

## ZMIANY ZŁODZENIA MORZA KARSKIEGO W LATACH 1979-2015. PODEJŚCIE SYSTEMOWE

### CHANGES OF SEA ICE EXTENT ON THE KARA SEA IN THE YEARS 1979-2015. SYSTEM APPROACH

Anna Styszyńska<sup>1</sup>, Andrzej A. Marsz<sup>2</sup>

<sup>1</sup> – Katedra Urbanistyki i Planowania Regionalnego, Politechnika Gdańska  
ul. Narutowicza 11/12 80-233 Gdańsk  
anna.styszynska@pg.gda.pl

<sup>2</sup> – Stowarzyszenie Klimatologów Polskich  
aamarsz127@gmail.com

**Zarys treści.** Praca omawia zmiany powierzchni lodów na Morzu Karskim i mechanizmy tych zmian. Scharakteryzowano przebieg zmian zlodzenia, ustalając momenty skokowego zmniejszenia się letniej powierzchni lodów. Rozpatrzono wpływ cyrkulacji atmosferycznej, zmian temperatury powietrza i zmian zasobów ciepła w wodach na zmiany zlodzonej tego morza. Analizy wykazały, że wszystkie zmienne opisujące zarówno stan zlodzenia jak i stan elementów klimatycznych są ze sobą wzajemnie powiązane przez różnego rodzaju sprzężenia zwrotne. W rezultacie tworzy się rekurentny system, w którym zmiany powierzchni lodów, wpływając na przebieg innych elementów systemu (temperaturę powietrza, temperaturę wody powierzchniowej) w znacznej części same sterują swoim rozwojem. Zmiennością całego tego systemu sterują zmiany intensywności cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym, dostarczając do niego zmienne ilości energii (ciepła). Reakcja systemu zlodzenia Morza Karskiego na zmiany natężenia THC następuje z 6.letnim opóźnieniem.

**Słowa kluczowe:** pokrywa lodowa, zmiany powierzchni lodów, THC, temperatura powietrza, temperatura wody powierzchniowej, Morze Karskie, Arktyka, Atlantyk Północny.

## 1. Wprowadzenie

Zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce stanowią zarówno skutek, jak i przyczynę zachodzących tam zmian klimatu atmosfery i oceanu. Jednym z akwenów, na którym w ostatnich dwudziestu latach zachodzą bardzo duże i w pewnym sensie „nietypowe” zmiany pokrywy lodowej jest Morze Karskie. „Nietypowość” ta polega na tym, że zmiany zlodzenia w latach 1979-2015 nie zachodziły stopniowo, ale skokowo – powierzchnia lodów, na tle jej ogólnie powolnego spadku, dwukrotnie uległa gwałtownemu zmniejszeniu.

Morze Karskie jest najdalej ku zachodowi wysuniętym morzem szelfu syberyjskiego. Przez to płytkie, o powierzchni<sup>1</sup> około 839,2 tys. km<sup>2</sup>, morze prowadzi szereg ważnych szlaków żeglugowych. Najważniejszy z nich to tranzytowa Północna Droga Morska (dalej PDM), łącząca Atlantyk Północny z Pacyfikiem wzdłuż wybrzeży Syberii. Przez Morze Karskie prowadzą również trasy do portów położonych w ujściach wielkich rzek syberyjskich – Obu i Jeniseju. Porty Obskiej Guby (Sabetta, Novyj

<sup>1</sup> Z zatokami ujściowymi Obu i Jeniseju oraz innych rzek uchodzących do tego morza ~883 tysięcy km<sup>2</sup>.

Port, Yamburg) stanowią obecnie ważne punkty importu wyposażenia dla rozwijających się obszarów gazo- i roponośnych Jamału i Zachodniej Syberii oraz eksportu gazokondensatu i skroplonego gazu ziemnego (LNG). Porty rejonu ujścia Jeniseju (Dikson, Dudinka, Igarka) stanowią ważne punkty importu środków produkcji, produktów spożywczych, bytowych i paliw dla obszarów Kraju Krasnojarskiego, zaś Dudinka eksportu produkcji metalurgicznej (w tym metali szlachetnych i rzadkich), a Igarka – eksportu drewna – i potencjalnie – ropy naftowej. Funkcjonowanie gospodarki znacznych obszarów Syberii uzależnione jest od funkcjonowania żegluga na południowo-zachodniej części Morza Karskiego.

Żegluga na Morzu Karskim cechuje się silnie zaznaczoną sezonowością, którą wymusza występująca na tym akwenie przez większą część roku pokrywa lodów morskich o znacznej grubości. Przeciętnie od stycznia do maja akwen ten jest całkowicie zamrożony. Długość sezonu nawigacyjnego wykazuje bardzo dużą zmienność międzyroczną, a warunki lodowe panujące w sezonie nawigacyjnym znaczną zmienność z sezonu na sezon. W ten sposób zmiany sytuacji lodowej na Morzu Karskim stają się czynnikiem decydującym zarówno o możliwości wykorzystania PDM jako szlaku tranzytowego, jak również o kosztach i możliwości rozwoju gospodarczego ogromnych połaci Rosji.

Z tego względu problematyka warunków lodowych panujących na Morzu Karskim cieszy się od lat dużym zainteresowaniem. Z oczywistych przyczyn zagadnieniami tymi zajmowali się głównie badacze radzieccy i rosyjscy (np. Stiepanov 1972, Borodachev i in. 2000, Danilov i in. 2004, Zubakin 2006, Frolov i in. 2009). Wybranim zagadnieniom kształtowania się stosunków lodowych Morza Karskiego poświęcono sporo miejsca w monografii Morza Karskiego (Volkov i in. 2002). Wiele uwagi poświęcono kształtowaniu się reżimu lodowego tego morza w monografii pod red Mironova (2010), zwłaszcza tym jego aspektom, które stwarzają zagrożenia dla żeglugi.

Relatywnie niewiele jest prac na temat mechanizmów prowadzących do zmian powierzchni lodów Morza Karskiego. Większość badaczy zajmujących się problematyką zmian zlodzenia Arktyki, a więc obszaru, w skład którego wchodzi Morze Karskie, zasadniczą przyczynę zmian powierzchni lodów widzi w zmianach temperatury powietrza zachodzących nad Arktyką. Ta z kolei ma stanowić efekt postępującego Antropogenicznego Globalnego Ocieplenia. Mniejsza liczba badaczy rozpatrywała zmiany powierzchni lodów Morza Karskiego w różnych okresach jako potencjalny skutek zmian dopływu ciepła wnoszonego w ciepłej porze roku przez wielkie rzeki syberyjskie (Stiepanov 1972, Gopczenko i in. 1995), zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej (Divine i in. 2003, 2005) czy dryfu lodów (Vorobiev i Gudkovich 1976, Danilov i in. 2004), a nawet zmian charakteru zlodzenia i temperatury powietrza na Antarktydzie (Yanes 1995). Cechą wspólną prac mających wyjaśnić mechanizmy zmian powierzchni lodów Morza Karskiego jest skupianie się ich Autorów na działaniu pojedynczego czynnika (temperatury powietrza, kierunków i prędkości wiatru). Inną ich cechą jest to, że nie uwzględniają zmian zlodzenia na tym akwenie zachodzących po 2000-2005 roku, kiedy sezonowe i międzyroczne zmiany zlodzenia Morza Karskiego znacznie zwiększyły swoją skalę.

Celem tej pracy jest charakterystyka zmian reżimu lodowego Morza Karskiego jaka zachodziła w latach 1979-2015 oraz próba określenia głównych mechanizmów powodujących te zmiany. Za miarę zmienności reżimu lodowego w tej pracy przyjmuje się zmienność powierzchni zlodzonej. Pod tym mianem rozumie się powierzchnię morza pokrytego lodem o koncentracji od 15 do 100%, co odpowiada powszechnie stosowanemu w literaturze anglojęzycznej pojęciu „extent”. Powierzchnia pokryta lodem o mniejszej koncentracji nie jest uwzględniana.

Autorzy postanowili podejść do mechanizmów powodujących zmiany zlodzenia wielowymiarowo, uwzględniając jednoczesne działanie głównych czynników mogących realnie lub potencjalnie wpływać

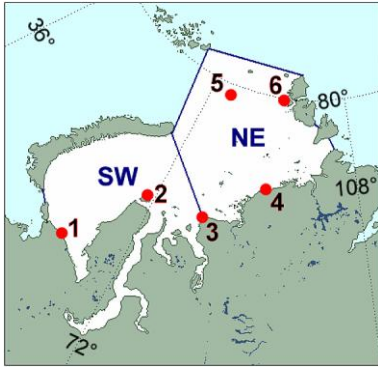
na zmiany powierzchni zlodzonej (zmiennosc doplywu radiacji, zmiennosc cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza, temperatury powierzchni morza). Niejako w naturalny sposob wymusza to podejscie systemowe do zagadnienia.

Dotychczasowe badania autorów tej pracy (Styszyńska 2005, Marsz i Styszyńska 2009, 2013, Marsz 2015) wskazują, że zarówno zmiany powierzchni zlodzonej jak i zmiany temperatury powierzchni morza (dalej SST) oraz temperatury powietrza zachodzące w atlantyckiej domenie Arktyki wymuszane są przez zmiany ilości ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną wraz z transportem Wód Atlantyckich (dalej AW). Tym ostatnim procesem sterują zmiany intensywności cyrkulacji termohaliny (dalej THC) na Atlantyku Północnym. Z tego względu również i ten czynnik zostaje uwzględniony w analizach mechanizmów zmian zlodzenia Morza Karskiego.

Konieczność uwzględniania zmiennej ilości ciepła wnoszonej do atlantyckiej domeny Arktyki przez cyrkulację oceaniczną podnoszona była przez licznych badaczy (np. Polyakov i in. 2008, 2010, 2011). Stroeve i Maslowski już w 2008 roku zwrócili uwagę, że być może we wszystkich rozważaniach na temat mechanizmów zmian powierzchni lodów Arktyki został pominięty jeden ważny czynnik, jakim jest wymuszanie tych zmian przez procesy oceaniczne, co w rezultacie prowadzi do rozbieżności między stanem obserwowanym a wynikami modelowania. Pomimo tego, że badania modelowe nie potwierdzają znaczącej roli THC w regulowaniu pokrywy lodów i znaczącego wpływu na postępujące w Arktyce ocieplenie (np. Bitz i in. 2006, Holland i in. 2006), przypisując główną rolę w tym względzie wzrostowi koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze, i w konsekwencji tego – wzrostowi temperatury powietrza – wyniki badań modelowych wykazują coraz większe rozbieżności w stosunku do materiału obserwacyjnego. Współczesne prace (np. Ivanov i in. 2012) wskazują na znaczącą lub główną rolę, jaką w kształtowaniu zmian zlodzenia w Arktyce odgrywa dostawa ciepła przez AW do Arktyki, czy też wzrostu temperatury powietrza (np. Zhang i in. 2007, Chylek i in. 2009). Ostatnio badania modelowe Zhanga (2015) również potwierdziły zasadniczą rolę zmian dopływu ciepła z Atlantyku Północnego w kreowaniu długookresowej zmienności zasięgu lodów morskich w Arktyce. Te fakty dodatkowo przemawiają za uwzględnieniem procesów oceanicznych w rozpatrywaniu mechanizmów zmian powierzchni zlodzonej Morza Karskiego.

## **2. Materiały źródłowe, metody opracowania**

W pracy wykorzystano dane satelitarne (SSM/I), będące średnimi miesięcznymi wartościami powierzchni lodów udostępnione przez AANII (Arkticheskij i Antarkticheskij Nauczno-Issledowatel'skij Institut, Sankt-Peterburg) z okresu od stycznia 1979 roku do grudnia 2015 roku. Średnie miesięczne powierzchnie zlodzone w danym roku obliczane są z dobowych powierzchni lodów, rejestrowanych przez kolejne generacje satelitów USA, radzieckich/rosyjskich i japońskich (JAXA). Mikrofalowe skanery tych satelitów miały (mają) różną rozdzielczość przestrzenną i pozwalają na wiarygodną rejestrację lodów o koncentracji równej, większej 15% (extent). Z tego względu w danych „dolną granicą” powierzchni wody pokrytej lodami są akweny pokryte lodem o takiej koncentracji. Średnia miesięczna powierzchnia zlodzona (extent) jest w zbiorach źródłowych szacowana z dokładnością do 0,1 tys. km<sup>2</sup>. Wykorzystano w tej pracy zbiory charakteryzujące powierzchnię zlodzoną całego Morza Karskiego i odrębnie jego dwu części – SW i NE. Granice Morza Karskiego i jego podział stanowiący powierzchnie integracji danych tych dwu części przedstawia ryc. 1. Długość szeregów czasowych danych lodowych określa okres opracowania lata 1979-2015 (37 lat).



Ryc. 1. Granice i podział na akweny Morza Karskiego oraz stacje meteorologiczne wykorzystane w opracowaniu:

- 1 – Amderma, 2 – Im. M.V. Popova (Ostrov Belyj),  
3 – Ostrov Dikson, 4 – Mys Sterlegova,  
5 – Ostrov Vize, 6 – Ostrov Golomjannyj

Fig. 1. Boundaries and areas of the Kara Sea and meteorological stations used in the study:  
1 – Amderma, 2 – Im. M.V. Popova (Ostrov Belyj),  
3 – Ostrov Dikson, 4 – Cape Sterlegova,  
5 – Ostrov Vize, 6 – Ostrov Golomjannyj

Wcześniejsze dane (przedsatelitarne) charakteryzujące zlodzenie Morza Karskiego oparte są głównie na obserwacjach prowadzonych ze statków, tym samym pochodzą z okresu tzw. sezonu nawigacyjnego. Mniej liczne dane, pochodzące z analizy zdjęć lotniczych lub zobrazowań TV pokrywy lodowej wykonywanych przez satelity<sup>2</sup> dostarczają niemal wyłącznie obserwacje z „jasnej pory roku” i dotyczą akwenów nie pokrytych przez powłokę chmur. W rezultacie starsze dane (Alekseev i in. 2008) nie obejmują całej powierzchni Morza Karskiego, podają wartości powierzchni zlodzonej dla momentu zbliżonego do występowania minimum zlodzenia (sierpień-wrzesień) i obarczone są nieznanymi błędami. Z tego względu danych tych nie wykorzystywano w tym opracowaniu.

Wartości miesięczne temperatury powietrza na wybranych stacjach (ryc. 1) leżących na wybrzeżu kontynentu lub na wyspach Morza Karskiego: Amderma (69°46'N, 61°41'E, WMO-23022), Ostrov Belyj (Im. M.V. Popova, 73°20'N, 70°02'E, WMO-20667), Ostrov Dikson (73°30'N, 80°14'E, WMO-20674), Mys Sterlegova (75°25'N, 88°54'E, WMO 20476), Ostrov Vize (79°30'N, 76°59'E, WMO-20069) i Ostrov Golomjannyj (79°33'N, 90°37'E, WMO-20087) uzyskano z bazy danych rosyjskich obserwacji meteorologicznych (RIHMI-WDC, Obnińsk). Zarówno dane lodowe, jak i temperatury powietrza są bardzo dobrej jakości.

Wartości maksymalnej rocznej grubości przypaju (stałego lodu brzegowego, ang. fast ice) na stacji Dikson z okresu 1936-2000 zaczerpnięto z danych uzupełniających do artykułu Polyakova, Alekseeva i in. (2003). Dane SST służące do obliczenia wskaźnika  $DG_{3L}$ , charakteryzującego intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym pobrano ze zbioru ERSST v.4. (Huang i in. 2015, Liu i in. 2015). Wskaźnik ten obliczano zgodnie z metodyką szczegółowo omówioną w pracy Marsza (2015). Różnicą w podanej metodyce jest jedynie to, że wartości wskaźnika w cytowanej pracy (Marsz 2015) obliczano ze zbioru ERSST v.3b (Smith i in. 2008), tu oblicza się wskaźnik z nowszej wersji zbioru ERSST, która koryguje w części błędy w szacunkach SST na obszarze mórz tropikalnych i arktycznych. Wskaźniki  $DG_{3L}$  obliczane z obu zbiorów są ze sobą silnie i wysoce istotnie skorelowane ( $r = 0,92$ ; okres 1978-2015). Z tego samego zbioru ERSST v.4 pozyskano średnie miesięczne wartości SST wykorzystane w tej pracy.

Szeregi czasowe miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) pobrano ze zbioru CDAS-1 (NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure). Są to dane reanalizy (Kalnay i in. 1996) o rozdzielczości przestrzennej 2,5 x 2,5°. Szeregi miesięcznych wartości wskaźników AMO, będących wartościami czynnikowymi 1 składowej głównej pola SLP

<sup>2</sup> Satelity serii Tiros, NOAA 1-8, Kosmos (lata 60. – 70. XX wieku).

obszaru na N od 20°N pobrano z bazy danych NWS CPC (monthly.ao.index.b50.current.ascii.table), szeregi wskaźników NAO ze strony J. Hurrella (Hurrell, James & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based)". <https://climate.dataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>).

### 3. Przebieg zmian zlodzenia Morza Karskiego

W rocznym cyklu zmian powierzchni zlodzonej Morza Karskiego można wyróżnić trzy kolejno następujące po sobie fazy. Są to faza „stagnacji” obejmująca okres maksymalnego rozwoju pokrywy lodowej trwająca od stycznia do maja (5 miesięcy), faza „topnienia” od czerwca do września (4 miesiące) oraz faza „marznięcia”, trwająca od października do grudnia (3 miesiące).

Praktycznie od stycznia do maja powierzchnia zlodzona nie zmienia się, lód pokrywa praktycznie całe Morze Karskie. Zaznaczające się nikłe różnice w miesięcznej powierzchni lodów w okresie od stycznia do maja, stanowią rezultat nieokresowego tworzenia się polyni<sup>3</sup> na granicy stałego lodu brzegowego i lodu dryfującego – międzyroczne różnice zlodzenia między tymi miesiącami stanowią od mniej niż 1 do ~2% powierzchni morza. Rzeczywiste maksimum powierzchni zlodzonej w danym roku może wystąpić w lutym, marcu lub kwietniu. Największy rozwój lodów w cyklu rocznym występuje przeciętnie (średnia klimatyczna) w marcu. W całym rozpatrywanym okresie (1979-2015) od stycznia do maja łącznie lód pokrywał średnio 99,78% powierzchni Morza Karskiego.

Faza „topnienia” rozpoczyna się na ogół w maju i trwa do września, czyli miesiąca, w którym przeciętnie obserwuje się najmniejszą pokrywę lodową. Wyjątkowo, w roku 2006, wystąpienie minimum obserwowano w sierpniu, w okresie obserwacji satelitarnych ani razu nie odnotowano takiej sytuacji w październiku. Powierzchnia zlodzona we wrześniu wykazuje dużą zmienność z roku na rok. Wrześniową pokrywą tworzą niemal wyłącznie lody „stare” (wieloletnie), których grubość była na tyle duża, że przetrwały fazę topnienia, lub też lody wieloletnie i/lub grube lody zimowe (pierwszoroczne), które zostały na Morze Karskie zdryfowane latem z północy, z basenu Morza Arktycznego przez Prąd Transarktyczny. Przebieg zmian powierzchni zlodzonej w marcu i wrześniu na całym Morzu Karskim przedstawia ryc. 2.

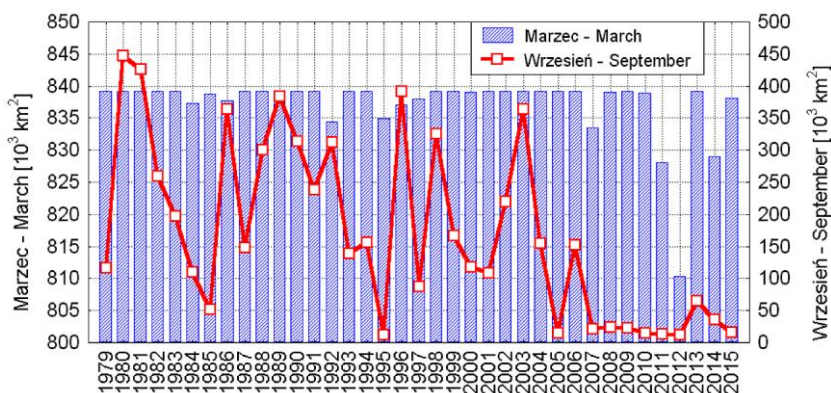
Już w październiku, w niektórych latach w połowie września, rozpoczyna się tworzenie nowej pokrywy lodowej, której powierzchnia szybko wzrasta. Faza „marznięcia” kończy się w grudniu, gdyż z końcem tego miesiąca powierzchnia Morza Karskiego jest całkowicie lub niemal całkowicie pokryta lodem. Dalszy rozwój lodów jednak trwa, powierzchnia zlodzona co prawda już nie wzrasta, ale rośnie grubość, a tym samym i objętość lodów. Maksymalną grubość lody osiągają z końcem fazy „stagnacji”, czyli w maju (Doronin i Khejsin 1975, Zakharov 1981, Zakharov i Malinin 2000, Polyakov i in. 2003).

Zmienność powierzchni lodów na Morzu Karskim wykazuje wyraźne zróżnicowanie regionalne. Mniejsza, o powierzchni 362,1 tys. km<sup>2</sup>, południowo-zachodnia część Morza Karskiego charakteryzuje się wyraźnie większą roczną amplitudą zmian powierzchni zlodzonej od jego większej (477,1 tys. km<sup>2</sup>) części północno-wschodniej (ryc. 1). O ile w maksimum rozwoju lodów (marzec) obie części Morza Karskiego były zlodzone w podobnym stopniu (ryc. 3), to w okresie minimum rozwoju powierzchni zlodzonej (wrzesień) różnice między oboma częściami były do roku 2004-2006 zasadnicze (ryc. 4).

---

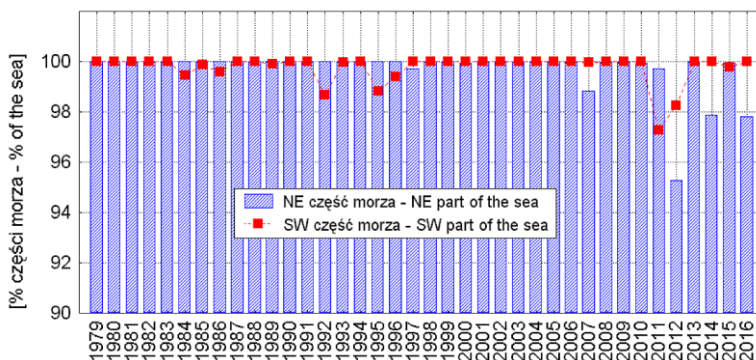
<sup>3</sup> Polynia również „plonia”(ang. polynya, ros. полынья) obszar „czystej wody” otoczony zwartą lub względnie zwartą powierzchnią lodów.

We wrześniu, przez cały rozpatrywany okres lód morski pokrywał od 3-5 do 9-13% powierzchni SW części Morza Karskiego, a zmiany międzyroczne były niewielkie. Na obszarze NE części tego morza do roku 2006 wrześniowa pokrywa lodowa wykazywała bardzo silne zmiany międzyroczne, zajmując od 0,4 do 86% powierzchni tej części morza. Po roku 2006 we wrześniu również na NE części morza wykształcił się typ reżimu lodowego przypominający reżim panujący na SW części Morza Karskiego, dla którego charakterystyczne są warunki „bezlodowe”<sup>4</sup>.



Ryc. 2. Zmiany powierzchni zlodzonej [ $10^3 \text{ km}^2$ ] na Morzu Karskim w marcu i wrześniu. Skala obu osi odmienna, dolna linia skali (800 tys.  $\text{km}^2$ ) na osi lewej (marzec) to ~95% powierzchni morza

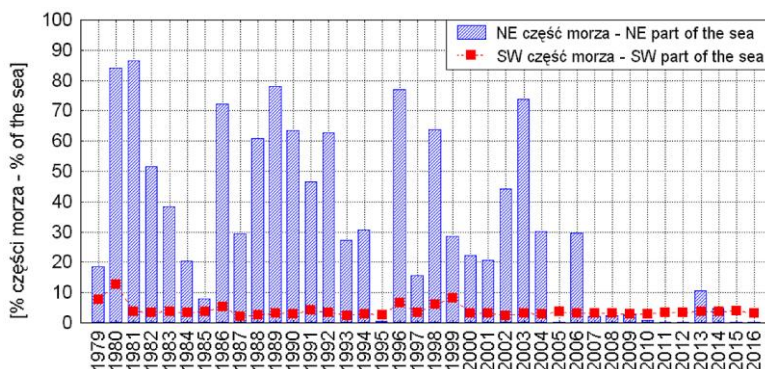
Fig. 2. Changes of ice extent [ $10^3 \text{ km}^2$ ] on the Kara Sea during March and September. The scale of both axes is different, the bottom line of the scale (800 thousand  $\text{km}^2$ ) on the axis on the left (March) is ~ 95% of the sea surface.



Ryc. 3. Zmiany powierzchni zlodzonej [%] na NE i SW części Morza Karskiego w marcu (maksimum rozwoju zlodzenia). Ze względu na odmienną powierzchnię SW i NE części morza wartości przedstawiają odsetek powierzchni każdej części morza pokrytej przez lody morskie o koncentracji 15 i więcej %

Fig. 3. Changes of ice extent [%] in NE and SW parts of the Kara Sea during March (the maximum cover times). Due to different surfaces of SW and NE parts of the sea the values represent the percentage of the area of any part of the sea covered by ice with concentration of 15% and more.

<sup>4</sup> Warunki „bezlodowe” – określenie używane w nawigacji, oznaczające, że stopień zwarcia lodu na akwenu, na którym występuje lód morski lub góry lodowe, jest 1 (mniej niż 10% powierzchni akwenu pokryte jest lodem; ang. open water).



Ryc. 4. Zmiany powierzchni zlodzonej [%] NE i SW części Morza Karskiego we wrześniu (minimum rozwoju zlodzenia). Ze względu na odmienną powierzchnię SW i NE części morza wartości przedstawiają odsetek powierzchni każdej części morza pokrytej przez lody morskie o koncentracji 15 i więcej %

Fig. 4. Changes of ice extent [%] in NE and SW parts of the Kara Sea during September (the minimum cover times). Due to the different surface SW and NE parts of the sea the values represent the percentage of the area of any part of the sea covered by ice with concentration of 15% and more.

Małe zlodzenie SW części Morza Karskiego w czasie wrześniowego minimum spowodowane jest przez działanie kilku czynników jednocześnie. Występowanie w początkowym i końcowym okresie zimy adwekcji z zachodu podwyższa temperaturę powietrza, co odbija się spadkiem grubości lodu w końcowej fazie jego rozwoju. Południowe, bliskie wybrzeżom kontynentu, położenie akwenu, podanego wiosną i w początku lata częstym napływom suchego i ciepłego powietrza z kontynentu, sprzyja dłuższym okresom występowania (maj, czerwiec) pogody z brakiem zachmurzenia lub niewielkim zachmurzeniem. W warunkach dnia polarnego daje to silny dopływ radiacji do powierzchni lodu, powodującej jego wewnętrzną dezintegrację (przekształcanie się lodu białego w lód zmruszały; ang. rotten ice). Zmruszenie lodu zwiększa jego podatność na dalsze topnienie i pogarsza jego właściwości mechaniczne. Dzięki temu lód łatwo się łamie i nawet w warunkach słabego falowania ulega szybkiemu niszczeniu. Dużą rolę w dezintegracji pokrywy lodowej SW części Morza Karskiego odgrywa również dopływ ciepła wnoszonego przez Karskie Wrota wraz z napływem relatywnie ciepłych wiośną i latem wód z Morza Barentsa. Innym, ważnym źródłem ciepła dla tej części Morza Karskiego są ciepłe wody Obu, Tazu i Jeniseju uchodzące do południowych części tego morza. Znaczna część odpływu rocznego tych wielkich rzek (w sumie około ~60-70% z 1 300 km<sup>3</sup>) trafia do Morza Karskiego w czasie wiosennych powodzi w maju, czerwcu i lipcu, istotnie wpływając na wcześniejsze podniesienie temperatury powierzchniowych warstw wody tej części morza.

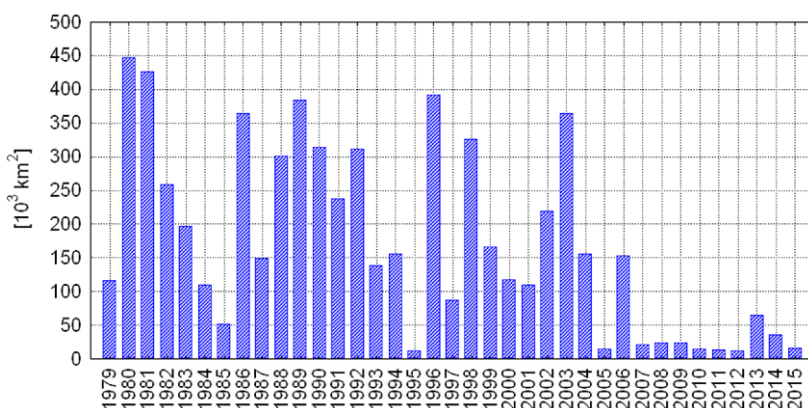
W NE części Morza Karskiego brak podobnie sprzyjających warunków dla wczesnego uwalniania się akwenu od pokrywy lodów morskich. Docierające tam latem masy powietrza z południa i zachodu są już chłodne, silnie przetransformowane, słoneczna pogoda w początkowym okresie sezonu ciepłego występuje niezmiernie rzadko. Znaczną rolę w utrzymaniu wysokiego stopnia zlodzenia tej części morza odgrywa również napływ (dryf) ciężkich lodów prowadzonych przez Prąd Transarktyczny z basenu Morza Arktycznego.

Zmienność średniej rocznej powierzchni zlodzonej na Morzu Karskim w największym stopniu objaśniają zmiany pokrywy lodów w czasie minimum wrześniowego. Międzyroczna zmienność tej powierzchni we wrześniu objaśnia około 70% wariacji średniej rocznej powierzchni zlodzonej (dokład-



nie 69,34%). Przebieg zmian powierzchni zlodzonej na całym Morzu Karskim we wrześniu przedstawia ryc. 5. Nietrudno zauważyć, że w latach 2004-2006 doszło do zasadniczej, skokowej zmiany reżimu lodowego, która po tym okresie nosi cechy trwałości<sup>5</sup>. Trend liniowy, powszechnie wykorzystywany do opisu zmian, tu nie oddaje charakteru tych zmian w sposób prawidłowy. Gwałtowna zmiana wrześniowej powierzchni zlodzenia Morza Karskiego, a tym samym również średniej rocznej, zaszła w rezultacie podobnie gwałtownej zmiany zlodzenia NE części tego morza (patrz ryc. 4).

Nie jest to wyjątkowy przypadek w historii zmian zlodzenia Morza Karskiego. Do podobnej sytuacji doszło również w roku 1938. Mapy lodowe Duńskiego Instytutu Meteorologicznego, przedstawiające granice zasięgu lodów morskich w Arktyce wykazują (ryc. 6), że w sierpniu 1938 roku Morze Karskie znajdowało się w podobnym, „bezlodowym” stanie. Przerwa wojenna w obserwacjach lodowych i zestawianiu tych map nie pozwala stwierdzić, czy w latach 1940-1945 nie dochodziło do podobnego zmniejszenia się powierzchni lodów w okresie letnim. Pośrednie dane, między innymi zmienność maksymalnej grubości przyłepy na stacji Dikson oraz zmienność temperatury powietrza w latach 1944-1945 na stacjach wybrzeża Morza Karskiego czynią wysoce prawdopodobnym, że podobna sytuacja mogła mieć miejsce również w roku 1945.



Ryc. 5. Zmiany powierzchni zlodzonej [ $10^3 \text{ km}^2$ ] całego Morza Karskiego we wrześniu (minimum zlodzenia)

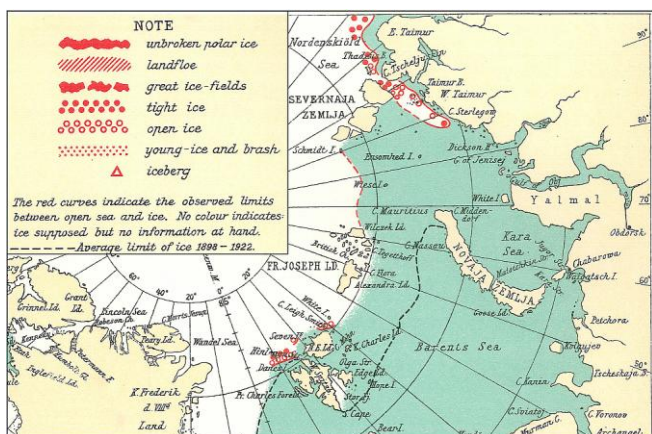
Fig. 5. Changes of ice extent [ $10^3 \text{ km}^2$ ] on the Kara Sea during September (the minimum cover times).

Przebieg zmian zlodzenia Morza Karskiego z miesiąca na miesiąc można w łatwy sposób opisać za pomocą różnic powierzchni zlodzonej między miesiącem bieżącym a poprzednim. Wartości tak obliczone nazwane są dalej umownym określeniem „rozmiar zmiany” (skrót RZ z indeksem miesiący). Ujemne wartości oznaczają spadek powierzchni zlodzonej (topnienie) w danym miesiącu w stosunku do miesiąca poprzedzającego, dodatnie – jej przyrost ( $10^3 \text{ km}^2$ ).

Wobec występowania zasadniczych różnic w przebiegu procesów zmian powierzchni zlodzonej na Morzu Karskim przed – i po roku 2003, zachodzi konieczność przedstawienia zmian RZ w dwu odrębnych okresach. Rozkład średnich międzymiesięcznych zmian powierzchni zlodzonej w latach 1979-2003 przedstawia ryc. 7.

<sup>5</sup> Stan taki utrzymywał się również i w roku 2016, kiedy średnia wrześniowa powierzchnia zlodzona całego Morza Karskiego była równa 11,4 tys.  $\text{km}^2$ .

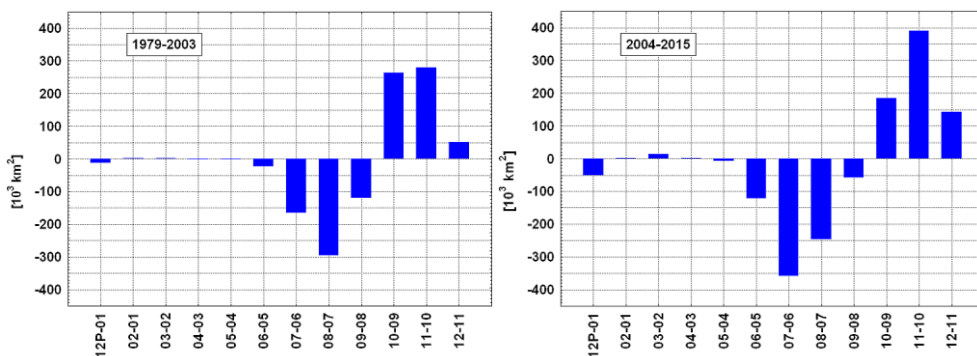




Ryc. 6. Wycinek mapy lodowej dla sierpnia 1938 roku ze zbioru Duńskiego Instytutu Meteorologicznego (<http://brunnur.vedur.is/pub/trausti/lskort/>)

Fig. 6. Part of the map of ice for August in 1938 from the set of the Danish Meteorological Institute (<http://brunnur.vedur.is/pub/trausti/lskort/>).

W latach 1979-2003 faza topnienia trwała cztery miesiące, od maja do września włącznie. Największy spadek powierzchni lodów następował między lipcem a sierpniem, kiedy likwidacji ulegało przeciętnie ~296 tys. km<sup>2</sup> pokrywy lodowej, co odpowiada około 35% powierzchni całego Morza Karskiego. W końcu fazy topnienia, między sierpniem a wrześniem procesy zaniku lodów ulegały wyraźnemu spowolnieniu, topniało około 119 tys. km<sup>2</sup>, czyli ulegało uwolnieniu od lodów zaledwie dalszych ~14% powierzchni morza.



Ryc. 7. Średnie międzymiesięczne zmiany powierzchni złodzonej [ $10^3 \text{ km}^2$ ] na Morzu Karskim w latach 1979-2003 (lewy) i 2004-2015 (prawy).

Wartości ujemne oznaczają spadek powierzchni złodzonej, dodatnie przyrost. Oznaczenie na osi x: 12P-01 – różnica powierzchni złodzonej między grudniem (12) ubiegłego roku a styczniem roku bieżącego, 02-01 – różnica powierzchni złodzonej między między lutym a styczniem, itd.

Fig. 7. Average month to months changes of ice extent [ $10^3 \text{ km}^2$ ] on the Kara Sea in the years 1979-2003 (left) and 2004-2015 (right). Negative values indicate a decrease in ice extent, positive growth. The mark on the x-axis: 12P-01 – the difference between the ice extent in December (12) last year and January of the current year, 02-01 – the difference between the ice extent between February and January, and so on.

Faza „zamarzania” (rozrostu powierzchni złodzonej) trwała trzy miesiące – od października do grudnia. Szybki przyrost powierzchni lodów następował już między wrześniem a październikiem, kiedy powierzchnia złodzona wzrastała o ~263 tys km<sup>2</sup>, niewiele większy rozrost lodów (279 tys. km<sup>2</sup>)

następował między październikiem a listopadem. W okresie między wrześniem a listopadem pokrywa lodowa ulegała odtworzeniu na ~65% powierzchni morza, co oznacza, że na przełomie listopada i grudnia pokrytych lodem było 90-95% powierzchni Morza Karskiego. Między listopadem a grudniem przyrost powierzchni zlodzonej był już niewielki (~52 tys. km<sup>2</sup>) i dalsze jej zmiany, do początku okresu topnienia, czyli do maja, były już minimalne<sup>6</sup>.

W następnym okresie (lata 2004-2015) fazy zaniku i narastania lodów utrzymują się w podobnych granicach czasowych, ale rozkład wartości RZ ulega zasadniczej zmianie. Silne topnienie występuje już między majem a czerwcem, kiedy powierzchnia zlodzona zmniejsza się o ponad 100 tys. km<sup>2</sup>. Okres najbardziej intensywnego zmniejszania się pokrywy lodów przesuwa się z lipca-sierpnia na czerwiec-lipiec. W latach 2004-2015 między czerwcem a lipcem powierzchnia „czystej wody” rośnie o ponad 350 tys. km<sup>2</sup> (< 42% powierzchni morza), a silne zmniejszanie powierzchni lodów (o dalsze 246 tys. km<sup>2</sup>) utrzymuje się jeszcze między lipcem a sierpniem. W efekcie topnienia od czerwca do sierpnia likwidacji ulega ~726 tys. km<sup>2</sup> powierzchni lodów, co oznacza, że w drugiej połowie sierpnia wolne jest od lodów ~87% powierzchni Morza Karskiego (ryc. 7). Do momentu wystąpienia minimum zlodzenia (wrzesień) powierzchnia lodów zmniejsza się o dalsze 57 tys. km<sup>2</sup>, co oznacza, że lody zajmują już tylko około 7% powierzchni morza. Wskazuje to, że w sierpniu i wrześniu w latach 2004-2015 na Morzu Karskim panują praktycznie warunki „bezlodowe”.

W latach 2004-2015 zmianie w stosunku do okresu poprzedniego ulega również rozwój pokrywy lodów w fazie „marznięcia”. Przyrost powierzchni zlodzonej między wrześniem a październikiem jest wolniejszy, nie osiąga nawet 200 tys. km<sup>2</sup>. Okres najsilniejszego przyrostu pokrywy lodowej przesuwa się na październik-listopad, kiedy przeciętnie pokrywa się lodem 391 tys. km<sup>2</sup>. Wskazuje to, że jeszcze w pierwszej połowie października lody zajmują zaledwie około 30% powierzchni Morza Karskiego.

O ile w poprzednim okresie między listopadem a grudniem przyrost pokrywy lodzonej był już niewielki (~52 tys. km<sup>2</sup>), to w latach 2004-2015 w tych miesiącach zlodzenie rośnie jeszcze o ~140 tys. km<sup>2</sup>, co wskazuje, że faza tworzenia się lodów ulega wyraźnemu opóźnieniu. Między grudniem a styczniem średnia powierzchnia zlodzona zmniejsza się natomiast o około 50 tys. km<sup>2</sup>. Ten spadek powierzchni lodów można interpretować w ten sposób, że na przełomie roku lody są jeszcze relatywnie cienkie, cieńsze niż w poprzednim okresie i łatwiej poddają się łamaniu przez wiatr, a następnie podlegają dryfowi, nawarstwianiu i piętrzeniu, w rezultacie czego tworzą się wolne od lodu połynie na granicy stałego lodu brzegowego (przyłepy) i lodu dryfującego (заприпайная полынья; flaw polynya).

#### **4. Procesy sterujące zmianami powierzchni lodów na Morzu Karskim**

Zmienność średniej rocznej powierzchni lodów, a więc najbardziej ogólnej wielkości charakteryzującej stan akwenu, determinują rozmiary zlodzenia w fazie minimum jego rozwoju. Jak wspomniano, zmienność zlodzenia we wrześniu objaśnia około 70% wariacji rocznej powierzchni lodów. Zmienność średniego zlodzenia z okresu lipiec-październik ( $E_{07-10}$ ) objaśnia aż 94% wariacji rocznej powierzchni lodów Morza Karskiego. Trudno aby było inaczej w sytuacji, gdy niemal cała zmienność roczna zlodzenia kumuluje się w krótkiej fazie topnienia lodów i w początkowej fazie rozwoju pokry-

---

<sup>6</sup> Ponieważ w latach 1979-2003 w cyklu rocznym Morze Karskie nie rozmarzało całkowicie, sumy dodatnich i ujemnych zmian z miesiąca na miesiąc nie są równe powierzchni tego morza. We wrześniu pokrywa lodowa pokrywała średnio ~27-30%, a w okresie sierpień-październik ~42% powierzchni Morza Karskiego.

wy lodowej. Poszukiwanie czynników sterujących zmianami musi zatem zostać ograniczone do tych czynników, które przyczyniają się do redukcji pokrywy lodowej na tym akwenie.

Przebieg zmian zlodzenia na Morzu Karskim, podobnie jak i na innych morzach Arktyki, ma charakter autoregresyjny (Zakharov 1981, 1997; Zakharov i Malinin 2000). Stan obecny jest silnie uwarunkowany przez stan poprzedni, a stan mający nadejść – przez stan aktualny. Jeśli rozpatruje się zmienność powierzchni lodów z miesiąca na miesiąc, można znaleźć ten szereg RZ, który niesie maksimum informacji o mających nadejść zmianach. W rozważaniach można pominąć fazę „zastoju” zmian powierzchni lodów trwającą od stycznia do maja. Występujące w tym okresie minimalne zmiany zlodzenia nie noszą żadnej istotnej informacji.

Przeprowadzona analiza współczynników korelacji liniowej między szeregami wartości RZ a szeregami średnich miesięcznych powierzchni lodów od lipca ( $E_{07}$ ) do grudnia ( $E_{12}$ ) wykazała, że maksimum siły związku z miesięczną pokrywą lodową wykazuje szereg RZ będący różnicą powierzchni lodów między czerwcem a lipcem ( $E_{07} - E_{06}$ ; oznaczenie:  $RZ_{07-06}$ ). Wartości współczynników korelacji RZ z powierzchnią zlodzenia od czerwca do grudnia, oraz średnią roczną ( $E_{RK}$ ) i średnią pokrywą lodową z okresu lipiec-październik ( $E_{07-10}$ ) Morza Karskiego zestawiono w tabeli 1.

Tab.1. Współczynniki korelacji ( $r$ ) między zmianami powierzchni zlodzonej od lipca do czerwca ( $RZ_{07-06}$ ), od sierpnia do lipca ( $RZ_{08-07}$ ) i od września do sierpnia ( $RZ_{09-08}$ ) a średnią miesięczną powierzchnią zlodzenia od lipca ( $E_{07}$ ) do grudnia ( $E_{12}$ ), średnią powierzchnią zlodzoną w okresie od lipca do października ( $E_{07-10}$ ) oraz średnią roczną powierzchnią zlodzoną ( $E_{RK}$ ) na Morzu Karskim (1979-2015).

Istotnie statystycznie ( $p < 0,05$ ) współczynniki korelacji pogrubiono.

Table1. Correlation coefficients ( $r$ ) between changes of ice extent from July to June ( $RZ_{07-06}$ ), from August to July ( $RZ_{08-07}$ ) and from September to August ( $RZ_{09-08}$ ) and the mean monthly surface of ice extent in July ( $E_{07}$ ) to December ( $E_{12}$ ), the mean ice extent in the period from July to October ( $E_{07-10}$ ) and annual mean ice extent ( $E_{RK}$ ) on the Kara Sea (1979-2015). Correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) in bold.

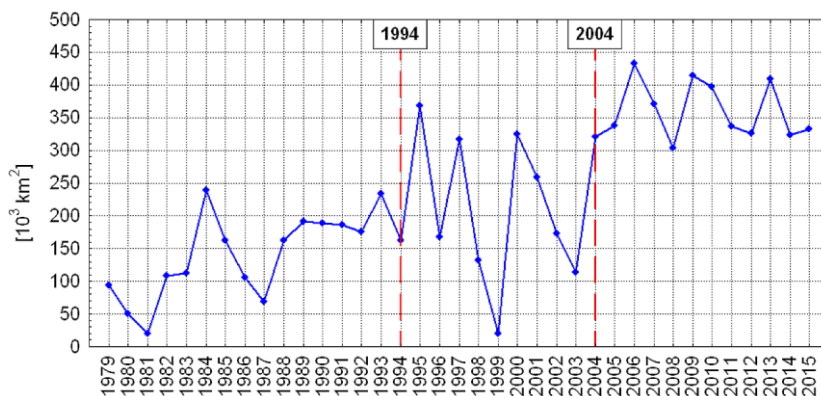
		$E_{07}$	$E_{08}$	$E_{09}$	$E_{10}$	$E_{11}$	$E_{12}$	$E_{07-10}$	$E_{RK}$
$RZ_{06-07}$	$r$	<b>0,91</b>	<b>0,87</b>	<b>0,72</b>	<b>0,74</b>	<b>0,55</b>	<b>0,34</b>	<b>0,87</b>	<b>0,81</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,000
$RZ_{07-08}$	$r$	<b>-0,51</b>	-0,09	0,09	-0,20	<b>-0,48</b>	<b>-0,45</b>	-0,22	<b>-0,34</b>
	$p$	0,001	0,590	0,588	0,244	0,003	0,005	0,201	0,040
$RZ_{08-09}$	$r$	<b>-0,59</b>	<b>-0,49</b>	-0,06	-0,28	<b>-0,41</b>	-0,28	<b>-0,39</b>	<b>-0,43</b>
	$p$	0,000	0,002	0,734	0,099	0,011	0,089	0,016	0,008

Objaśnienie:  $p$  – poziom istotności statystycznej,  $p = 0,000$  oznacza, że  $p \ll 0,001$ .

Explanation:  $p$  – level of statistical significance,  $p = 0.000$  indicates that  $p \ll 0.001$ .

Wszystkie współczynniki korelacji  $RZ_{07-06}$  z powierzchnią lodów są istotne. Jeśli uwzględnić tylko te z nich, które są wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ ), można zauważyć, że wartość rozmiaru topnienia z czerwca na lipiec ( $RZ_{07-06}$ ) niesie wiarygodną informację o tym, jaka będzie powierzchnia zlodzona w sierpniu, wrześniu, październiku i listopadzie, a tym samym również jaka będzie średnie zlodzenie w okresie od lipca do października ( $E_{07-10}$ ) oraz jaka będzie średnia roczna powierzchnia lodów na Morzu Karskim ( $E_{RK}$ ). Wskazuje to, że zmienna  $RZ_{07-06}$  ma spory potencjał predykcyjny. Ponieważ wartości  $RZ_{07-06}$  są ujemne, dodatnie współczynniki korelacji wskazują, że im mniejsza jest w danym roku wartość  $RZ_{07-06}$ , tym mniejsza będzie powierzchnia zlodzona w następnych miesiącach tego roku, do listopada włącznie oraz średnia roczna powierzchnia lodów tego roku.

Szereg czasowy zmiennej  $RZ_{07-06}$ , przemnożony przez  $-1$ , przedstawia ryc. 8. Wyraźnie widać na niej, że przebieg zmienności  $RZ_{07-06}$  pozwala na wyróżnienie w nim trzech okresów, których granicami są lata 1994 i 2004. W okresie przed 1994 wartości  $RZ_{07-06}$  charakteryzowały się niewielką zmiennością międzyroczną, w ich przebiegu zaznaczał się dość silny trend dodatni. W okresie 1994-2004 gwałtownie wzrosła amplituda zmian międzyrocznych, ale dodatni trend stał się słaby i nieistotny. Przebieg  $RZ_{07-06}$  od roku 2004 cechuje się niewielką zmiennością międzyroczną i praktycznie brak w nim trendu.



Ryc. 8. Przebieg zmiennej  $RZ_{07-06}$  (przemnożonej przez  $-1$ ), przedstawiającej rozmiar zmian powierzchni lodów [ $10^3 \text{ km}^2$ ] na całym Morzu Karskim między czerwcem a lipcem

Fig. 8. Course of variable  $RZ_{07-06}$  (multiplied by  $-1$ ), showing the size of ice extent changes [ $10^3 \text{ km}^2$ ] on the Kara Sea between June and July.

W ostatnim okresie przebiegu, od roku 2004, rozmiary zaniku lodu między czerwcem a lipcem były znacznie większe niż w obu poprzednich okresach – w żadnym z kolejnych lat zmniejszenie się zlodzenia na Morzu Karskim między czerwcem a lipcem nie było mniejsze od 300 tys.  $\text{km}^2$ , czyli stanowiło co najmniej  $\sim 36\%$  powierzchni morza.

Sytuacja, w której parametr opisujący zmiany powierzchni lodów w jakimś odcinku czasu stanowi predyktor mających dopiero nastąpić zmian zlodzenia oznacza, że powierzchnia lodów wywiera wpływ na „samą siebie”. Wskazuje to, że mamy tu do czynienia z systemem rekurentnym, wewnątrz którego zachodzi aktywne „przetwarzanie” sygnału (sygnałów) sterujących dochodzących do tego systemu z zewnątrz na wewnętrzny sygnał sterujący. Znalezienie tego czynnika (tych czynników), które sterują w zrozumiały sposób zmiennością  $RZ_{07-06}$  pozwoli na wyjaśnienie ich roli w funkcjonowaniu mechanizmów, które doprowadziły do obserwowanych zmian powierzchni lodów na Morzu Karskim w rozpatrywanym okresie.

#### 4.1. Cyrkulacja atmosferyczna a zmiany powierzchni lodów Morza Karskiego

Zmienność cyrkulacji atmosferycznej może regulować rozmiary pokrywy lodowej dwojako. Może to następować poprzez bezpośrednie oddziaływanie wiatru na powierzchnię lodów regulujące kierunek i prędkość ich dryfu (oddziaływanie dynamiczne), co będzie wpływać na bilans lodów na danym akwenie. Może stanowić to efekt pośredni – cyrkulacja atmosferyczna może modyfikować zmienność temperatury powietrza (oddziaływanie termiczne), która pośrednio, poprzez zwiększenie lub zmniej-

szenie grubości lodu lub spowolnienie lub przyspieszenie procesów topnienia będzie ostatecznie w mniejszym lub większym stopniu regulować zmienność powierzchni lodów. Kombinacja działania tych dwu czynników może, w zależności od pory roku, dawać bardzo różne rezultaty.

Liczni badacze (m.in. Wang i Ikeda 2000, Rigor i in. 2002, Rigor i Wallace 2004, Zhang i in. 2003, Stroeve i in. 2008, Stroeve i Maslowski 2008, Ogi i Yamazaki 2010) stwierdzają znaczny wpływ zmian Oscylacji Arktycznej (AO; Arctic Oscillation) na kształtowanie zmienności zlodzenia w Arktyce. Przeprowadzona analiza związków między powierzchnią lodów Morza Karskiego a zmiennością indeksów AO w latach 1979-2015 nie potwierdza tych sądów. Analiza korelacji synchronicznych (tab. 2) wykazuje, że są one słabe i w żadnym miesiącu nie są statystycznie istotne. Najsilniejszy związek między zmiennością indeksu AO a wielkością zlodzenia Morza Karskiego zaznacza się w lipcu, ale jego istotność jest nie większa niż na 10% poziomie ufności. Również związków między średnim rocznym indeksem AO a średnią roczną powierzchnią lodów praktycznie brak. Podobnie nie występują synchroniczne związki między AO a RZ<sub>07-06</sub>.

Tab. 2. Współczynniki korelacji liniowej (r) między miesięczną i średnią roczną powierzchnią lodów na Morzu Karskim a miesięcznymi i roczną wartością indeksu AO i poziom ich istotności statystycznej (p). Okres 1979-2015

Table 2. Correlation coefficients (r) between the monthly and annual ice extent on the Kara Sea and the monthly and annual AO index and their level of statistical significance (p). Period 1979-2015.

	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
r	0,00	-0,01	-0,25	0,14	0,08	0,21	0,30	0,16	-0,16	-0,01	-0,17	0,04	0,03
p	0,992	0,958	0,133	0,411	0,621	0,203	0,072	0,358	0,335	0,952	0,313	0,808	0,862

Obliczenia korelacji wzajemnych (asynchronicznych), z przesuwaniem szeregów o  $\pm 15$  lat względem siebie również nie wykrywają występowania istotnych związków między AO a powierzchnią lodów i RZ<sub>07-06</sub> z jakimkolwiek przesunięciem czasowym w tych granicach. Podobnie, analiza związków między szeregami zimowego (DJFM) wskaźnika NAO Hurrella (1995) i rocznym wskaźnikiem NAO CRU (Jones i in. 1997) a zmienną RZ<sub>07-06</sub> oraz szeregami miesięcznych powierzchni lodów na Morzu Karskim nie ujawnia wystąpienia istotnych statystycznie związków, zarówno synchronicznych, jak i asynchronicznych.

Można zatem stwierdzić, że zarówno główny hemisferyczny wzorzec cyrkulacji atmosferycznej (AO), jak i najważniejszy regionalny wzorzec cyrkulacji dla atlantycko-eurazjatyckiego sektora cyrkulacyjnego jakim jest NAO, nie objaśniają w żaden wiarygodny sposób przebiegów procesów zmian zlodzenia na Morzu Karskim. Należy zatem poszukiwać regionalnych wzorców cyrkulacji, których zmienność mogłaby objaśnić zmienność powierzchni lodów na tym morzu.

Należy się spodziewać, że najsilniejszy wpływ na zmiany zlodzenia Morza Karskiego powinna wywierać zmienność południkowej składowej wiatru. Zwiększony napływ powietrza z sektora północnego skutkować powinien zwiększonym „włtaczaniem” lodów na Morze Karskie z basenu Morza Arktycznego przez cieśninę między Ziemią Franciszka Józefa a wyspami Ziemi Północnej. Powinno to, zwłaszcza w cieplej porze roku, powodować wzrost zlodzenia, przede wszystkim na NE części morza. Na SW części morza, gdzie większość lodów tworzy się *in situ*, te same kierunki wiatru utrudniają odbrzegowy dryf lodów, przyczyniając się do ich stłaczania i dłuższego utrzymywania się

wzdłuż południowych brzegów Morza Karskiego. Zwiększony napływ powietrza z północy powinien również prowadzić do spadku temperatury powietrza, co zarówno w chłodnej, jak i cieplej porze roku sprzyja wzrostowi powierzchni lodów.

Dysponując zbiorem wartości SLP (zbiór CDAS-1) stworzono prostą miarę składowej południkowej cyrkulacji atmosferycznej nad Morzem Karskim, bez potrzeby liczenia prędkości wiatru geostroficznego. Miarą tą były różnice średnich miesięcznych SLP w bramce, której krańcami były punkty 60° i 90°E na równoleżniku 75°N. Analiza związków między szeregiem zmiennej RZ<sub>07-06</sub> a miesięcznymi i roczną różnicami SLP we wskazanych wyżej punktach wykazała, że w przewadze związki te są słabe i nieistotne statystycznie. Tam, gdzie wartości te były istotne (różnice SLP w marcu i kwietniu), analiza rozrzutu punktów wykazała, że wystąpienie podwyższonych współczynników korelacji stanowiło efekt działania kilku punktów odstających („efekt dźwigni”). Podobnie kształtowały się związki między roczną powierzchnią lodów i zlodzeniem okresu „ciepłego” na Morzu Karskim a „regionalnym” wskaźnikiem południkowej cyrkulacji atmosferycznej.

Taki stan wskazuje, że wpływ lokalnej cyrkulacji atmosferycznej, jaka funkcjonuje bezpośrednio nad Morzem Karskim, na zmiany zlodzenia tego morza jest słaby i nieistotny, ograniczony tylko do okresu najcieplejszej pory roku (lipiec-październik), kiedy stopień zwarcia (koncentracji) lodów jest na tyle mały, że umożliwia ich względnie swobodny dryf.

Stosunkowo silne korelacje z powierzchnią lodów na Morzu Karskim oraz ze zmienną RZ<sub>07-06</sub> wykazuje natomiast wskaźnik Dipola Cieśniny Fram, charakteryzujący cyrkulację atmosferyczną w rejonie wschodnich wybrzeży Grenlandii i Spitsbergenu. Wskaźnik ten (oznaczenie DCF<sub>03-08</sub>) będący algebraiczną sumą miesięcznych różnic SLP na 75-80°N między 20°W a 20°E od marca do sierpnia<sup>7</sup> jest dość silnie ( $r = -0,61$ ,  $p < 0,001$ ) skorelowany ze zmienną RZ<sub>07-06</sub> oraz istotnie skorelowany z miesięcznymi i rocznym szeregami powierzchni lodów na całym Morzu Karskim (tab. 3).

Tab. 3. Współczynniki korelacji (r) między wskaźnikiem Dipola Cieśniny Fram (DCF<sub>03-08</sub>) a miesięczną i roczną powierzchnią lodów na Morzu Karskim i ich istotność statystyczna (p). Okres 1979-2015

Table 3. Correlation coefficients (r) between the index Dipole Fram Strait (DCF<sub>03-08</sub>) and the monthly and annual ice extent on the Kara Sea and their level of statistical significance (p). Period 1979-2015.

	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
r	<b>-0,54</b>	<b>-0,33</b>	-0,29	<b>-0,36</b>	-0,32	<b>-0,46</b>	<b>-0,62</b>	<b>-0,64</b>	<b>-0,62</b>	<b>-0,57</b>	<b>-0,45</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,63</b>
p	0,000	0,043	0,080	0,026	0,054	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,028	0,000

Objaśnienie: p – poziom istotności statystycznej, p = 0,000 oznacza, że  $p \ll 0,001$ .

Explanation: p – level of statistical significance, p = 0.000 indicates that  $p \ll 0.001$ .

Mimo tego, że wskaźnik DCF<sub>03-08</sub> oblicza się dla okresu od marca do sierpnia, zmiany zlodzenia istotnie korelują z nim zarówno „z wyprzedzeniem” (styczeń, luty), jak i z „opóźnieniem” (wrzesień, październik, listopad i grudzień). Najsilniejsze związki między powierzchnią lodów a DCF<sub>03-08</sub> występują w lipcu, sierpniu i wrześniu, a więc w miesiącach, w których pokrywa lodowa zajmuje na Morzu Karskim najmniejszą powierzchnię.

<sup>7</sup> Metoda obliczania tego wskaźnika i jego dyskusja – patrz Marsz (2015). Dodatni znak wskaźnika informuje o przewadze przepływów powietrza nad Cieśniną Fram z północy, ujemny – z południa. Sama wartość wskaźnika niesie informację o intensywności przepływu.



Ten sam wskaźnik DCF<sub>03-08</sub> koreluje również zarówno ze zmienną RZ<sub>07-06</sub> oraz słabiej, z roczną i niektórymi miesięcznymi powierzchniami lodów w roku następnym (wskaźnik DCF<sub>03-08</sub> z danego roku, zmienna RZ<sub>07-06</sub> i pokrywa lodowa w roku następnym; patrz tab. 4). Współczynnik korelacji szeregu zmiennej DCF<sub>03-08</sub> z szeregiem zmiennej RZ<sub>07-06</sub> opóźnionym o rok w stosunku do wskaźnika DCF<sub>03-08</sub> jest równy -0,61 ( $p \ll 0,001$ ), czyli siła związku jest praktycznie taka sama, jak w korelacji „synchronicznej”. Obliczona wartość średnia wskaźnika DCF<sub>03-08</sub> z roku poprzedzającego i roku bieżącego koreluje z szeregiem zmiennej RZ<sub>07-06</sub> rozpoczynającym się w roku bieżącym silniej ( $r = 0,72$ ) niż wartości z pojedynczych lat. Wskazuje to na występowanie długookresowej składowej w oddziaływaniu cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Frama na zmienność powierzchni lodów na Morzu Karskim.

Tab. 4. Współczynniki korelacji (r) między wskaźnikiem Dipola Cieśniny Frama (DCF<sub>03-08</sub>) a opóźnionymi o rok szeregami miesięcznych i rocznej powierzchni lodów na Morzu Karskim i ich istotność statystyczna (p). Szereg wskaźnika DCF<sub>03-08</sub> z lat 1978-2014, szeregi powierzchni lodów z lat 1979-2015

Table 4. Correlation coefficients (r) between the index Dipole Fram Strait (DCF<sub>03-08</sub>) and delayed by a year series of monthly and annual ice extent on the Kara Sea and their level of statistical significance (p). A number of index DCF<sub>03-08</sub> from the years 1978 to 2014, the series of the ice extent of the years 1979 to 2015.

	Miesiące – Months													Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	07-10	
r	-0,31	-0,07	-0,24	-0,09	-0,10	-0,23	<b>-0,51</b>	<b>-0,46</b>	-0,31	<b>-0,39</b>	<b>-0,40</b>	-0,28	<b>-0,45</b>	<b>-0,44</b>
p	0,067	0,686	0,160	0,607	0,550	0,167	0,001	0,005	0,060	0,018	0,015	0,093	0,005	0,007

Objaśnienie: p – poziom istotności statystycznej,  $p = 0,000$  oznacza, że  $p \ll 0,001$ .

Explanation: p – level of statistical significance,  $p = 0.000$  indicates that  $p \ll 0.001$ .

Obraz, jaki uzyskuje się w tej analizie jest co najmniej zastanawiający. Jaki związek może mieć charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Frama, odległej od Morza Karskiego o co najmniej 2 200 km, ze zmianami powierzchni lodów na tym morzu?

Przeciwny rozkład ciśnienia atmosferycznego w rejonie Cieśniny Frama jest tego rodzaju, że nad obszarem Grenlandii i jej wschodnim wybrzeżem ciśnienie jest wysokie, w rejonie Spitsbergenu niższe. Wzrost różnicy ciśnienia między rejonem 20°W a 20°E na równoleżniku 77,5°N zwiększa składową północną wiatru geostroficznego nad Cieśniną Frama. Odwrotny rozkład różnicy ciśnienia powoduje nad Cieśniną Frama zmianę kierunku wiatru na południowy. Znaki różnic ciśnienia atmosferycznego informują o dominujących składowych południkowych kierunków przepływu wiatru geostroficznego nad Cieśniną Frama, wartości różnic o jego średniej prędkości i częstości. Kierunek i prędkość dryfu lodów zależy od kierunku wiatru i jego stałości kierunkowej oraz prędkości wiatru. W ten sposób cyrkulacja atmosferyczna nad Cieśniną Frama reguluje wyprowadzanie lodów z basenu Morza Arktycznego wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii na obszar Atlantyku Północnego.

Lody morskie wynoszone z centralnych części basenu Morza Arktycznego przez Prąd Transarktyczny trafiają na północne przedpole Cieśniny Frama. Przez tę cieśninę wyprowadzana jest z atlantyckiej domeny Arktyki zdecydowana większość lodów morskich (Kwok 2000, 2009). Jeśli w rejonie Cieśniny Frama dryf lodów na południe jest powolny i wyprowadzanie lodów na południe nie rekompensuje ich dostawy przez Prąd Transarktyczny, dochodzi tam do stłaczania lodów. Jeżeli stan taki trwa dłużej (kolejno dwa i więcej lat) zaczyna dochodzić do narastającego „przepelniania” centralnej części basenu Morza Arktycznego lodami, które przekształcają się stopniowo w lody wieloletnie o znacznej grubości i ulegają coraz większemu stłoczeniu. Część tych „nadmiarowych” lodów włą-

czana jest z basenu Morza Arktycznego na obszar mórz szelfu syberyjskiego (w więc i na Morze Karskie)<sup>8</sup> i na Morze Barentsa. Na Morzu Karskim te „włączane” lody wieloletnie i grube spiętrzone lody zimowe, latem, po destrukcji autochtonicznych lodów zimowych (pierwszorocznych), tworzą tak zwane „masywy lodowe” (Borodachev i in. 2000, Volkov i in. 2002, Marchenko 2012), będące zwarzonymi powierzchniami od kilku do dziesiątków tysięcy km<sup>2</sup>. Do niedawna „masywy lodowe” stanowiły główny element letniej pokrywy lodowej Morza Karskiego i bardzo utrudniały nawigację statków.

W przypadku, gdy nad Cieśniną Frama od marca do sierpnia dominują wiatry z sektora północnego, dryf lodów wynoszonych z Arktyki przez Prąd Transarktyczny jest szybki. W momencie, gdy wynoszenie lodów przez Cieśninę Frama na południe w jednostce czasu jest większe od ich dostawy przez Prąd Transarktyczny, dochodzi do stopniowego zmniejszenia stłoczenia lodów w basenie Morza Arktycznego. Zmniejsza się wtedy również tendencja do włączania lodów z północy na obszar syberyjskich mórz szelfowych. Jeśli proces przyspieszonego wyprowadzania lodów morskich z Arktyki trwa odpowiednio długo (5-7 lat), zmniejsza się udział lodów wieloletnich w ich ogólnej strukturze wiekowej.

W taki sposób, mimo, że rejon Cieśniny Frama jest odległy od Morza Karskiego, lokalna cyrkulacja atmosferyczna nad Cieśniną Frama wywiera realny wpływ na rozmiary zlodzenia tego morza. Wskaźnik Dipola Cieśniny Frama, choć charakteryzuje lokalną cyrkulację atmosferyczną, ma znaczenie regionalne – jest istotny dla całej atlantyckiej domeny Arktyki.

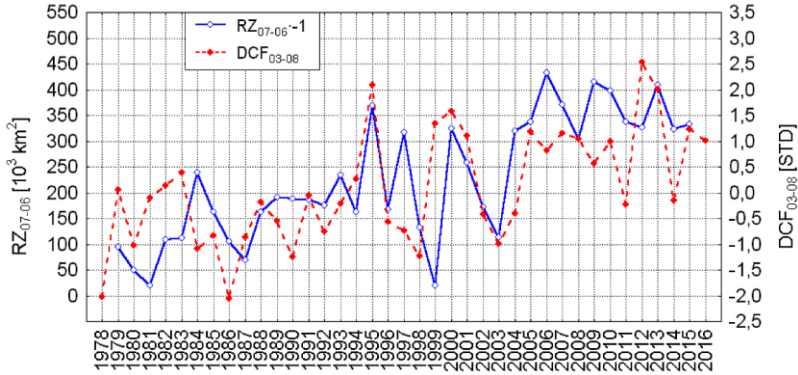
Zwiększona szybkość wyprowadzania lodów z centralnej części Arktyki zmniejszyła napływ ciężkich lodów z północy na Morze Karskie, przyczyniając się do zmniejszenia udziału lodów wieloletnich w strukturze lodów na tym morzu. W związku z tym zmalały, a następnie niemal całkowicie znikły występujące tam latem masywy lodowe, do zniszczenia których zasoby energii letniego dopływu promieniowania słonecznego, wzrostu SST i temperatury powietrza wcześniej były niewystarczające. Taki przebieg procesów wyjaśnia przejście po roku 2005-2006 NE części Morza Karskiego do stanu warunków „bezlodowych” we wrześniu (patrz ryc. 4). Nastąpiło to z opóźnieniem około rocznym w stosunku do roku 2004, w którym zmienił się charakter zmienności zmiennej RZ<sub>07-06</sub>, regulującej średnią roczną powierzchnię lodów na Morzu Karskim i jednocześnie wskaźnika DCF<sub>03-08</sub> (ryc. 9).

#### **4.2. Zmienność temperatury powietrza a zmiany powierzchni zlodzonej na Morzu Karskim**

Wzrost temperatury powietrza nad Morzem Karskim zachodzi na tle jej ogólnego wzrostu w skali całej Arktyki, choć wykazuje pewne opóźnienie w stosunku do wzrostu temperatury nad morzami Barentsa i Grenlandzkim. Jest sprawą oczywistą, że zmiany temperatury powietrza wywierają wpływ na tworzenie się lodu i procesy jego zaniku (topnienia). Z tej przyczyny współczynniki korelacji między np. średnimi rocznymi wartościami powierzchni zlodzenia i temperatury powietrza są na ogół bardzo wysokie i wysoce istotne statystycznie (ryc. 10). Nie upoważnia to jednak do formułowania wniosku, że to zmienność temperatury powietrza jest jedynym i tym czynnikiem, który reguluje całokształt zmian powierzchni zlodzonej. Czytając prace wielu badaczy (tu nie cytowanych) odnosi się wrażenie, że uważają oni zmienność temperatury powietrza za główny czynnik sterujący zmianami powierzchni

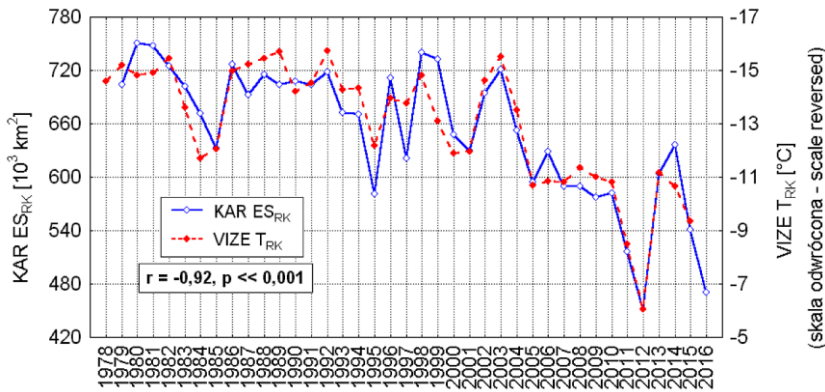
---

<sup>8</sup> Na Morze Karskie przez cieśniny między Ziemią Północną, wyspami Uszakowa i Vize a Ziemią Franciszka Józefa, na Morze Barentsa przez jego północną granicę między Ziemią Franciszka Józefa, Wyspą Viktoriia a Spitsbergenem.



Ryc. 9. Przebieg wartości wskaźnika  $RZ_{07-06}$  [przemnożonej przez -1;  $10^3 \text{ km}^2$ ] informującego o rozmiarze topnienia (zaniku) lodów na Morzu Karskim od czerwca do lipca i wskaźnika  $DCF_{03-08}$  [STD], informującego o charakterze cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Fram, regulującej eksport lodów z atlantyckiej domeny Arktyki. Zauważalna duża zgodność obu przebiegów ( $\pm 1$  rok), tak pod względem zgodności wartości, jak i charakteru zmienności w poszczególnych podokresach (porównaj z ryc. 8)

Fig. 9. Course of index value  $RZ_{07-06}$  (multiplied by -1;  $[10^3 \text{ km}^2]$ ) that indicates the melting size (loss) of ice on the Kara Sea from June to July and the index  $DCF_{03-08}$  [STD], informing about the nature of the atmospheric circulation over the Fram Strait, regulating the export of ice from the Arctic Atlantic domain. Noticeable high compatibility of the both courses ( $\pm 1$  year), both in terms of compliance, and the nature of the variability in individual sub-periods (compare with Fig. 8).



Ryc. 10. Przebieg średniej rocznej powierzchni zlodzonej na Morzu Karskim ( $KAR ES_{RK}$ ;  $[10^3 \text{ km}^2]$ ) i średniej rocznej temperatury powietrza  $[^\circ\text{C}]$  na stacji Vize ( $VIZE T_{RK}$ ) leżącej w NE części Morza Karskiego

Fig. 10. Course of the mean annual ice extent on the Kara Sea ( $KAR ES_{RK}$ ;  $[10^3 \text{ km}^2]$ ) and mean annual air temperature  $[^\circ\text{C}]$  at the Vize station ( $VIZE T_{RK}$ ) lying in the NE part of the Kara Sea.

i objętości lodów morskich, zachowujących się na dodatek całkowicie „biernie” w stosunku do zmian temperatury.

Zmiany temperatury powietrza w warunkach tych mórz Arktyki, które w okresie chłodnym zamarzają całkowicie, nie mogą z przyczyn oczywistych regulować zmian powierzchni zlodzenia. Po pierwszej fazie ochłodzenia, która doprowadza do wzrostu poboru ciepła z powierzchni morza i spadku jej temperatury poniżej punktu krzepnięcia, tworzy się lód młody (lód szarobiały), który stosunkowo szybko

pokrywa całą powierzchnię morza. Dalsze spadki temperatury w okresie zimowym nie mogą już zmieniać powierzchni zlodzenia, ta nie może być większa od 100% powierzchni morza. Jednocześnie powstały lód izoluje powierzchnię morza (wody) od kontaktu z atmosferą. Wymiana ciepła między powierzchnią morza a atmosferą, która zachodziła poprzednio w drodze konwekcji w obu środowiskach, zostaje z chwilą pokrycia akwenu lodem zamieniona na wymianę ciepła poprzez przewodnictwo cieplne lodu, tym samym spada o 3 rzędy wielkości i staje się pomijalnie mała. Strumienie ciepła z oceanu do atmosfery i ciepła krystalizacji gwałtownie się zmniejszają lub przestają funkcjonować, zachodzą dogodne warunki dla dalszego spadku temperatury powietrza, spadku temperatury powierzchni lodu i narastania jego grubości. Pokrywa lodowa staje się od tego momentu jednym z czynników kształtujących zmiany temperatury powietrza.

Polyakov, Alekseev i in. (2003) w materiałach uzupełniających do artykułu podają szeregi czasowe maksymalnych rocznych grubości przyłepy<sup>9</sup> na pięciu stacjach rosyjskiej Arktyki, w tym na stacji Dikson, leżącej na południowych brzegach Morza Karskiego w rejonie ujścia Jeniseju, na pograniczu SW i NE części tego morza. Ciąg danych obejmuje lata 1936-2000. Maksymalną grubość przyłepa osiąga w maju, w końcu okresu jej narastania. W latach 1936-2000 średnia maksymalna grubość przyłepy przy stacji Dikson wynosiła 163,3 cm i wahała się od 97 cm (1945 rok) do 212 cm (1979). Pomiar był prowadzony poprzez przewiercanie lodu i mierzenie jego grubości, stałe w tej samej pozycji w stosunku do położenia pobliskiej stacji meteorologicznej. Ze względu na brak dryfu lód ten nie ulega piętrzeniu i zwalowaniu, utrzymując równą powierzchnię, co pozwala przyjąć, że jego grubość stanowi funkcję przebiegu temperatury powietrza. Grubość przyłepy w danym momencie można uznać za nieróżniącą się od grubości niezdeformowanego (płaskiego) dryfującego lodu morskiego, tworzącego się w tych samych warunkach termicznych. Dane Polyakova, Alekseeva i in. (2003) posłużyły do przeprowadzenia analizy związków maksymalnej grubości lodu z temperaturą powietrza, zmienną RZ<sub>07-06</sub> i powierzchnią zlodzoną Morza Karskiego.

Grubość lodu przyrasta proporcjonalnie do sumy ujemnych wartości temperatury powietrza. W empirycznym wzorze Zubova (1945, 1956) maksymalna grubość lodu jest funkcją sumy „stopniodni mrozu”. Zamiast sumy wartości temperatury dobowej jak w formule Zubova (1945, 1956), wykorzystano tutaj średnie miesięczne temperatury powietrza oraz odpowiednie sumy tych wartości<sup>10</sup>.

Grubość przyłepy w maju wykazuje korelacje z miesięczną temperaturą powietrza na stacji Dikson w okresie od listopada roku poprzedzającego do maja tego samego roku, w którym mierzona była jej grubość. Wartości współczynników korelacji zestawione są w tabeli 6.

Istotne korelacje maksymalnej grubości przyłepy z temperaturą miesięczną rozpoczynają się już od listopada roku poprzedzającego pomiar jego grubości i utrzymują się do maja. Najsilniejszy związek maksymalna grubość stałego lodu brzegowego wykazuje z temperaturą miesięczną grudnia roku poprzedzającego, a następnie z miesięczną temperaturą kwietnia (patrz tab. 6). W maju, tym samym miesiącu, w którym przyłepa osiąga maksymalną grubość, korelacja z temperaturą pozostaje jeszcze

---

<sup>9</sup> Przyłepa (ros. pripaj, ang. fast ice) to nieruchomy (niedryfujący) lód morski o równej powierzchni, związany z brzegiem, szkierami lub płytczynami dochodzącymi do powierzchni morza.

<sup>10</sup> Stosunek sumy średnich dobowych wartości temperatury powietrza w miesiącu do średniej miesięcznej temperatury powietrza jest stały. Średnią miesięczną temperaturę oblicza się jako algebraiczną sumę wartości dobowych, a następnie dzieli przez liczbę dni w miesiącu. Liczba dni w danym miesiącu jest stała, zmienność sum dobowych temperatury w szeregu czasowym danego miesiąca i zmienność średnich miesięcznych wartości temperatury tego miesiąca jest taka sama ( $r = 1,0$ ).

istotna, ale jest już wyraźnie słabsza od korelacji występujących wcześniej. Po maju, co jest oczywiste, istotne korelacje między maksymalną grubością lodu a temperaturą miesięczną zanikają.

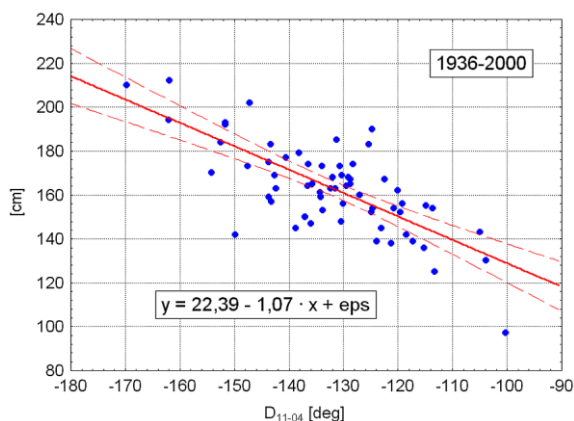
Silne korelacje maksymalna grubość przylepy wykazuje z sumami miesięcznej temperatury na stacji Dikson od listopada do kwietnia (oznaczenie  $D_{11-04}$ ). Jeśli stworzy się taką sumę miesięcznych wartości temperatury powietrza od listopada do maja, współczynnik korelacji pozostaje taki sam, jak współczynnik korelacji maksymalnej grubości lodu od listopada do kwietnia. Oznacza to, że mimo tego, iż średnia miesięczna temperatura maja na stacji Dikson jest ujemna, jej zmienność nie wywiera już wpływu na maksymalną grubość lodu.

Tab. 6. Współczynniki korelacji ( $r$ ) między średnią miesięczną temperaturą powietrza na stacji Dikson ( $D_{11-06}$ ) oraz sumą wartości miesięcznych temperatury powietrza od grudnia do kwietnia ( $D_{12-04}$ ) i od listopada do kwietnia ( $D_{11-04}$ ) a maksymalną grubością stałego lodu brzegowego w pobliżu stacji Dikson (1937-2000). Istotne współczynniki korelacji ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem

Table 6. Correlation coefficients ( $r$ ) between the mean monthly air temperature at the Dikson station ( $D_{11-06}$ ) and the sum of the monthly air temperatures from December to April ( $D_{12-04}$ ) and from November to April ( $D_{11-04}$ ) and the maximum thickness of the fast ice near the Dikson station (1937-2000). Significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in bold.

	Miesiące – Months								Suma – Sum	
	D <sub>11</sub>	D <sub>12</sub>	D <sub>01</sub>	D <sub>02</sub>	D <sub>03</sub>	D <sub>04</sub>	D <sub>05</sub>	D <sub>06</sub>	D <sub>12-04</sub>	D <sub>11-04</sub>
$r$	<b>-0,39</b>	<b>-0,55</b>	<b>-0,27</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,46</b>	<b>-0,27</b>	-0,15	<b>-0,66</b>	<b>-0,73</b>
$p$	0,001	0,000	0,029	0,007	0,003	0,000	0,027	0,233	0,000	0,000

Związek między sumą wartości miesięcznych temperatury powietrza w okresie od listopada do kwietnia a maksymalną grubością przylepy na stacji Dikson jest liniowy (ryc. 11), a błąd standardowy estymacji grubości przylepy relatywnie mały ( $\pm 14$  cm). Postać zależności (ryc. 11 – równanie w ramce) można interpretować następująco – po utworzeniu się młodego lodu w końcu października (jego średnią grubość określa wyraz wolny w równaniu), następuje przyrost grubości lodu do maja. Grubość przylepy w maju jest funkcją sumy miesięcznych wartości temperatury powietrza od listopada do kwietnia. W przybliżeniu na spadek wartości  $D_{11-04}$  o 1 deg, maksymalna grubość lodu na stacji Dikson rośnie o 1 cm.



Ryc. 11. Związek maksymalnej grubości przylepy (oś y [cm]) w maju w pobliżu stacji Dikson z sumą wartości temperatury miesięcznej na stacji Dikson od listopada do kwietnia (oś x:  $D_{11-04}$  [deg]) w latach 1936-2000

Fig. 11. Relation of maximum thickness of fast ice (y-axis [cm]) in May near the Dikson station with the sum of monthly temperature at Dikson station from November to April (x-axis:  $D_{11-04}$  [deg]) in the years 1936-2000.

Ponieważ w badanym okresie 1979-2015 zmienność sumy temperatury powietrza od listopada do kwietnia wahała się od  $-169,1$  deg (1979) do  $-88,5$  deg (2012), grubość przylepy zmieniała się w granicach od  $196 (\pm 14)$  cm do  $117 (\pm 14)$  cm. Międzyroczne różnice w grubości przylepy powodowane przez zróżnicowaną „ostrość” zim sięgają zatem około 80 cm, czyli około 40%, jeśli za 100% przyjąć jej maksymalną grubość.

Ta zmienna grubość przylepy znajduje następnie swoje odbicie w kształtowaniu wartości zmiennych RZ informujących o tempie zmian powierzchni lodów z miesiąca na miesiąc oraz w zmienności zlodzenia Morza Karskiego. Analiza współczynników korelacji między rzeczywiście obserwowaną grubością przylepy na stacji Dikson (według danych Polyakova, Alekseeva i in. 2003, lata 1979-2000) a zmiennymi RZ wykazuje występowanie istotnych statystycznie związków tylko z trzema wartościami RZ: RZ<sub>06-05</sub> ( $r = -0,50$ ), RZ<sub>07-06</sub> ( $r = -0,55$ ) i RZ<sub>09-08</sub> ( $r = -0,45$ ). Sama suma temperatury powietrza od listopada do kwietnia na stacji Dikson istotnych korelacji z miesięcznymi wartościami temperatury na tej stacji w okresie destrukcji lodów (06-09) nie wykazuje ( $r$  od 0,18 do 0,28;  $p > 0,05$ ), co oznacza, że temperatura miesiący cieplej pory roku nie jest zależna od wcześniej występującej temperatury okresu chłodnego. Tak więc grubość lodu, który utworzył się zimą wpływa następnie na tempo zaniku lodu w okresie od maja do lipca oraz od sierpnia do września, nie wywierając wpływu na panujące w tym okresie warunki termiczne.

Bardzo podobne związki zachodzą bezpośrednio między maksymalnymi grubościami przylepy w rejonie stacji Dikson, a miesięcznym zlodzeniem całego Morza Karskiego. Istotne związki występują tylko z trzema powierzchniami lodów – w czerwcu ( $r = 0,48$ ), lipcu ( $r = 0,56$ ) i sierpniu ( $r = 0,43$ ). W obu przypadkach najsilniejsze korelacje grubości przylepy w maju ze zmienną RZ i zlodzeniem występują w tym samym momencie – w lipcu. Tak więc zmiany temperatury okresu chłodnego, poprzez regulację grubości lodu morskiego tworzącego się w fazie „marznięcia”, objaśniają nieco ponad 30% wariacji rozmiaru destrukcji lodu między czerwcem a lipcem i tyle samo wariacji powierzchni lodów w lipcu.

Ta sama zmienna RZ<sub>07-11</sub>, która jest funkcją warunków termicznych okresu chłodnego (D<sub>11-04</sub>) panujących w okresie poprzedzającego moment jej obliczania jest również ujemnie skorelowana ( $r = -0,53$ ,  $p = 0,001$ ) z sumą miesięcznych wartości temperatury od listopada do kwietnia nad całym Morzem Karskim w następnym roku. Wyjaśnia to, że wzrost powierzchni topnienia lodu między czerwcem a lipcem pociąga za sobą wzrost sumy temperatury następnego okresu chłodnego. Oszacowany wpływ zmian wartości RZ<sub>07-06</sub> na mającą wystąpić temperaturę okresu chłodnego jest dość silny. Spadek powierzchni lodów między czerwcem a lipcem o 1 tys. km<sup>2</sup> w danym roku pociąga za sobą wzrost sumy średniej temperatury powietrza nad Morzem Karskim od listopada tego samego roku do kwietnia roku następnego o  $-0,061 (\pm 0,017)$  deg. Ujawnia się tutaj wpływ zmian powierzchni lodów, a tym samym rozmiaru powierzchni wolnej od lodu, w jednym roku na zmiany temperatury powietrza w roku następnym, ale jednocześnie nasuwa się pytanie o źródło ciepła, które niezbędne jest zarówno do zwiększonego topnienia lodów – jak i następnie – do wzrostu temperatury powietrza.

Uzyskane wyniki wykazują, że im zimniejszy (cieplejszy) jest okres chłodny, w którym dochodzi do tworzenia się i narastania grubości lodu, tym wolniej (szybciej) akwen następnie uwalnia się od lodu i tym większa (mniejsza) jest w okresie destrukcji lodów (czerwcu, lipcu i sierpniu) powierzchnia lodów na akwencie.

Zmienność temperatury w okresie chłodnym nie jest czynnikiem, który reguluje wielkość zlodzenia natychmiast, ale poprzez proces inercyjny (narastanie grubości lodu) wpływa z opóźnieniem, w okresie destrukcji lodów, na rozmiary powierzchni lodów. Regulacja zmian pokrywy lodowej nastę-



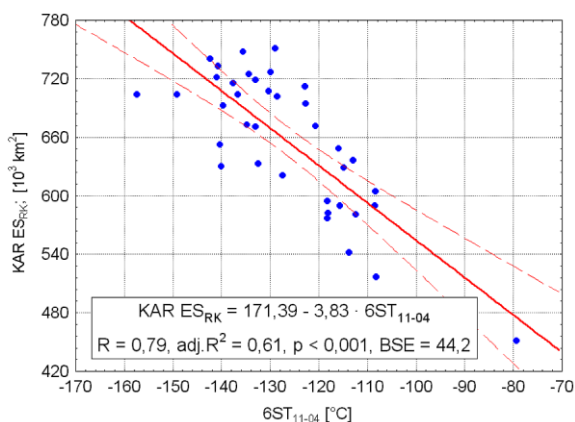
puje poprzez odpowiednie wydłużanie (grubszy lód) lub skracanie (cieńszy lód) czasu, jaki upływa od momentu początku do końca jego destrukcji. Grubość lodu staje się elementem „pamięci ubiegłych warunków termicznych” w systemie klimatycznym, wpływając pośrednio na temperaturę powietrza okresu „chłodnego” i grubość lodu w roku następnym.

W latach 1979-2015 w szeregu sum temperatury miesięcznej od listopada do kwietnia ( $ST_{11-04}$ ) na stacjach położonych na wybrzeżu i wyspach Morza Karskiego występuje trend dodatni. Oszacowana z 6 stacji<sup>11</sup> średnia wartość tego trendu jest równa  $+0,85(\pm 0,17)$  deg-rok<sup>-1</sup> ( $p < 0,001$ ). Powinno to skutkować zmniejszeniem grubości lodów zimowych (pierwszorocznych), tworzących się na tym morzu, a w rezultacie zmniejszeniem stopnia zlodzenia Morza Karskiego w okresie ciepłym, w dalszej konsekwencji – utrzymaniem się trendu dodatniego temperatury powietrza w okresie „chłodnym”.

Zmiany temperatury (wzrost) okresu chłodnego od listopada do kwietnia na wymienionych 6 stacjach (oznaczenie  $6ST_{11-04}$ ) objaśniają 62% wariacji obserwowanej maksymalnej grubości przylepy na stacji Dikson w latach 1979-2000, 42% wariacji zmiennej  $RZ_{07-06}$ , która steruje rozmiarami zaniku lodów na Morzu Karskim w sezonie ciepłym w latach 1979-2015, 61% wariacji zlodzenia w lipcu (1979-2015), 53% wariacji średniego zlodzenia w okresie od lipca do października włącznie (1979-2015) oraz 62% zmienności rocznej powierzchni lodów na Morzu Karskim (1979-2015; patrz ryc. 12). Wzrost  $6ST_{11-04}$  nad Morzem Karskim o 1 deg pociąga za sobą spadek rocznego zlodzenia na tym akwenie o  $3,81(\pm 0,50)$  tys. km<sup>2</sup> i spadek średniej pokrywy lodowej w okresie od lipca do października włącznie o  $7,76(\pm 1,23)$  tys. km<sup>2</sup>. Takie są skutki wzrostu temperatury powietrza w okresie chłodnym nad Morzem Karskim dla obserwowanych w latach 1979-2015 zmian zlodzenia Morza Karskiego.

Ryc. 12. Związek sumy temperatury miesięcznej od listopada do kwietnia ( $6ST_{11-04}$ ) z 6 stacji (Amderma, O. Belyj, Dikson, M. Sterlegova, O. Vize i O. Golomjannyj) z roczną powierzchnią zlodzoną na M. Karskim ( $KAR ES_{RK}$ )

Fig. 12. Relation of the sum of monthly temperature from November to April ( $6ST_{11-04}$ ) at six stations (Amderma, O. Belyj, Dikson, M. Sterlegova, O. Vize and O. Golomjannyj) with annual ice extent on the Kara Sea ( $KAR ES_{RK}$ ).



Temperatura okresu ciepłego<sup>12</sup> (średnia lipiec-wrzesień; oznaczenie  $T_{07-09}$ ) na wybranych stacjach wykazuje również silne skorelowanie z miesięczną powierzchnią lodów od lipca do końca roku oraz

<sup>11</sup> Amderma, Ostrov Belyj (Im. M.V. Popowa), Ostrov Dikson, Mys Sterlegova, Ostrov Vize, Ostrov Golomjannyj (położenie stacji patrz ryc. 1).

<sup>12</sup> Używa się tutaj dwu określeń „temperatura okresu ciepłego”: średnią od lipca do września (oznaczenie  $T_{07-09}$ ), która charakteryzuje odcinek czasu, w którym średnia wartość temperatury przybiera na wszystkich stacjach wartość dodatnią lub bliską zero oraz średnią temperaturę z okresu od lipca do października włącznie (oznaczenie  $T_{07-10}$ ), która na stacjach położonych na N od 75° przybiera na ogół wartości ujemne, ale odpowiada „oknu czasowemu”, w którym obserwuje się zachowanie powierzchni lodów typowe dla „okresu ciepłego”.

ze średnim rocznym zlodzeniem Morza Karskiego. Silniej zmiany średniej rocznej pokrywy lodowej powiązane są ze zmiennością temperatury na stacjach położonych w wysokich szerokościach (najdalej ku północy), oddziaływanie zmian temperatury na stacjach leżących na wybrzeżu słabnie wraz z przemieszczaniem się na południe. Jest w pewnym sensie paradoksalne, że zmienność bardzo niskiej, bliskiej zeru temperatury powietrza w okresie ciepłym na stacjach północnych (Ostrov Vize, Ostrov Gołomjannyj) jest znacznie silniej powiązana ze zmianami powierzchni zlodzenia, niż z temperaturą o kilka przynajmniej stopni wyższą na stacjach położonych na wybrzeżu południowej części Morza Karskiego. Najsilniejsze korelacje  $T_{07-09}$  na stacjach położonych na północy wykazuje ze zlodzeniem we wrześniu (tab. 7), na stacjach leżących na południu, nad SW częścią Morza Karskiego (Amderma, Ostrov Belyj) – z powierzchnią zlodzoną morza w październiku.

Tab. 7. Współczynniki korelacji ( $r$ ) między średnią miesięczną temperaturą powietrza od lipca do września ( $T_{07-09}$ ) na wybranych stacjach a miesięczną ( $E_{07} - E_{12}$ ) i roczną ( $E_{RK}$ ) powierzchnią zlodzenia Morza Karskiego (1979-2015) i ich istotność statystyczna ( $p$ ). Współczynniki korelacji istotne statystycznie pogrubiono

Table 7. Correlation coefficients ( $r$ ) between the mean monthly air temperature from July to September ( $T_{07-09}$ ) at selected stations and monthly ( $E_{07} - E_{12}$ ) and annual ( $E_{RK}$ ) ice extent on the Kara Sea (1979-2015) and their statistical significance ( $p$ ). Correlation coefficients statistically significant are in bold.

Stacja Station		Miesiąc – Month						$E_{RK}$
		$E_{07}$	$E_{08}$	$E_{09}$	$E_{10}$	$E_{11}$	$E_{12}$	
Amderma	$r$	<b>-0,53</b>	<b>-0,42</b>	<b>-0,38</b>	<b>-0,46</b>	<b>-0,45</b>	-0,33	<b>-0,50</b>
	$p$	0,001	0,011	0,022	0,005	0,006	0,051	0,002
Ostrov Belyj	$r$	<b>-0,60</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,62</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,48</b>	<b>-0,64</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000
Dikson	$r$	<b>-0,65</b>	<b>-0,69</b>	<b>-0,72</b>	<b>-0,69</b>	<b>-0,55</b>	<b>-0,45</b>	<b>-0,72</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,000
Mys Sterlegova	$r$	<b>-0,57</b>	<b>-0,62</b>	<b>-0,71</b>	<b>-0,69</b>	<b>-0,57</b>	<b>-0,44</b>	<b>-0,70</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Ostrov Vize	$r$	<b>-0,75</b>	<b>-0,74</b>	<b>-0,84</b>	<b>-0,81</b>	<b>-0,67</b>	<b>-0,59</b>	<b>-0,85</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ostrov Gołomjannyj	$r$	<b>-0,62</b>	<b>-0,62</b>	<b>-0,75</b>	<b>0,72</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,73</b>
	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000

Wyjątkowo silne związki z powierzchnią zlodzenia na całym Morzu Karskim (tab. 7) wykazuje średnia temperatura powietrza w okresie lipiec-październik na stacji Vize, położonej na niewielkiej wyspie o tej samej nazwie, leżącej w północnej części morza, między Ziemią Franciszka Józefa a wyspą Pionier w archipelagu Ziemi Północnej. Wyspa Vize leży na szlaku przepływu przetransformowanych Wód Atlantyckich z Morza Barentsa na północ oraz takich samych wód opływających od północy Spitsbergen i Ziemię Franciszka Józefa wzdłuż stoku kontynentalnego, a następnie wnikających do Morza Karskiego z basenu Morza Arktycznego od północy (Boitsov i in. 2012 – ryc. 1, Makhotin i in. 2014). Wychłodzone i wysłodzone wody z Morza Barentsa opływają wyspę Vize od wschodu, przepływając na północ przez przejście między tą wyspą a wyspą Pionier. Wody z basenu Morza Arktycznego wnikają do NW części Morza Karskiego od północy, wchodząc przez rynnę (żłób) Świętej Anny, między Ziemią Franciszka Józefa a wyspą Vize. Mimo silnego przetransformowania (Boitsov i in. 2012), wody te wnoszą do NW części Morza Karskiego znaczne ilości ciepła (Makhotin i in. 2014).

Zarówno zmienność temperatury powietrza na wyspie Vize, jak i powierzchni lodów na Morzu Karskim są silnie skorelowane z przebiegiem temperatury powierzchni Morza Karskiego (dalej SST) w rejonie napływu wnoszących ciepło przetransformowanych Wód Atlantyckich.

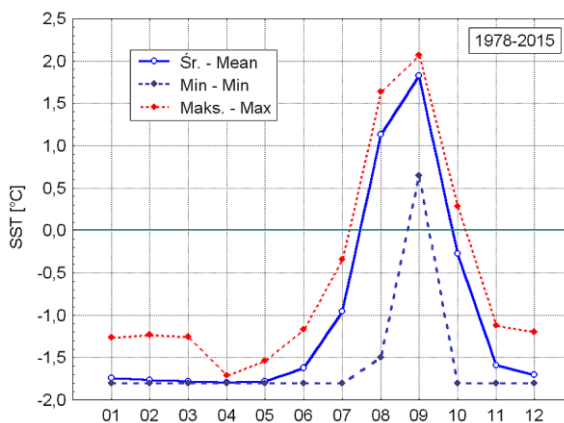
### 4.3. Zmiany temperatury powierzchni morza (SST) a zmiany zlodzenia Morza Karskiego

Zmiany SST w rejonie wyspy i stacji Vize analizowano na podstawie szeregów czasowych miesięcznych wartości SST z powierzchni ograniczonych współrzędnymi 77-79°N i 73-75°E oraz 77-79°N i 75-77°E (współrzędne stacji Vize 79,30°N, 76,59°E). Wobec bardzo małych różnic miesięcznych SST na obu tych powierzchniach, do dalszej analizy obliczono średnie miesięczne i roczne z obu tych powierzchni.

Na tym akwenie (77-79°N, 73-77°E) zmienność SST w cyklu rocznym jest minimalna, przez połowę roku, od grudnia do maja, średnia wieloletnia SST utrzymuje się w granicach od -1,80 do -1,68°C, co mieści się w przedziale temperatury zamarzania wody o zasoleniu 30-34‰. Dodatnią temperaturę średnia wieloletnia miesięczna SST osiąga tylko w ciągu dwu miesięcy – sierpnia i września, choć maksima miesięczne wykazują, że również w październiku przez część rozpatrywanego okresu SST była nieco wyższa od 0°C. Przebieg miesięcznych SST w cyklu rocznym przedstawia ryc. 13.

Ryc. 13. Przebieg średnich oraz minimalnych i maksymalnych miesięcznych wartości SST w cyklu rocznym na akwenie 77-79°N, 73-77°E (NW część Morza Karskiego). Oznaczono wartość 0°C, odpowiadającą w przybliżeniu temperaturze topnienia lodu morskiego

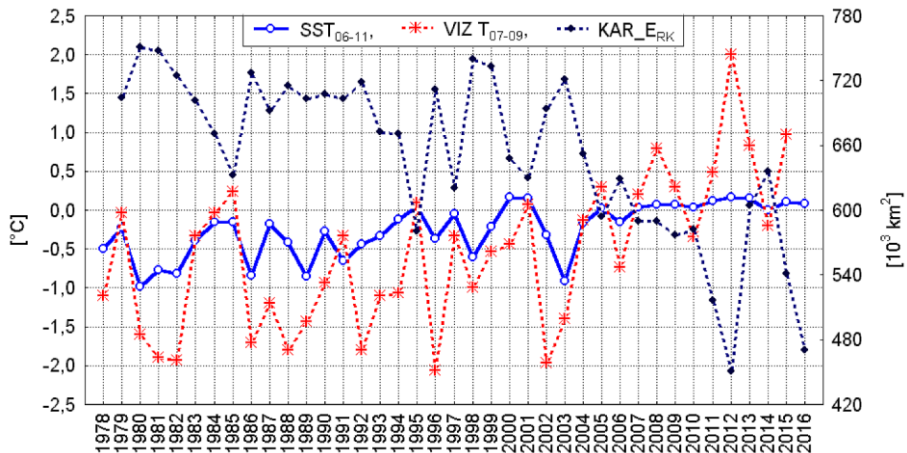
Fig. 13. Course of monthly mean, minimum and maximum SST on the waters of 77-79°N, 73-77°E (NW part of the Kara Sea) on annual basis. The value of 0°C is marked which approximately corresponds to the melting temperature of the sea ice.



Przy takiego rodzaju przebiegu temperatury miesięcznej informację o zmienności zasobów ciepła w wodach tego akwenu w okresie „ciepłym” daje przebieg średniej z okresu od czerwca do listopada ( $SST_{06-11}$ ) i od lipca do października ( $SST_{07-10}$ ) oraz bardziej ogólny – przebieg średniej rocznej SST ( $SST_{RK}$ ). Wszystkie te wartości ( $SST_{06-11}$ ,  $SST_{07-10}$  i  $SST_{RK}$ ) są ze sobą bardzo silnie skorelowane ( $r = 0,96-0,97$ ) i praktycznie niosą taką samą informację. Przebiegi wartości  $SST_{06-11}$ , średniej temperatury okresu lipiec-wrzesień na stacji Vize<sup>13</sup> oraz rocznej powierzchni zlodzenia całego Morza Karskiego pokazuje ryc. 14. Już pierwszy rzut oka na ryc. 14 pozwala dostrzec, że mimo znacznych różnic amplitudy, przedstawione trzy przebiegi są ze sobą silnie powiązane. Współczynnik korelacji liniowej między  $SST_{06-11}$  a temperaturą powietrza okresu „ciepłego” na stacji Vize ( $VIZ T_{07-09}$ ) jest

<sup>13</sup> Przedstawiono średnią temperaturę na stacji Vize z okresu 07-09 zamiast 07-10 dla czytelności wykresu (ograniczenia zakresu zmienności temperatury na skali y).

równy 0,76 a ze średnią roczną temperaturą powietrza na tej stacji 0,77. Nieco silniejsze są korelacje wymienionych zmiennych z roczną SST na tym akwenie (0,80 i 0,83). Oznacza to, że zmienność SST, w zależności od tego, jaki okres uśrednienia bierze się pod uwagę, objaśnia od 58 do 69% wariacji temperatury okresu ciepłego. Symptomatyczne jest to, że korelacje między roczną SST a temperaturą powietrza są silniejsze od korelacji z SST półroczna ciepłego (SST<sub>06-11</sub>), kiedy SST jest wyraźnie wyższa.



Ryc. 14. Przebieg średniej SST [°C] z okresu czerwiec-listopad (SST<sub>06-11</sub>) na akwenie 77-79°N, 73-77°E, średniej temperatury powietrza [°C] na stacji Vize z okresu lipiec-wrzesień (VIZ T<sub>07-09</sub>) oraz średniej rocznej powierzchni zlodzonej [10<sup>3</sup> km<sup>2</sup>] Morza Karskiego (KAR E<sub>RK</sub>) w latach 1979-2015

Fig. 14. Course of the mean SST [°C] from the period of June and November (SST<sub>06-11</sub>) on the waters of 77-79°N, 73-77°E, the mean air temperature [°C] at the Vize station from the period July-September (VIZ T<sub>07-09</sub>), and the mean annual ice extent [10<sup>3</sup> km<sup>2</sup>] on the Kara Sea (KAR E<sub>RK</sub>) in the years 1979 to 2015.

Znacznie silniejsze korelacje niż z temperaturą powietrza okresu ciepłego na stacji Vize są te między SST<sub>06-11</sub>, SST<sub>07-10</sub> i SST<sub>RK</sub> a powierzchnią zlodzenia całego Morza Karskiego. Ich wartości zestawione są w tab. 8. Pod uwagę bierze się tu okres, w którym miesięczna i sezonowa zmienność powierzchni zlodzonej realnie wpływa na zmienność średniej rocznej powierzchni zlodzonej.

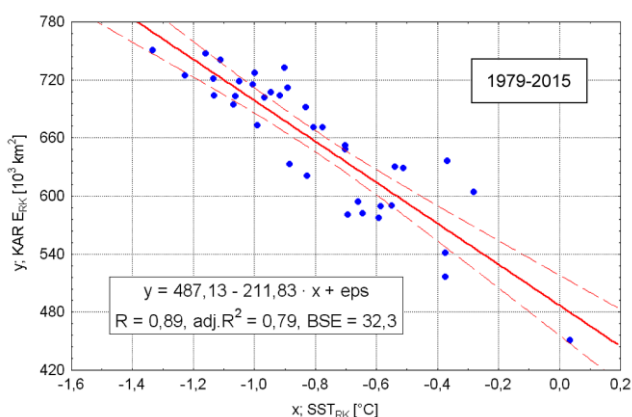
Wszystkie współczynniki korelacji są wysoce istotne statystycznie ( $p \ll 0,001$ ). Zmienność SST objaśnia 62-71% wariacji zlodzenia Morza Karskiego we wrześniu, 74-81% zmienności średniej powierzchni lodów w okresie od lipca do października i 74-79% wariacji średniego rocznego zlodzenia tego morza. Jest to znacznie więcej od objaśnienia zmienności powierzchni lodów przez zmiany temperatury powietrza na stacji Vize. Zależności między zlodzeniem a SST są liniowe (patrz ryc. 15), a oszacowanie powierzchni lodów ze zmienności SST jest obarczone niewielkim błędem.

Zmienna RZ<sub>07-06</sub>, która reguluje rozmiary zlodzenia od lipca do końca roku oraz średni roczny rozmiar powierzchni lodów jest również bardzo silnie powiązana z SST. Najsilniejsze związki z RZ<sub>07-06</sub> wykazuje SST z czerwca ( $r = -0,80$ ), słabsze ze średnią roczną SST ( $r = -0,77$ ). Jest to związek wyraźnie silniejszy od związków RZ<sub>07-06</sub> ze wskaźnikiem Dipola Cieśniny Frama (DCF<sub>03-08</sub>;  $r = -0,62$ ), czy średnią temperaturą powietrza okresu chłodnego nad Morzem Karskim (6ST<sub>11-04</sub>), regulującą poprzez wpływ na grubość lodu, rozmiary zlodzenia Morza Karskiego w okresie ciepłym ( $r = 0,65$ ).

Tab. 8. Współczynniki korelacji liniowej między temperaturą roczną ( $SST_{RK}$ ) i temperaturą półroczną „ciepłego” ( $SST_{06-11}$ ) powierzchni NW części Morza Karskiego ( $77-78^{\circ}N$ ,  $73-77^{\circ}E$ ) a miesięczną powierzchnią lodów na Morzu Karskim od czerwca ( $E_{06}$ ) do grudnia ( $E_{12}$ ), rocznym zlodzeniem ( $E_{RK}$ ) oraz średnim zlodzeniem w okresie od lipca do października ( $E_{07-10}$ ). Okres 1979-2015

Table 8. Correlation coefficients between annual temperature ( $SST_{RK}$ ) and the temperature of "warm" season ( $SST_{06-11}$ ) of surface of the NW part on the Kara Sea ( $77-78^{\circ}N$ ,  $73-77^{\circ}E$ ) and the monthly ice extent on the Kara Sea from June ( $E_{06}$ ) December ( $E_{12}$ ), annual ice extent ( $E_{RK}$ ) and mean ice extent in the period from July to October ( $E_{07-10}$ ). Period 1979-2015.

		$E_{06}$	$E_{07}$	$E_{08}$	$E_{09}$	$E_{10}$	$E_{11}$	$E_{12}$	$E_{RK}$	$E_{07-10}$
$SST_{RK}$	r	-0,72	-0,85	-0,85	-0,79	-0,78	-0,73	-0,68	-0,89	-0,88
	p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$SST_{06-11}$	r	-0,62	-0,84	-0,88	-0,84	-0,78	-0,62	-0,56	-0,86	-0,90
	p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$SST_{07-10}$	r	-0,51	-0,77	-0,85	-0,85	-0,74	-0,52	-0,46	-0,80	-0,86
	p	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000	0,000



Ryc. 15. Związek średniej rocznej SST ( $x$ ;  $SST_{RK}$ ) na akwenie  $77-79^{\circ}N$ ,  $73-77^{\circ}E$  ze średnim rocznym zlodzeniem Morza Karskiego ( $y$ ;  $KAR E_{RK}$ ).

Objaśnienie do równania w ramce: eps – błąd standardowy ( $\pm$ ), R – współczynnik korelacji wielokrotnej, adj. $R^2$  – poprawiony współczynnik determinacji, BSE – błąd standardowy estymacji wartości y

Fig. 15. Relation of mean annual SST ( $x$ ;  $SST_{RK}$ ) on the waters of  $77-79^{\circ}N$ ,  $73-77^{\circ}E$  with mean annual ice extent on the Kara Sea ( $y$ ;  $KAR E_{RK}$ ).

Explanation of the equation in the frame: eps – standard error ( $\pm$ ), R – multiple correlation coefficient, adj. $R^2$  – adjusted coefficient of determination, BSE – the standard error of estimate of y.

## 5. Dyskusja zagadnienia procesów sterujących zmianami zlodzenia Morza Karskiego

Przeprowadzony do tej pory przegląd zależności wskazuje, że najsilniejszy wpływ na zmiany powierzchni lodów na Morzu Karskim wywiera zmienność SST, sygnalizująca zmiany zasobów ciepła w wodach. Wpływ zmienności SST na zmiany zlodzenia jest pod względem siły związku natomiast porównywalny z wpływem zmienności średniej temperatury okresu „ciepłego” na stacji Vize ( $VIZ T_{07-09}$ ). Zmiany wartości wskaźnika Dipola Cieśniny Frama ( $DCF_{03-08}$ ), które szczególnie silnie wpływają na zmiany powierzchni lodów w okresie „ciepłym” ( $KAR E_{07-10}$ ), a które powiązane są bardzo silnie ze zmienną  $RZ_{07-06}$ , są z kolei wysoce istotnie powiązane ze zmianami temperatury powietrza na stacji

Vize (i innymi stacjami) oraz zmianami SST. Obraz tych silnych powiązań między poszczególnymi czynnikami wpływającymi na zmiany zlodzenia Morza Karskiego przedstawia tab. 9, w której celowo wartości współczynników korelacji podano ze zwiększoną dokładnością. Treść tab. 9 wykazuje, że wszystkie wymienione w niej zmienne są ze sobą silnie i wysoce istotnie ( $p \ll 0,001$ ) powiązane.

Tab. 9. Współczynniki korelacji liniowej ( $r$ ) między powierzchnią lodów na Morzu Karskim i czynnikami (zmiennymi) wywierającymi wpływ na zmiany powierzchni lodów na tym morzu (1979-2015).  
Wszystkie współczynniki korelacji są wysoce istotne statystycznie ( $p \ll 0,001$ )

Table 9. Correlation coefficients ( $r$ ) between ice extent on the Kara Sea and the factors (variables) having an impact on changes in ice extent on the sea (1979-2015).  
All correlation coefficients are statistically highly significant ( $p \ll 0.001$ ).

Zmienne Factors	KAR <sub>07-10</sub>	DCF <sub>03-08</sub>	VIZ T <sub>RK</sub>	6ST <sub>07-10</sub>	6ST <sub>11-04</sub>	SST <sub>RK</sub>	SST <sub>07-10</sub>	RZ <sub>07-06</sub>
KAR <sub>RK</sub>	0,9735	-0,6475	-0,9155	-0,8604	-0,7884	-0,8934	-0,8618	0,8090
KAR <sub>07-10</sub>	X	-0,6407	-0,8798	-0,8625	-0,7292	-0,8784	-0,8967	0,8715
DCF <sub>03-08</sub>		X	0,6505	0,5423	0,5731	0,6624	0,6302	-0,5547
VIZ T <sub>RK</sub>			X	0,8344	0,8369	0,9073	0,8615	-0,7302
VIZ T <sub>07-10</sub>				X	0,6244	0,7917	0,7833	-0,6363
6ST <sub>11-04</sub>					X	0,7653	0,6885	-0,6768
SST <sub>RK</sub>						X	0,9629	-0,7669
SST <sub>07-10</sub>							X	-0,8210

Objaśnienia: KAR<sub>RK</sub> – średnia roczna powierzchnia lodów na Morzu Karskim, KAR<sub>07-10</sub> – średnia powierzchnia lodów na Morzu Karskim w okresie od lipca do października, DCF<sub>03-08</sub> – wskaźnik Dipola Cieśniny Fram (suma różnic SLP między 20°W a 20°E na 77,5°N od marca do sierpnia), VIZ T<sub>RK</sub> – średnia roczna temperatura powietrza na stacji Vize, 6ST<sub>07-10</sub> – średnia temperatura okresu od lipca do października na 6 stacjach, 6ST<sub>11-04</sub> – średnia temperatura okresu od listopada do kwietnia na 6 stacjach meteorologicznych (patrz tekst), SST<sub>RK</sub> – średnia roczna temperatura powierzchni morza na akwenie 77-79°N, 73-77°E (NW część Morza Karskiego), SST<sub>07-10</sub> – średnia SST na tym samym akwenie w okresie od lipca do października, RZ<sub>07-06</sub> – różnica między powierzchnią lodów na Morzu Karskim w lipcu a powierzchnią lodów w czerwcu, zmienna, której wartość pozwala przewidywać ubytki miesięcznej powierzchni lodów do końca roku.

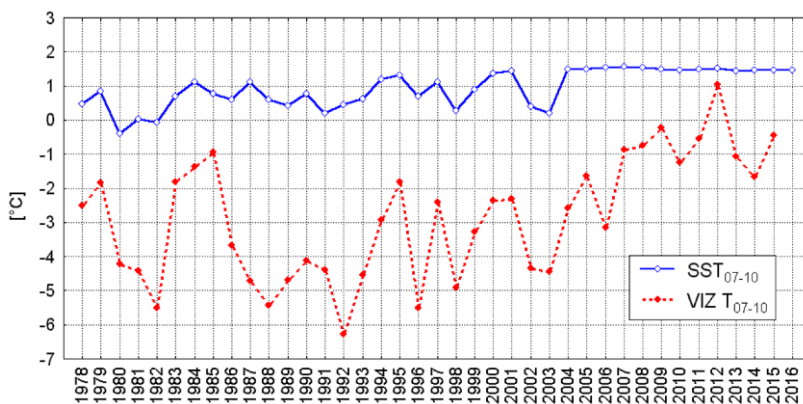
Explanation: KAR<sub>RK</sub> – mean annual ice extent on the Kara Sea, KAR<sub>07-10</sub> – mean ice extent on the Kara Sea in the period from July to October, DCF<sub>03-08</sub> – the index Dipole Fram Strait (SLP sum of the differences between 20°W and 20°E at 77.5°N from March to August), VIZ T<sub>RK</sub> – mean annual air temperature at the Vize station, 6ST<sub>07-10</sub> – mean temperature of the period from July to October at 6 stations, 6ST<sub>11-04</sub> – mean temperature of the period from November to April at 6 meteorological stations (see text), SST<sub>RK</sub> – mean annual SST on the waters of 77-79°N, 73-77°E (NW part of the Kara Sea), SST<sub>07-10</sub> – mean SST in the same waters in the period from July to October, RZ<sub>07-06</sub> – the difference between ice extent on the Kara Sea in July and ice extent in June, variable, the value of which makes it possible to predict losses of monthly ice extent till the end of the year.

Korelacje są symetryczne – przy danej wartości  $r$  między zmienną  $x$  a  $y$ , zmienna  $y$  jest tak samo silnie powiązana z  $x$ , jak zmienna  $x$  z  $y$ . Maksymalna wartość współczynnika korelacji w tabeli 8 to  $-0,91$  wskazująca na siłę powiązań między rocznym zlodzeniem Morza Karskiego a temperaturą roczną na stacji Vize. Z taką samą siłą temperatura na stacji Vize powiązana jest z powierzchnią lodów, jak powierzchnia lodów z temperaturą roczną na tej stacji. Minimalna wartość współczynnika korelacji to  $-0,55$  ( $p \ll 0,001$ ), wskazująca na siłę powiązań między wskaźnikiem DCF<sub>03-08</sub> charakteryzującym procesy cyrkulacyjne od marca do sierpnia nad Cieśniną Fram, a rozmiarem zmniejszania się powierzchni lodów (topnienia) na Morzu Karskim między czerwcem a lipcem. Ta najmniejszej siły korelacja jest również dość silna i wysoce istotna statystycznie.



Co zatem zależy od czego – powierzchnia lodów na Morzu Karskim od rocznej temperatury powietrza, czy roczna temperatura powietrza od powierzchni lodów? Tu rozstrzygnięcie daleko nie jest proste. Czy cyrkulacja atmosferyczna nad Cieśniną Framy zależy od prędkości topnienia lodów na Morzu Karskim między czerwcem a lipcem (wątpliwe), czy prędkość topnienia od cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Framą<sup>14</sup> (prawdopodobne)? W szeregu związków można wskazać przyczynę zależności, w innych, wobec występowania układów sprzężeń zwrotnych, określenie tego co jest przyczyną, a co skutkiem nie jest ani proste, ani wiarygodne. Co zatem steruje zmiennością zlodzeniem Morza Karskiego?

W okresie od lipca do września, oraz od lipca do października, wartości średniej SST z tego okresu (oznaczenia SST<sub>07-09</sub> i SST<sub>07-10</sub>) są wyższe od średniej temperatury powietrza na stacji Vize z tych samych okresów (VIZ T<sub>07-09</sub> i VIZ T<sub>07-10</sub>). Oznacza to, że strumień ciepła skierowany jest z powierzchni morza do atmosfery (patrz ryc. 16), zatem wzrost SST stanowi jedną z przyczyn wzrostu temperatury powietrza na stacji Vize. Wolna od lodów, cieplejsza od powietrza powierzchnia morza przekazuje ciepło do atmosfery, sterując w części zmiennością temperatury powietrza. Analiza regresji wykazuje, że zmiany SST<sub>07-10</sub> objaśniają (adj.R<sup>2</sup>) około 55% wariacji zmiennej VIZ T<sub>07-10</sub> (R = 0,75, p < 0,0001). Zmiana średniej SST z okresu od lipca do października w rejonie NW części Morza Karskiego o 1°C pociąga za sobą zgodną ze znakiem zmianę zmiennej VIZ T<sub>07-10</sub> o 2,45(±0,36)°C.



Ryc. 16. Przebiegi średniej temperatury powietrza na stacji Vize w okresie „ciepłym” (zmienna VIZ T<sub>07-10</sub>) i średniej SST w NW części Morza Karskiego w tym samym czasie (zmienna SST<sub>07-10</sub>). Zwraca uwagę wyższa SST od T, co wskazuje na występowanie w okresie „ciepłym” (lipiec-październik) strumieni ciepła skierowanych z powierzchni morza do atmosfery

Ryc. 16. The course of mean air temperature at the Vize station during the "warm" period (variable VIZ T<sub>07-10</sub>) and mean SST in NW part of the Kara Sea at the same time (variable SST<sub>07-10</sub>). Note higher SST than T, which shows occurrence of heat fluxes directed from the sea surface to the atmosphere during the "warm" period (July-October).

Aby jednak strumień ciepła z oceanu do atmosfery o liczącej się mocy mogły funkcjonować i przekazywać odpowiednio duże ilości ciepła jawnego, które ogrzeje powietrze, pokrywa lodowa nie może być zwarta. Przy zwarciu przekraczającym 70%, przy dodatniej różnicy temperatury między SST a temperaturą powietrza w warstwie przywodnej ( $\Delta t$ ), strumień ciepła jawnego z powierzchni

<sup>14</sup> Warto w tym miejscu zwrócić uwagę na to, że zmienna DCF<sub>03-08</sub> pochodzi spoza „systemu” Morza Karskiego.

morza gwałtownie maleją zbliżając się do zera przy osiągnięciu 100% pokrycia powierzchni wody lodem. W przypadku gdy koncentracja lodów mieści się w granicach od 70 do 30-40%, strumienie ciepła, przy takiej samej  $\Delta t$  w miarę spadku zwarcia lodów szybko rosną<sup>15</sup>, osiągając przy 30% koncentracji lodu wartość bliską tej, jaką osiągają z powierzchni wody wolnej od lodu (Blinov i in. 1989). W rezultacie zmienność powierzchni lodów w okresie ciepłym (KAR E<sub>07-10</sub>) objaśnia ~72% zmienności temperatury na stacji Vize w tym samym okresie (R = 0,85). Zmiana powierzchni zlodzenia o 1 tys. km<sup>2</sup> pociąga za sobą zmianę zmiennej VIZ T<sub>07-10</sub> o 0,010(±0,001)°C z przeciwnym znakiem.

Z kolei lód na powierzchni wody wpływa istotnie na SST, w miarę wzrostu jego koncentracji SST maleje. Obecność lodu na powierzchni morza nie może jednak obniżyć SST w trakcie procesów topnienia poniżej -0,2 do -0,3°C, a w trakcie procesów zamarzania poniżej granicy -1,80°C<sup>16</sup>. Wpływ zmian zlodzenia na SST jest bardzo silny – zmienność pokrywy lodów w okresie „ciepłym” (KAR E<sub>07-10</sub>) objaśnia ~72% wariacji SST z tego samego okresu (R = 0,85). Koło się zamyka. W rezultacie temperatura okresu ciepłego na stacji Vize (VIZ T<sub>07-10</sub>), która objaśnia 72% wariacji powierzchni lodów M. Karskiego w okresie od lipca do października i 71% wariacji rocznego zlodzenia tego morza, faktycznie jest funkcją powierzchni lodów Morza Karskiego (KAR E<sub>07-10</sub>) i SST (SST<sub>07-10</sub>) w tym samym okresie.

Oszacować istotnych statystycznie parametrów równania z dwoma zmiennymi opisującego tę zależność nie można, tworzy się tutaj układ redundantny – w obu zmiennych niezależnych zasób zmienności wspólnej (kowariancja) jest bardzo wysoki i niemal taki sam (r = 0,80). Z tych samych względów nie można oszacować SST jako funkcji zlodzenia i temperatury powietrza na stacji Vize. Zmiennymi niezależnymi mogą być tylko zmienne niesokorelowane lub najslabiej z sobą skorelowane.

W możliwości oceny roli poszczególnych czynników w kształtowaniu zmienności zlodzenia Morza Karskiego pojawia się poważny problem. Jest nim wzajemne powiązanie ze sobą czynników kształtujących powierzchnię lodów i samej powierzchni lodów, co czyni, że w funkcjonującym systemie zlodzenie samo wpływa na swój rozmiar, poprzez jego oddziaływanie na czynniki kształtujące jego zmiany (tab. 8). System jest systemem rekurentnym, w którym zmienna objaśniana (zależna) steruje w części zmiennymi objaśniającymi (niezależnymi). Ma to poważne konsekwencje dla możliwości konstrukcji spójnego modelu matematycznego (regresji wielokrotnej), wyjaśniającego zmiany powierzchni lodów jako funkcji działania jednoczesnej zmienności kilku zmiennych (czynników) sterujących zmianami. Analiza wariacji pozwala na określenie jaki odsetek całkowitej wariacji zmiennej zależnej (objaśnianej) objaśnia w równaniu zmienność każdej z wprowadzonej do niego zmiennej niezależnej (objaśniającej). Zmienna, która wnosi największy wkład w objaśnienie wariacji zmiennej zależnej wskazuje na to, co jest najważniejszym czynnikiem, sterującym zmiennością zmiennej zależnej.

Dla znalezienia statystycznie istotnego równania regresji wielokrotnej opisującej zmienność średniej rocznej powierzchni lodów Morza Karskiego wykorzystano metodę regresji „krokowej w przód” (stepwise regression, forward selection). Jako potencjalne zmienne objaśniające (niezależne) przyjęto 7 zmiennych: 6TS<sub>11-04</sub>, 6TS<sub>07-10</sub>, 6TS<sub>07-09</sub>, SST<sub>07-10</sub>, SST<sub>RK</sub>, DCF<sub>03-08</sub> oraz DCF<sub>03-08</sub> z roku poprzedzającego (oznaczenie DCF<sub>03-08PR</sub>). Zmienne te reprezentują warunki temperatury powietrza w okresie „chłodnym” i „ciepłym”, roczną SST oraz SST w okresie ciepłym oraz te cechy cyrkulacji atmosfery.

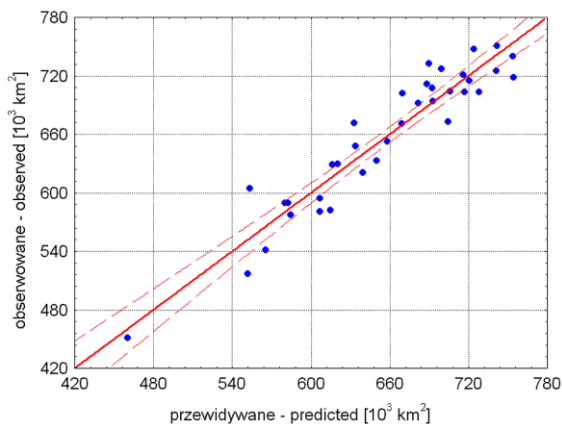
<sup>15</sup> Pomija się tutaj pobór z powierzchni morza utajonego ciepła parowania oraz działanie wiatru.

<sup>16</sup> Ta „asymetria” bierze się z różnicy temperatury topnienia lodu i zamarzania wody o różnym zasoleniu. Topniące lody pierwszoroczne (zimowe) mają zasolenie 2-3‰, zamarzająca woda morska 30-33 ‰.

rycznej, które wywierają wymierny wpływ na rozmiary powierzchni lodów. Są to zmienne „wewnątrz-systemowe”, słabiej lub silniej powiązane ze sobą (patrz tab. 9). Znalezienie takiego równania pozwoli na określenie roli zmienności poszczególnych czynników (zmiennych) w kreowaniu zmian średniego rocznego zlodzenia Morza Karskiego. Przeprowadzona analiza wykazała, że ujawniają się trzy zmienne pozwalające na utworzenie równania regresji wielokrotnej:

$$\text{KAR } E_{\text{RK}} = 443,2(\pm 46,9) - 121,1(\pm 25,2) \cdot \text{SST}_{\text{RK}} - 18,5(\pm 4,8) \cdot 6\text{TS}_{07-10} - 0,9(\pm 0,4) \cdot 6\text{TS}_{11-04}. \quad [1]$$

Równanie to (ryc. 17) jest wysoce istotne statystycznie ( $R = 0,95$ , test  $F(3,32) = 97,09$ ,  $p \ll 0,001$ ,  $\text{BSE} = 26,3$ ). Wszystkie oszacowane współczynniki regresji i oszacowanie wyrazu wolnego są istotne statystycznie, przy czym oszacowanie wyrazu wolnego i współczynników regresji dwu pierwszych zmiennych jest wysoce istotne ( $p < 0,001$ ), trzeciej tylko istotne ( $p = 0,038$ ). Zwraca uwagę bardzo mały błąd standardowy (BSE) oszacowania rocznego zlodzenia, stanowiący około  $\pm 3\%$  powierzchni morza. Wspólne działanie trzech zmiennych objaśnia tu ( $\text{adj.}R^2$ ) 89% wariacji rocznej powierzchni lodów w okresie 1979-2015, z czego zmienność  $\text{SST}_{\text{RK}}$  objaśnia 82,8% wariacji rocznego zlodzenia Morza Karskiego, zmienność temperatury powietrza w okresie ciepłym nad Morzem Karskim ( $6\text{TS}_{07-10}$ ) 5,8%, a zmienność temperatury w okresie chłodnym ( $6\text{TS}_{11-04}$ ) tylko 1,4% (cząstkowe współczynniki determinacji). Bez objaśnienia pozostaje stosunkowo niewielki odsetek wariacji, co oznacza, że zmienność wszystkich innych, nie branych pod uwagę czynników objaśnia zaledwie 11% wariacji rocznej powierzchni lodów na Morzu Karskim w rozpatrywanym okresie.



Ryc. 17. Wartości oszacowane średniej rocznej powierzchni lodów Morza Karskiego ( $\text{KAR } E_{\text{RK}}$ ) za pomocą równania [1] a wartości obserwowane

Fig. 17. The estimated values of the mean annual ice extent on the Kara Sea ( $\text{KAR } E_{\text{RK}}$ ) using the [1] equation and the values observed.

W przypadku szacunku zlodzenia Morza Karskiego w okresie „ciepłym” ( $\text{KAR } E_{07-10}$ ), ujawniają się tylko dwie zmienne sterujące zmianami, których współczynniki regresji są statystycznie istotne – jest to roczna SST i temperatura powietrza nad Morzem Karskim w okresie „ciepłym” ( $6\text{TS}_{07-10}$ ). Zmiany temperatury powietrza nad Morzem Karskim w okresie chłodnym, poprzedzającym okres „ciepły” stały się nieistotne dla kształtowania zmienności powierzchni lodów w okresie „ciepłym”. Równanie to jest wysoce istotne i przybiera postać:

$$\text{KAR } E_{07-10} = 123,7(\pm 47,2) - 284,0(\pm 56,3) \cdot \text{SST}_{\text{RK}} - 51,6(\pm 12,2) \cdot 6\text{TS}_{07-10}. \quad [2]$$

Obie występujące w nim zmienne są tymi samymi, które występują w równaniu [1]. Równanie [2] objaśnia ~85% wariacji zlodzenia Morza Karskiego w okresie ciepłym ( $R = 0,92$ ,  $\text{adj.}R^2 = 0,847$ ,  $F(2,33) = 97,6$ ,  $\text{BSE} = 61,4$ ). Zmienność rocznej SST w równaniu [2] objaśnia 77,6%, a zmienność temperatury powietrza nad Morzem Karskim w okresie „ciepłym” 7,9% wariacji powierzchni lodów w tym samym okresie.

Analiza wariacji wskazuje, że spośród rozpatrywanych czynników, głównym – wymuszającym zmienność rocznego zlodzenia – jest zmienność rocznej SST. Podobnie, w przypadku zmienności powierzchni lodów w okresie „ciepłym” głównym czynnikiem jest zmienność rocznej SST, a nie SST jaka występuje w tym okresie. Wpływ zmian rocznej SST na zmienność zlodzenia na Morzu Karskim jest ponad dziesięciokrotnie większy od wpływu zmian temperatury powietrza. Zmienność temperatury powietrza w okresie „ciepłym” i okresie „chłodnym” plasują się na drugim i trzecim miejscu, objaśniając łącznie 7,2-7,9% wariacji. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie zmienności powierzchni lodów staje się w modelu regresji wielokrotnej niemożliwy do określenia.

Tak więc zmienność SST ujawnia się jako główny czynnik regulujący zmiany powierzchni lodów na Morzu Karskim w rozpatrywanym okresie (1979-2015). Tym niemniej silne powiązania między wszystkim zmiennymi wywierającymi wpływ na zmienność rozmiarów zlodzenia na Morzu Karskim, włącznie z samą powierzchnią lodów Morza Karskiego silnie wpływającą na zmienność innych elementów tego systemu, sugeruje, że cały system hydro-klimatyczny sterowany jest przez tak zwany „czynnik trzeci”, pochodzący spoza tego systemu. Można postawić tezę, że wysoką współmienność wszystkich elementów tego systemu wymusza zmienność „czynnika trzeciego”, sterująca systemem i nadająca jego elementom wspólny rytm zmian.

## **6. Problem sterowania zmiennością systemu hydroklimatycznego Morza Karskiego.**

### **Rola cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego**

Najsilniej działającym czynnikiem w rozważanym systemie jest zmienność SST. Zmienność ta, będąca odbiciem zasobów ciepła w wodach powierzchniowych, uwarunkowana jest przez działanie zmienności dwu kolejnych czynników – adwekcyjnego, czyli dopływu ciepła „astrefowego” wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki oraz dopływu energii promienistej Słońca do powierzchni morza.

Dopływ energii słonecznej do powierzchni morza, który może doprowadzić do wzrostu zasobów ciepła w wodzie i wzrostu SST, wymaga redukcji lub likwidacji pokrywy lodowej. Dopiero wtedy promieniowanie krótkofalowe może zostać absorbowane przez wodę i zamieniane na ciepło. W przypadku występowania zwartej pokrywy lodowej, ilość energii (światła) przenikającej przez lód i pochłanianej przez wodę jest znikoma, a ta jej część, która nie zostaje odbita (albedo lodu) zużytkowywana jest na przemiany fazowe lodu oraz parowanie z jego powierzchni. Szczególnie ważne dla istotnego wzrostu zasobów ciepła w wodach powierzchniowych jest przyspieszenie terminu uwolnienia powierzchni morza od pokrywy lodowej, nieistotne jest natomiast opóźnienie procesów tworzenia się lodów. Wcześniejsze zmniejszenie się zlodzenia, zwiększające powierzchnię pochłaniania energii oraz wydłużające czas możliwej absorpcji promieniowania krótkofalowego, przyczynia się do wzrostu SST. Tak więc stwierdzony wzrost SST na NW części Morza Karskiego może stanowić, w części lub w całości, efekt zmniejszenia powierzchni lodów na tym akwenie.

Wzrost SST przyczynia się do opóźnienia procesów tworzenia się lodów – dłużej trwa okres poboru ciepła z wody, do momentu osiągnięcia temperatury jej krzepnięcia, co zmniejsza powierzchnię lodów w początku fazy „marznięcia”. Dłużej funkcjonujące strumienie ciepła z powierzchni morza również nie dopuszczają do wczesnych spadków temperatury powietrza. W rezultacie średnia temperatura okresu listopad-kwiecień (zmienna  $6ST_{11-04}$ ) jest wyższa, co następnie wpływa na mniejszą grubość lodu zimowego, a następnie na szybciej przebiegające procesy topnienia – i w rezultacie (poprzez zmienną  $RZ_{07-06}$ ) – na zmniejszenie się powierzchni lodów w okresie „ciepłym”. Ten układ procesów zawierających w sobie dodatnie sprzężenia zwrotne czyni się odpowiedzialnym za działanie tak zwanego wzmocnienia arktycznego (Arctic Amplification; Serreze i Francis 2006, Serreze i in. 2009, Stroeve i in. 2012), które ma być głównym mechanizmem prowadzącym do szybszego wzrostu temperatury powietrza w Arktyce, niż w szerokościach umiarkowanych, zachodzących pod wpływem globalnego ocieplenia.

W rozpatrywanym okresie (1979-2015) nie odnotowano wyraźnego wzrostu stałej słonecznej, ani też radykalnego zmniejszenia się zachmurzenia nad Arktyką lub jej poszczególnymi częściami (Curry i in. 1996, Zygmuntowska i in. 2012), które niezależnie od zmian powierzchni lodów mogłyby przyczynić się, poprzez wzrost SST, do jej redukcji. Przeciwnie – ukazały się prace wskazujące na wzrost zachmurzenia w Arktyce, który stanowi odpowiedź na zwiększenie się powierzchni mórz wolnych od pokrywy lodowej, czyli na zmniejszenie się zlodzenia (np. Schweiger 2004, Cuzzone i Vavrus 2011, Vavrus i in. 2011). Powinno to przyczynić się do zmniejszenia dopływu promieniowania krótkofalowego, zwłaszcza promieniowania bezpośredniego do powierzchni morza, ograniczenia wzrostu temperatury powietrza w okresie dnia polarnego i słabego jej wzrostu w czasie nocy polarnej (Liu i in. 2007). Taki układ sprzężeń zwrotnych w systemie ogranicza rolę „wzmocnienia arktycznego” w kreowaniu ocieplenia Arktyki. Trzeba tu zauważyć, że opisane w cytowanych pozycjach literatury zmiany zachmurzenia i ich wpływ na SST i temperaturę powietrza stanowią konsekwencje zmniejszania się powierzchni lodów.

Adwekcja objętości wody z niższych szerokości, wnoszących ciepło do Arktyki jest procesem niezależnym od zmian zlodzenia akwenów arktycznych, jak również niezależnym od zmian dopływu energii słonecznej do powierzchni morza w Arktyce. Stanowi ona rezultat działania cyrkulacji oceanicznej. Zasadniczą rolę w oceanicznym transporcie ciepła odgrywają Wody Atlantyckie (dalej AW), wnoszone do Arktyki kolejno prądami Północnoatlantyckim, Atlantycko-Norweskim (Mork i Skagseth 2010), następnie prądami Nordkapskim (Murmańskim) do Morza Barentsa i Zachodniospitsbergeńskim do Morza Grenlandzkiego i dalej do basenu Morza Arktycznego. Ponad sześciokrotnie mniejszy od napływu wód z Atlantyku napływ wód z Pacyfiku przez Cieśninę Beringa do Arktyki (Woodgate i Aagrad 2005, Beszczynska-Möller i in. 2011) odgrywa w transporcie ciepła do Arktyki rolę drugorzędną.

Ilość wprowadzanego wraz AW ciepła do Arktyki wykazuje znaczną zmienność międzyroczną (Orvik i Skagseth 2005, Østerhus i in. 2005, Skagseth i in. 2008, Schauer i in. 2008) i długookresową (Polyakov, Bekryaev i in. 2003, Polyakov, Walsh i in. 2003, Polyakov i in. 2004, Polyakov i in. 2005). Podstawowym czynnikiem regulującym długookresową zmienność ilości ciepła wprowadzanego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki jest zmienność Atlantyckiej Południkowej Cyrkulacji Termohalinowej (AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation; Schmittner i in. 2007, Srokosz i Bryden 2015), będąca częścią globalnej cyrkulacji termohalinowej (Broecker 1991). Mechanizmy funkcjonowania AMOC objaśnia praca Kuhlbrodta i in. (2007).

Intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym wprowadzającej zmienne ilości ciepła kierowanego przez cyrkulację oceaniczną z tropików na północ, w tym i do atlantyckiej domeny Arktyki, charakteryzuje wskaźnik określony akronimem  $DG_{3L}$  (Marsz i Styszyńska 2009, Marsz 2015). Źródłem sygnału wykorzystanego do charakterystyki intensywności THC przez wskaźnik  $DG_{3L}$  są zmiany SST na powierzchni tropikalnego Atlantyku Północnego (rejon  $38^{\circ}N$ ,  $56^{\circ}W$ ). Zmiany intensywności THC przekładają się następnie na rozprzestrzenianie się tego sygnału wraz z niosącymi go masami AW, przede wszystkim wzdłuż głównych szlaków przenosu prądowego, co zapisuje się w odpowiedniej zmienności temperatury i zasolenia. Sygnał ten charakteryzuje się typową dla cyrkulacji oceanicznej niewielką prędkością propagacji, rzędu pojedynczych  $cm \cdot s^{-1}$ .

Przebieg tego wskaźnika wykazuje silne i wysoce istotne skorelowanie z przebiegiem średniej SST na całym Atlantyku Północnym (wskaźnikiem Multidekadowej Oscylacji Atlantyku; AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation; Enfield i in. 2001), przebiegiem wartości anomalii zasobów ciepła w warstwie od 0 do 700 m na Atlantyku Północnym oraz przebiegiem globalnych, hemisferycznych i strefowych anomalii temperatury powietrza na półkuli północnej (Marsz 2015). Wskaźnik  $DG_{3L}$  wykazuje również silne skorelowanie z SST i temperaturą wody w Arktyce oraz temperaturą powietrza na stacjach Arktyki Atlantycznej. Charakterystyczną cechą związków wskaźnika  $DG_{3L}$  z przebiegami elementów hydroklimatycznych w Arktyce jest występowanie różnej długości opóźnień w reakcji „arktycznych” elementów klimatycznych i hydrologicznych na jego zmiany.

Występowanie tych opóźnień ma dość prostą genezę, ale skomplikowaną naturę. Im dalej położony jest akwen od źródła sygnału THC, tym później następuje reakcja systemu, co zdaje się wyraźnie wskazywać, że dla zmienności klimatu obszarów Arktyki znacznie ważniejszą rolę odgrywa powolny transport ciepła wraz z transportem wód niż szybki transport ciepła drogą atmosferyczną. Wody transportowane przez cyrkulację oceaniczną cechują się dużą bezwładnością cech fizycznych, ciepło zawarte w powietrzu szybko ulega wypromieniowaniu i dyssypacji.

Nim pewne cechy zwiększonego lub zmniejszonego zasobu ciepła w wodach, które powstały z wód tropikalnych dotrą do Arktyki, jako mniej lub bardziej przekształcone pod względem termicznym AW, mija odpowiedni czas, około 2-4 lat, przy czym w czasie drogi na północ tracą one powoli ciepło na wymianę z atmosferą. W rezultacie już wcześniej, zanim wody te „dojdą” do Arktyki, następuje wzrost temperatury powietrza nad NE Atlantykiem Północnym. Część tego ciepła zostaje przez cyrkulację atmosferyczną, która jest o dwa rzędy wielkości szybsza niż cyrkulacja oceaniczna, wnoszone do Arktyki, przyczyniając się do wzrostu temperatury powietrza w Arktyce, zwłaszcza w Arktyce Atlantycznej. Temperatura powietrza na Bjornoi i stacjach spitsbergeńskich wykazuje pierwsze reakcje na zmiany wskaźnika  $DG_{3L}$  z rocznym opóźnieniem.

Przeciętny czas, w jakim AW pokonują drogę przez Morze Barentsa, zanim wyjdą przez NW część Morza Karskiego do basenu Morza Arktycznego, trwa nieco ponad 2 lata. Przez ten czas wody te oddają nieprzerwanie ciepło do atmosfery, przyczyniając się do silnego wzrostu temperatury powietrza nad samym Morzem Barentsa i w jego szerokim otoczeniu. Wody Atlantyczne przechodzące przez Morze Barentsa i wchodzące na NW część Morza Karskiego są już bardzo silnie wychłodzone, tym niemniej wnoszą tam jeszcze liczące się ilości ciepła (Makhotin i in. 2014, Dimitrenko i in. 2014).

AW transportowane przez płynący wzdłuż stoku kontynentalnego i sięgający większych głębokości Prąd Zachodniospitsbergeński w mniejszym stopniu tracą ciepło na wymianę z atmosferą (Beszczynska-Möller i in. 2011), w związku z czym ich zasoby ciepła silniej wpływają na kształtowanie się reżimu termicznego wód znajdujących się w basenie Morza Arktycznego. Impulsy ciepłych Wód Atlantycznych



stwierdzone w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim, które przeszły przez Cieśninę Framy w latach 1999-2000 ujawniły się na północnych krańcach Morza Łaptiewów jako silne dodatnie anomalie temperatury Pośrednich Wód Arktycznych i SST w roku 2004 (Dimitrenko i in. 2008). Oznacza to, że transport wód od północno-zachodnich krańców Spitsbergenu do północnych krańców szelfu Morza Łaptiewów trwał około 4 lat. Dopiero wtedy ciepło przetransportowane wraz z Wodami Pośrednimi (Intermediate Atlantic Water) z rejonu leżącego na zachód od Spitsbergenu mogło ujawnić się na powierzchni Morza Łaptiewów w wyniku zachodzących na stoku kontynentalnym tego morza procesów upwellingu, a następnie zniszczyć istniejącą tam piknoklinę i dotrzeć do powierzchni, co spowodowało wzrost SST na Morzu Łaptiewów i przyczyniło się do mniej lub bardziej gwałtownej redukcji pokrywy lodów na tym akwenie. Na NW części Morza Karskiego, w wyniku procesu upwellingu Pośrednich Wód Arktycznych na wschodnim stoku Żłobu Świętej Anny i mieszania się z nimi wód wyprowadzanych z Morza Barentsa, strumień ciepła do powierzchni jest szacowany na 30-100 W·m<sup>-2</sup> (Dimitrienko i in. 2014).

Przebieg SST na Morzu Karskim w okresie „ciepłym” (patrz ryc.16) wykazuje, że po roku 2004 przebieg temperatury powierzchni morza w okresie od lipca do października zmienił całkowicie swój charakter – amplituda zmian międzyrocznych gwałtownie się zmniejszyła ( $\pm 0,06^{\circ}\text{C}$ ) i nieprzerwanie utrzymuje się powyżej 1,46°C, czego w latach wcześniejszych nie odnotowano. Moment ten zbiega się w czasie z gwałtownym spadkiem powierzchni lodów na Morzu Karskim i zmianą reżimu lodowego na tym akwenie (patrz ryc. 14).

W wodach transportowanych przez Prąd Zachodniospitsbergeński takich wzrostów („impulsów”) o różnej wielkości, ściśle powiązanych z THC (Marsz i Styszyńska 2012) stwierdzono w ostatnich latach kilka (np. Walczowski i Piechura 2006, 2007; Walczowski 2013). Na przykład przez profil pomiarowy IO PAN na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (76,5°N, 6,5- 9°E) między rokiem 2004 a 2005 przeszła znaczna objętość Wód Atlantyckich o wysokiej temperaturze, w której zasób ciepła był bardzo duży (Walczowski 2013, jego ryc. 7). Można przypuszczać, że transport tych właśnie wód spowodował wystąpienie bardzo silnych anomalii temperatury wody, zasolenia i SST latem 2009 i zimą 2010 na Morzu Łaptiewów opisanych przez Janout i in. (2013). Na Morzu Karskim słabiej epizod ten zapisał się w przebiegu SST z „ciepłego” okresu roku, natomiast silnie w wartościach średniej rocznej SST.

W rezultacie, w różnych częściach Arktyki i jej bezpośredniego otoczenia znajdują się jednocześnie „różnowiekowe” objętości AW, o różnym stopniu transformacji (przekształcenia). Wszystkie te „różnowiekowe” i znajdujące się w różnych położeniach objętości Wód Atlantyckich oddziałują na pokrywę lodową i atmosferę jednocześnie, w związku z czym pojawiają się między wskaźnikiem THC i SST a innymi zależnymi od tych wielkości zmiennymi silne, rozciągnięte w czasie korelacje, w których moment wystąpienia lokalnego maksimum współczynnika korelacji wykazuje na dodatek zróżnicowanie regionalne.

Korelacje średniej rocznej i średniej powierzchni lodów na Morzu Karskim w okresie od lipca do października oraz najważniejszych zmiennych, które w przeprowadzonych wcześniej analizach wpływały na zmiany rozmiarów zlodzenia na Morzu Karskim z szeregami wskaźnika DG<sub>3L</sub> wyprzedzającymi w czasie przebiegi zmiennych, zestawione są w tabeli 10. W tabeli tej oznaczono maksymalne wartości bezwzględne współczynników korelacji w kolumnach poprzez zaszarzenie pola (kolumna, wiersz), w którym występują.

Przeгляд wartości w tabeli 10 wykazuje, że niemal wszystkie rozpatrywane zmienne są istotnie skorelowane z szeregami czasowymi wskaźnika DG<sub>3L</sub> nie przesuniętymi w czasie względem zmien-

nych, a także przesuniętymi w czasie względem tych zmiennych. Większość współczynników korelacji jest wysoce istotna. Na 9 rozpatrywanych zmiennych 5 wykazuje najsilniejsze związki ze wskaźnikiem THC sprzed 6 lat, 2 ze wskaźnikiem THC z tego samego roku, 1 ze wskaźnikiem THC sprzed 5 lat oraz 1 ze wskaźnikiem przed roku.

Tab. 10. Współczynniki korelacji liniowej ( $r$ ) oraz poziom ich istotności statystycznej ( $p$ ) między średnią roczną powierzchnią lodów na Morzu Karskim ( $KAR_{RK}$ ), średnią powierzchnią lodów Morza Karskiego z okresu lipiec-październik ( $KAR_{07-10}$ ), a także pozostałymi najważniejszymi zmiennymi, które wywierają wpływ na zmienność powierzchni lodów Morza Karskiego (patrz objaśnienia do tab. 9) z szeregi wskaźnika  $DG_{3L}$  o przesunięciach w czasie od 0 ( $k$ ) do 10 lat ( $k-10$ ). Szeregi zmiennych z lat 1979-2015, początki szeregów wskaźnika  $DG_{3L}$ : ( $k$ ) – 1979 rok, ( $k-1$ ) – 1978, ( $k-2$ ) – 1977, ..., ( $k-10$ ) – 1968 rok. Ogólnie:  $k$  – numer kolejny roku

Table 10. Coefficients of linear correlation ( $r$ ) and the level of statistical significance ( $p$ ) between the mean annual ice extent on the Kara Sea ( $KAR_{RK}$ ), the mean ice extent on the Kara Sea from the period July-October ( $KAR_{07-10}$ ), as well as other key variables that affect the variability of ice extent on the Kara Sea (see notes to tab. 9) with series of  $DG_{3L}$  index with shifts in time from 0 ( $k$ ) to 10 years ( $k-10$ ).

Series of variables from the years 1979-2015, the origin of the series of  $DG_{3L}$  index: ( $k$ ) – 1979 year, ( $k-1$ ) – 1978, ( $k-2$ ) – 1977, ..., ( $k-10$ ) – 1968 years. Generally:  $k$  – the number of the year.

Zmienne Factors		$KAR_{RK}$	$KAR_{07-10}$	$DCF_{03-08}$	$VIZ_{TRK}$	$6ST_{07-10}$	$6ST_{11-04}$	$SST_{RK}$	$SST_{07-10}$	$RZ_{07-06}$
$DG_{3L}$	$r$	-0,65	-0,68	0,54	0,68	0,52	0,56	<b>0,72</b>	<b>0,64</b>	-0,69
( $k$ )	$p$	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	<b>0,000</b>	<b>0,000</b>	0,000
$DG_{3L}$	$r$	-0,68	<b>-0,70</b>	0,41	0,65	0,56	0,47	0,66	0,58	-0,70
( $k-1$ )	$p$	0,000	<b>0,000</b>	0,011	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
$DG_{3L}$	$r$	-0,60	-0,58	0,26	0,52	0,40	0,42	0,55	0,45	-0,51
( $k-2$ )	$p$	0,000	0,000	0,122	0,001	0,015	0,008	0,000	0,005	0,001
$DG_{3L}$	$r$	-0,58	-0,56	0,34	0,44	0,38	0,38	0,50	0,39	-0,48
( $k-3$ )	$p$	0,000	0,000	0,042	0,005	0,021	0,018	0,002	0,016	0,003
$DG_{3L}$	$r$	-0,52	-0,52	0,50	0,45	0,33	0,44	0,50	0,39	-0,53
( $k-4$ )	$p$	0,001	0,001	0,002	0,004	0,045	0,005	0,002	0,018	0,001
$DG_{3L}$	$r$	-0,62	-0,64	<b>0,67</b>	0,67	0,59	0,59	0,65	0,53	-0,66
( $k-5$ )	$p$	0,000	0,000	<b>0,000</b>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
$DG_{3L}$	$r$	<b>-0,68</b>	-0,68	0,62	<b>0,77</b>	<b>0,64</b>	<b>0,72</b>	0,70	0,59	<b>-0,72</b>
( $k-6$ )	$p$	<b>0,000</b>	0,000	0,000	<b>0,000</b>	<b>0,000</b>	<b>0,000</b>	0,000	0,000	<b>0,000</b>
$DG_{3L}$	$r$	-0,66	-0,66	0,47	0,72	0,63	0,62	0,66	0,55	-0,66
( $k-7$ )	$p$	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
$DG_{3L}$	$r$	-0,52	-0,54	0,32	0,58	0,43	0,50	0,56	0,47	-0,53
( $k-8$ )	$p$	0,001	0,001	0,057	0,000	0,008	0,001	0,001	0,005	0,001
$DG_{3L}$	$r$	-0,58	-0,59	0,39	0,62	0,49	0,46	0,61	0,49	-0,47
( $k-9$ )	$p$	0,000	0,000	0,019	0,000	0,002	0,004	0,000	0,002	0,003
$DG_{3L}$	$r$	-0,68	-0,69	0,55	0,67	0,51	0,54	0,72	0,62	-0,59
( $k-10$ )	$p$	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000

Uwaga: przy wyznaczaniu maksymalnych wartości współczynników korelacji (pogrubione) i poziomu istotności brano pod uwagę niezaokrąglone wartości  $r$ . Wartości  $p = 0.000$  oznaczają istotność  $p \ll 0.001$ .

Note: when determining the maximum values of correlation coefficients (in bold) and the level of significance unrounded values were taken into account. Values of  $p = 0.000$  indicate the significance of  $p \ll 0.001$ .

Średnia roczna powierzchnia lodów na Morzu Karskim ( $KAR_{RK}$ ) wykazuje najsilniejsze związki ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  sprzed 6 lat. Podobnie, z takimi samymi przesunięciami czasowymi ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  najsilniejsze związki wykazuje roczna temperatura powietrza na stacji Vize, średnia temperatura okresu ciepłego (lipiec-październik) nad Morzem Karskim, średnia temperatura okresu chłodnego

(listopad-kwiecień) nad Morzem Karskim (odpowiednio:  $VIZ_{TRK}$ ,  $6ST_{07-10}$ ,  $6ST_{11-04}$ ) oraz zmienna  $RZ_{07-06}$  regulująca rozmiary zmian zlodzenia Morza Karskiego. Tak więc wszystkie zmienne charakteryzujące temperaturę powietrza wpływającą na rozmiar powierzchni lodów na tym morzu i jednocześnie będące skutkiem zmian jego zlodzenia, wykazują najsilniejsze związki ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  z opóźnieniem 6.letnim.

Nie wykazuje natomiast takiego samego opóźnienia najsilniej wpływająca na rozmiary zlodzenia temperatura powierzchni NW części Morza Karskiego. Zarówno roczna SST ( $SST_{RK}$ ) na NW części Morza Karskiego jak i średnia SST okresu ciepłego ( $SST_{07-10}$ ) najsilniejsze korelacje ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  wykazuje synchronicznie, z zerowym przesunięciem czasowym. Zdaje się to przeczyć postawionej wcześniej tezie o adwekcyjnej naturze zmian SST.

Przedstawiony w tab. 10 rozkład współczynników korelacji wymaga w tym miejscu komentarza. SST okresu „ciepłego” ( $SST_{07-10}$ ) w danym roku kształtuje się przede wszystkim pod wpływem zmian zlodzenia, jakie były w okresie ogrzewania powierzchni morza (czerwiec-wrzesień). Ten czynnik (powierzchnia lodów) reguluje dopływ energii słonecznej do powierzchni morza, która wpływa następnie na SST w tych miesiącach, w których powierzchnia jest wolna od lodów. Zwiększony bądź zmniejszony zasób ciepła, poprzez regulowanie temperatury powietrza w początku okresu „chłodnego” i momentu początku rozpoczęcia fazy zamarzania, w części wpływa następnie na grubość lodów. Ta z kolei limituje początek uwalniania się akwenu od pokrywy lodowej w roku następnym. Z tego względu powierzchnia „letniej” pokrywy lodowej ( $KAR_{07-10}$ ) wykazuje silny związek z  $SST_{07-10}$ , ale również silny i statystycznie istotny związek z wcześniejszą o rok „letnią” SST (roczne opóźnienie w stosunku do zmiany  $SST_{07-10}$ ). Taki układ zależności ani nie potwierdza, ani nie zaprzecza działania czynnika adwekcyjnego na kształtowanie SST w okresie „ciepłym”.

Jednak czynnik adwekcyjny, zwiększający zasób ciepła w wodach (entalpię) przedłuża czas konwekcji w wodzie i pozwala na zwiększenie natężenia strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery, ponad ten czas i natężenie, który wynika z ilości energii pochłoniętej w sezonie „ogrzewania” powierzchni morza<sup>17</sup>. To skutkuje silniejszym wzrostem temperatury powietrza, ze wszystkimi wymienionymi już skutkami tego wzrostu, ale również odpowiednim wzrostem rocznej SST w tym samym roku, w którym następuje wzrost „letniej” SST. Czynnik adwekcyjny jest „maskowany” przez później występujące procesy zmian SST, trudne do czytelnego przedstawienia bez odniesienia się do analizy systemu rekurentnego.

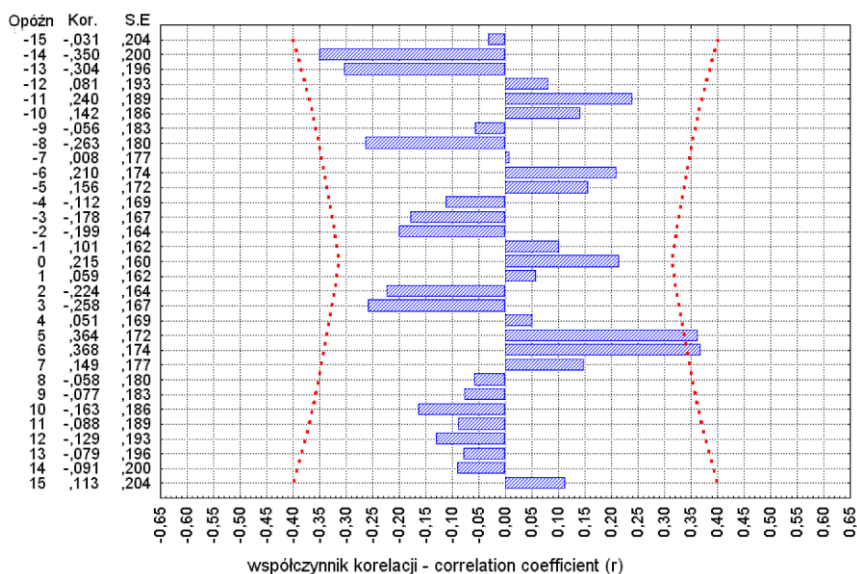
Na kształtowanie się wartości współczynników korelacji między  $SST_{RK}$  a  $DG_{3L}$  ma wpływ czynnik obliczeniowy. Obserwowany stan rozkładu współczynników korelacji (tab. 10), w którym roczna SST ( $SST_{RK}$ ) wykazuje korelacje z tym samym przesunięciem czasowym co i  $SST_{07-10}$  można wiązać z wpływem dopływu energii promienistej Słońca na wartość SST okresu „ciepłego” w każdym kolejnym ostatnim roku wydłużającego się wraz z upływem czasu szeregu. Ponieważ zarówno w szeregu wskaźnika  $DG_{3L}$  jak i szeregu powierzchni lodów występuje istotny statystycznie trend dodatni, a zmiany zlodzenia regulują w części tempo wzrostu temperatury powierzchni morza, postępujący spadek powierzchni lodów musi prowadzić do wystąpienia coraz wyższych wartości  $SST_{RK}$  wraz z upływem

---

<sup>17</sup> Zakumulowana energia słoneczna w powierzchniowej warstwie wody zostaje całkowicie rozchodowana do 1-2 dekady września. Straty ciepła z powierzchni morza wolnej od lodu (strumienie ciepła jawnego i utajonego, wypromieniowanie) na szerokości 77,5°N zaczynają przewyższać dopływ ciepła słonecznego (bardzo szybko malejący) już na przełomie 1-2 dekady sierpnia. Aby nie komplikować sprawy nie omawia się tutaj kwestii wpływu stratyfikacji termohalicznej wód na rozmiary strumieni ciepła do atmosfery.

czasu. Tym samym powoduje to, wraz z wydłużaniem się szeregu czasowego, przesuwanie się najwyższej wartości współczynnika korelacji  $SST_{RK}$  z  $DG_{3L}$  w kierunku zerowego przesunięcia w czasie.

Po usunięciu trendów z szeregów  $SST_{RK}$  i  $DG_{3L}$  (1979-2015) i przeprowadzeniu procedury korelacji wzajemnej z kolejnymi przesunięciami szeregów względem siebie o  $\pm 15$  lat, wykrywa się występowanie jedynie dwu istotnych korelacji między tymi zmiennymi – z opóźnieniem  $SST_{RK}$  względem początku szeregu  $DG_{3L}$  o 5 i 6 lat (ryc. 18). Z jednej strony potwierdza to hipotezę, że wysoka wartość „synchronicznego” współczynnika korelacji w tab. 10 stanowi rezultat występowania trendu w szeregach, a podstawowym czynnikiem zmian rocznej SST jest jednak czynnik adwekcyjny, z drugiej sugeruje, że być może rozdzielczość czasowa korelowanych szeregów jest zbyt duża – reakcja rocznej SST na zmiany intensywności cyrkulacji termohalinowej trwa dłużej niż 1 rok.



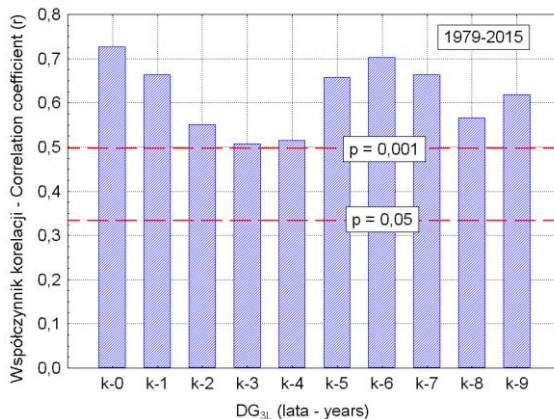
Ryc. 18. Korelacje wzajemne zmiennych  $DG_{3L}$  (poprzedzająca) i  $SST_{RK}$  (opóźniona). Przerwanymi liniami oznaczone granice istotności korelacji. Oba szeregi 1979-2015

Fig. 18. Mutual correlations between  $DG_{3L}$  (preceding variable) and  $SST_{RK}$  (delayed variable). Dotted lines indicate correlation significance. Both series 1979-2015.

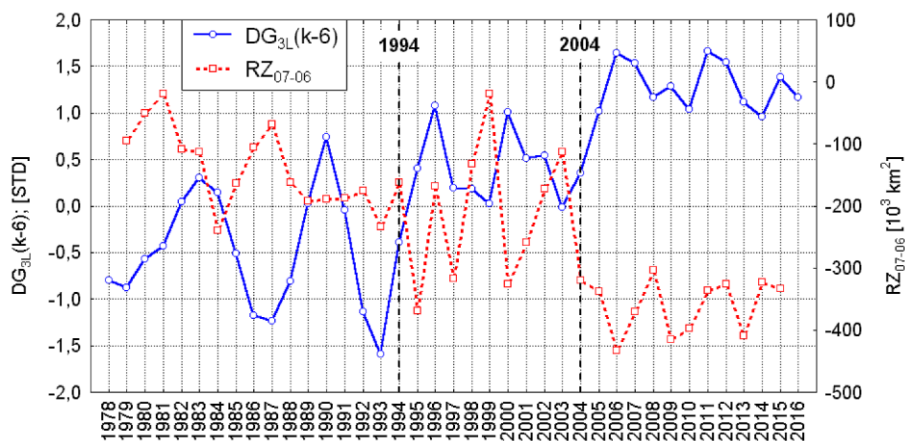
Różnice między współczynnikiem korelacji synchronicznej  $SST_{RK}$  ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  a korelacji z  $DG_{3L}$  wyprzedzającym  $SST_{RK}$  o 6 lat są niewielkie, rzędu setnych (0,02), na granicy istotności statystycznej. Jeśli zwróci się uwagę na rozkład współczynników korelacji  $SST_{RK}$  ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  z kolejnymi wyprzedzeniami w czasie (patrz tab. 10 i ryc.19) nietrudno zauważyć, że drugorzędne maksimum korelacji  $SST_{RK}$  ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  tworzą kolejno trzy korelacje z przesunięciami 5, 6 i 7.letnimi, przy czym największą wartość  $r$  osiąga korelacja ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  wyprzedzającym  $SST_{RK}$  o 6 lat. Znak współczynników korelacji jest dodatni, co oznacza taki sam kierunek zmian obu zmiennych (wzrost  $DG_{3L}(k-6)$  i wzrost  $SST_{RK}$ ). W świetle analizy przeprowadzonej wcześniej (ryc. 18) to drugorzędne maksimum odpowiadające korelacji SST z opóźnieniem 5-7.letnim należy uznać za rzeczywiste przesunięcie w czasie reakcji SST na NW części Morza Karskiego na zmiany intensywności THC.

Ryc. 19. Współczynniki korelacji między roczną SST na NW części Morza Karskiego a wskaźnikiem  $DG_{3L}$  wyprzedzającymi od 0 (k-0) do 10 lat (k-10) przebieg szeregu SST (k) – numer roku. Oznaczone poziomy istotności statystycznej

Fig. 19. Correlation coefficients between annual SST on the NW part of the Kara Sea with the earlier value of  $DG_{3L}$  index from 0 (k-0) to 10 years (k-10) the course of series of SST (k) – number of years. Marked levels of statistical significance.



Zmiennością rocznej powierzchni lodów na Morzu Karskim steruje zmienność procesów topnienia w okresie „ciepłym”. Jak już wspomniano, zmienność zlodzenia w okresie od lipca do października (KAR  $E_{07-10}$ ) objaśnia 81% wariacji rocznej powierzchni lodów na tym morzu (KAE  $E_{RK}$ ) w badanym okresie. Z kolei zmienność zmiennej  $RZ_{07-06}$ , która informuje o rozmiarach ubytku powierzchni lodów od czerwca do lipca, objaśnia 75% wariacji zmienności zlodzenia Morza Karskiego w okresie „ciepłym” i 65% wariacji średniej rocznej powierzchni lodów tego akwenu. Wszystkie zmienne, które poprzez oddziaływanie termiczne wpływają na tempo tworzenia się lodu morskiego i jego grubość ( $VIZ_{RK}$ ,  $6ST_{11-04}$ ) i rozmiary topnienia w sezonie „ciepłym” ( $SST_{RK}$ ,  $SST_{07-10}$ ,  $6ST_{07-10}$ ) są funkcjami wskaźnika intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym sprzed 6 lat ( $DG_{3L}(k-6)$ ). Także zmienna  $RZ_{07-06}$  jest funkcją tego wskaźnika. Przebieg obu tych wskaźników ( $DG_{3L}(k-6)$  oraz zmiennej  $RZ_{07-06}$ ) przedstawia ryc. 20.



Ryc. 20. Przebieg wskaźnika intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym sprzed 6 lat ( $DG_{3L}(k-6)$ ) i zmiennej  $RZ_{07-06}$ , charakteryzującej zmianę powierzchni zlodzonej (tys.  $km^2$ ) na Morzu Karskim od czerwca do lipca danego roku. Oznaczone lata zmian przebiegów obu wielkości

Fig. 20. Course of index intensity of the thermohaline circulation in the North Atlantic 6 years before ( $DG_{3L}(k-6)$ ) and variable  $RZ_{07-06}$ , characterizing changes of the ice extent (thousands  $km^2$ ) on the Kara Sea from June to July of that year. Years of changes in the course of both values are marked.

W przebiegu obu zmiennych wyraźnie wyodrębniają się trzy okresy, różniące się wartościami średnich, amplitudą zmian międzyrocznych i charakterem zmienności (ryc. 20). Granice między okresami wyznaczają skokowo zmieniające się przebiegi obu zmiennych. Pierwszy okres obejmuje lata 1979-1994, w którym średnia wartość wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$  jest ujemna (średnia  $-0,49$ ,  $\sigma = 0,64$ ), zmienność międzyroczna niezbyt duża, a w przebiegu wskaźnika można dopatrzeć się quasiokresowości 3-4 letniej o dużej amplitudzie. W tym samym okresie zmienność  $RZ_{07-06}$  jest niewielka, średnia jej wartość jest równa  $-141,4$  ( $\sigma = 63,9$ ), w jej przebiegu zaznacza się trend ujemny, wskazujący na powolny wzrost ubytku powierzchni lodów między czerwcem a lipcem ( $\sim -9$  tys.  $km^2 \cdot rok^{-1}$ ). Jest to okres mniejszej od średniej wieloletniej intensywności THC, utrzymywania się w okresie „ciepłym” dużej powierzchni lodów. Przeciętnie w tym okresie, między połową czerwca a połową lipca, uwalnia się od lodów  $\sim 17\%$  powierzchni Morza Karskiego.

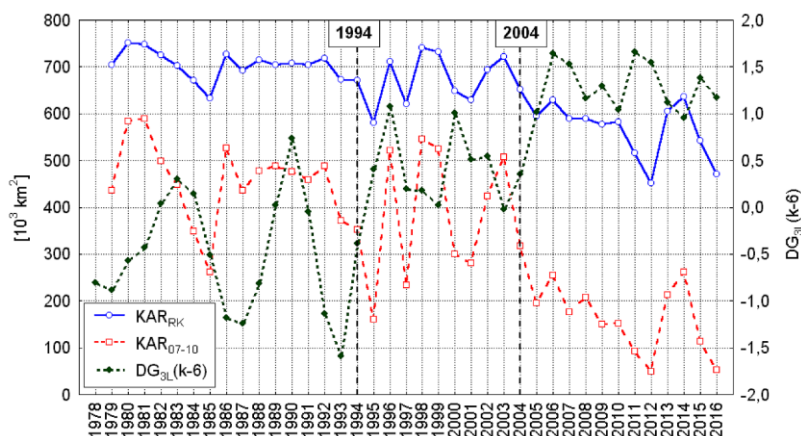
Okres drugi, 1994-2004, rozpoczyna się gwałtownym wzrostem  $DG_{3L}(k-6)$  i jednoczesnym, gwałtownym spadkiem powierzchni lodów między czerwcem a lipcem, po czym międzyroczna zmienność wskaźnika  $DG_{3L}$  maleje, rośnie natomiast amplituda międzyrocznych zmian zmiennej  $RZ$ . Średnia wartość  $DG_{3L}(k-6)$  przybiera w tym okresie wartość  $+0,35$  ( $\sigma = 0,43$ ), średnia wartość zmiennej  $RZ$  równa jest  $-214,3$  tys.  $km^2$  ( $\sigma = 110,2$ ), co oznacza, że powierzchnia Morza Karskiego uwalniająca się od lodów między czerwcem a lipcem wzrosła przeciętnie ponad półtorakrotnie w stosunku do poprzedniego okresu. Mimo bardzo dużej zmienności powierzchni topniejących lodów z roku na rok, praktycznie w rozmiarach topnienia ( $RZ_{07-06}$ ) w tym okresie brak trendu ( $+1,30 (\pm 11,07)$  tys.  $km^2 \cdot rok^{-1}$ ; trend nieistotny), podobnie jak i w przebiegu wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$  ( $+0,017 (\pm 0,043)$  jednostek  $\cdot rok^{-1}$ ).

Okres trzeci, obejmujący lata 2004-2015, rozpoczyna się od gwałtownego wzrostu wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$  i podobnie głębokiego spadku zmiennej  $RZ$ , po czym dochodzi do względnej stabilizacji obu przebiegów. Wskaźnik  $DG_{3L}(k-6)$  osiąga w tym okresie wartość średnią  $+1,22$  ( $\sigma = 0,36$ ) a zmienna  $RZ_{06-07}$   $-358,6$  ( $\sigma = 43,9$ ) tys.  $km^2$ . Oznacza to, że w trzecim okresie, między czerwcem a lipcem, uwalnia się od lodów  $\sim 51\%$  powierzchni całego Morza Karskiego (ponowny wzrost powierzchni wolnej od lodu o  $\sim 150\%$  w stosunku do poprzedniego okresu). Zakresy zmienności obu zmiennych wyraźnie się zmniejszyły, w obu przebiegach praktycznie brak trendów (bardzo słabe i nieistotne). W tym okresie intensywność THC jest stabilnie wyższa od przeciętnej, a procesy topnienia między czerwcem a lipcem w żadnym z kolejnych lat nie zmniejszyły powierzchni zlodzonej o mniej niż o 300 tys.  $km^2$ , czego nie obserwowano w żadnym z poprzednich okresów. Ponieważ zmiany  $RZ_{07-06}$  są opóźnione w stosunku do zmian  $DG_{3L}$  o 6 lat, jest sprawą oczywistą, że to zmienność  $DG_{3L}$  kształtuje zmienność  $RZ_{07-06}$ , a nie odwrotnie.

Podobnie jak fazy zmienności topnienia lodów między czerwcem a lipcem, fazy zmienności zlodzenia na Morzu Karskim zachodzą w takt zmian wskaźnika  $DG_{3L}$  sprzed 6 lat (ryc. 21). Pozwala to przyjąć, że rekurentnym systemem regulującym zlodzenie Morza Karskiego steruje zmienność cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego, wpływająca przede wszystkim na wzrost zasobów ciepła w wodach. Rola „wzmocnienia arktycznego” w tym względzie jest niewielka lub znikomo mała (patrz Bułatov i Zakharov 1976, Polyakov, Bekryaev i in. 2003), zasadniczą rolę w kształtowaniu wzrostu temperatury powietrza i redukcji powierzchni lodów na Morzu Karskim odgrywa dostawa ciepła astrefowego przez procesy oceaniczne (Semenov i in. 2010, Polyakov i in. 2012).

## 7. Podsumowanie

Przeprowadzona analiza zmian powierzchni lodów na Morzu Karskim zachodzących w ostatnich 37 latach (1979-2015) wykazuje, że głównym czynnikiem prowadzącym do zmniejszania się zlodzenia jest zachodzący wzrost zasobów ciepła w wodach tego morza. Zmienność zasobów ciepła w wodach steruje nie tylko zmianami powierzchni lodów, ale również w zasadniczej części długookresowymi zmianami SST i – poprzez zmiany natężenia strumienia ciepła z oceanu do atmosfery – temperaturą powietrza i cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Fram (Marsz 2015). System zależności między elementami hydrologicznymi i klimatycznymi, który prowadzi do zmniejszania się powierzchni lodów jest systemem, w którym zmienność zlodzenia sterując przebiegiem innych elementów (temperatura powietrza, SST) w znacznym stopniu sama wpływa na swoje zmiany. Prawie wszystkie elementy tego systemu, włącznie z powierzchnią lodów, wykazują wspólny rytm zmian, dla którego charakterystyczne jest skokowe przechodzenie z jednego stanu do następnego. Takimi granicznymi momentami przejść były lata 1994 i 2004, w których zaszły wyraźne zmiany reżimu lodowego w „cieplej” części roku w kierunku coraz silniejszego spadku powierzchni lodów.



Ryc. 21. Przebieg wskaźnika cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym sprzed 6 lat (wskaźnik  $DG_{3L}(k-6)$ ) i powierzchni lodów Morza Karskiego: średniej rocznej ( $KAR_{RK}$ ) oraz średniej z okresu ciepłego (lipiec–październik;  $KAR_{07-10}$ ). Oznaczone momenty zmiany reżimu wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$  – lata 1994 i 2004

Fig. 21. Course of index of thermohaline circulation in the North Atlantic 6 years before (index  $DG_{3L}(k-6)$ ) and the ice extent (thousands  $km^2$ ) on the Kara Sea: the annual mean ( $KAR_{RK}$ ) and mean over a warm period (from July to October;  $KAR_{07-10}$ ). Moments of change in regime of index  $DG_{3L}(k-6)$  – the years 1994 and 2004 are marked.

Wspólny rytm zmian elementów tego systemu wymusza sterująca nim, poprzez zmiany dostawy energii do systemu, cyrkulacja termohalinowa Atlantyku Północnego. Zmienność THC reguluje, poprzez zmiany zasobów ciepła w wodach, SST na Morzu Karskim, której roczna zmienność objaśnia około 78-80% wariacji średniej rocznej powierzchni lodów na tym akwenie.

Cały system, łącznie z powierzchnią lodów, reaguje na zmiany intensywności THC z sześciolletnim opóźnieniem w stosunku do zmian natężenia THC. Pozwala to, z dość dużą dozą prawdopodobieństwa, znając aktualne i przeszłe natężenie THC, wnioskować o rozmiarach mających nastąpić zmian zlodzenia Morza Karskiego.

Ponieważ wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ , który charakteryzuje intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, są znane do roku 2016, można wykorzystać stwierdzoną zależność dla orientacyjnego szacunku rozwoju zmian powierzchni lodów na Morzu Karskim w ciągu sześciu następujących lat – do roku 2022. Z uproszczonych obliczeń wynika, że powierzchnia lodów zachowywać się będzie podobnie jak obserwuje się to po roku 2004 jeszcze w roku 2017. W okresie od lipca do października średnie zlodzenie SW części morza pokrywać będzie od kilku do 20% powierzchni akwenu, na NE części morza od kilku do 30-35% powierzchni akwenu, z wyraźną tendencją malejącą. Następny silny „skok” spadku zlodzenia Morza Karskiego powinien rozpocząć się po roku 2017 i trwać trzy lata, w ciągu których z roku na rok średnia powierzchnia lodów w okresie między lipcem a październikiem powinna maleć, dochodząc w roku 2020 do zera. Oznacza to warunki bezlodowe na całej powierzchni Morza Karskiego w okresie „cieplej” pory roku (lipiec-październik) i wyraźny wzrost temperatury powietrza nad akwenem w skali średniej temperatury rocznej, temperatury okresu „ciepłego” i temperatury okresu „chłodnego”. Oszacowana dla okresu 2020-2023 temperatura okresu „ciepłego” (średnia okresu lipiec-październik) nad Morzem Karskim to 1,8-2,6°C. Oszacowana dla tego samego okresu temperatura okresu chłodnego (średnia listopad-kwiecień) mieści się w granicach od -17,8 do -15,8°C. W ostatnim dwunastoleciu średnia temperatura powietrza okresu „chłodnego” nad całym Morzem Karskim (zmienna  $6ST_{04-11}$ ) wynosiła w przybliżeniu -18,8°C, tak więc, mimo że ocieplenie półrocza zimowego będzie znaczące (1 do 3 deg), nie ma mowy o tym, aby w okresie tego półrocza nie dochodziło do odtwarzania się pokrywy lodowej.

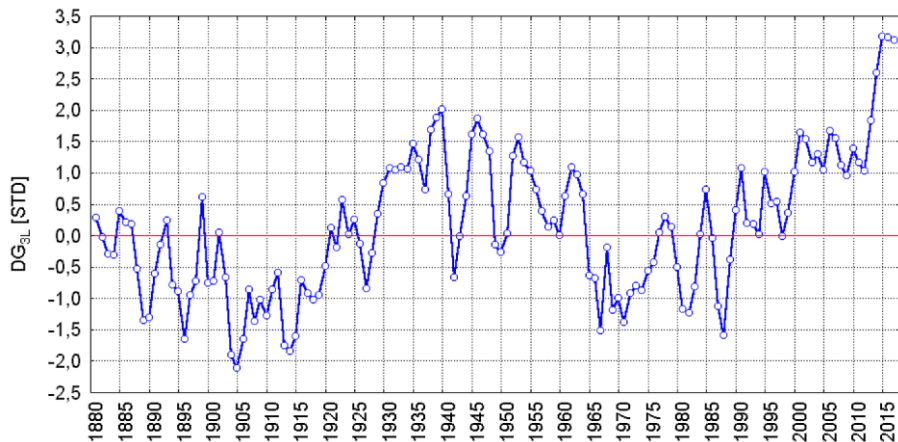
Oszacowana średnia powierzchnia lodów na Morzu Karskim w okresie od czerwca do listopada włącznie wykazuje, że po roku 2017 również nastąpi szybki spadek zlodzenia, który ustabilizuje się na poziomie  $\sim 175(\pm 101)$  tys. km<sup>2</sup> w latach 2020-2022. Pozwala to sądzić, że w latach 2020-2023 od ostatniej dekady czerwca do końca października – pierwszej dekady listopada powinny panować na Morzu Karskim praktycznie warunki „bezlodowe”. Wydłuży to znakomicie sezon nawigacyjny na tym akwenie.

Dla snucia wiarygodnych przypuszczeń o możliwych zmianach zlodzenia Morza Karskiego w dalszej perspektywie czasowej podstawy są już znacznie słabsze. Wiadomo, że intensywność THC wykazuje periodyczną lub quasiperiodyczną zmienność (ryc. 22). Okresowość tej periodyczności jest różnie szacowana. Schlessinger i Ramankutty (1994) szacują ją na 60-70 lat, Polyakov i in. (2010) na 50-80 lat, przeważająca większość badaczy, których w tym miejscu nie cytuję się, określa pełny okres wahań natężenia THC na  $70(\pm 10)$  lat. Gray i in. (2004), na podstawie badań dendrochronologicznych z okresu ostatnich ponad 400 lat określili zakres wahań THC jako mieszczący się w granicach od 60 do 100 lat. Ostatni pełny cykl wahań intensywności THC miał 70-71 lat (Styszyńska 2005), jego minima, według zbioru ERSST v.1. wystąpiły w latach 1911-1913 i 1980-1983, maksimum w latach 1937-1939. Długookresowy przebieg wskaźnika  $DG_{3L}$  nie jest sinusoidalny, ale przypomina zniekształcony zakłóceniami prostokątny przebieg impulsowy, przejścia od fazy dodatniej do fazy ujemnej wskaźnika, i odwrotnie, są szybkie, trwają około 3-4 lat. Przegląd przebiegów intensywności THC publikowanych przez Graya i in. (2004) zdaje się wskazywać, że długość okresów z dodatnią i ujemną fazą THC w poszczególnych cyklach nie jest jednakowa i może różnić się w dość szerokich granicach.

Jeśli przyjąć, że okresowość czy quasiokresowość przebiegu intensywności THC jest rzeczywiście około 70-letnia, a cykl bieżący, który rozpoczął się od minimum w roku 1982 (1988?) będzie tej samej w przybliżeniu długości, to połowa następnego cyklu powinna przypadać na rok 2017 i gdzieś w pobliżu połowy tego cyklu powinno wystąpić kolejne lokalne maksimum przebiegu. Po wystąpieniu tego



maksimum, przez pewien czas – przypuszczalnie kilkanaście do dwudziestu lat – średnia wartość wskaźnika powinna być jeszcze dodatnia, po czym w ciągu 3-4 lat wartość wskaźnika najprawdopodobniej spadnie trwale do wartości ujemnych.



Ryc. 22. Przebieg wskaźnika  $DG_{3L}$  charakteryzującego fazę i natężenie cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (1880-2016). Wartości wskaźnika obliczone ze zbioru ERSST v.4

Fig. 22. Course of  $DG_{3L}$  index characterizing the phase and intensity of the thermohaline circulation in the North Atlantic (1880-2016). The index values calculated from the ERSST v.4 dataset.

To ostatnie oznacza drastyczny spadek transportu ciepła do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną, a w konsekwencji szybki spadek temperatury powietrza. Z opóźnieniem około 6 lat w stosunku do przejścia wartości wskaźnika do wartości ujemnych (Marsz 2015) rozpocznie się ponowny rozrost powierzchni lodów na Morzu Karskim, ale i również rozrost pokrywy lodowej na powierzchni innych mórz Arktyki Atlantycznej i szelfu syberyjskiego.

W jakim stopniu przedstawiony scenariusz zrealizuje się w rzeczywistości trudno określić, zależy on od tego jakiej rzeczywiście długości będzie obecny cykl wzmożonej intensywności THC. Tym niemniej, można sformułować hipotezę, że bardzo korzystne warunki lodowe na Morzu Karskim utrzymają się, z pożytkiem dla żeglugi arktycznej, co najmniej do roku 2030.

#### Literatura:

- Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Nagurny A.P., Ivanov N.E., 2008. *Arctic Sea Ice Data Sets in the Context of Climate Change During the 20th Century*. [w:] S. Brönnimann J., Luterbacher T., Ewen H.F., Diaz R.S., Stolarski U., (red.), Neu: *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*. doi: 10.1007/978-1-4020-6766-2. Springer: 47-63.
- Beszczynska-Möller A., Woodgate R.A., Lee C., Melling H., Karcher M., 2011. *A synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean*. *Oceanography* 24(3): 82-99, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2011.59>.
- Bitz C.M., , Gent P.R., Woodgate R.A., Holland M.M., Lindsay R., 2006. *The Influence of Sea Ice on Ocean Heat Uptake in Response to Increasing CO2*. *Journal of Climate* 19 (11): 2437-2450. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3756.1>.

- Blinov N.I., Artem'ev A.O., Popkov S.N., 1989. *Ocenka potokov tepla iz vody v atmosferu v Arkticheskom bassejne*. Trudy AANII, 417: 122-127.
- Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G., 2012. *Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009*. ICES Journal of Marine Science, 69 (5): 833-840. doi:10. 1093/icesjms/fss075.
- Borodachev V.E., Gudkovich Z.M., Klyachkin S.V., Smolyanitsky V.M., 2000. *Fast ice conditions in the Kara Sea and possible reasons of interannual changes of fast ice area*. [w:] Transport and fate of contaminants in the northern seas. AARI final report. Tromsø, Norway: Norwegian Polar Institute: 1-14.
- Broecker W., 1991. *The great ocean conveyor*. Oceanography, 4 (2): 79-89.
- Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M., 2009. *Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation*. Geophysical Research Letters, 36, L14801, doi:10.1029/2009GL038777.
- Curry J.A., Rossow W.B., Randall D., Schramm J.L., 1996. *Overview of Arctic cloud and radiation characteristics*. Journal of Climate, 9 (8): 1731-1763.
- Cuzzone J., Vavrus S., 2011. *The relationships between Arctic sea ice and cloud-related variables in the ERA-Interim reanalysis and CCSM3*. Environmental Research Letters, 6, 014016, doi:10.1088/1748-9326/6/1/014016.
- Danilov A.I., Mironov E.U., Spichkin V.A. (ed), 2004. *Izmenchivost' prirodnykh uslovij v shelfovoj zone Barencova i Karskogo Morej*. Wyd. AANII, Sankt-Peterburg: 431 s.
- Dmitrenko I. A., Kirillov S.A., Serra N., Koldunov N.V., Ivanov V.V., Schauer U., Polyakov I.V., Barber D., Janout M., Lien V.S., Makhotin M., Aksenov Y., 2014. *Heat loss from the Atlantic water layer in the northern Kara Sea: causes and consequences*. Ocean Sciences, 10: 719-730, doi:10.5194/os-10-719-2014.
- Dmitrenko I.A., Polyakov I.V., Kirillov S.A., Timokhov L.A., Frolov I.E., Sokolov V.T., Simmons H.L., Ivanov V.V., Walsh D., 2008. *Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins*. Journal of Geophysical Research, 113, C05023, doi:10.1029/2007JC004158
- Divine D., Korsnes R., Makshtas A., 2003. *Variability and climate sensitivity of fast ice extent in the north-eastern Kara Sea*. Polar Research, 22 (1): 27-34.
- Divine D.V., Korsnes R., Makshtas A.P., Godtlielsen F., Svendsen H., 2005. *Atmospheric-driven state transfer of shore-fast ice in the northeastern Kara Sea*. Journal of Geophysical Research, 110, C09013, doi:10.1029/2004JC002706.
- Doronin Yu.P., Khejsin D.E., 1975. *Morskoj led*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 318 s.
- Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J., 2001. *The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S*. Geophysical Research Letters, 28 (10): 2077-2080, 2000GL012745.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M., 2009. *Climate change in Eurasian Arctic Shelf seas. Centennial ice cover observations*. Springer-Praxis Publishing, Chichester: 164 s.
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T., 2004. *A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D*. Geophysical Research Letters, 31, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Gopchenko E.D., Loboda I.S., Yagotinceva T.V., 1995. *Raschet kharakteristik godovogo stoka rek Pouostrova Yamal*. Problemy Arktiki i Antarktiki, 69: 108-115.
- Holland M.M., Bitz C.M., Hunke E.C., Lipscomb W.H., Schramm J.L., 2006. *Influence of the Sea Ice Thickness Distribution on Polar Climate in CCSM3*. Journal of Climate, 19 (11): 2398-2414. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3751.1.
- Huang B., Banzon V.F., Freeman E., Lawrimore J., Liu W., Peterson T.C., Smith T.M., Thorne P.W., Woodruff S.D., Zhang H-M., 2015. *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4 (ERSST.v4). Part I: Upgrades and Intercomparisons*. Journal of Climate, 28 (3): 911-930. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00006.1.

- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I., Koldunov N.V., Smirnov A., 2012. Tracing Atlantic Water Signature in the Arctic Sea Ice Cover East of Svalbard. *Advances in Meteorology 2012*, Article ID 201818, <http://dx.doi.org/10.1155/2012/201818>.
- Janout M.A., Holemann J., Krumpen T., 2013. *Cross-shelf transport of warm and saline water in response to sea ice drift on the Laptev Sea shelf*. *Journal of Geophysical Research. Oceans*, 118: 563-576, doi:10.1029/2011JC007731.
- Jones P.D., Jónsson 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 (13): 1433-1450.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996. *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3): 437-471.
- Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., Levermann A., Hofmann M., Rahmstorf S., 2007. *On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation*. *Reviews of Geophysics*, 45, RG2001, doi:10.1029/2004RG000166.
- Kwok R., 2000. *Recent Changes in Arctic Ocean Sea Ice Motion Associated with the North Atlantic Oscillation*. *Geophysical Research Letters*, 27 (6): 775-778. doi: 10.1029/1999GL002382.
- Kwok R., 2009. *Outflow of Arctic Ocean sea ice into the Greenland and Barents Seas: 1979-2007*. *Journal of Climate* 22 (9): 2438-2457, <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2819.1>.
- Liu W., Huang B., Peter W.P.W., Banzon V.F., Zhang H-M., Freeman E., Lawrimore J., Peterson T.C., Smith T.M., Woodruff S.D., 2015. *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Version 4 (ERSST.v4): Part II. Parametric and Structural Uncertainty Estimations*. *Journal of Climate*, 28 (3): 931-951. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00007.1>
- Liu Y., Key J.R., Wang X., 2007. *The Influence of Changes in Cloud Cover on Recent Surface Temperature Trends in the Arctic*. *Journal of Climate*, 21 (4): 705-715. doi: 10.1175/2007JCLI1681.1.
- Makhotin M.S., Bloskina E.V., Ivanov V.V., Balakin A.A., Ashik I.M., Sokolov V.T., 2014. *Osobennosti rasprostraneniya atlanticheskoy vodnoj massy v severo-vostochnoj chasti Barentsovo morya*. [w:] Ryabchenko S.V. (red.), *Sbornik tezisov Vserossijskoj konferencii s mejdunarodnom uchastiem "Sostoyanie arkticheskikh moryej i territorij v usloviyakh imeneniya klimata"*, Severnyj (Arkticheskij) Federalnyj Universitet im. M.V. Lomonosova, Arkhangelsk: 91-91.
- Marchenko N.A., 2012. *Russian Arctic Seas. Navigational conditions and accidents*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 274 s.
- Marsz A.A., 2015. *Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – zmienne sterujące modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna*. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25: 249-334.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009. *Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point of view for the reasons of changes in the Arctic climate*. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 7-31.
- Marsz A., Styszyńska A., 2012. *Temperatura wód atlantyckich na głębokości 200 m w Prądzie Zachodniopółnocno-północnym (76.5°N, 9-12°E), a temperatura powierzchni morza w tym rejonie (1996-2011)*. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 22: 43-56.
- Marsz A., Styszyńska A., 2013. *The principal climatic parameters*. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red), *Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard*. Publishing House of Gdynia Maritime Academy, Gdynia: 21-55.
- Mironov E.U., 2010 (red). *Opasnye ledovye yavleniya dlya sudokhodstva v Arktike*. Wyd. AANII, Sant-Peterburg: 319 s.

- Mork K.A., Skagseth Ø., 2010. *A quantitative description of the Norwegian Atlantic Current by combining altimetry and hydrography*. *Ocean Science*, 6: 901-911, <http://dx.doi.org/10.5194/os-6-901-2010>.
- Ogi M., Yamazaki K., 2010. *Trends in the Summer Northern Annular Mode and Arctic Sea Ice*. *SOLA*, 6: 041-044, doi:10.2151/sola.2010-011.
- Orvik K.A., Skagseth Ø., 2005. *Heat flux variations in the eastern Norwegian Atlantic Current toward the Arctic from moored instruments, 1995-2005*. *Geophysical Research Letters* 32, L14610, <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023487>.
- Østerhus S., Turrell W.R., Jónsson S., Hansen B., 2005. *Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean*. *Geophysical Research Letters* 32, L07603, <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL022188>.
- 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., 2003. *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., Alexeev A.V., Ashik I.M., Bacon S., Beszczynska-Moller A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fortier L., Gascard J.-C., Hansen E., Holemenn J., Ivanov V.V., Kikuchi T., Kirillov S., Lenn Y.-D., McLaughlin F.A., Piechura J., Repina I., Timokhov L.A., Walczowski W., Woodgate R., 2011. *Fate of Early 2000s Arctic Warm Water Pulse*. *BAMS*, 92 (5): 561-566. doi:10.1175/2010BAMS2921.1.
- Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayev I., 2008. *Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes*. *Journal of Climate*, 21 (2): 364-384, <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCL11748.1>.
- Polyakov I.V., Alexeev A.V., Bhatt U.S., Polyakova E.I., Zhang X., 2010. *North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability*. *Climate Dynamics*, 34 (2): 439-457. DOI 10.1007/s00382-008-0522-3.
- Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Maskhtas A.P., Walsh D., 2003. *Variability and Trends of Air Temperature and Pressure in the Maritime Arctic, 1875-2000*. *Journal of Climate*, 16 (12): 2067-2077.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen R., Holfort J., Ivanov V.V., Mark A. Johnson, Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth Ø., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E., 2005. *One more step toward a warmer Arctic*. *Geophysical Research Letters* 32, L17605, <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023740>.
- Polyakov I., Walsh D., Dmitrenko I., Colony R.L., Timokhov L.A., 2003. *Arctic Ocean variability derived from historical observations*. *Geophysical Research Letters*, 30 (6): 1298; doi: 10.1029/2002GL016441.
- Polyakov I.V., Walsh J.E., Kwok, R., 2012. *Recent changes of arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes*. *BAMS (Bulletin of the American Meteorological Society)*, 93 (2):145-151. doi:10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
- Rigor I.G., Wallace J.M., 2004. *Variations in the age of sea ice and summer sea ice extent*. *Geophysical Research Letters*, 31, doi:10.1029/2004GL019492.
- Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L., 2002. *Response of sea ice to the Arctic oscillation*. *Journal of Climate*, 15 (18): 2648-2668.
- Schauer U., Beszczynska-Möller A., Walczowski W., Fahrbach E., Piechura J., Hansen E., 2008. *Variation of measured heat flow through the Fram Strait between 1997 and 2006*. [w:] ed. R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines; *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes*. Springer, Dordrecht: 65-85.
- Schlesinger M.E., Ramankutty N. 1994. *An oscillation in the global climate system of period 65-70 years*. *Nature*, 367 (6465): 723-726.
- Schmittner A., Chiang J.C.H., Hemming S.R., 2007. *Introduction: The Ocean's Meridional Overturning Circulation*. [w:] *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts – Past and Future Changes of Meridional Overturning*. AGU Geophysical Monograph Series 173: 1-4.

- Schweiger A.J., 2004. *Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations*. Geophysical Research Letters, 31: L2207. doi:10.1029/2004GL020067.
- Semenov V.A., Latif M., Dommenget D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W., 2010. *The Impact of North Atlantic-Arctic Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature*. Journal of Climate, 23 (21): 5668-5677. doi: 10.1175/2010JCLI3347.1.
- Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M., 2009. *The emergence of surface-based Arctic amplification*. The Cryosphere, 3: 11-19. www.the-cryosphere.net/3/11/2009/.
- Serreze M.C., Francis J.A., 2006. *The Arctic Amplification Debate*. Climatic Change, 76 (3): 241-264. doi: 10.1007/s10584-005-9017-y.
- Skagseth Ø., Furevik T., Ingvaldsen R., Loeng H., Mork K.A., Orvik K.A., Ozhigin V., 2008. *Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents seas*. [w:] ed. R.R. Dickson, J. Meincke, P. Rhines, Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Springer, Dordrecht: 45-64.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008. *Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006)*. Journal of Climate, 21 (10): 2283-2296.
- Srokosz M.A., Bryden H.L., 2015. *Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises*. Science, 348 (6241), doi: 10.1126/science.1255575.
- Stiepanov S.I., 1972. *Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost perenosa vody, tepla i solej v Karskom More v naviacionnyj period*. Trudy AANII, 306: 181-187.
- Stroeve J., Frei A., McCreight J., Gatak D., 2008. *Arctic sea-ice variability revisited*. Annals of Glaciology, 48: 71-81.
- Stroeve J., Maslowski W., 2008. *Arctic Sea Ice Variability During the Last Half Century*. [w:] ed. S. Brönnimann, J. Luterbacher, T. Ewen, H.F. Diaz, R.S. Stolarski, U. Neu, *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*. Springer: 143-154.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Maslanik J., Barrett A.P., 2012. *The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis*. Climatic Change, 110: 1005-1027. doi 10.1007/s10584-011-0101-1.
- Styszyńska A., 2005. *Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki*. Wyd. Uczelniane AM, Gdynia: 109 s.
- Vavrus S., Holland M.M., Bailey D.A., 2011. *Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss*. Climate Dynamics. 36; 1475-1489. doi:10.1007/s00382-010-0816-0.
- Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E., Voinov G.N., Pettersson L.H., Bobylev L.P, Kouraev A.V., 2002. *Polar Seas Oceanography: An integrated case study of the Kara Sea*. Springer – Praxis Publishing, Chichester UK: 451 s.
- Vorobiev V.N., Gudkovich Z.M., 1976. *O vnutrigodovoj izmenchivosti v drejfe l'dov i pripoverkhnostnykh techenij Arkticheskogo basejna*. Trudy AANII, 319: 23-38.
- Walczowski W., 2013. *Frontal structures in the West Spitsbergen Current margins*. Ocean Sciences, 9: 957-975, www.ocean-sci.net/9/957/2013/. doi:10.5194/os-9-957-2013.
- Walczowski W., Piechura J., 2006. *New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean*. Geophysical Research Letters, 33, L12601. doi:10.1029/2006GL025872.
- Walczowski W., Piechura J., 2007. *Pathways of the Greenland Sea warming*. Geophysical Research Letters, 34, L10608. doi:10.1029/2007GL029974.
- Wang J., Ikeda M., 2000. *Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation*. Geophysical Research Letters, 27 (9): 1287-1290. doi: 10.1029/1999GL002389.
- Woodgate R. A., Aagaard K., 2005. *Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean*. Geophysical Research Letters, 32, L24603, doi:10.1029/2004GL021747.

- Yanes A.V., 1995. *Vozmozhnost' dolgosrochnogo prognozirovaniya okeanologicheskikh uslovij s ychetom dalnykh svyazej*. Problemy Arktiki i Antarktiki, 69: 129-133.
- Zakharov V.F., 1981. *L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 136 s.
- Zakharov V.F., 1997. *Sea ice in the climate system*. Arctic Climate System Studies, Geneva, WMO/TD-No. 782. 81 s.
- Zakharov V.F., Malinin V.N., 2000. *Morskie l'dy i klimat*. Gidrometeoizdat, Sankt Peterburg: 92 s.
- Zhang J., Thomas D., Rothrock D.A., Lindsay R., 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.
- Zhang R., 2015. *Mechanisms for low-frequency variability of summer Arctic sea ice extent*. PNAS, 112 (15): 4570-4575.
- Zhang R., Delworth T.L., Held I.M., 2007. *Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature?* Geophysical Research Letters, 34, L02709, doi:10.1029/2006GL028683.
- Zubakin G.K. (red.), 2006. *Ledjanye obrazovanija morej zapadnoj Arktiki*. GNCRF AANII, Sankt-Peterburg: 272 s.
- Zubov N.N., 1945. *L'dy Arktiki*. Glavsevmorput, Moskva: 360 s.
- Zubov N.N., 1956. *O l'dakh Arktiki i Antarktiki. Dopolneniya k knige „L'dy Arktiki” (na pravakh rukopisii)*. MGU, Geograficheskij Fakultet. Moskva: 117 s.
- Zygmuntowska M., Mauritsen T., Quaas J., Kaleschke L., 2012. *Arctic Clouds and Surface Radiation – a critical comparison of satellite retrievals and the ERA-Interim reanalysis*. Atmospheric Chemistry and Physics, 12: 6667-6677, doi:10.5194/acp-12-6667-2012.

Wpłynęło: 17 września 2016 r., poprawiono: 14 grudnia 2016 r., zaakceptowano: 30 grudnia 2016 r.

## Summary

The work discusses the changes in the ice extent on the Kara Sea in the years 1979-2015, i.e. in the period for which there are reliable satellite data. The analysis is based on the average monthly ice extent taken from the database AANII (RF, St. Peterburg).

95% of the variance of average annual ice extent explains the variability of the average of ice extent in 'warm' season (July-October). Examination of features of auto-regressive course of changes in ice extent shows that the extent of the melting ice area between June and July (marked in the text  $RZ_{07-06}$ ) can reliably predict the ice extent on the Kara Sea in August, September, October and November as well as the average ice extent in a given year. Thus the changes in ice extent can be treated as a result of changes occurring within the system.

Analysis of the relationship of changes in ice extent and variable  $RZ_{07-06}$  with the features of atmospheric circulation showed that only changes in atmospheric circulation in the Fram Strait (Dipole Fram Strait; variable  $DCF_{03-08}$ ) have a statistically significant impact on changes in ice extent on the Kara Sea and variable  $RZ_{07-06}$ . The analysis shows no significant correlation with changes in ice extent or AO (Arctic Oscillation), or NAO (North Atlantic Oscillation). Variable  $RZ_{07-06}$  and variable  $DCF_{03-08}$  are strongly correlated and their changes follow the same pattern.

Analysis of the relationship of changes in ice extent and variable  $RZ_{07-06}$  with changes in air temperature (the SAT) showed the presence of strong relationships. These correlations differ significantly depending on the region; they are much stronger with changes in air temperature in the north than in the south of the Kara Sea. Temperature of cold period (average temperature from November to April over the Kara Sea, marked  $6ST_{11-04}$ ) has a significant effect on the thickness of the winter ice and in this way the thickness of ice in the next melting season becomes part of the "memory" (retention) of past temperature conditions. The thickness of the winter ice has an impact on the value of the variable  $RZ_{07-06}$  and on changes in ice extent during the next 'warm' season. As a result,  $6ST_{11-04}$  explains 62% of the observed variance of the annual ice extent on the Kara Sea. SAT variability in the warm period over the Kara Sea (the average of the period July-October, marked  $6ST_{07-10}$ ) explains 73% of the variance of annual ice extent. SAT variability of the N part of the Kara Sea (Ostrov Vize, Ostrov Golomjannyj), which explains 72-73% of the variance ice extent during this period, has particularly strong impact on changes in ice extent during warm period. These stations are located in the area where the transformed Atlantic Waters import heat to the Kara Sea.

Analysis of the impact of changes in sea surface temperature (SST) variability on sea ice extent indicated that changes in SST are the strongest factor that has influence on ice extent. The variability of annual SST explains 82% of the variance of annual ice extent and 58% of the variance of the variable  $RZ_{07-06}$ . Further analysis showed that the SAT period of warm and annual SAT on the Kara Sea are functions of the annual SST (water warmer than the air) but also ice extent. On the other hand, it turns out that the SST is in part a function of ice extent.

All variables describing the ice extent and its changes as well as variables describing the nature of the elements of hydro-climatic conditions affecting the changes in ice extent (atmospheric circulation, SAT, SST) are strongly and highly significantly related (Table 9) and change in the same pattern. In this way, the existence of recursion system is detected where the changes in ice extent eventually have influence on 'each other' with some time shift. The occurrence of recursion in the system results in very strong autocorrelation in the course of inter-annual changes in ice extent. Despite the presence of recursion, factors most influencing change in ice extent, i.e. the variability in SST (83% of variance explanations) and variability in SAT were found by means of multiple regression analysis and analysis of variance. Their combined impact explains 89% of the variance of the annual ice extent on the Kara Sea and 85% of the variance of ice extent in the warm period.

The same rhythm of changes suggests that the system is controlled by an external factor coming from outside the system. The analyses have shown that this factor is the variability in the intensity of the thermohaline circulation (referred to as THC) on the North Atlantic, characterized by a variable marked by  $DG_{3L}$  acronym. Correlation between the THC signal and the ice extent and hydro-climatic variables are stretched over long periods of time (Table 10). The system responds to changes in the intensity of THC with a six-year delay, the source comes from the tropical North Atlantic. Variable amounts of heat (energy) supplied to the Arctic by ocean circulation change heat resources in the waters and in SST. This factor changes the ice extent and sizes of heat flux from the ocean to the atmosphere and the nature of the atmospheric circulation, as well as the value of the  $RZ_{07-06}$  variable, which determines the rate of ice melting during the 'warm' season.

A six-year delay in response of the Kara Sea ice extent to the THC signal, compared to the known values of  $DG_{3L}$  index to the year 2016, allows the approximate estimates of changes in ice extent of this sea by the year 2023. In the years 2017 to 2020 a further rapid decrease in ice extent will be

observed during the 'warm' period (July-October), in this period in the years 2020-2023 ice free conditions on the Kara Sea will prevail. Ice free navigation will continue from the last decade of June to the last decade of October in the years 2020-2023. Since the THC variability includes the long-term, 70-year component of periodicity, it allows to assume that by the year 2030 the conditions of navigation in the Kara Sea will be good, although winter ice cover will reappear.

**Key words:** ice cover, changes in sea-ice extent, THC, air temperature, sea surface temperature, Kara Sea, Arctic, North Atlantic.