowane wcześniej wartości dodatnie. Jednak w badanym okresie nie występują istotne statystycznie związki między zmiennością wskaźnika NAO a powierzchnią lodów w miesiącach zimowych (r od -0.27 do $+0.16$ w okresie styczeń-kwiecień), ani też średnią roczną powierzchnią lodów na tym akwenie ($r = -0.31$). Jedyne istotny współczynnik korelacji ($r = -0.46$, $p < 0.018$) między zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella a pokrywą lodów morskich zaznacza się z dużym opóźnieniem – z powierzchnią lodów w sierpniu. W takiej sytuacji trudno wiązać bezpośrednio rosnące kolejne głębokie minima powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym" z termicznym oddziaływaniem cyrkulacji atmosferycznej NAO czy AO (Arctic Oscillation; Oscylacja Arktyczna). Proshutinsky i Johnson (1997) wysuwają tezę, że ta nagła zmiana zlodzenia stanowi odbicie zmiany długookresowego reżimu wiatrów nad samą Arktyką, czyli zmiany charakteru działania czynnika dynamicznego.



Rys. 11. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na "Oceanie Arktycznym" i ich trend. Wartość trendu (ramka) określona w tys. km²/miesiąc. Widoczne gwałtowne zmniejszenie się powierzchni lodów w minimum ich rozwoju (wrzesień) od roku 1989

Dla wyjaśnienia kwestii, jak kształtują się trendy zmian powierzchni lodów na poszczególnych akwenach Arktyki w ujęciu miesięcznym, przeprowadzono stosowne analizy, których zasadnicze wyniki zestawiono w tabeli 4. Jak unaocznia to zawartość tabeli 4, rozkłady w czasie istotnych statystycznie trendów zmian zlodzenia w poszczególnych miesiącach są na obszarze Arktyki silnie zróżnicowane w przestrzeni, co wyjaśnia, że nie mają wspólnej przyczyny. Dla uzyskania pełnego obrazu, jakie procesy kierują regionalnym zróżnicowaniem istotnych statystycznie trendów zmian powierzchni lodów morskich trzeba zająć się analizą związków między tymi trendami, a czynnikami, które wywierają wpływ na zmiany ich wartości.

Tabela 4

Wartości trendów liniowych powierzchni zlodzenia w kolejnych miesiącach na poszczególnych akwenach Arktyki [tys. km²/miesiąc]. W nawiasach - błąd standardowy oceny wartości trendu. Wartości trendów istotnych na poziomie $p < 0.05$ podkreślono pogrubieniem czcionki (1979–2004; $n = 26$)

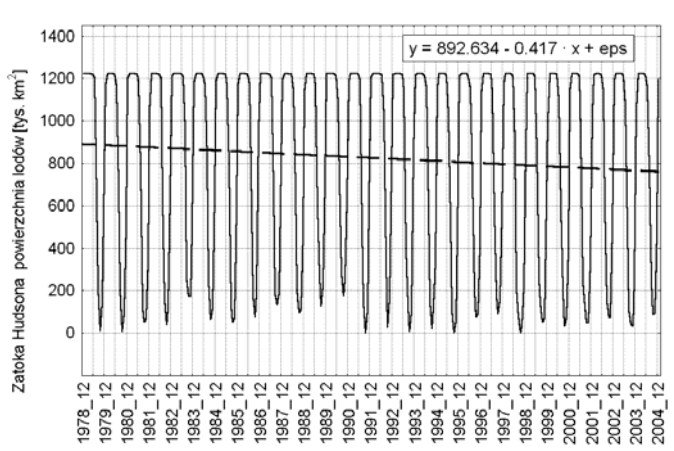
Mie- siąc	Arktyka Właściwa		
	Morze Grenlandzkie	Morze Barentsa i Karskie	"Ocean Arktyczny"
01	-5.196(±3.831)	-4.848(±2.886)	+0.115(±0.185)
02	-6.882(±3.076)	-3.770(±3.405)	+0.012(±0.077)
03	-6.150(±2.699)	-4.196(±3.083)	+0.044(±0.055)
04	-5.469(±2.615)	-7.179(±3.986)	-0.014(±0.027)
05	-2.405(±2.141)	-7.655(±5.001)	-0.632(±0.336)
06	-3.485(±1.860)	-14.123(±4.521)	-4.620(±1.900)
07	-2.426(±2.262)	-15.141(±4.654)	-8.946(±4.183)
08	-5.136(±2.589)	-6.569(±4.517)	-20.228(±8.023)
09	-6.170(±2.514)	-2.900(±4.825)	-35.510(±9.635)
10	-4.687(±2.514)	-3.918(±6.161)	-17.436(±6.038)
11	-3.883(±2.106)	-2.083(±3.864)	-4.879(±2.048)
12	-6.250(±3.441)	-6.524(±2.562)	+0.037(±0.265)
	Arktyka Amerykańska		
	Zatoka Baffina	Zatoka Hudsona	Arktyka Kanadyjska
01	-8.230(±4.736)	-0.030(±0.020)	-0.001(±0.001)
02	-5.109(±4.916)	-0.001(±0.001)	0.000(±0.000)
03	-4.560(±4.703)	-0.001(±0.004)	0.000(±0.001)
04	-5.011(±4.123)	+0.001(±0.007)	0.000(±0.001)
05	-4.236(±3.161)	-0.395(±0.118)	-0.097(±0.098)
06	-7.878(±2.353)	-7.072(±2.082)	-0.540(±0.370)
07	-6.950(±2.670)	-12.732(±4.709)	-0.989(±0.630)
08	-2.870(±2.318)	-2.102(±1.630)	-1.092(±1.171)
09	-0.105(±1.137)	-0.625(±1.329)	-3.030(±2.033)
10	-3.219(±2.687)	-3.219(±2.687)	-0.670(±0.782)
11	-5.738(±2.272)	-10.759(±4.055)	-0.042(±0.063)
12	-7.883(±2.682)	-3.990(±1.945)	0.000(±0.003)

Analiza taka pozwoli odpowiedzieć na zasadnicze pytanie, sformułowane w swoim czasie przez Rigora, Wallace'a i Colony'ego (2002) – **czy to wzrost temperatury powietrza pociąga za sobą przyspieszone topnienie lodów w Arktyce, czy też przyspieszone topnienie i cienienie lodów morskich w Arktyce pozwoliło na wzrost natężenia strumieni ciepła z oceanu do atmosfery i doprowadziło do wzrostu temperatury powietrza?** Nie mniej ważnym pytaniem, na które być może znaleźć będzie można odpowiedź, to – jeśli nie temperatura powietrza, to jaki czynnik lub jakie czynniki są odpowiedzialne za obserwowane zmniejszanie się powierzchni lodów morskich w Arktyce.

Arktyka Amerykańska (1978–2004)

W Arktyce Amerykańskiej, na obszarze Zatoki Hudsona, zerowe trendy występują od stycznia do kwietnia, na obszarze wód Archipelagu Kanadyjskiego – od listopada do maja. W tych okresach akweny te są corocznie całkowicie zamrożone nawet w warunkach termicznych cieplej lub przeciętnej zimy i spadki temperatury poniżej średniej klimatycznej nie mogą skutkować wzrostem ich

złodzenia (patrz rys. 12). Spadek średniej rocznej powierzchni lodów następuje w takiej sytuacji kosztem zmniejszania się pokrywy lodowej i wydłużania sezonu bezlodowego w ciepłej porze roku.



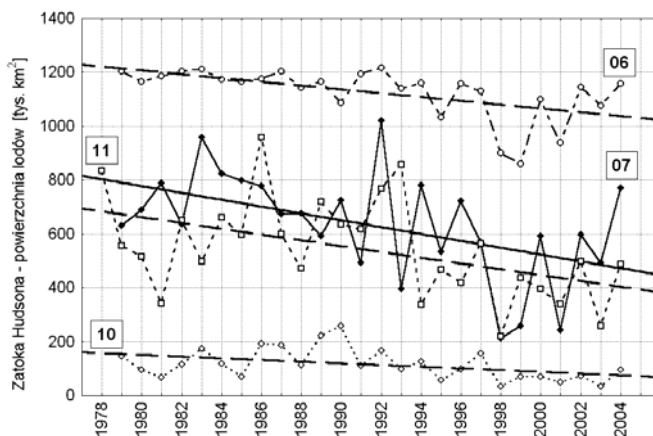
Ryc. 12. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na Zatoce Hudsona i ich trend. Wartość trendu (ramka) określona w tys. km²/miesiąc

Dotadnie i istotne statystycznie trendy występujące na Zatoce Hudsona w maju, czerwcu i lipcu stanowią odbicie przyspieszonego zaniku lodów wraz z postępującym wzrostem temperatury powietrza. Szczególnie silne jest przyspieszenie zaniku lodów na samej Zatoce Hudsona w lipcu. Slabo wyrażona tendencja do przyspieszania topnienia lodów na Zatoce Hudsona zaznaczała się od początku lat 70-tych XX wieku, gwałtowne przyspieszenie nastąpiło w 1998 roku, kiedy to nad szeroko rozumianym otoczeniem Zatoki Hudsona i Arktyką Kanadyjską wystąpiła nadzwyczaj silna i długotrwała dodatnia anomalia temperatury powietrza. Anomalia ta doprowadziła do wzrostu temperatury rocznej na obszarze tej części Kanady o ponad 2.4°C powyżej normy klimatycznej, a na obszarze Kanadyjskiej Arktyki o 3.5–4.0°C (raport specjalny CPC NWS NOAA¹⁴). Znacznie wcześniejszy zanik lodów doprowadził do silnego wzrostu zasobów ciepła w wodach i powierzchnia lodów była również znacznie mniejsza jesienią 1998 roku. Skutki tego ciepłego epizodu dla pokrywy lodowej przeciągnęły się i na następny, 1999 rok. W rezultacie, obliczony dla miesięcy początku lata i jesieni duży i statystycznie istotny trend w okresie 1979–2004 na obszarze Zatoki i Cieśniny Hudsona oraz Basenu Foxa stanowi w znacznym stopniu odbicie tego właśnie epizodu. W latach 2000–2004 letnia powierzchnia lodów stopniowo wzrasta i zbliża się do średniej wieloletniej (patrz rys. 13). Silniejszy wzrost powierzchni lodów w ostatnich czterech latach zaznacza się jednak w północnej

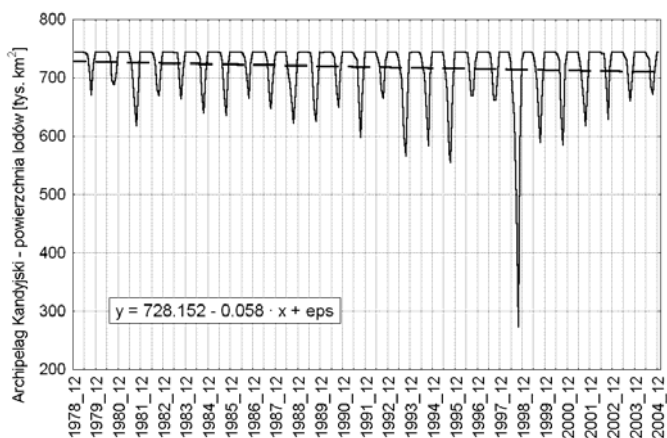
¹⁴ Patrz: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/assessments/assess_98/sfctemp.html. Nad północnymi skrawkami Kanady i południową częścią Archipelagu Kanadyjskiego średnia temperatura czerwca i lipca w 1998 roku była o 7–9°C wyższa od normy wieloletniej. Pozwoliło to na całkowite oczyszczenie się z lodów Przejścia Północno-Zachodniego i nieskrępowaną żeglugę przez najbardziej północną (i najbezpieczniejszą) jego część od Lancaster Sound do McClure Strait i dalej, na wolne od lodów na tej szerokości latem 1998 roku Morze Beauforta. Wystąpienie tych anomalii termicznych zostało przewidziane przez Climate Prediction Center z wyprzedzeniem ponad półrocznym. Ich wystąpienie jest kojarzone z ciepłym epizodem ENSO w 1997 roku (Smith i in. 1999)

i środkowej części tego akwenu, podczas gdy w najdalej na południe wysuniętych częściach Zatoki Hudsona (James Bay) nadal utrzymuje się tendencja do coraz wcześniejszego zaniku lodów (Gough i in. 2004). Według Gougha i współautorów stanowi to między innymi skutek wzrostu temperatury wód rzecznych wprowadzanych do południowej i południowo-zachodniej części Zatoki Hudsona.

Ten sam ciepły epizod w przebiegu zlodzenia Archipelagu Kanadyjskiego zapisał się w postaci bardzo silnego spadku powierzchni zlodzenia w miesiącach letnich. Również na obszarze Archipelagu Kanadyjskiego, po silnym spadku powierzchni lodów w 1998 roku pokrywa lodowa stopniowo wzrasta (patrz rys. 14).



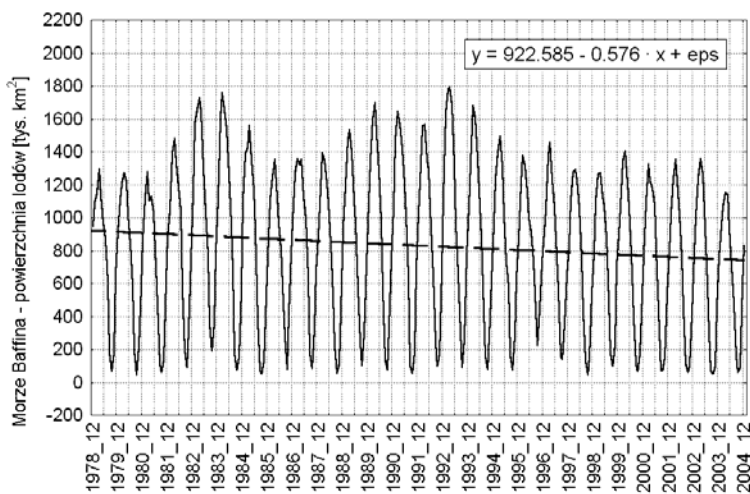
Rys. 13. Przebieg zmian powierzchni lodów morskich na Zatoce Hudsona w miesiącach ciepłej pory roku (czerwiec – 06, lipiec – 07) oraz jesienią (październiku – 10 i listopadzie – 11). Widoczny zbliżony do siebie przebieg powierzchni zlodzenia w lipcu i listopadzie oraz wzrost powierzchni lodów w czerwcu, lipcu i listopadzie po epizodzie silnego ocieplenia w latach 1998–1999



Ryc. 14. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na wodach Archipelagu Kanadyjskiego i ich trend. Wartość trendu (ramka) określona w tys. km²/miesiąc. Widoczny gwałtowny spadek powierzchni lodów latem 1998 roku i stopniowy wzrost minimalnej pokrywy lodowej po tym epizodzie

Ujemne, istotnie statystycznie trendy zlodzenia na Zatoce Hudsona występują również w październiku i listopadzie. Trend październikowy, mimo że istotny statystycznie, ma niezbyt dużą wartość (patrz tab. 4, rys. 13). Trend listopadowy jest bardzo silny – zawiera się w granicach od -6.7 do -14.8 tys. km^2 na rok. Występowanie tych trendów należy w części łączyć ze wzrostem zasobów ciepła w wodach, związanych z dłuższym okresem akumulacji ciepła słonecznego w okresie letnim (wody wcześniej wolne od lodów). Pewien, być może nawet bardzo istotny, wpływ na zmniejszenie się powierzchni lodów w miesiącach jesiennych na obszarze Zatoki i Cieśniny Hudsona ma również obserwowany wzrost zasolenia wód tych akwenów. Jest to związane ze stopniowym zmniejszaniem się dopływu wód słodkich wnoszonych do tych akwenów przez rzeki. Według Dery'ego i in. (2005) dopływ wód rzecznych do tych akwenów zmniejszył się od 1964 do 2000 roku o 96 km^3 rocznie (13%). Zmniejszony dopływ wód słodkich osłabia procesy tworzenia się wysłodzonej warstwy wód powierzchniowych, przez co zasoby ciepła głębiej leżących wód mogą zostać wynoszone przez procesy konwekcji do powierzchni. Opóźnia to procesy zamarzania i zmniejsza powierzchnię lodów morskich jesienią i z początkiem zimy. Nie można wykluczyć, że ten właśnie czynnik ma wpływ na bardzo wysoką ujemną wartość trendu w listopadzie.

Zmienność międzyroczna powierzchni zlodzenia na Morzu Baffina w latach 1979–2004 jest bardzo duża (rys. 15). Ujemne, statystycznie istotne, trendy występują na tym akwenie w czerwcu i lipcu oraz listopadzie i grudniu.



Rys. 15. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na Morzu Baffina i ich trend.
Wartość trendu (ramka) określona w tys. km^2 /miesiąc

Analizę zmienności pokrywy lodowej Morza Baffina, w podobnych granicach jakie przyjmuje zbiór `gsfc.bootstrap.month.extent.1978–2004.n`, zajmowali się Grumet i współautorzy (2001). Badacze ci poświęcili również sporo uwagi zmianom zlodzenia, jakie miały miejsce na Morzu Baffina w ciągu ostatniego stulecia. Według Grumeta i in. (2001) na przełomie XIX i XX wieku warunki lodowe na tych wodach były znacznie łagodniejsze od współczesnych, natomiast powierzchnia lodów w ciągu ostatnich trzech dekad XX wieku była raczej zbliżona do warunków, jakie panowały

na tych wodach w czasie Małej Epoki Lodowej. Zwiększenie powierzchni zlodzenia tych akwenów odpowiadało spadkowi temperatury powietrza, jaki zaznaczył się nad tym obszarem, zwłaszcza nad wschodnią częścią Arktyki Kanadyjskiej w tym samym okresie.

Na tym obszarze, zwłaszcza na wodach Cieśniny Davisa i zachodniej części Morza Labrador, zarówno na przebieg temperatury powietrza, jak i oddzielnie, na zasięg lodów morskich duży wpływ wywiera zimowa cyrkulacja atmosferyczna. Wystąpienie większej od przeciętnej częstości wiatrów z sektora N-NW nie tylko przynosi za sobą napływ mas Powietrza Arktyczno-kontynentalnego i zimowego Powietrza Polarno-kontynentalnego, co pociąga za sobą silną obniżkę temperatury powietrza, ale i przyspiesza prędkość Prądu Labradorskiego. Te same wiatry przyspieszają dryf lodów morskich na południe. W rezultacie dochodzi do pozytywnego dla rozwoju lodów skojarzenia działania czynnika termicznego (spadek temperatury powietrza) i dynamicznego (wyrzut wód o ujemnej temperaturze na południe i przyspieszony dryf lodów w tym samym kierunku). Taka sytuacja występuje zarówno w tych okresach zimowych, w których wskaźniki NAO osiągają większe wartości dodatnie (patrz tab. 5), jak również w latach, w których wskaźnik NAO przybiera wartości ujemne, ale układy niżowe częściej niż przeciętnie lokują się nad obszarem od Cieśniny Davisa do południowej Grenlandii.

Przebieg zmian zlodzenia na Morzu Baffina w latach 1979–2004 wykazuje, że dużym wahaniom ulega maksymalna powierzchnia zlodzenia, gdy minimalna ulega zmianom stosunkowo niewielkim (patrz rys. 15). Największą powierzchnię (1.8 mln km²) osiągnęło zlodzenie tego akwenu zimą 1993 roku, po kolejnych czterech zimach o wysokich dodatnich wartościach wskaźnika NAO. Od tego roku maksymalna powierzchnia lodów systematycznie maleje. Ujemne trendy powierzchni zlodzenia, jakie zaznaczają się nad Morzem Baffina w czerwcu i lipcu wiążąc należy ze wzrostem temperatury powietrza, jaki na tym obszarze nastąpił po 1995 roku. Szczególnie duży wzrost temperatury w rejonie wybrzeży Półwyspu Labrador i Nowej Fundlandii po 1995 roku zaznaczył się w miesiącach zimowych, mniejszy i mniej konsekwentny – w cieplej porze roku. Wzrost temperatury powietrza związany był w tym okresie ze zmianą charakteru NAO; w roku 1996 zimowy wskaźnik NAO zmienił gwałtownie znak na ujemny (–3.78), w pozostałych latach – za wyjątkiem 1999 i 2000 roku – wartości zimowych wskaźników NAO były niewysokie. W ten sposób zarówno czynnik termiczny, jak i dynamiczny działały w kierunku zmniejszenia powierzchni lodów w okresie zimowym. Ponieważ proces zmian pokrywy lodowej jest procesem autoregresyjnym, zmniejszenie zimowej powierzchni lodów pociąga za sobą i zmniejszenie ich powierzchni w następnych miesiącach. Współczynniki korelacji między np. powierzchnią lodów w styczniu a powierzchnią lodów w czerwcu i lipcu są na Morzu Baffina równe 0.70 ($p < 0.000$) i 0.58 ($p < 0.002$) odpowiednio.

Poszukując przyczyn występowania ujemnych trendów powierzchni lodów na Morzu Baffina należy jednak mieć na uwadze i inny czynnik – zachodzące zmiany temperatury wody morskiej. W okresie od 1982 roku wzrasta temperatura wód wprowadzanych do Morza Baffina przez Prąd Zachodniogrenlandzki (Zblewski 2004). W Cieśninie Davisa (66°N, 056°W) roczny trend temperatury powierzchni wody w okresie 1982–2002 był równy +0.043°C/rok. Na tym samym akwenu w przekrojach miesięcznych istotne statystycznie trendy zaznaczają się w okresach od kwietnia do czerwca oraz od października do stycznia. Największe wartości trendów temperatury wody zaznaczają się w listopadzie (+0.080°C/rok) i grudniu (+0.082°C/rok). Występowanie dodatnich trendów temperatury wody Zblewski (2004) wykrywa zarówno w wodach Prądu Zachodniogrenlandzkiego położonych na południe od wspomnianego obszaru w Cieśninie Davisa, jak i dalej na północy – w samej Zatoce Baffina.

Postępujący wzrost zasobów ciepła w wodach w sposób oczywisty ogranicza możliwości rozwoju lodów. Wystąpienie silnego dodatniego trendu temperatury powierzchni wody na Prądzie Zachodniogrenlandzkim w Cieśninie Davisa, w której część wód zawraca na zachód, aby następnie włączyć się w cyrkulację Prądu Labradorskiego powinno wywierać ograniczający wpływ na rozwój lodów zarówno na wodach wschodniej części Zatoki Baffina, jak i wzdłuż zachodnich wybrzeży Labradoru. Występowanie ujemnych trendów temperatury powierzchni lodów na Morzu Baffina w listopadzie i grudniu należy w pierwszej kolejności wiązać z silnym dodatnim trendem temperatury wody wprowadzanej w tym samym czasie przez Prąd Zachodniogrenlandzki.

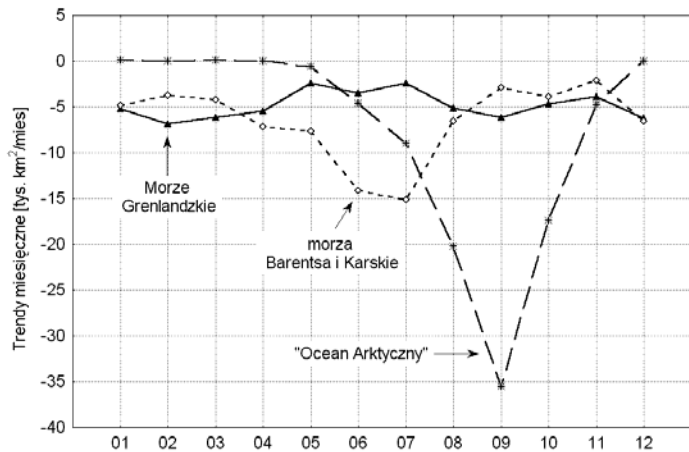
Zblewski (2004) poszukując przyczyn występowania dodatniego trendu temperatury powierzchni morza na Prądzie Zachodniogrenlandzkim znajduje silne, opóźnione związki z zimowym wskaźnikiem NAO; wzrostowi zimowego wskaźnika NAO Hurrella odpowiada spadek temperatury wód, spadkowi – wzrost temperatury wód prowadzonych przez Prąd Zachodniogrenlandzki. Mysak i in. (1996) analizując przyczyny wystąpienia anomalnych zasięgów lodów morskich na zatokach Baffina i Hudsona oraz na Morzu Labrador znaleźli efekty współdziałania dwu podstawowych układów cyrkulacyjnych atmosfery – północnoatlantyckiego NAO i pacyficznego ENSO. Anomalny rozwój pokrywy lodowej na tym akwenie, jaki miał miejsce w latach 1982–1983 zdaniem Mysaka i współautorów (1996) był skutkiem współdziałania silnej, ciepłej fazy ENSO (ujemnej fazy Oscylacji Południowej) i silnej dodatniej fazy NAO. Jednak w latach 1989–1995, kiedy powtórnie zaznaczyły się dodatnie anomalie temperatury powierzchni lodów na Morzu Baffina, fazy ENSO (i SO) zmieniały znak, a NAO konsekwentnie pozostawało w dodatniej fazie. Wydaje się więc, że zasadniczą rolę w kształtowaniu zmian pokrywy lodów na Morzu Baffina odgrywa zimowy przebieg Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO), która steruje zarówno cyrkulacją atmosferyczną, determinującą przebieg temperatury powietrza na tym obszarze i charakter dryfu lodów, oraz – z pewnym opóźnieniem – cyrkulacją wód morskich na tych akwenach.

Podsumowując rozważania na temat zmienności pokrywy lodowej w Arktyce Amerykańskiej można stwierdzić, że na tym obszarze zmiany temperatury powierzchni lodów morskich są z sobą powiązane i zachodzą synchronicznie. Zmiany średniej rocznej temperatury powierzchni lodów na Zatoce Hudsona są istotnie skorelowane ze zmianami temperatury powierzchni lodów na Morzu Baffina ($r = +0.68$; $p < 0.000$) i w Arktyce Kanadyjskiej ($r = +0.56$; $p < 0.003$). Pomiędzy zlodzeniem Morza Baffina a zlodzeniem Arktyki Kanadyjskiej brak ściślejszych związków.

Arktyka Właściwa (1978–2004)

Znacznie bardziej skomplikowany jest rozkład w czasie trendów zmian temperatury powierzchni lodów na obszarze "Arktyki Właściwej". Tu najsilniej powiązane ze sobą akweny, jeśli chodzi o zmiany średniej rocznej temperatury powierzchni lodów, jakimi są Morze Grenlandzkie oraz morza Barentsa i Karskie ($r = +0.38$, $p < 0.058$) mają zupełnie odmienny rozkład w czasie istotnych statystycznie trendów miesięcznych (patrz tab. 4 i rys. 16). Jeszcze inny od tych akwenów rozkład statystycznie istotnych trendów ma "Ocean Arktyczny".

Zmniejszanie się temperatury powierzchni lodów morskich na morzach Barentsa i Karskim związane jest z charakterem cyrkulacji atmosferycznej w badanym okresie. Oddziaływanie cyrkulacji atmosferycznej na charakter zlodzenia i rozmiary pokrywy lodowej tych mórz jest skomplikowany i wielostronny. W dłuższych przekrojach czasowych, rzędu lat, cyrkulacja atmosferyczna oddziałuje poprzez wpływ na strukturę termohaliczną wód, a dokładniej – na rozkład przestrzenny wód wykazujących i niewykazujących występowanie na nich stratyfikacji termohalicznej. Rola tego czynnika jest znacznie



Rys. 16. Wartości miesięcznych trendów powierzchni lodów morskich na akwenach zaliczanych do Arktyki Właściwej: Morzu Grenlandzkim, morzach Barentsa i Karskim oraz "Oceanie Arktycznym"

większa na Morzu Karskim niż na Morzu Barentsa. Występowanie na powierzchni warstwy wylodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA), które ograniczają zasięg konwekcji do granicy piknokliny powoduje, że akwen pod względem cieplnym reaguje w okresie wychładzania tak, jak gdyby jego głębokość była równa głębokości zalegania piknokliny. Na tych akwenach, na których piknoklina leży płytko, procesy zamarzania zachodzą bardzo szybko, gdyż zasoby ciepła znajdujące się w wodach nad piknokliną są niewielkie. Warstwa PWA jest dobrze rozwinięta na Morzu Karskim, do którego uchodzą wielkie rzeki syberyjskie – Ob z Irtyszem i Jenisej, a wymiana wód z leżącym na zachód Morzem Barentsa jest utrudniona. Na Morzu Barentsa warstwa PWA występuje tylko w jego wschodniej części i wykazuje duże wahania zasięgu. Przy zwiększonej częstotliwości wiatrów z sektora od północnego do wschodniego dochodzi do wypływu PWA z Morza Karskiego na Morze Barentsa i rozprzestrzeniania się tych wód po wschodniej części tego morza. W takich latach pokrywa lodowa na Morzu Barentsa jest znacznie większa od przeciętnej, zwłaszcza w początku zimy (np. w 1995 roku). Sytuacja odwrotna (zwiększona frekwencja wiatrów z sektora od zachodniego do południowego) prowadzi do wciskania się ciepłych i silnie zasolonych wód atlantyckich przez cieśninę między Nową Ziemią a Ziemią Franciszka Józefa i przesuwania PWA na wschód i południowy-wschód (Simstich i in., 2005). W takich przypadkach zlodzenie tej części Morza Karskiego następuje z opóźnieniem, a pokrywa lodowa jest tam wyraźnie mniej trwała. W ten sposób charakter długookresowych zmian cyrkulacji atmosferycznej znajduje swoje odbicie w zmienności warunków hydrologicznych sprzyjających procesom tworzenia się lodów.

Inne oddziaływanie cyrkulacji atmosferycznej to bezpośrednie i pośrednie oddziaływanie termiczne (temperatura powietrza) oraz oddziaływanie dynamiczne na pokrywę lodową, regulujące kierunek i prędkość dryfu lodów. W okresach dominacji dodatnich zimowych wskaźników NAO, jak już wspomniano wcześniej, nad Morze Barentsa napływa ciepłe powietrze z niższych szerokości geograficznych, co ogranicza produkcję lodu na tym akwenie i utrudnia dryf lodów na południe i zachód. Skutkuje to zmniejszeniem się zimowej powierzchni lodów na tym akwenie (Deser i in. 1999, Kwok 2000, Rogers i in. 2004). Związki te w rozpatrywanym okresie 1979–2004 ilustruje zawartość tabeli 5.

Tabela 5

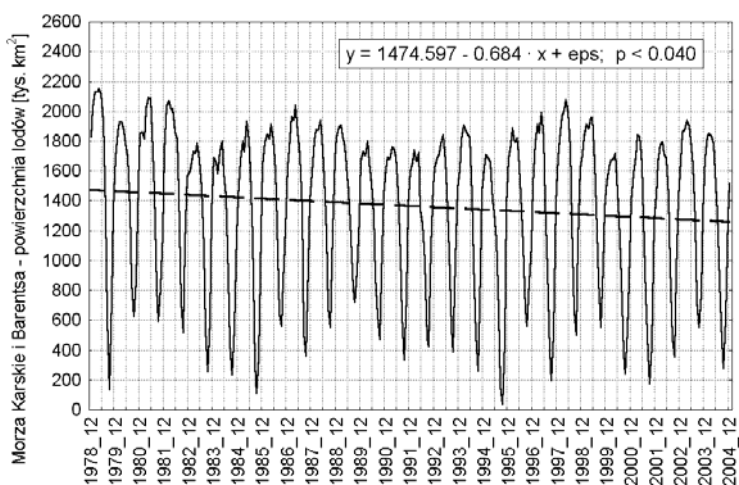
Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięczną powierzchnią lodów na Zatoce Baffina, morzach Barentsa i Karskim, Grenlandzkim oraz Oceanie Arktycznym a zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella (1979–2004, n = 26). Wartości istotne na poziomie $p < 0.05$ pogrubiono

Miesiąc	Zatoka Baffina	Morze Grenlandzkie	Morze Barentsa i Karskie	"Ocean Arktyczny"
01	0.37	-0.11	-0.18	0.09
02	0.50	-0.18	-0.40	-0.06
03	0.54	-0.19	-0.40	0.16
04	0.54	-0.22	-0.51	-0.27
05	0.45	-0.11	-0.48	-0.07
06	0.17	0.23	-0.35	-0.05
07	0.10	0.43	-0.24	-0.29
08	-0.01	0.45	-0.00	-0.46
09	-0.11	0.49	0.12	-0.37
10	0.05	0.49	0.10	-0.14
11	0.23	0.24	0.17	0.20
12	0.43	-0.08	0.12	-0.07
Rok	0.42	0.11	-0.22	-0.31

Analiza występujących korelacji między zimowym wskaźnikiem NAO a pokrywą lodową na morzach Barentsa i Karskim potwierdza stwierdzenia wymienionych poprzednio badaczy. Z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella (DJFM) statystycznie istotnie korelacje ujemne zaznaczają się w lutym, marcu, kwietniu i maju, czyli zaznacza się w tym wypadku dwumiesięczne opóźnienie w stosunku do okresu, dla którego wyznacza się zimowy wskaźnik NAO.

Na morzach Barentsa i Karskim istotne statystycznie miesięczne trendy zmian powierzchni lodów występują w czerwcu i lipcu, oraz w grudniu. Nie są to miesiące, w których zaznaczać się może bezpośrednie działanie zimowej Oscylacji Północnego Atlantyku. Ogi i in. (2003) wykazują istnienie wyraźnego wpływu zimowej cyrkulacji atmosferycznej charakteryzowanej przez wskaźniki NAO/AO na letnią cyrkulację atmosferyczną w Arktyce, stwierdzając, że po zimach z dodatnim wskaźnikiem NAO, lato na obszarze Arktyki Właściwej jest cieplejsze. Kryjov (2002) stwierdza, że wpływ zimowej cyrkulacji na temperaturę powietrza w Arktyce Rosyjskiej jest najsilniejszy w okresie wiosennym, ale zaznacza się do początku następczej zimy. Należy mieć również na względzie, że napływ w okresie zimy o dodatnim wskaźniku NAO cieplejszego powietrza nad wody Morza Barentsa nie tylko podnosi temperaturę powietrza, ale i zmniejsza także pobór ciepła z jego wód, co skutkuje tym, że w okresie "pozimowym" temperatura wód staje się wyższa od przeciętnej. Może to stanowić przyczynę istnienia zależności jeszcze bardziej przesuniętej w czasie między charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej charakteryzowanej przez wskaźnik NAO a powierzchnią lodów.

Tak więc trendy zmian pokrywy lodowej na Morzu Barentsa w czerwcu i lipcu mogą być jednak związane z zimowym NAO poprzez działanie czynnika, który przenosi wpływ charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej na okres końca wiosny – początku lata. Czynnikiem tym jest "pamięć oceanu". Jednak w latach następujących po 1995 roku wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku wyraźnie spadły w stosunku do okresu 1989–1994, natomiast dalej obserwuje się występowanie, tylko nieco zmniejszonych w stosunku do okresu 1989–1994, spadków powierzchni lodów na tym akwenie (patrz rys. 17), mimo stopniowego wysładzania Morza Karskiego po 1995 roku (Simstich i in. 2005).



Rys. 17. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na morzach Barentsa i Karskim oraz ich trend. Wartość trendu (ramka) określona w tys. km²/miesiąc

Styszyńska (2004b, 2005) wykazała, że wzrost temperatury wód w środkowej części Prądu Norweskiego w okresie zimowym pociąga za sobą wyraźny wzrost temperatury powietrza w lipcu, sierpniu i wrześniu na obszarze Arktyki Atlantyckiej. W latach 1982–2002 zimowa temperatura wód prowadzonych przez Prąd Norweski wzrastała, szczególnie wyraźnie po roku 1995. Sugeruje to, że bardzo silny ujemny trend powierzchni lodów na Morzu Barentsa w lipcu może również być związany z wpływem zimowej temperatury wód prowadzonych przez Prąd Norweski na letnią cyrkulację atmosferyczną i temperaturę powietrza, a nie tylko wyłącznie z przebiegiem zimowej cyrkulacji atmosferycznej.

Występowanie ujemnych trendów w czerwcu i lipcu wskazuje na przyspieszenie w badanym okresie procesów redukcji powierzchni lodów morskich z początkiem lata. Trendy te są duże, wynoszą odpowiednio –14 oraz –15 tys. km² na rok i są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.005$). Oznacza to, że w tych miesiącach, w których natężenie promieniowania słonecznego jest największe, coraz większa powierzchnia mórz Barentsa i Karskiego może pochłaniać promieniowanie i efektywnie zwiększać zasoby ciepła w wodach, sprzyjając następnie opóźnieniu w tworzeniu się lodów z początkiem okresu chłodnego. Jednak w miesiącach jesiennych (wrzesień, październik, listopad) nie obserwuje się już istotnego powiązania powierzchni lodów na Morzu Barentsa z NAO. Korelacje między pokrywą lodów w tych miesiącach z wcześniejszą pokrywą lodową, w czerwcu i lipcu, również są niezbyt silne. Stosunkowo silny (–6.5 tys. km² na rok) ujemny trend występujący w grudniu, który jest już na tych akwenach typowo zimowym miesiącem, musi mieć inną przyczynę, niż tylko przenoszone przez pamięć oceanu zimowe i letnie warunki cyrkulacyjne.

Silny wpływ na powierzchnię lodów na morzach Barentsa i Karskim oraz Morzu Grenlandzkim wywiera ilość ciepła wnoszonego na te akweny przez Prąd Norweski (Styszyńska 2004b, 2005). Zasób ciepła wnoszonego przez wody Prądu Norweskiego, którego kontynuacją są prądy Zachodniopitsbergeński i Nordkapski, zdaniem Styszyńskiej można charakteryzować przez średnią zimową (01-04) temperaturę powierzchni wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej, przez którą przepływają wody atlantyckie, które następnie tworzą Prąd Norweski. Na morzach Barentsa i Karskim wpływ ten

zaznacza się z dużym opóźnieniem – dopiero w listopadzie i grudniu następnego roku (Styszyńska, 2005). Pokrywa lodowa rozwijająca się w latach 1979–2004 na morzach Barentsa i Karskim w grudniu, z zimową temperaturą powierzchni wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej występującą w latach 1978–2003 jest powiązana współczynnikiem korelacji równym -0.53 ($p < 0005$). Można więc twierdzić, że występowanie ujemnego trendu zlodzenia na morzach Barentsa i Karskim w grudniu ma swoje przyczyny głównie w działaniu czynnika hydrologicznego czy też termohydrodynamicznego – wprowadzania na Morze Barentsa, w mniejszym stopniu na Morze Karskie, ciepłych i silnie zasolonych wód atlantyckich.

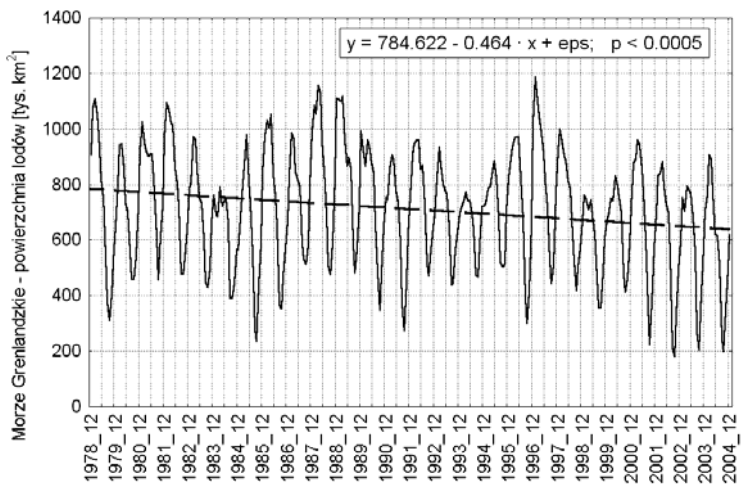
Miesięczne trendy powierzchni lodów morskich na Morzu Grenlandzkim są bez wyjątku ujemne. Ich występowanie jest związane z działaniem podobnych przyczyn jak na morzach Barentsa i Karskim, choć wykazują wyraźne odrębności, zwłaszcza jeśli rozpatruje się ich rozkład w czasie. Przesunięcia te stanowią rezultat hydrologicznej odmienności Morza Grenlandzkiego. Ujemne, istotne statystycznie, trendy powierzchni lodów morskich na tym akwenie zaznaczają się w lutym, marcu i kwietniu oraz wrześniu i październiku.

Rozpatrując kształtowanie się trendów miesięcznych na tym morzu zwrócić trzeba uwagę na fakt, że istotne statystycznie współczynniki korelacji między powierzchnią lodów a zimowym wskaźnikiem NAO występują w okresie od lipca do października i są dodatnie (patrz tab. 5), co oznacza, że po zimie z dodatnim wskaźnikiem NAO, powierzchnia lodów w okresie letnim na Morzu Grenlandzkim wzrasta. Stanowi to efekt zwiększonego eksportu lodów z basenu Morza Arktycznego po zimach z dodatnim wskaźnikiem NAO. W dodatnich fazach NAO cyrkulacja atmosferyczna nad Morzem Arktycznym jest tego rodzaju, że przyspieszeniu ulega Prąd Transarktyczny oraz Prąd Wschodniogrenlandzki, które wynoszą lody z basenu Morza Arktycznego (Prąd Transarktyczny) i transportują je na południe (Prąd Wschodniogrenlandzki). Najsilniejsze wyprowadzanie lodów z basenu Morza Arktycznego następuje tu z kilkumiesięcznym opóźnieniem (Kwok i Rothrock 1999, Kwok 2000).

Badania Hilmera i Junga (2000) oraz Parkinsona (2000) wykazały, że od 1977 roku zmienił się charakter zależności między zimową cyrkulacją atmosferyczną a eksportem lodów z basenu Morza Arktycznego, a tym samym powierzchnią lodów na Morzu Grenlandzkim. O ile wcześniej, w latach 1958–1977, związki takie nie były zauważalne ($r = 0.1$), to w okresie 1977–1997 związki te stały się bardzo silne ($r = 0.7$). Przyczyną takiego stanu rzeczy było, według wymienionych badaczy, przesunięcie się układów niskiego ciśnienia z rejonu Islandii, w rejon północnej części Morza Norweskiego i Morza Barentsa. Kolejne, silne spadki ciśnienia w okresie zimowym, w latach 80-tych XX wieku i pierwszej połowy lat 90-tych, nad tymi akwenami i związany z tym wzrost częstości i prędkości wiatrów z sektora północnego nad Cieśniną Framą, spowodowały przyspieszone "opróżnianie" basenu Morza Arktycznego z lodów, i to głównie z lodów wieloletnich (patrz rys. 10). W efekcie ich ilość w basenie Morza Arktycznego zmalała w takim stopniu, że w drugiej połowie lat 90-tych XX wieku i pierwszych latach XXI wieku letni eksport lodów przez Cieśninę Framą wyraźnie się zmniejszył. Skutkowało to zmniejszeniem letniej, zwłaszcza sierpniowej, powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim (patrz rys. 18). "Echem" tego zmniejszenia są istotne statystycznie trendy powierzchni lodów we wrześniu i październiku. Sierpień, wrzesień i październik są miesiącami, w których lody na Morzu Grenlandzkim się nie tworzą.

Drugim czynnikiem regulującym rozkład trendów powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim jest czynnik hydrologiczny. W okresie po 1988 roku zaznaczył się bardzo silny wzrost temperatury

wnoszonych do wschodniej części Morza Grenlandzkiego wód Prądu Zachodniospitsbergeńskiego (Kruszewski 2004, 2005), wzrosły również przepływy tego prądu (Walczowski i in. 2005). Pociąga to za sobą bardzo duże zmiany powierzchni zlodzenia w okresie zimowym i cały szereg osobliwości w rozkładzie przestrzennym lodów morskich w północo-wschodniej części Morza Grenlandzkiego – na zachód od Spitsbergenu. Jedno i drugie jest doskonale widoczne na codziennych mapach rozkładu lodów.

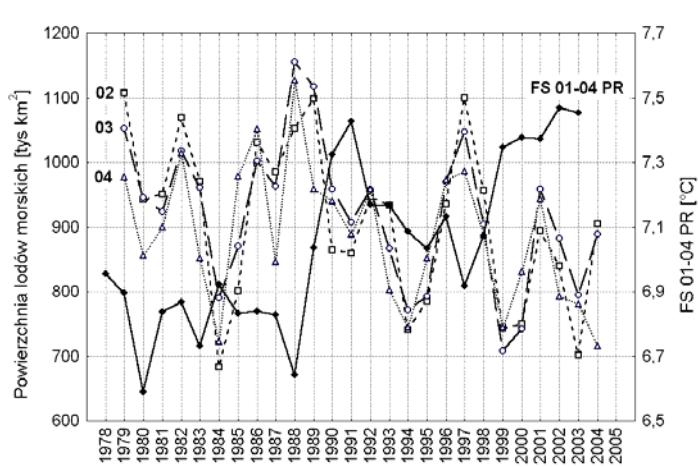


Rys. 18. Przebieg zmian miesięcznych powierzchni lodów morskich na Morzu Grenlandzkim i ich trend. Wartość trendu (ramka) określona w tys. km²/miesiąc. Zwraca uwagę wyjątkowo duża zmienność międzyroczna zmian powierzchni lodów na tym akwenie

Wody Prądu Zachodniospitsbergeńskiego są silnie zasolonymi, ciepłymi wodami atlantyckimi, na ich powierzchni nie występuje warstwa wysłodzonych i chłodnych Powierzchniowych Wód Arktycznych. Skutkiem tego silna konwekcja w obrębie wód tego prądu trwać może bez przeszkód w okresie całej zimy, ciepło przenoszone do powierzchni wody uniemożliwia powstanie na niej pokrywy lodowej do szerokości 80°N, a bardzo silne strumienie ciepła do atmosfery (w styczniu powyżej 100 W/m² ciepła odczuwalnego i powyżej 100 W/m² ciepła utajonego; Miętus i Filipiak 2005) przyczyniają się do silnego wzrostu temperatury powietrza.

Wcześniej zachodzące zmiany temperatury wody na Prądzie Norweskim i w Bramie Farero-Szetlandzkiej (Styszyńska 2004a, 2005) wywierają duży wpływ na zmiany powierzchni lodów również na Morzu Grenlandzkim. Styszyńska stwierdziła, że wzrost/spadek zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej pociąga za sobą istotny statystycznie spadek/wzrost powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim w listopadzie i grudniu następnego roku. Z kolei zmniejszenie się powierzchni lodów w tych miesiącach na Morzu Grenlandzkim skutkuje wzrostem temperatury powietrza w regionie, co osłabia intensywność lokalnych procesów zamarzania, w rezultacie czego uruchamia się cały łańcuch dalszych zależności, prowadzących do zmniejszenia się powierzchni lodów i wzrostu temperatury powietrza w okresie letnim trzeciego roku po wystąpieniu wzrostu temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej (Styszyńska 2005).

Przeprowadzona analiza zależności opisanych przez Styszyńską (2005) wykazała, że istnieją również silne korelacje między zimową temperaturą wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej a pokrywą lodów na Morzu Grenlandzkim w okresie schyłku zimy następnego roku. Współczynniki korelacji między zimową temperaturą wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej (średnia z okresu styczeń-kwiecień) a powierzchnią lodów na Morzu Grenlandzkim w lutym, marcu i kwietniu następnego roku mają odpowiednio wartości -0.52 ($p < 0.008$), -0.49 ($p < 0.013$) i -0.40 ($p < 0.045$)¹⁵. Przebieg wartości temperatury wody i opóźnionych o rok powierzchni lodów przedstawia rysunek 19.



Rys. 19. Przebieg zimowej temperatury wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej (FS 01-04 PR) z poprzedniego roku i powierzchni lodów w lutym (02), marcu (03) i kwietniu (04) w okresie 1979–2004

Istotne korelacje zaznaczają się również między temperaturą powierzchni oceanu w Bramie Farero-Szetlandzkiej a powierzchnią lodów w sierpniu ($r = -0.41$, $p < 0.042$), wrześniu ($r = -0.56$, $p < 0.003$) i październiku ($r = -0.52$, $p < 0.008$) następnego roku. Występowanie takich korelacji pozwala sądzić, że silne i istotne trendy ujemne powierzchni lodów, jakie zaznaczają się we wrześniu i październiku nie są wyłącznie efektem opóźnionego działania zimowej cyrkulacji atmosferycznej, ale również jeszcze bardziej opóźnionego działania wzrostu temperatury wód. Analiza regresji wyjaśnia, że wspólne działanie zimowego NAO oraz zmian temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej w poprzednim roku objaśniają prawie 60% (58.7) zmienności powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim we wrześniu ($R = 0.79$, $p < 0.000\ 015$) oraz 51% w październiku ($R = 0.76$, $p < 0.000\ 058$). Synchroniczne ze zmianami pokrywy lodów zmiany temperatury powietrza nie wykazują w analizie regresji związków statystycznie istotnych. Związki między pokrywą lodów w okresie letnim a temperaturą powietrza w tym samym okresie są związkami asynchronicznymi: temperatura wykazuje reakcję opóźnioną o miesiąc – dwa miesiące w stosunku do zmian pokrywy lodów.

¹⁵ Korelowane szeregi: temperatura powierzchni morza w Bramie Farero-Szetlandzkiej w latach 1978–2003, miesięczna powierzchnia lodów na Morzu Grenlandzkim w latach 1979–2004 ($n = 25$). Korelacje szeregów bez przesunięć czasowych (początki szeregów z tego samego roku) nie ujawniają istnienia istotnych statystycznie współczynników korelacji w żadnym miesiącu.

Opisane zależności wyjaśniają, że zmiany pokrywy lodów morskich jakie zachodzą na Morzu Grenlandzkim stanowią głównie opóźnione skutki zmieniających się ilości ciepła wnoszonego do Arktyki wraz z cyrkulacją oceaniczną oraz zimowej cyrkulacji atmosferycznej.

Istotnie statystycznie, ujemne trendy powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym" występują wyłącznie w "ciepłym" okresie roku – od czerwca do listopada (patrz tab. 4), osiągając największe wartości we wrześniu (-35.5 tys km²/rok). Nie wykazują one, poza trendem w sierpniu, związków z zimową cyrkulacją atmosferyczną, ani też z miesięcznymi wskaźnikami NAO.

Miesięczne i dobowe mapy koncentracji lodów morskich z ostatnich kilku lat wykazują, że głównymi ogniskami rozrzedzenia się i topnienia lodów w sezonie letnim na "Oceanie Arktycznym" są akweny w sektorze pacyficznym i wschodniosyberyjskim – morza Czukockie, Wschodniosyberyjskie i Beauforta. To gwałtowne zmniejszenie się powierzchni lodów na tych właśnie morzach doprowadziło do tego, że w końcu lata 2002 roku powierzchnia lodów w Arktyce stała się najmniejsza w całym okresie obserwacji satelitarnych, i najprawdopodobniej w ciągu ostatnich kilkuset lat (Sereze i in. 2003). Te akweny, zwłaszcza Morze Beauforta, do niedawna charakteryzowały się wyjątkowo stabilną i nie wykazującą większej zmienności międzysezonowej pokrywą lodową. Jedną z przyczyn takiego stanu rzeczy była warstwa silnie wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA) na tych akwenach i duży udział relatywnie grubego lodu wieloletniego w całości pokrywy lodowej.

Jednak od połowy lat dziewięćdziesiątych na tych akwenach obserwuje się szybkie zmniejszanie się głębokości do górnej piknokliny (halokliny) i wzrost zasolenia (patrz np. Steele i Boyd 1998) i w rezultacie – na dużych powierzchniach likwidację górnej halokliny. Podobne procesy, choć na mniejszą skalę, obserwuje się i na wodach położonych na północ od Grenlandii. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest wzmożony od lat 1987–1989 napływ ciepłych i silnie zasolonych wód Atlantyckich do basenu Morza Arktycznego i ich stopniowe rozprzestrzenianie się po całym basenie (Zhang i in. 1998, Swift i in., 1998). Prowadzi to do wzrostu zasobów ciepła w Arktycznych Wodach Przejściowych (Polyakov i in. 2004), ich ekspansji i uzyskiwania przez nie – lokalnie – tam, gdzie następuje dywergencja wód powierzchniowych i jednocześnie zmniejsza się dostawa wód słodkich, niemal bezpośredniego kontaktu z powierzchnią. W takich warunkach, w okresie ochłodzenia jesiennego, konwekcja sięgnąć może do zasobów ciepła w AWP i tworzenie się lodów morskich musi ulec ograniczeniu – lód tworzyć się powinien później, przez co jego grubość pod koniec zimy staje się mniejsza. To ostatnie powoduje, że przy normalnym pod względem termicznym sezonie topnienia, szybciej dochodzi do jego zaniku. Szybszy zanik lodu przyczynia się do przedłużenia okresu akumulacji ciepła w wodach, zwiększone zasoby ciepła opóźniają proces tworzenia się lodów – zaczyna funkcjonować powszechnie znane dodatnie sprzężenie zwrotne między pokrywą lodów a temperaturą wody i powietrza.

Polyakov (2004; <http://www.frontier.iarc.uaf.edu/~igor/research/aw/index.php>) udostępnił dane charakteryzujące średnią roczną temperaturę w Arktycznych Wodach Przejściowych (AWP) basenu Morza Arktycznego w latach 1946–2002. Analiza związków między zmiennością powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym" w poszczególnych miesiącach okresu 1979–2002 a średnią roczną temperaturą AWP wykazała występowanie statystycznie istotnych korelacji między tymi szeregami. Istotne współczynniki korelacji układają się dokładnie według schematu – najsilniejsze ujemne współczynniki korelacji występują wiosną (od maja do lipca; maksimum -0.54 , ($p < 0.006$) zaznacza się w czerwcu) i jesienią (od września do listopada z maksimum siły związku w listopadzie; -0.51 ($p < 0.010$), $n = 24$). Tak więc czynnikiem, który wywarł istotny wpływ na kształtowanie zmian

powierzchni zlodzenia w "Oceanie Arktycznym" jest osłabienie lub zanik stratyfikacji termohalicznej na powierzchni przypacyficznej części "Oceanu Arktycznego".

Proces taki może mieć swoją przyczynę w zmianie bilansu słodkowodnego tej części "Oceanu Arktycznego" oraz wzroście napływu wód atlantyckich do basenu Oceanu Arktycznego. Część powierzchniowych, wysłodzonych wód mogła z tych akwenów zostać usunięta wraz z lodami wieloletnimi w okresie wzmocnienia cyrkulacji cyklonalnej lat 1989–1994, kiedy Prąd Transarktyczny sięgnął północnych krańców szelfu Morza Czukockiego i Wschodniosyberyjskiego. Steele i Boyd (1998) jako jedną z głównych przyczyn zaniku halokliny na tych akwenach widzą zmianę kierunku rozprzestrzeniania się wypływów wód rzek syberyjskich z mórz Karskiego i Łaptiewów, które w okresie wzrostu natężenia cyrkulacji cyklonalnej przestały kierować się na wschód. Dzięki zanikowi warstwy wód izolujących, rozwój procesów zaniku i narastania lodów przyspiesza lub opóźnia się w takt zmian zasobów ciepła w Arktycznych Wodach Pośrednich.

Ponieważ wzrost zasobów ciepła w AWP może mieć swoją przyczynę wyłącznie w zwiększonym dopływie ciepła wnoszonego wraz z napływem wód atlantyckich do basenu Morza Arktycznego, powierzchnia lodów w "Oceanie Arktycznym" powinna wykazywać związki ze znaną przez Styszyńską (2005) średnią temperaturą okresu zimowego w Bramie Farero-Szetlandzkiej z dwu lat poprzedzających. Przeprowadzona pod tym kątem analiza wykazuje, że zależności takie występują i są mocne. Najsilniejsze związki zmienności średniej zimowej temperatury wody z dwu lat poprzedzających ze zmiennością powierzchni zlodzenia "Oceanu Arktycznego" występują we wrześniu, kiedy to współczynnik korelacji osiąga wartość -0.73 ($p < 0.000$). Oznacza, że zmienność tylko jednego czynnika, jakim są zasoby ciepła w wodach prowadzonych przez Prąd Norweski do Arktyki, objaśnia ponad połowę (53.25%) zmienności minimalnej powierzchni lodów na tym akwenie. Wcześniejsza zmienność średniej zimowej temperatury wód w Bramie Farero-Szetlandzkiej wyjaśnia 40% średniej rocznej zmienności powierzchni zlodzenia "Oceanu Arktycznego" ($r = -0.65$; $p < 0.000$).

W tym samym czasie, zmienność temperatury powietrza (roczna, miesięczna, okresu zimowego) nie wykazuje żadnych liczących się związków ze zmiennością powierzchni lodów morskich na tym akwenie. Słabe, nieznacznie przekraczające próg istotności statystycznej, związki z pokrywą lodową we wrześniu wykazuje uśredniona temperatura lipca i sierpnia, a i to tylko na niektórych stacjach. Związki powierzchni lodów "Oceanu Arktycznego" z charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej są osobliwe – związków synchronicznych brak, zaznaczają się stosunkowo silne związki przesunięte w czasie o dodatnim znaku korelacji. Powierzchnia zlodzenia miesiący zimowych (grudzień, styczeń, luty, marzec) wykazuje związek (r od $+0.5$ do $+0.6$) ze wskaźnikiem NAO Hurrella, jaki występował 11 lat wcześniej. Powierzchnia zlodzenia w kwietniu istotnie, dodatnio (!) koreluje ze wskaźnikiem NAO, jaki wystąpił rok wcześniej. Powierzchnia zlodzenia w okresie od maja do października wykazuje dodatnie związki z zimowym NAO, jakie występowało 6 lat wcześniej, z tym, że współczynniki korelacji w sierpniu i wrześniu nie przekraczają poziomu istotności statystycznej, w pozostałych miesiącach mieści się on w granicach $0.5-0.6$. Obraz taki stanowi przypuszczalnie odbicie występujących okresowości w rozwoju procesów interakcji zimowej cyrkulacji atmosferycznej z lodami (Krahmann i Visbeck 2003), choć właśnie na "Oceanie Arktycznym", wobec ograniczonej w przestrzeni możliwości rozwoju pokrywy lodowej, takiego rodzaju związków trudno się było spodziewać. Jaki jest rzeczywisty charakter związku, i co naprawdę jest w tym związku pierwotne, a co wtórne, wymaga badań – i to na materiale obserwacyjnym z dłuższego okresu.

Przyczyny i mechanizmy zmian

Przedstawiona analiza przyczyn, prowadzących do zaistnienia obserwowanych w okresie 1979–2004 istotnych statystycznie miesięcznych trendów powierzchni lodów morskich w Arktyce, których wypadkowe kształtują trendy roczne na poszczególnych akwenach, pozwala na sformułowanie kilku wniosków.

Pierwszym wnioskiem jest stwierdzenie, że żaden z obserwowanych trendów nie stanowi rezultatu działania pojedynczego procesu. Na całym obszarze Arktyki spadki powierzchni lodów morskich wymuszane są przez działanie czynników dynamicznych i hydrologicznych, stanowiących odbicie wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej oraz procesy oceaniczne, sterujące zmianami ilości ciepła wprowadzanego do Arktyki wraz z wodami atlantyckimi. Zarówno jedne, jak i drugie wywierają wpływ na zmiany temperatury powietrza, które stanowią z kolei zarówno skutek zmian powierzchni lodów, jak i przyczynę ich dalszych zmian.

Powstaje problem, w jakim stopniu oba te główne czynniki wymuszające, jakimi są procesy oceaniczne i cyrkulacja atmosferyczna, są powiązane ze sobą – innymi słowy, co jest tu pierwotne, a co wtórne. Czy procesy cyrkulacji atmosferycznej sterują procesami oceanicznymi, czy odwrotnie – procesy oceaniczne, poprzez zmiany lokalizacji źródeł intensywnych strumieni ciepła jawnego sterują cyrkulacją atmosferyczną. Najbardziej prawdopodobne jest, że w skali ponadregionalnej procesy oceaniczne powiązane są sprzężeniami zwrotnymi z procesami atmosferycznymi, co kwestie pierwotności i wtórności obu procesów sprowadza do nie dającego się rozstrzygnąć dylematu. Rozstrzygnięcia cząstkowe mogą dotyczyć co najwyżej różnych skal czasowych w przejawach związków regionalnych między tymi procesami. Rozstrzygnięcie tych kwestii wykracza daleko poza zakres omawianych zagadnień, choć nie ma wątpliwości, że i same lody morskie, poprzez zmiany swojego rozmieszczenia odgrywają w procesie zmian lokalizacji źródeł ciepła i tworzenia kontrastów termicznych rolę aktywną i znaczącą, wpływając tym samym na przebieg procesów cyrkulacji atmosferycznej.

Na obszarze Arktyki Amerykańskiej, w kształtowaniu zmian pokrywy lodowej bardziej znaczącą rolę niż procesy oceaniczne zdaje się odgrywać zimowa cyrkulacja atmosferyczna. Ta w sposób wyraźny steruje dynamiką skraju lodów na Morzu Labrador i w Cieśninie Davisa, a poprzez jednoczesne kształtowanie temperatury powietrza w okresie zimowym, zgodne z dynamicznym działaniem wiatru, prowadzi do zwiększania lub zmniejszania maksymalnego zasięgu lodu na tych akwenach. Jednocześnie ta sama cyrkulacja atmosferyczna steruje z pewnym, relatywnie niewielkim, opóźnieniem lokalnymi procesami oceanicznymi, które, poprzez zmiany temperatury wody, regulują następnie letnie i późnojesienne zasięgi lodów w Cieśninie Davisa, Zatoce Baffina i północnej części Morza Labrador. Zmiany powierzchni lodów na Zatoce Hudsona i na obszarze Archipelagu Kanadyjskiego zachodzące w okresie wiosennym, letnim i jesiennym, kształtowane są przez przebieg temperatury powietrza w tych porach roku oraz, na Zatoce Hudsona, przez procesy regulujące cykl hydrologiczny na otaczających tą zatokę lądach. Zmiany sum opadowych w otoczeniu Zatoki Hudsona zdają się odgrywać, wraz ze zmianami temperatury powietrza w cieplej porze roku rolę zasadniczą w kształtowaniu długookresowej zmienności pokrywy lodowej na tym akwenie.

Na obszarze Arktyki Właściwej główną rolę w kształtowaniu ujemnych trendów powierzchni lodów morskich odgrywają procesy oceaniczne – głównie transport zmiennych ilości ciepła niesionych wraz z wodami atlantyckimi przez Prąd Norweski, a następnie wprowadzanych do basenu Morza Arktycznego przez Cieśninę Frama i przez Morze Barentsa. Związki pokrywy lodowej z wprowadzanymi do Arktyki Właściwej zasobami ciepła w wodach są silne i niemal natychmiastowe –

zaznaczają się ze stosunkowo niewielkimi – jedno-, dwurocznymi opóźnieniami. Te same zasoby ciepła w wodach, poprzez ich interakcje z lodami wyraźnie regulują temperaturę powietrza, która z kolei również wywiera wpływ na zachowanie się powierzchni lodów.

Działanie cyrkulacji atmosferycznej jest w tej części Arktyki bardziej skomplikowane. Zasadniczą rolę odgrywa zimowa cyrkulacja atmosferyczna, cyrkulacja w innych porach roku wywiera wpływ na powierzchnię lodów nieistotny statystycznie, trudny do jednoznacznego określenia. Działanie zimowej cyrkulacji atmosferycznej zaznacza się z podwójnym opóźnieniem. Jako niemal natychmiastowe, w tym samym roku (opóźnienie rzędu miesięcy) wpływy zimowej cyrkulacji zaznaczają się w wypadkowych zmianach powierzchni lodów z przeciwnym znakiem, co i znak wskaźnika NAO Hurrella. Wzrost natężenia cyrkulacji cyklonalnej (dodatnie NAO) pociąga za sobą zmniejszenie się powierzchni lodów, wzrost cyrkulacji południkowej (ujemne NAO) pociąga za sobą wzrost pokrywy lodowej. Drugie opóźnienie, około 4–6-letnie, charakteryzuje się odwrotną zależnością – po zimie z dodatnią fazą NAO powierzchnia lodów wzrasta. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmiany temperatury powietrza jest przestrzennie ograniczony – zaznacza się on, i to dość słabo (r przeciętnie od 0.3 do 0.4), na stacjach atlantyckiej Arktyki i wybrzeżach Grenlandii (na wschodnim wybrzeżu Grenlandii korelacje są ujemne). Co ważne – występuje na ogół z kilkumiesięcznym opóźnieniem i pojawia się jego "echo" w postaci korelacji z temperaturą powietrza w miesiącach zimowych (styczeń, luty) następnego roku, szczególnie silne tam, gdzie stacja zimą znajduje się w otoczeniu lodów morskich (np. Hopen). Na innych stacjach arktycznych podobnych korelacji brak.

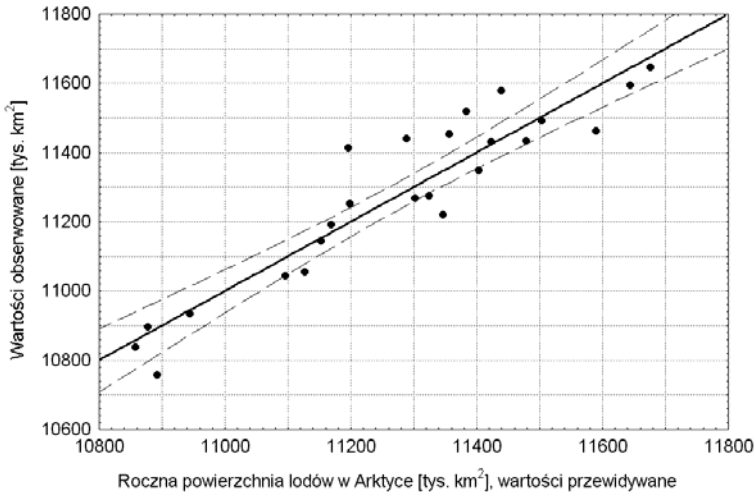
Tego rodzaju zależności w obu częściach Arktyki pozwalają na stwierdzenie, że podstawowymi czynnikami, regulującymi powierzchnię lodów są zmiany temperatury powietrza, zmiany ilości wnoszonego do Arktyki ciepła wraz z wodami atlantyckimi oraz zmiany zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Aby ocenić znaczenie poszczególnych czynników w kształtowaniu zmian pokrywy lodów morskich w całej Arktyce przeprowadzono analizę wielowymiarową. W analizie uwzględniono sezonowe (wiosna, lato, jesień, zima) i roczne anomalie temperatury powietrza w strefie 60–90° półkuli północnej według Luginy i in. (2003), wartości średniej zimowej (01–04) temperatury powierzchni wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej z danego roku (oznaczenie TW_{FS1-4}), wartości średniej zimowej temperatury powierzchni wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej z dwóch kolejnych lat (poprzedniego i danego roku; oznaczenie TW_{FS1-4_2L}), obie wartości za Styszyńską (2005), wskaźnik NAO Hurrella (1995) oraz wskaźniki miesięczne i roczny NAO CRU (Jones i in. 1997). Analizą można było objąć okres 1979–2003, gdyż w danych Luginy nie ma wartości dla 2004 roku.

W trakcie analizy eliminacji ulegały kolejno te zmienne (czynniki), które nie objaśniały, wspólnie z innymi zmiennymi, zadawalająco wariancji średniej powierzchni lodów w Arktyce. Ostatecznie, jako główne pozostały trzy zmienne: średnia zimowej temperatury powierzchni wody w Bramie Farero-Szetlandzkiej z dwóch kolejnych lat (FS_{1-4_2L}), wskaźnik NAO Hurrella (NAO_H) oraz anomalie temperatury powietrza jesieni w strefie 60–90°N (oznaczenie T_J). Zależność między działaniem tych czynników a powierzchnią lodów okazała się być liniowa. Równanie regresji wielokrotnej, w którym zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce (LAs , tys. km^2) stanowią funkcję wymienionych zmiennych, ma postać:

$$LAs = 15654.05(\pm 641.38) - 623.63(\pm 92.07) \cdot FS_{1-4_2L} + 45.60(\pm 11.89) \cdot NAO_H - 107.63(\pm 35.72) \cdot T_J,$$

a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $F(3,20) = 43.9$, $p < 0.000$, $R = 0.93$, $adj. R^2 = 0.85$, błąd standardowy estymacji = 98.0 tys. km^2 . Te trzy, nieskorelowane ze sobą zmienne,

objaśniają łącznie 85% zmienności średniej powierzchni lodów w Arktyce w okresie 1979–2003 (25 lat). Wkład wszystkich innych, nieuwzględnionych tutaj, czynników w kształtowanie zmienności powierzchni lodów morskich Arktyki w tym okresie wynosi 15%. Udział poszczególnych zmiennych (wymieniony w kolejności ich występowania w równaniu) wynosi 54, 27 i 6%. Wykres rozrzutu punktów obliczonych według powyższego równania względem punktów obserwowanych średniej rocznej powierzchni lodów a Arktyce przedstawia rysunek 20.



Rys. 20. Wykres rozrzutu przewidywanych za pomocą równania (patrz tekst) wartości średniej rocznej powierzchni lodów morskich w Arktyce względem wartości obserwowanych

Okazuje się, że największy wkład w zmniejszanie się powierzchni lodów morskich w całej Arktyce ma wzrost ilości ciepła w transportowanych do Arktyki, przez system prądowy, wodach morskich. Objaśnia on ponad połowę całej zmienności średniej powierzchni lodów. Wielkoskalowa cyrkulacja atmosferyczna, opisana tutaj przez wskaźnik NAO, objaśnia nieco powyżej 25% całkowitej zmienności powierzchni lodów. Rola zmian temperatury powietrza jest marginalna, objaśnia zaledwie 6% zmienności. Wzrost ilości ciepła w wodach oraz wzrost temperatury powietrza pociągają za sobą, co oczywiste, spadek powierzchni lodów. Wzrost wskaźnika NAO pociąga za sobą przyrost powierzchni lodów. Taki charakter działania zimowego NAO w równaniu daje się łatwo objaśnić – przy wzroście zimowego NAO granica lodów na Morzu Baffina przemieszcza się na południe i powierzchnia lodów wzrasta tam od lutego do maja. Na Morzu Grenlandzkim pokrywa lodów w roku z dodatnim NAO rośnie od lipca do października. Dla dokładniejszej oceny opóźnionego wkładu NAO szereg danych jest zbyt krótki.

Zastanawiające jest, jakie przyczyny powodują, że właśnie anomalie temperatury powietrza jesieni, czy też temperatura jesieni (09–11) wywiera wpływ na zmiany powierzchni lodów, a nie temperatura innych sezonów – na przykład lata czy wiosny, jak stwierdzili to, w odniesieniu do przyczyn cienienia lodów w Arktyce, Rothrock i Zhang (2005). Być może stanowi to przejaw występującego procesu "samodestrukcji" pokrywy lodowej, polegającej na działaniu sprzężeń zwrotnych w systemie interakcji lód – atmosfera – ocean.

Powszechnie znany jest schemat występującego dodatniego sprzężenia zwrotnego, jakie zachodzi między powierzchnią lodów, dla których charakterystyczne jest wysokie albedo¹⁶ oraz bardzo duże utajone ciepło topnienia, a temperaturą powietrza i temperaturą wody oraz zasobami ciepła w wodzie.

Spadek powierzchni lodów prowadzi do zmniejszenia albedo w skali regionalnej – wzrasta powierzchnia wody, której albedo jest znacznie mniejsze od albedo lodu (przy kątach padania powyżej 10° od 0.05 do 0.1). Większa ilość energii promienistej niż poprzednio jest pochłaniana przez powierzchnię wody, akumulacja ciepła w wodach powierzchniowych pociąga za sobą wzrost temperatury wody – i tym samym – wzrost wymiany ciepła z atmosferą i wzrost temperatury powietrza. Wzrost temperatury wody i powietrza pociąga za sobą przyspieszenie topnienia pokrywy lodowej. Jest to pierwsza pętla, wewnątrzsezonowa, dodatniego sprzężenia zwrotnego. Zmniejszenie pokrywy lodowej zwiększające akumulację ciepła w wodach prowadzi do tego, że sumarycznie na danym akwenie rośnie zasób ciepła w wodach. W okresie jesiennym, większa powierzchnia wody wolnej od lodu, w której zakumulowany jest większy niż był poprzednio zasób ciepła, pozwala na intensywniejsze i dłużej trwające procesy przekazu ciepła z powierzchni morza do atmosfery, prowadząc tym samym do wzrostu temperatury powietrza w okresie jesiennym. Ten wzrost temperatury z kolei opóźnia tworzenie się lodów i stanowi warunek wstępny do zmniejszenia ich grubości w czasie nadchodzącej zimy. Zmniejszenie się grubości lodów w okresie zimowym prowadzi do ich wcześniejszej destrukcji w okresie nadchodzącej pory ciepłej. Okres akumulacji ciepła w wodach ulegnie w ten sposób wydłużeniu i korzystnemu przesunięciu w czasie względem maksimum dopływu energii słonecznej. W rezultacie nastąpi wzrost ilości zakumulowanego ciepła w wodach powierzchniowych względem wzrostu w poprzednim sezonie – i pętla dodatniego sprzężenia zwrotnego, tym razem już międzysezonowa, prowadząca do dalszego wzrostu temperatury powietrza i dalszego zmniejszania się powierzchni lodów – zamyka się. Raz zapoczątkowany proces trwa, nabiera tempa.

Rozpatrując proces zmniejszania się pokrywy lodowej w Arktyce Lindsay i Zhang (2005) zastanawia się, czy w tym kontekście rozwój pokrywy lodowej nie osiągnął już "punktu bez powrotu"¹⁷ (w oryginale: tipping point), to znaczy, że pokrywa lodowa uległa redukcji w takim stopniu, że jej powrót do poprzednich rozmiarów nie jest możliwy.

Patrząc jednak na ten schematycznie zarysowany proces "samodestrukcji" lodów należy mieć na względzie, że ilość dopływającej do powierzchni wody w szerokościach 70–90° energii słonecznej jest niewielka, a albedo wody morskiej przy kątach padania poniżej 10° bardzo szybko rośnie. Akumulacja ciepła następuje w stosunkowo cienkiej, powierzchniowej warstwie wody, w warunkach silnej stabilności hydrodynamicznej, przez co jej temperatura szybko wzrasta. Wraz ze wzrostem temperatury rosną odpowiednio straty ciepła na wypromieniowanie. W efekcie, zasób zakumulowanego ciepła w warstwie powierzchniowej jest niewielki. Oznacza to, że tego rodzaju uruchomiony proces "samodestrukcji" może zostać łatwo przerwany przez kilka powtarzających się epizodów gwałtownego wzrostu poboru ciepła z wody, powodowanych przez współwystąpienie gwałtownego spadku temperatury powietrza z silnym wiatrem. Istnieją i inne, działające w dłuższych

¹⁶ Albedo lodu wieloletniego, pokrytego śniegiem jest równe około 0.7, lodu zmurszałego około 0.4, a lodu pokrytego kałużami, z przetainami około 0.3.

¹⁷ "Punkt bez powrotu" – określenie używane w nawigacji lotniczej i morskiej, oznaczające punkt, po przekroczeniu którego statek lub samolot musi kontynuować drogę do punktu docelowego, gdyż nie starczy paliwa na powrót do punktu startu.

okresach, mechanizmy hamowania procesu "samodestrukcji". Są nimi mechanizmy tworzenia się warstwy Powierzchniowych Wód Arktycznych.

Wskazanie przez analizę wielowymiarową temperatury jesieni, jako jednej z trzech najważniejszych zmiennych, które decydują o zmienności, czyli w tym przypadku praktycznie o zmniejszaniu się powierzchni lodów w Arktyce wskazuje, że dużą rolę w tym procesie odgrywa opóźnianie tworzenia się lodów. Jest to proces typowy dla układu sprzężeń, prowadzących do "samodestrukcji" lodów. Jednak w tym przypadku zmiany temperatury powietrza jesieni są wtórne w stosunku do zmiany powierzchni lodów – to zmiana powierzchni lodów generuje zmiany temperatury powietrza, nie odwrotnie.

Dla wyjaśnienia czy zmiany temperatury powietrza są wtórne wobec zmian powierzchni lodów morskich w Arktyce przeprowadzono analizę związków, jakie zachodzą między temperaturą na pojedynczej stacji a dużą powierzchnią lodów. Jako stację testową wybrano Hopen (76.30°N, 025.04°E; 6 m n.p.m.). Ciąg pomiarów temperatury powietrza na tej stacji jest w badanym okresie homogeniczny, sama stacja położona jest na niewielkiej wysepce, nie podlegającej większym wpływom lokalnoklimatycznym. W okresie zimowym stacja ta jest niemal stale otoczona przez lody dryfujące, a w bezpośrednim rejonie stacji nie przepływa ciepły prąd. Korelowano ciągi powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym" z marca i września (1979–2004) z temperaturą powietrza kolejnych miesięcy i średnią roczną na Hopen w ciągu rozpoczynającym się w tym samym roku co ciąg powierzchni lodów (1979–2004) i w ciągu przesuniętym (opóźnionym) o jeden rok (1980–2004). Powierzchnia lodów w marcu na "Oceanie Arktycznym" nie wykazuje istotnych statystycznie korelacji z temperaturą żadnego miesiąca i temperaturą roczną na Hopen (nawet temperaturą stycznia, lutego i marca tego samego roku). Powierzchnia lodów na Oceanie Arktycznym we wrześniu nie koreluje istotnie z temperaturą żadnego miesiąca w tym samym roku, chociaż pojawia się istotna statystycznie korelacja między wrześniową powierzchnią lodów na "Oceanie Arktycznym" a temperaturą roczną na tej stacji ($r = -0.41$). Istotne statystycznie korelacje wrześniowej powierzchni lodów na "Oceanie Arktycznym" pojawiają się w ciągu temperatury powietrza "następnego roku" na Hopen – z temperaturą lipca (-0.52 ; $p < 0.009$) i sierpnia (-0.46 , $p < 0.024$) oraz z temperaturą roczną następnego roku (-0.45 , $p < 0.029$). Podobnie kształtują się zależności między powierzchnią lodów na "Oceanie Arktycznym" a temperaturą powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn, która jednak, ze względu na położenie wewnątrz większego obszaru lądowego i znajdowanie się w niemal bezpośrednim zasięgu oddziaływania Prądu Zachodniospitsbergeńskiego może być uznana za nieodpowiednią dla tego typu badań.

Takiego rodzaju analiza nie może zostać uznana za rozstrzygającą, jednak wskazuje, że temperatura powietrza przełomu lata i jesieni wykazuje związek z minimalną powierzchnią lodów i jej zmiany są wtórne względem zmian powierzchni lodów. Temperatura jesieni jest najprawdopodobniej, w liczącej się części, uwarunkowana przez rozmiar minimalnej powierzchni lodów, jaka występowała w poprzednim roku.

Powierzchnia lodów Arktyki w całym XX wieku się zmniejsza. Szczególnie gwałtownie maleje w ostatnim ćwierćwieczu XX wieku i pierwszych latach XXI wieku. Maleje gwałtowniej; szybciej latem, wolniej w okresie zimowym. Główną przyczyną występowania ujemnych trendów powierzchni lodów arktycznych w ostatnim ćwierćwieczu, jak wykazują przeprowadzone analizy, jest systematyczny wzrost ilości ciepła wprowadzanego wraz z wodami atlantyckimi do Arktyki w okresie 1979–2004. O ocieplaniu się wód Arktyki Właściwej wiadomo od dość dawna (Grotfendt i in. 1998, Dickson

i in. 1999). Wzrost temperatury i zasobów ciepła wód Morza Arktycznego, nie mówiąc o temperaturze wód Morza Barentsa czy wód na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (Kruszewski 2004) jest znacznie większy od średniego globalnego wzrostu temperatury powietrza (Zhang 2005)¹⁸. Wraz z wprowadzaniem do Arktyki coraz większych ilości wód atlantyckich, rośnie temperatura Arktycznych Wód Pośrednich (Polyakov i in. 2004). Obecnie, w wielu punktach temperatura AWP jest wyższa od 0.6 do 4.2°C niż było to w ciągu ostatnich 30–50 lat (Polyakov i in. 2005). Są to wartości nie notowane w całej stuletniej historii pomiarów oceanograficznych na tym obszarze. Zmienia się cyrkulacja wód w basenie Morza Arktycznego – AWP tworzą kopułę ciepłych wód, sprzyjającą likwidacji piknokliny w centralnych częściach basenu Morza Arktycznego (Polyakov i in. 2004).

Silna, cyklonalna cyrkulacja atmosferyczna wyprowadziła z akwenu Morza Arktycznego dużą ilość lodów i PWA (Powierzchniowych Wód Arktycznych), zmniejszając ilość wód słodkich w basenie. Zmienia się struktura termohalinowa. Rozprzestrzenianie się silnie zasolonych i ciepłych wód atlantyckich, mających coraz większe zasoby ciepła, przy likwidacji piknokliny na znacznych obszarach, doprowadziły do kontaktu AWP (Arktycznych Wód Przejściowych) z powierzchnią na morzach Czukockim, Beauforta i Wschodniosyberyjskim. Zasięg wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych zmniejszył się na Morzu Barentsa i na wschodniej części Morza Grenlandzkiego. W rejonie wprowadzania ciepłych wód atlantyckich do Arktyki, na Morzu Grenlandzkim, na zachód od Spitsbergenu, od kilku lat utrzymuje się najsilniejsza na świecie dodatnia anomalia temperatury powierzchni oceanu – jej wartość przekracza 4° latem i dochodzi do 6° zimą. Nieco słabsze, dodatnie anomalie temperatury powierzchni oceanu utrzymują się w środkowej i wschodniej części północnych partii Morza Barentsa. Na tych akwenach nie dochodzi do tworzenia się lodu, naniesione na nie lody dryfujące szybko ulegają topnieniu. W pobliżu tych akwenów procesy zamarzania ulegają wyraźnemu opóźnieniu¹⁹. Dodatnie anomalie temperatury wody w północnej części Morza Irmingera blokują rozprzestrzenianie się lodów niesionych na południe przez Prąd Wschodniogrenlandzki.

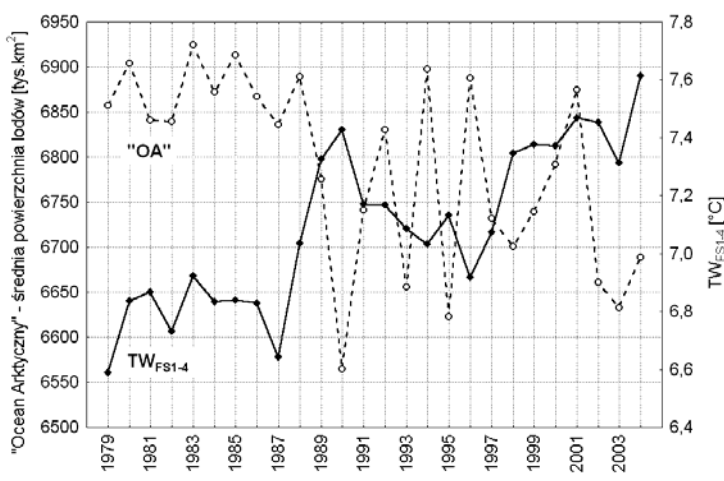
Zimą, na niezamrożonych akwenach i na akwenach pokrytych lodem o mniejszym zwarcu (< 7) działają bardzo silne strumienie ciepła do atmosfery. W okresie wiosny, wcześniej rozmarznęte akweny wcześniej rozpoczynają akumulację ciepła, temperatura wody jest większa od temperatury lodu, który wcześniej występował na tych akwenach. Latem, temperatura powierzchni wody jest znacznie wyższa, niż była tam poprzednio. Rośnie dzięki temu przekaz ciepła z powierzchni morza do atmosfery, wzrasta temperatura powietrza. Prowadzi to dalszego zmniejszania się powierzchni lodów. Arktyka ponownie się ociepla.

Jeśli szczegółowo zapoznać się z danymi, stosunkowo łatwo znaleźć można "moment", w którym doszło do zasadniczej zmiany (patrz rys. 21) reżimu lodowego. Nastąpiło to w dwóch etapach –

¹⁸ Zhang (2005) objaśnia ten szybszy wzrost temperatury wód nie zwiększonym dopływem wód atlantyckich, lecz wzrastającym dopływem promieniowania długofalowego do powierzchni Oceanu Arktycznego i szybkim wzrostem temperatury powietrza (efekt cieplarniany). O wzroście zasobów ciepła w wodach i wzroście średniej temperatury wód w Arktyce, decyduje wzrost temperatury Arktycznych Wód Pośrednich. Wzrost temperatury AWP, które są odizolowane od powierzchni przez pokrywę lodową i leżącą pod nią warstwę Powierzchniowych Wód Arktycznych nie może odbywać się w wyniku takiego procesu, jaki wyobraża sobie Zhang.

¹⁹ Informacje na podstawie przeglądu codziennych, wysokorozdzielczych map temperatury powierzchni oceanu (OTIS i NCODA) oraz koncentracji lodów morskich wydawanych przez Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center.

pierwszy trwał w latach 1987–1990, kiedy razem z gwałtownym wzrostem temperatury wód atlantyckich wprowadzanych do Arktyki i Mórz Nordyckich, doszło do gwałtownego wzrostu natężenia cyrkulacji cyklonalnej (rekordowy wzrost NAO; lata 1989 i 1990). W tym etapie cyrkulacja cyklonalna "wymiotła" lody wieloletnie z basenu Morza Arktycznego. Drugi etap silnego wzrostu temperatury wprowadzanych do Arktyki wód atlantyckich przypada na lata 1996–1998, i jak można sądzić – trwa nadal. Początek drugiego etapu zakończył okres bardzo silnej cyrkulacji cyklonalnej w atmosferze sektora atlantycko-europejskiego.



Rys. 21. Przebieg średniej zimowej (01-04) temperatury powierzchni oceanu w Bramie Farero-Szetlandzkiej (62°N, 004°W; 2x2°, oznaczenie TW_{Fs1-4}) i średniej rocznej powierzchni lodów morskich na największym akwenie Arktyki – "Oceanie Arktycznym" ("OA"). Widoczne załamania obu przebiegów w latach 1987–1990 i kształtowanie się nowych, odmiennych od poprzednich średnich wieloletnich po tym załamaniu

W czasie pierwszego etapu doszło do nałożenia się na siebie dwóch procesów, które razem sprzyjały gwałtownemu ociepleniu w skali hemisferycznej. Wielka intensywność NAO doprowadziła do gigantycznego wzrostu transferu ciepła z Atlantyku Północnego do atmosfery i wzrostu temperatury powietrza nad północno-zachodnią i środkową Europą oraz zachodnią Syberią. Ten sam proces doprowadził do wzrostu temperatury wód północno-wschodniej części Atlantyku Północnego i wzrostu temperatury powietrza w atlantyckiej Arktyce (Rogers i in. 2004). Wzrost temperatury wód atlantyckich i jednoczesna silna cyrkulacja cyklonalna oprowadziły do gwałtownego, choć przejściowego, spadku powierzchni lodów w Arktyce Właściwej (i wzrostu w Arktyce Amerykańskiej). Od tego czasu pokrywa lodowa, choć wykazując na poszczególnych akwenach duże wahania, w całej Arktyce zaczęła regularnie zmniejszać swoją średnią powierzchnię, kosztem coraz to większej redukcji powierzchni lodów w okresie ich minimalnego zasięgu (patrz rys. 9). Po zakończeniu drugiego etapu zmian, powierzchnia lodów spada równomiernie, nie wykazując większych wahań i w minimum zasięgu jest z roku na rok mniejsza (Stroeve i in. 2005).

Polyakov ze współautorami (2005), analizując skutki wzrostu zasobów ciepła w wodach Morza Arktycznego, w tym i zmniejszanie się pokrywy lodowej, formułują wnioski, że "Ocean Arktyczny" znajduje się obecnie na etapie przejściowym między dwoma quasistabilnymi stanami klimatycznymi.

Zdaniem omawianych badaczy Arktyka przechodzi od stanu "chłodnej" do stanu "cieplej" Arktyki. Proces "przejścia" zdaniem tych autorów jest procesem naturalnym. Na pytanie jak długo może trwać stan "cieplej" Arktyki, i na ile stan taki będzie trwał, Polyakov ze współautorami nie potrafią udzielić precyzyjnej odpowiedzi.. Przymuszanie trwać to będzie kilkadziesiąt lat.

W stanie "cieplej" Arktyki, jak można sądzić, pokrywa lodowa na morzach Arktyki będzie występować głównie w postaci lodów pierwszorocznych, lody wieloletnie będą rzadkością, lub też ich udział w strukturze wiekowej lodów arktycznych wyraźnie się obniży. W okresie lata pokrywa lodowa ulegnie zasadniczej redukcji, jednak trudno sobie wyobrazić, aby w rejonie Archipelagu Kanadyjskiego, północnej części Zatoki Baffina i wód na północ od Archipelagu Kanadyjskiego zanikała całkowicie. W okresie zimowym, poza cofnięciem się granicy lodów na morzach atlantyckiej Arktyki, zasięg lodów nie będzie odbiegać zasadniczo od obecnego. Główne różnice między stanem obecnym a przyszłym sprowadzą się do znacznego zmniejszenia grubości zimowej pokrywy lodowej i związanego z tym mniejszego stopnia jej zwarcia.

Pogląd o naturalnym charakterze zmian klimatycznych zachodzących w Arktyce, a więc i zmniejszenia się pokrywy lodowej, wyraża również Styszyńska (2001, 2005). Styszyńska (2005) widzi daleko posuniętą analogię między przyczynami obecnego ocieplenia Arktyki a ociepleniem Arktyki, jakie zachodziło w latach 1930–1945. Bengtsson, Semenov i Johannessen (2002, 2003, 2004) ocieplenie Arktyki lat 30-tych XX wieku uważają za rezultat procesu naturalnego, jednak współczesne procesy ocieplenia i redukcji powierzchni lodów, za procesy antropogeniczne (Johannessen i in., 2004). Trzeba tu wyjaśnić, że poglądy Polyakova ze współautorami (2005) czy Styszyńskiej (2005) nie licząc podobnych poglądów wyrażanych przez autorów tutaj niecytowanych, nie należą do powszechnie przyjmowanych, czy aprobowanych. Bardzo duża liczba badaczy jest zdania, że proces zmniejszania się pokrywy lodów morskich w Arktyce jest "bez wątplenia" procesem związanym z "globalnym ociepleniem" (czytaj – efektem cieplarnianym). Argumentami, mającymi przemawiać za tym, że tak właśnie jest, są zgodność trendu spadku powierzchni lodów i wzrostu temperatury z trendem wzrostu koncentracji CO₂, wyniki badań modelowych, w których na przykład wykazuje się, że trend spadku powierzchni lodów w Arktyce jest większy od trendu wygenerowanego przez model, co stanowi dowód (?) na jego antropogeniczne pochodzenie (patrz np. Vinnikov i in. 1999), etc. Pewną osobliwość stanowią poglądy badaczy, których nazwiska dopisane są do prac, w których poglądy na zmniejszenie się powierzchni lodów arktycznych wzajemnie się wykluczają.

Zmniejszanie się powierzchni lodów morskich w Arktyce, niewątpliwie ma związek z występującym globalnym ociepleniem. Nie stanowi ono jednak skutku wzrostu temperatury globalnej, lecz podobnie jak silne dodatnie fazy NAO, generuje to ocieplenie. Wkład zmniejszającej się pokrywy lodowej we wzrost temperatury powietrza Arktyki, a tym samym półkuli północnej, jest bardzo duży. Nie można wykluczyć, że obecnie rzeczywiście mamy okazję obserwować przejście ze stanu klimatyczno-środowiskowego końca małej epoki lodowej do stanu klimatyczno-środowiskowego przypominającego wczesnośredniowieczne optimum klimatyczne.

Niezależnie jednak od tego, jakie są poglądy na przyczyny zmniejszania się arktycznej pokrywy lodów morskich, trzeba przyjąć do wiadomości, że w chwili obecnej stanowi to fakt obserwowany. Zmniejszanie się powierzchni lodów morskich w tempie 28 000 km² w ciągu roku już obecnie doprowadza do bardzo poważnych zmian w Arktyce. Jest rzeczą łatwą do przewidzenia, że zmiany te w różny sposób będą oddziaływać i na klimat szerokości umiarkowanych. Jakie będą tego konsekwencje dla przekształceń środowiska, wielu dziedzin życia gospodarczego i społecznego – nie bardzo wiadomo.

Literatura

- Aagaard K., Carmack E.C., 1989, The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C10): 14485–14498.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2002, The early century warming in Arctic – a possible mechanism. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 345, Hamburg: 31+5 s.
- 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.
- Bergthórsson P., 1969, An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, 19: 94–101.
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Vinnikov K.Y., 2003, 30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophysical Research Letters*, 30 (18), 1970, doi: 10.1029/2003GL018031.
- Comiso J.C., 2002, A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29 (20); 1956, doi: 1029/2002GL015650.
- Dedrick K.R., Partington K., Van Woert M., Bertoia C.A., Benner D., 2001, U.S. National/Navy Ice Center digital sea ice data and climatology. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27: 457–475.
- Dery S.J., Stieglitz M., McKenna E.C., Wood E.F., 2005, Characteristics and trends of river discharge into Hudson, James, and Ungava Bays, 1964–2000. *Journal of Climate*, 18 (14): 2540–2557.
- Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S., 1999, Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, 13 (3): 617–633.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., 1999, The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13 (15): 2671–2696.
- Grumet N.S., Wake C.P., Mayewski P.A., Zielinski G.A., Whitlow S.I., Koerner R.M., Fisher D.A., Woollett J.M., 2001, Variability of sea-ice extent in Baffin Bay over the last millennium. *Climatic Change*, 49 (1–2): 129–145.
- Grotefendt K., Logemann K., Quadfasel D., Ronski S., 1998, Is the Arctic Ocean warming? *Journal of Geophysical Research*, 103 (C12): 27679–27687.
- Gough W.A., Cornwell A.R., Tsuji L.J.S., 2004, Trends in seasonal sea ice duration in southwestern Hudson Bay. *Arctic*, 57: 298–304.
- Hilmer M., Jung T., 2000, Evidence for recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, 27 (7): 989–992.
- Holloway G., Sou T., 2002, Has Arctic Sea ice rapidly thinned? *Journal of Climate*, 15 (13): 1691–1701.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676–679.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report to the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge and New York: 881 s.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.P., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004, Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, A, 56: 328–341.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17: 1433–1450.
- Krahmann G., Visbeck M., 2003, Variability of the Northern Annular Mode's signature in winter sea ice concentration. *Polar Research*, 22 (1): 51–57.

- Kruszewski G., 2004, Zmienność temperatury powierzchni morza w rejonie Spitsbergenu (1982-2002) jako przejaw współcześnie zachodzących zmian klimatycznych. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 79–86.
- Kruszewski G., 2005, Wpływ zmian temperatury wód w głównym nurcie Prądu Zachodniospitsbergeńskiego na temperaturę powietrza na Spitsbergenie Zachodnim (1982–2002). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 53–63.
- Kryjov V.N., 2002, The influence of the winter Arctic oscillation on the northern Russia spring temperature. *International Journal of Climatology*, 22(7): 779–785
- Kwok R., 2000, Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27: 775–778.
- Kwok R., Rothrock D.A., 1999, Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C3): 5177–5189.
- Lindsay R.W., Zhang J., 2005, The thinning of Arctic sea ice, 1988-2003: Have we passed a tipping point? *Journal of Climate*, 18 (15): 4879–4894.
- Lugina K.M, Groisman P.Ya, Vinnikov K.Ya., Koknaeva V.V., Speranskaya N.A., 2003, Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881–2002. [w:] Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Miętus M., Filipiak J., 2005, Strumienie energii i masy pomiędzy morzem i atmosferą w rejonie Arktyki Norweskiej. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 65–81.
- Mysak L.A., Ingram R.G., J. Wang J., van der Baaren A., 1996, The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea during tree simultaneous NAO and ENSO episodes. *Atmosphere – Ocean*, 34 (2): 313–343.
- Ogi M., Tachibana Y., Yamazaki K., 2003, Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 30(13), 1704, doi:10.1029/2003/GL017280.
- Parkinson C.L., 2000, Recent trend reversals in Arctic sea ice extents: possible connections to the North Atlantic Oscillation. *Polar Geography*, 24: 1–12.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V., 2002, Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journal of Climate*, 16 (12): 2078–2085.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004, Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journal of Climate*, 17 (23): 4485–4497.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dimitrenko I., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth O, Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E., 2005, On more toward a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*, 32, L17605, doi: 10.1029/2005GL023740.
- Polyakov I.V., Johnson M.A., 2000, Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 27, 4097–4100.
- Proshutinsky A.Y., Johnson M.A., 1997, Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C9): 12493–12514.
- Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R., Gerdes R., Karcher M., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hilber W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J., 2005, Arctic Ocean study: Syntesis of model results and observations. *EOS* 86 (40): 368–371.
- Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L., 2002, Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *Journal of Climate*, 15 (18): 2648–2663.

- Ropelewski C.F., 1983, Spatial and temporal variations in Antarctic sea ice (1973-82). *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22: 470–473.
- Rogers J.C., Wang S.H., Bromwich D.H., 2004, On the role of the NAO in the recent northeastern Atlantic Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.
- Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A., 1999, Thinning of the Arctic sea ice cover. *Geophysics Research Letters*, 26: 3469–3472.
- Rothrock D.A., Zhang J., 2005, Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion? *Journal of Geophysical Research*, 110, C01002, doi:10.1029/2004JC002282.
- Semenov V.A., Bengtsson L., 2003. Modes of the wintertime Arctic temperature variability. Report 343. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg. ss. 25.
- Serreze M.C., Maslanik J.A., Scambos T.A., Fetterer F., Stroeve J., Knowles K., Fowler C., Drobot S., Barry R.G., Haran T.M., 2003, A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *Geophysical Research Letters* 30: doi: 10.1029/2002GL016406.
- Smith S.R., Legler D.M., Remigio M.J., O'Brien J.J., 1999, Comparison of 1997–98 U.S. temperature and precipitation anomalies to historical ENSO warm phase. *Journal of Climate*, 12 (12): 3507–3515.
- Simstich J., Harms I., Karcher M.J., Erlenkeuser H., Stanovoy V., Kodina L., Bauch D., Spielhagen R.F., 2005, Recent freshening in the Kara Sea (Siberia) recorded by stable isotopes in Arctic bivalve shells. *Journal of Geophysical Research*, 110; doi: 10.1029/2004JC002722.
- Steele M., Boyd T., 1998, Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C5): 10419–10436.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Fetterer F., Arbetter T., Meier W., Maslanik J., Knowles K., 2005, Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophysical Research Letters*, 32, L04501, doi:10.1029/2004GL021810.
- 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.
- Styszyńska A., 2004a, Stan termiczny Atlantyku Północnego a zlodzenie mórz Barentsa i Grenlandzkiego (1972–1994). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 30–57.
- Styszyńska A., 2004b, Wpływ zmian temperatury wody na Prądzie Norweskim na kształtowanie rocznej temperatury powietrza w atlantyckiej Arktyce i notowane tam ocieplenie w okresie ostatniego 20. lécia. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 69–78.
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. Wyd. AM, Gdynia: 109 s.
- Swift J.H., Jones E.P., Aagaard K., Carmack E.C., Hingston M., MacDonald R.W., McLaughlin F.A., Perkin R.G., 1998, Waters of the Makarov and Canada basins. *Deep Sea Research*, 44: 1503–1529.
- 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.
- Vinnikov K.Y., Robock A., Stouffer R.J., Walsh J.E., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Mitchell J.F.B., Garrett D., Zakharov V.F., 1999, Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, 286: 1934–1937.
- Wadhams P., Davis N.R., 2000, Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 27: 3973–3975.
- Walczowski W., Piechura J., Osinski R., 2005, The West Spitsbergen Current volume and heat transport from synoptic observations in summer. *Deep Sea Research*, 1 52: 1374–1391.
- Walsh J.E., 1978, A data set on Northern Hemisphere sea ice extent. World Data Center-A for Glaciology (Snow and Ice). "Glaciological Data, Report GD-2", part 1: 49–51.

- Walsh J.E., Chapman W.L., 2001, 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*, 33 (1): 444–448
- Zakharov V.F., 1977, Poverkhnostnye arktičeskie vody kak faktor ustojčivosti ledyanogo pokrova. *Trudy AANII*, 346: 123–134.
- Zakharov V.F., 1981, L'dy Arktiki i sovremennyye prirodnye processy. *Godrometeoizdat, Leningrad*, ss. 136.
- Zakharov V.F., 1987, Morskie l'dy i klimat. [w:] red. V.M.Kotlyakov, M.G.Grosvald; *Vzaimodejstvie oledeniya s atmosferoj i okeanom*. Nauka, Moskva: 66–90.
- Zakharov V.F., 1997, Sea ice in the climate system. *Arctic Climate System Study, World Climate Research Programme, WMO/TD-No.782, World Meteorological Organization, Geneva*: 80 s.
- Zblewski S., 2004, Zmiany temperatury wody na Prądzie Zachodniogrenlandzkim w okresie 1982–2002. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 29–37.
- Zhang J., 2005, Warming of the arctic ice-ocean system is faster than the global average since the 1960s. *Geophysical Research Letters*, 32, L19602, doi:10.1029/2005GL024216.
- Zhang J., Rothrock D.A., Steele M., 1998, Warming of the Arctic Ocean by a strengthened Atlantic inflow: Model results. *Geophysical Research Letters*, 25 (10): 1745–1748.
- Zhang J., Rothrock D.A., Steele M., 2000, Recent changes in Arctic sea ice: The inter-play between ice dynamics and thermodynamics, *Journal of Climate*, 13 (17): 3099-3114.
- Zhang J., Thomas D.R., Rothrock D.A., Lindsay R.W., Yu Y., Kwok R., 2003, Assimilation of ice motion observations and comparisons with submarine ice thickness data. *Journal of Geophysical Research*, 108(C6), 3170, doi:10.1029/2001JC001041.