

**MODEL ZMIAN POWIERZCHNI LODÓW MORSKICH ARKTYKI (1979-2013)  
– ZMIENNE STERUJĄCE W MODELU „MINIMALISTYCZNYM”  
I ICH WYMOWA KLIMATYCZNA**

MODEL OF CHANGES IN THE ARCTIC SEA-ICE EXTENT (1979-2013)  
– VARIABLES STEERING THE 'MINIMALIST' MODEL AND THEIR CLIMATIC SIGNIFICANCE

Andrzej A. Marsz

aamarsz@am.gdynia.pl

**Zarys treści.** Praca omawia model zmian powierzchni zlodzonej Arktyki typu „białej skrzynki”, opierający się na dwu zmiennych niezależnych – wskaźniku oznaczonym jako  $DG_{3L}$ , który charakteryzuje intensywność cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym i wskaźniku  $D$ , który charakteryzuje cyrkulację atmosferyczną nad Arktyką. Objaśnienie konstrukcji obu wskaźników i wartości ich szeregów czasowych przedstawione jest w załącznikach Z1 i Z2. Okres opracowania obejmuje lata 1979-2013 i jest limitowany dostępnością danych o zmianach powierzchni lodów morskich w Arktyce. Model liniowy opierający się na tych zmiennych objaśnia ~72% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce i powyżej 65% wariacji powierzchni zlodzonej w marcu (maksimum rozwoju powierzchni lodów) i wrześniu (minimum). Główną rolę w kształtowaniu tej zmienności odgrywa zmienność cyrkulacji termohalinowej, rola cyrkulacji atmosferycznej jest niewielka i wykazuje silną zmienność sezonową. Analiza tego modelu wykazała, że rzeczywiste zależności są nieliniowe, a zmiany pokrywy lodowej zachodzą w dwu odrębnych reżimach – „ciepłym” i „chłodnym”. Reżim „ciepły” funkcjonuje w sytuacji, gdy THC jest bardziej intensywna niż przeciętnie (wskaźnik  $DG_{3L} > 0$ ). Dochodzi wtedy do szybkiego spadku powierzchni lodów w okresie ciepłym – zwłaszcza we wrześniu i powolnego spadku rozmiarów pokrywy lodowej w marcu, cyrkulacja atmosferyczna w tym reżimie odgrywa istotną rolę w kształtowaniu zmian powierzchni lodów. Spadek natężenia THC poniżej przeciętnej ( $DG_{3L} \leq 0$ ), z opóźnieniem około 6.letnim prowadzi, do przejścia do reżimu „chłodnego”. W reżimie chłodnym następuje szybki przyrost powierzchni lodów w okresie ciepłym i bardzo powolny wzrost powierzchni lodów w marcu, rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności pokrywy lodowej staje się nikła. Po dalszych kilku latach utrzymywania się reżimu „chłodnego” międzyroczne zmiany powierzchni zlodzonej stają się małe. Analizy związków między zmiennymi z przesunięciami czasowymi wykazały, że cyrkulacja atmosferyczna nad Arktyką stanowi funkcję THC. W rezultacie, za główną przyczynę zmian powierzchni zlodzonej Arktyki należy uznać rozciągnięte w czasie działanie zmian intensywności THC, które w rozpatrywanym okresie objaśnia ~90% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej.

**Słowa kluczowe:** Arktyka, lody morskie, zmiany powierzchni lodów, czynniki sterujące, model, cyrkulacja termohalinowa, cyrkulacja atmosferyczna.

## 1. Sformułowanie zagadnienia

Powierzchnia lodów w Arktyce w latach 1979-2015 wykazuje względnie systematyczny spadek. O ile trend powierzchni zlodzonej w momencie maksymalnego rozwoju lodów (marzec) w latach 1979-2013 jest relatywnie niewielki ( $-27,7(\pm 2,8)$  tys.  $\text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ ) to w okresie minimum rozwoju (wrzesień) trend jest bardzo silny ( $-89,2(\pm 9,6)$  tys.  $\text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ ). Zmniejszanie się powierzchni zlodzonej w ciepłej porze roku daje w rezultacie wysoką ujemną wartość trendu rocznego ( $-48,6(\pm 3,6)$  tys.  $\text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ ).

Tych bardzo silnych trendów nie są w stanie reprodukcować modele klimatyczne, w których głównym czynnikiem sterującym zmianami powierzchni lodów morskich jest tzw. „wymuszenie radiacyjne” i rosnąca temperatura powietrza oraz wynikające z jej wzrostu „wzmocnienie arktyczne” (patrz np. Manabe i Stouffer 1980, Kahl i in. 1993, Serreze i Francis 2006, Miller i in. 2010, Sou i Flato 2010, Pavlova i in. 2011, Serreze i Barry 2011, Rampal i in. 2011, Cavalieri i Parkinson 2012, Pavlova i Kattsov 2013, Pithan i Mauritsen 2014). Żaden z pojedynczych modeli A-OGCM nie tylko prawidłowo nie prognozuje zmian, ale nie jest w stanie, po 2002 roku, odtworzyć nawet obserwowanej zmienności (Zhang i Walsh 2006, Stroeve, Kattsov i in. 2012). Uśrednione wyniki modelowania również nie dają zadowalających wyników. Obserwowane trendy spadkowe są o wiele większe (silniejsze) od modelowanych (Stroeve i in. 2007, Holland i in. 2012, Stroeve, Serreze i in. 2012).

W latach 2008-2014 w byłej Katedrze Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Wydziału Nawigacyjnego Akademii Morskiej w Gdyni prowadzono badania nad mechanizmami zmian powierzchni lodów morskich w Arktyce i Antarktyce. Główną uwagę zwracano na działanie „czynników naturalnych”, które regulują, lub mogą regulować zmiany powierzchni zlodzonej. Jednym z celów tych badań było opracowanie modelu statystycznego, który odtwarzałby makroskalowe zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce i pozwalał na prognozę powierzchni zlodzonej Arktyki w charakterystycznych momentach (maksimum i minimum rozwoju, średnia roczna, sezon nawigacyjny) z rocznym wyprzedzeniem. Badania te prowadzono pod kątem możliwości wykorzystania takiej prognozy dla wcześniejszej oceny możliwości pokonania Północnej Drogi Morskiej (dalej PDM) przez statki handlowe bez specjalnych wzmocnień lodowych (o klasie L2 i jej odpowiedników: LU3, Ice-1B, IB) w sezonie nawigacyjnym. Prace te zostały zakończone w 2014 roku.

Celem tej pracy jest skrótowe przedstawienie wyników badań nad konstrukcją modelu statystycznego typu „białej skrzynki” („white-box”)<sup>1</sup> opisującego wielkoskalowe zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce. Wybór zmiennych sterujących oparty był na wiedzy „*a priori*” autora o mechanizmach kształtujących wielkoskalowe zmiany powierzchni zlodzenia, nie zaś o wyobrażenia na ten temat prezentowane w literaturze przedmiotu. Konstrukcja tego modelu miała z założenia silne ograniczenia, między innymi co do doboru zmiennych sterujących (niezależnych) i ograniczeniu ich liczby do uzasadnionego minimum, tak aby były zachowane warunki matematyczne (statystyczne) szacowania parametrów równań. Wcześniejsze analizy wykazały, że w pierwszym przybliżeniu uzasadnione jest traktowanie występujących zależności jako liniowych. W przedstawionej pracy pominięto szereg aspektów mających znaczenie dla konstrukcji prognozy, zwróci natomiast uwagę na te kwestie, które mają istotne znaczenie dla zrozumienia funkcjonowania mechanizmów klimatycznych Arktyki.

Złożoność i dyskusyjność problemu powoduje, że praca napisana jest w sposób nietypowy. Opisy przyjętych zmiennych niezależnych oraz sposoby ich obliczania i tabelaryczne zestawienia ich wartości zostały wyłączone z tekstu pracy i zmieszane są w załącznikach. Ich wyłączenie poza podstawowy tekst pracy wynika z tego, że opisy zmiennych i zasady ich obliczania mają raczej charakter „techniczny” i rozbijają ciąg logiczny pracy. Przedstawienie informacji na ten temat wydaje się jednak niezbędne dla oceny wartości modelu, jak również dla możliwości sprawdzenia jego funkcjonowania, a tym samym dla oceny przedstawianych dalej mechanizmów zmian pokrywy lodowej – i ogólniej – klimatu Arktyki.

---

<sup>1</sup> Patrz np. Wikipedia ([https://pl.wikipedia.org/wiki/Modelowanie\\_matematyczne](https://pl.wikipedia.org/wiki/Modelowanie_matematyczne); dostęp 2015-07-09, lepiej: [https://en.wikipedia.org/wiki/Mathematical\\_model](https://en.wikipedia.org/wiki/Mathematical_model)). Prezentowany model nie spełnia wszystkich wymogów modelu „białej skrzynki”, gdyż wiedza autora na temat zmian powierzchni lodów Arktyki nie jest kompletna.

## 2. Dane, ich źródła, agregacja przestrzenna danych lodowych

### 2.1. Dane źródłowe

Porównywalnymi ze sobą i w pełni wiarygodnymi danymi o powierzchni lodów w całej Arktyce dysponujemy od chwili rozpoczęcia obserwacji satelitarnych wykorzystujących rejestrację biernego promieniowania mikrofalowego (AHRR, AVHRR). Nastąpiło to w końcu października 1978 roku. Z tej przyczyny zbiory charakteryzujące zlodzenie stanowią stosunkowo krótkie szeregi, co komplikuje wszelkiego rodzaju szacunki i obliczenia.

Podstawowymi danymi wykorzystanymi w tej pracy są informacje o powierzchni lodów morskich. Wykorzystano zbiór Goddard Space Flight Center (GSFC) nsidc0192\_seaice\_trends\_climo/total-ice-area-extent/nasateam/ (*Total Ice-Covered Area and Extent*) charakteryzujący miesięczne powierzchnie pokrywy lodowej poszczególnych akwenów półkuli północnej, które stanowią regionalne układy integracji danych. Ze zbioru tego wykorzystano podzbiór `gsfc.nasateam.month.extent.1978-2013.n` zawierający kolejne wartości powierzchni zlodzonej (extent)<sup>2</sup> tych akwenów. Dane te stanowią interpretacje skanowań satelitów wyposażonych w sensory AVHRR (SMMR, SSM/I i SSMIS) wykonanych przy zastosowaniu algorytmu NASATeam (Cavalieri i in. 2003, Parkinson i Comiso 2008, Comiso i Nishio 2008). W zbiorze tym brak danych dla grudnia 1987 roku (awaria sensorów na satelicie: Ciołkosz 2007). Brakujące wartości dla grudnia 1987 obliczono jako średnie z listopada 1987 i stycznia 1988 roku. Poza tą jedną uzupełnioną wartością, zbiór jest kompletny, wykorzystano wszystkie lata okresu 1979-2013 (35 lat). Wartości „średnie roczne” obliczono jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych w roku kalendarzowym (01-12). Specyficzna organizacja przestrzenna danych w tym zbiorze powoduje, że zastosowano odpowiednią agregację danych, o czym dalej (patrz rozdział 2.2).

Jednym z głównych argumentów przemawiających za wykorzystaniem tego właśnie zbioru jest to, że zbiory *Total Ice-Covered Area and Extent* w wersji NASATeam i wersji Bootstrap są wykorzystywane do kalibracji większości modeli A-OGCM szacujących zmiany powierzchni lodowej.

Wskaźnik charakteryzujący natężenie cyrkulacji termohalinowej i stan termiczny Atlantyku Północnego jednocześnie, obliczano (patrz załącznik 1) z wartości temperatury powierzchni oceanu (SST – Sea Surface Temperature). Wykorzystano do tego celu zbiór NOAA NCDC ERSST v.3b. (Smith i in. 2008), zawierający dane o miesięcznych wartościach SST w polach  $2^\circ\varphi \times 2^\circ\lambda$ . Zbiór ten stanowi odpowiednio przetworzone (PC, EOF) pomiary *in situ*. Obejmuje on całą powierzchnię Oceanu Światowego i zawiera dane od roku 1856 do chwili obecnej. Ze zbioru tego wybrano wartości SST dla powierzchni o określonych współrzędnych geograficznych i określonych momentów, potrzebne dla obliczenia szeregu czasowego wskaźnika.

Wskaźniki charakteryzujące cyrkulację atmosferyczną obliczano z danych będących miesięcznymi wartościami ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP – Sea Level Pressure). Wykorzystano do tego celu dane ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY zawierającego gridowe dane SLP (podzbiór CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure (adres: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/expert/SOURCES/NOAA/NCEP-NCAR/CDAS-1/MONTHLY/Intrinsic/MSL/>). Jest to zbiór wartości SLP

---

<sup>2</sup> Powierzchnia zlodzona – extent (km<sup>2</sup>). Powierzchnia morza pokryta lodem o zwartości (koncentracji) od 15 do 100%. Jest to wartość obserwowana (mierzona). Powierzchnia lodów – area – stanowi wartość przetworzoną z wartości extent i informuje jaką powierzchnię zajmuje lód, gdyby jego koncentrację sprowadzić do 100% (całkowite pokrycie wody przez lód). Wartość powierzchni zlodzonej danego akwenu jest zawsze większa od „powierzchni lodów” (area).

w siatce gridowej 2,5 x 2,5° o rozdzielczości miesięcznej. Zbiór jest kompletny, bez luk. Początek zbioru datuje się na styczeń 1949, dane SLP stanowią wynik reanalizy (Kalnay i in. 1996). Ze zbioru tego pobierano szeregi czasowe wartości SLP dla punktów o określonych współrzędnych, z których następnie obliczono wartości odpowiednich wskaźników (patrz załącznik 2).

Wskaźniki AO (Oscylacji Arktycznej) i NAO (Oscylacji Północnego Atlantyku) pobrano z odpowiednich baz danych ([cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii.table](http://cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii.table) oraz [climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based](http://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based) i [//www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/](http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/)).

Badaniami objęto lata 1979-2013, czyli okres 35 lat. Wybór tego okresu jest determinowany przez dostępność danych lodowych – tylko dla tego okresu istnieją wiarygodne i jednorodne, opracowane według takich samych algorytmów, dane o zmianach powierzchni zlodzonej w Arktyce. Przy operowaniu szeregami o tej długości ( $n = 35$ ), wartość współczynnika korelacji ( $r$ ) osiągającego granicę istotności statystycznej ( $p = 0,05$ ) jest równa  $|0,3345|$  (przyjmuje się 0,335), a współczynnika korelacji osiągającego granicę wysokiej istotności statystycznej ( $p = 0,001$ ) równa  $|0,5189|$  (przyjmuje się  $r = 0,520$ ).

## **2.2. Regionalna organizacja danych w zbiorze *Total Ice-Covered Area and Extent*, integracja danych lodowych przyjęta w badaniach**

Rozdzielczość przestrzenna zbioru *Total Ice-Covered Area and Extent* jest nieduża. Cały obszar określony mianem „Arktyki”, nazwany w zbiorze powierzchni zlodzonej „TotalArc” składa się z 9 podobszarów o umownych nazwach: Okhotsk (Morze Ochockie i północne fragmenty Morza Japońskiego), Bering (Morze Beringa), Hudson (Zatoka Hudsona wraz z Cieśniną Hudsona i Basenem Foxe’a), Baffin (połączone akweny Zatoki Baffina, Cieśniny Davisa i Morza Labrador), Grnland (Morze Grenlandzkie, Cieśnina Duńska i otaczające akweny), BarKara (połączona powierzchnia mórz Barentsa i Karskiego), ArctOcn (połączona powierzchnia wód „wokółbiegunowych” oraz mórz przy wybrzeżach Azji od Przyłądka Czeluski na wschód, wód położonych na północ od wybrzeży Ameryki Północnej i Grenlandii), CanArch (Archipelag Kanadyjski) i StLawr (Zatoka Świętego Wawrzyńca). Dla każdego z nazwanych akwenów istnieje sekwencyjny podzbiór danych informujących o miesięcznej powierzchni zlodzenia (extent).

Trzeba tu zauważyć, że granice poszczególnych akwenów dla których następuje agregacja danych w zbiorze *Total Ice-Covered Area and Extent* nie pokrywają się z ogólnie przyjętymi granicami mórz. Szczególnie wyraźnie odbiegają od przyjętych przez Międzynarodowe Biuro Hydrograficzne w Monaco (dalej MBH) granice „Oceanu Arktycznego”(ArctOcn), do którego w zbiorach NSIDC oprócz Morza Arktycznego włączono morza szelfu syberyjskiego na wschód od Tajmyru (Łaptiewów, Wschodnio-syberyjskie i Czukockie) oraz morza Beauforta i Lincoln, ale nie włączono mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego. Z kolei podzbiór o nazwie BarKara stanowi sumaryczną powierzchnię zlodzoną na dwu morzach – Barentsa i Karskim, na których zmiany powierzchni pokrywy lodowej zachodzą w odrębnym rytmie – z przesunięciem czasowym. Również granice Morza Grenlandzkiego (Grnland) wyraźnie odbiegają od formalnych granic, w jakich wyznacza je MBH.

Zatoka Świętego Wawrzyńca, Morze Ochockie i północne części Morza Japońskiego nie są częściami Arktyki. Morze Beringa stanowi północną część Pacyfiku i mimo tego, że jego północne części znajdują się w strefie klimatu arktycznego i subarktycznego, tradycyjnie nie jest zaliczane do

mórz Arktyki. Tak więc wartość sumy powierzchni zlodzonej podawana w tym zbiorze jako „cała Arktyka” (*TotalArc*) przedstawia w okresie zimowym zawyżone wartości powierzchni zlodzonej w stosunku do tej, jaka rzeczywiście występuje w Arktyce. Ze względu na cel pracy analizę ograniczy się do akwenów wchodzących w skład Arktyki.

Wszystkie akweny składające się na morza arktyczne można rozdzielić na dwie części. Większą powierzchniowo część mórz Arktyki stanowi domena Oceanu Atlantyckiego, rozciągająca się między biegunem północnym a wybrzeżami Grenlandii, północnymi wybrzeżami Eurazji i Ameryki Północnej. Drugą, mniejszą częścią Arktyki, jest jej część, na której wpływy klimatyczne Oceanu Atlantyckiego są ograniczone, same zaś akweny pozostają pod większym wpływem klimatycznym kontynentu północnoamerykańskiego.

W skład atlantyckiej domeny Arktyki wchodzi powierzchnie zlodzenia zawarte w trzech podzbiórach zbioru *Total Ice-Covered Area and Extent*: Morze Grenlandzkie (*Grnland*), morza Barentsa i Karskie (*BarKara*) oraz Ocean Arktyczny (*ArcOcn*). Miesięczne i roczne sumy powierzchni zlodzonych tych akwenów tworzą szereg nowej zmiennej, którą określono mianem „Arktyki Właściwej”<sup>3</sup>. Nazwa „Arktyka Właściwa”, odróżnia akweny Arktyki stanowiące domenę atlantycką Arktyki, czyli akweny znajdujące się w bezpośrednim otoczeniu bieguna północnego, a znajdujące się w zasięgu silnego wpływu hydrologicznego i klimatycznego Wód Atlantyckich, od pozostałych części Arktyki, które można określić mianem „Arktyki Amerykańskiej”.

W skład Arktyki Amerykańskiej wchodzi zbiory charakteryzujące zlodzenie akwenów występujących w podziale NSIDC pod nazwami: Archipelag Kanadyjski (*CanArch*), Zatoka Baffina (*Baffin*; będąca w zbiorze sumą powierzchni zlodzonych Zatoki Baffina, Cieśniny Davisa i Morza Labrador) oraz Zatoka Hudsona (*Hudson*; będąca w zbiorze sumą powierzchni zlodzonych na Zatoce i Cieśninie Hudsona oraz w Basenie Foxe'a). Dalej, w tabelach dla oszczędności miejsca, używać się będzie nazw akwenów w takiej postaci, w jakiej oznaczone są w zbiorze.

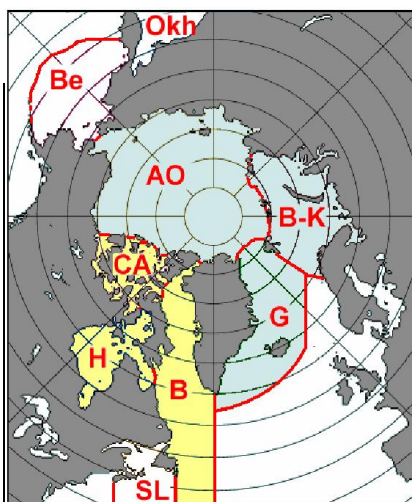
Suma powierzchni zlodzonych na akwenach „Arktyki Właściwej” i „Arktyki Amerykańskiej” tworzy kolejną zmienną, będącą powierzchnią zlodzoną Arktyki. Ta ostatnia oznaczona jest jako Arktyka (*c*) [cała Arktyka]. Położenie tych akwenów oraz rozkład ich granic w zbiorze NSIDC przedstawia rycina 1.

Powierzchnia akwenów, składających się na powierzchnię mórz Arktyki w zbiorze *Total Ice-Covered Area and Extent* jest silnie zróżnicowana. Najmniejsza średnia roczna powierzchnia zlodzona obserwowana jest na akwenie Archipelagu Kanadyjskiego, największa – na „Oceanie Arktycznym”. Różnica rocznych powierzchni zlodzonych na akwenach Arktyki Właściwej i Arktyki Amerykańskiej jest niemal czterokrotna.

Duże zróżnicowanie pokrywy lodowej na poszczególnych akwenach, wynikające po części z ich rozmiarów, jest czynnikiem, który musi zostać wzięty pod uwagę przy ocenie zmian i potencjalnej zmienności powierzchni zlodzonej. Dalej zestawia się średnie roczne (1979-2013), odnotowane minimalne i maksymalne roczne powierzchnie zlodzone poszczególnych akwenów oraz „Arktyki Właściwej”, „Arktyki Amerykańskiej” i całej Arktyki, stanowiącej sumę powierzchni Arktyki Właściwej i Arktyki Amerykańskiej (tab. 1).

---

<sup>3</sup> Zrezygnowano z nazwy „Arktyka Atlantycka”, ze względu na to, że określenie to posiada już ugruntowane znaczenie – pod tym mianem rozumie się powszechnie akweny mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego oraz przylegające bezpośrednio do północnych granic tych mórz części Morza Arktycznego, wraz z wybrzeżami wschodniej Grenlandii i wyspami na tych morzach. Dziwne byłoby, gdyby np. morza Czukockie czy Beauforta określać jako części Arktyki Atlantyckiej.



Obszary – Areas:

- AO – „Ocean Arktyczny” – Arctic Ocean (ArctOcn),
- B-K – morza Barentsa i Karskie – Kara and Barents Seas (BarKara),
- G – Morze Grenlandzkie – Greenland Sea (Grnalnd),
- CA – Archipeląg Kanadyjski – Canadian Archipelago (CanArch),
- H – Zatoka i Cieśnina Husdona – Hudson Bay (Hudson),
- B – Zatoka Baffina, Cieśnina Daviesa i Morza Labrador – Baffin Bay/Labrador Sea (Baffin),
- SL – Zatoka Św. Wawrzyńca – Gulf of St. Lawrence,
- Be – Morze Beringa – Bering Sea,
- Okh – Morze Ochockie – Seas of Okhotsk and Japan

Ryc. 1. Obszary integracji danych powierzchni zlodzonej (extent) mórz arktycznych w zbiorze *Total Ice-Covered Area and Extent*. Suma powierzchni zlodzonych AO, B-K i G tworzy nową jednostkę regionalną (zmienną), określoną nazwą „Arktyka Właściwa”. Suma powierzchni zlodzonych CA, H i B tworzy jednostkę regionalną określoną mianem „Arktyka Amerykańska”. Suma powierzchni zlodzonej „Arktyki Właściwej” i Arktyki Amerykańskiej tworzy powierzchnię zlodzoną „całej Arktyki”

Fig. 1. The areas of data integration of sea ice extent of the Arctic seas in the set of *Total Ice-Covered Area and Extent* used in this work. The sum of area of the AO, B-K and G creates a new regional unit (variable) defined as ‘the Proper Arctic’. The sum of the areas CA, H and B creates a regional unit known as the „American Arctic”. The sum of the sea ice extent of the “Proper Arctic” and the American Arctic forms the area of sea ice extent of the ‘Entire Arctic’.

Przeglądając tabelę 1 nietrudno zauważyć, że podstawową część średniej rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki tworzy powierzchnia zlodzona „Arktyki Właściwej”. Stanowi ona około 80 (dokładnie 79,16) procent średniej rocznej (1979-2013) powierzchni zlodzonej całej Arktyki. Z tego względu zmiany rocznej powierzchni zlodzonej w „Arktyce Właściwej” determinują zmienność powierzchni zlodzonej w całej Arktyce, objaśniając w całej Arktyce ponad 92% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej. Z kolei, dominującą rolę w kształtowaniu rocznej powierzchni zlodzonej „Arktyki Właściwej” odgrywa jej największy akwen – „Ocean Arktyczny”, który stanowi 77,3% jej powierzchni zlodzonej. W efekcie tych czysto geometrycznych zależności, zmiany rocznego zlodzenia na „Oceanie Arktycznym” objaśniają 82,4% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej „Arktyki Właściwej” i aż 80,8% powierzchni zlodzonej całej Arktyki. Można więc stwierdzić, że zasadniczą rolę w kształtowaniu zmian rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce odgrywają roczne zmiany powierzchni zlodzonej zachodzące na „Oceanie Arktycznym”.

W okresie maksymalnego rozwoju lodów (marzec), ze względu na odmienny rytm możliwych zmian powierzchni zlodzonej na poszczególnych akwenach, rola „Oceanu Arktycznego” w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej „Arktyki Właściwej” jest nikła. „Ocean Arktyczny” corocznie w marcu-kwietniu jest całkowicie pokryty lodem – powierzchnia zlodzona na nim nie wykazuje zmian międzyrocznych, przez co nie wnosi zmienności do zmienności powierzchni zlodzonej „Arktyki Właściwej”, podobnie jak do zmienności zlodzenia „całej Arktyki”. Na akwencie „Arktyki Właściwej” całą zmienność maksymalnej powierzchni zlodzonej generują zmiany zasięgu lodów zachodzące w marcu

Tab. 1. Średnie roczne (1979-2013) powierzchnie zlodzone na poszczególnych akwenach składających się na „Arktykę Właściwą” i „Arktykę Amerykańską”, minimalne i maksymalne roczne powierzchnie zlodzenia oraz rok ich wystąpienia (w nawiasie)

Table 1. Average annual (1979-2013) of sea ice extent on individual sea areas that make up the 'Proper Arctic' and 'American Arctic', the minimum and maximum annual sea ice extent and the year of their occurrence (in parentheses).

Obszar – Area	Średnia – Mean	Min (rok – year)	Max (rok – year)
Arktyka Właściwa – Proper Arctic	<b>8693,02</b>	<b>7660,15 (2012)</b>	<b>9282,52 (1992)</b>
w tym: Grnland	652,05	528,18 (2004)	814,82 (1988)
including: Barkara	1272,44	757,28 (2012)	1575,63 (1982)
ArctOcn	6768,52	6300,65 (2007)	6979,45 (1983)
Arktyka Amerykańska – American Arctic	<b>2289,42</b>	<b>1938,95 (2010)</b>	<b>2654,25 (1983)</b>
w tym: Baffin	788,95	606,61 (2010)	1050,20 (1983)
including: Hudson	803,82	675,28 (2010)	907,90 (1992)
CanArch	696,65	652,47 (2012)	735,02 (1979)
cała Arktyka – Entire Arctic (Proper Arctic & American Arctic)	<b>10982,44</b>	<b>9769,83 (2012)</b>	<b>11784,92 (1982)</b>

na morzach Grenlandzkim (Grnland), Barentsa i Karskim (Barkara). Podobnie – w „Arktyce Amerykańskiej” – międzyroczną zmienność maksymalnej powierzchni zlodzonej generuje zmienność zlodzenia na Morzu Labrador i Zatoce Baffina (Baffin), gdyż akweny oznaczone jako Archipelag Kadyjski (CanArch) i Hudson są corocznie, od lutego do kwietnia, w 100% pokryte lodem.

### 3. Założenia wyjściowe konstrukcji modelu

Założono wstępnie, że model ma być modelem statystycznym, o jak najprostszej, pod względem obliczeniowym, postaci. Wcześniejsze badania (np. Marsz 2007, 2008) wykazały, że zależności między zmianami powierzchni lodów a pojedynczymi czynnikami regulującymi tę powierzchnię mają charakter liniowy. Spowodowało to, że w pierwszym przybliżeniu przyjęto, że model będzie miał postać regresji wielokrotnej, w którym zmienną zależną będzie powierzchnia zlodzona danego akwenu, a zmiennymi objaśniającymi (niezależnymi) zmienne, które wywierają najsilniejszy wpływ na zmienność zmiennej zależnej. Zmienne zależne są znane – szeregi ich wartości zostały obliczone z danych ze zbioru nsidc0192\_seaice\_trends\_climo/total-ice-area-extent/nasateam/. Każdy szereg zmiennych zależnych liczy 35 wartości (obserwacji). Są to powierzchnie zlodzone Arktyki Właściwej (AWł), Arktyki Amerykańskiej (AAm) i całej Arktyki (AR(c)).

Aby estymować stabilne i wiarygodne parametry równania (wyraz wolny i wartości współczynników regresji), na jedną zmienną niezależną powinno przypadać nie mniej niż 10 obserwacji (patrz: Draper i Smith 1973, Statistica PL, t.I, 1997, s. 1636). Cel konstrukcji modelu wymaga bezwzględnego spełnienia wymogu stabilności równań. Wobec niewielkiej liczności obserwacji (35 przypadków) wyjaśnia to, że równanie regresji nie może zawierać więcej niż trzy zmienne niezależne (objaśniające). Natomiast zmniejszenie liczby zmiennych objaśniających poniżej 3 podniesie stabilność równań i ich istotność statystyczną. Taki model, opierający się na najmniejszej możliwej liczbie zmiennych objaśniających (niezależnych) jest modelem minimalistycznym.

Wartości zmiennych niezależnych (objaśniających) również są znane (o czym dalej). Problem zatem sprowadza się do oszacowania parametrów równania liniowego A, b, c, d, dysponując szeregami

czasowymi wartości zmiennej zależnej (objaśnianej:  $E(m,x)$ ) i szeregami czasowymi wartości zmiennych niezależnych (objaśniających:  $z_1$ ,  $z_2$  i  $z_3$ ):

$$E(m,x) = A + b(z_1) + c(z_2) + d(z_3)$$

gdzie:  $E(m,x)$  – wartość powierzchni zlodzonej (extent) z momentu  $m$ , na akwenie  $x$ ,  $A$  – wyraz wolny,  $b$  – współczynnik regresji stojący przed zmienną  $z_1$ ,  $c$  – współczynnik regresji stojący przed zmienną  $z_2$ ,  $d$  – współczynnik regresji stojący przed zmienną  $z_3$ .

Zadanie jest zatem trywialne. Estymacja parametrów równania zostanie przeprowadzona metodą najmniejszych kwadratów, przy wykorzystaniu odpowiednich modułów profesjonalnego programu statystycznego (Statistica PL). Momenty  $m$ , dla których będzie się estymować parametry równania to moment największego rozwoju pokrywy lodowej, czemu przeciętnie odpowiada średnia powierzchnia zlodzona w marcu (oznaczenie 03), moment minimalnego rozwoju powierzchni zlodzonej, co przypada na wrzesień (oznaczenie 09) oraz średnia roczna powierzchnia zlodzona (oznaczenie RK).

Przyjęto następnie, że dla obliczania wartości  $E(m,x)$  szeregi zmiennych  $z_1$ ,  $z_2$  i  $z_3$  muszą być takie same, czyli tworzyć „uniwersalny” komplet dla wszystkich akwenów, przy czym w konkretnych przypadkach (dany akwen i moment) liczba zmiennych objaśniających może być mniejsza od trzech.

Wszystkie współczynniki regresji i wartości wyrazów wolnych poszczególnych równań muszą być statystycznie istotne (sprawdzenie testem  $t$ ), tym samym każde równanie powinno być statystycznie istotne (sprawdzenie testem  $F$ ). Dodatkowo, na wykresach rozrzutu zostanie oceniona liniowość równania oraz występowanie ewentualnych wartości odstających estymowanej zmiennej zależnej względem jej wartości obserwowanych, a także przeprowadzona analiza reszt, ze zwróceniem szczególnej uwagi na ich rozkład (spełnienie warunku normalnego rozkładu reszt). Za dopuszczalny stan *a priori* uznaje się taki, w którym oszacowana wartość odstającej zmiennej objaśnianej (powierzchnia zlodzona) będzie większa od obserwowanej. Sytuacja odwrotna, kiedy oszacowana odstająca wartość zlodzenia jest znacznie mniejsza od wartości obserwowanej traktowana będzie jako niedopuszczalna (dyskwalifikująca model)<sup>4</sup>.

#### 4. O wyborze zmiennych sterujących (niezależnych) i ewolucji modelu

Spośród potencjalnych licznych zmiennych niezależnych, których zmienność może determinować przebieg zmian powierzchni zlodzonej Arktyki, wybrano te, które w sposób oczywisty i realny mogą sterować zmianami bilansu lodu morskiego na jej akwenach. W związku z powyższym w dalszej części pracy zmienne te będą nazwane zmiennymi sterującymi.

Roczny bilans lodu Arktyki jest różnicą między „produkcją” lodu na powierzchni poszczególnych akwenów Arktyki a stratami lodu na tych akwenach. Wykazuje on periodyczną zmienność sezonową i aperiodyczną zmienność międzysezonową i międzyroczną. Międzyroczne zmiany powierzchni zlodzonej stanowią funkcję międzyrocznych zmian objętości (masy lodu) w Arktyce. Zmiany powierzchni

---

<sup>4</sup> Założenie takie poczyniono ze względu na potencjalnie praktyczne zastosowanie tego modelu (jako prognozy). Nierealnie niskie szacowane powierzchni lodowej w stosunku do obserwowanej stwarza stan zagrożenia dla statku, jego załogi i ładunku, i zawsze pociągnie za sobą straty ekonomiczne, co podwójnie dyskwalifikuje model. Przeszacowanie powierzchni zlodzonej nie wprowadza niebezpieczeństwa dla statku, może natomiast prowadzić jedynie do strat ekonomicznych ze względu na zaniechanie podróży przez PDM lub opóźnienie jej rozpoczęcia. Przyjęto tu priorytet bezpieczeństwa nad ekonomią.



złodzonej stanowią nieliniową funkcję zmian objętości lodu, ta ostatnia jednak jest szacowana dla całej powierzchni półkuli północnej na N od 45°N (PIOMAS – Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System). Dla samej Arktyki (w przyjętych granicach) brak danych dla przeprowadzenia wiarygodnych analiz. Zmusza to korzystania z danych o zmianach wartości powierzchni złodzonych.

Analizując zmienność międzyroczną, powinno rozpatrywać się ten bilans w cyklach rocznych nie pokrywających się z granicami roku kalendarzowego – w okresie „produkcji” lodów (sezon zamarzania i utrzymywania się pokrywy lodowej) i w okresie „strat lodów” (od początków sezonu topnienia, do momentu początków odtwarzania się pokrywy lodowej). Praktycznie granica takiego okresu bilansowania powinna przypadać na pierwszą lub drugą dekadę września.

Próba takiego oszacowania bilansu lodów jest jednak z góry skazana na niepowodzenie i z tego względu pozostanie się przy szacowaniu rocznych zmian złodzenia, przy przyjęciu za okres bilansowy roku kalendarzowego. Po pierwsze okres tworzenia się i utrzymywania pokrywy lodowej nie jest synchroniczny – ma on różne momenty początku i końca na poszczególnych akwenach. Różna jest intensywność procesów zamarzania na poszczególnych akwenach, na dodatek intensywność ta zmienia się na tych akwenach z roku na rok. Straty lodu na poszczególnych akwenach zachodzą w wyniku destrukcji objętości lodów<sup>5</sup>, ale również w wyniku dryfu lodów. Dryf lodów komplikuje obliczanie bilansu lodów w cyklach rocznych, gdyż dostawa lodu przez dryf na dany akwen z innego akwenu powiększa jego bilans lodowy niezależnie od występujących tam warunków „termodynamicznych”, jednocześnie może zmniejszać bilans lodów na akwenie, z którego lód zostaje zdryfowany. Dryf lodów nie wykazuje ściślejszego związku z okresami tworzenia się i topnienia lodów, choć w okresie topnienia lodów odgrywa większą rolę w kształtowaniu zmienności powierzchni złodzonej, niż w okresie utrzymywania się względnie trwałej pokrywy lodowej. Nadto, dryf lodów, który uwarunkowany jest przez cyrkulację atmosferyczną, jest zmienny w czasie i przestrzeni.

W rezultacie powstaje bardzo skomplikowany obraz zmian bilansu lodu, a zatem również zmian powierzchni złodzonej w funkcji czasu, w którym bezwzględnie należy uwzględnić dodatkowo niezmiernie ważny czynnik, jakim jest ewolucja pokrywy lodowej. Stan obecny jest rezultatem procesów kształtujących bilans lodów w okresie poprzednim. Rozwiązanie tego zagadnienia jest możliwe na drodze prowadzenia bardzo szczegółowych studiów regionalnych o charakterze analitycznym. Model, który został opracowany miał natomiast mieć charakter syntetyczny i bazować na prostych, łatwych do uzyskania danych.

Traktując sprawę jak najogólniej, przynajmniej jedna zmienna sterująca powinna być czynnikiem, lub nieść w sobie sygnał o przebiegu czynnika, który decyduje o termodynamice pokrywy lodowej – zarówno o procesach tworzenia się lodu, jak i wielopostaciowych stratach lodu na poszczególnych akwenach spowodowanych bezpośrednio lub pośrednio przez czynnik termiczny (zmienna „termodynamiczna”). Kolejna zmienna powinna nieść w sobie sygnał o przebiegu działania czynnika wymuszającego dynamikę przestrzenną lodu, czyli jego dryf, lub informację o dryfie lodów (zmienna „dynamiczna”). Obie zmienne sterujące powinny stanowić szeregi wartości o bardzo dużym stopniu uogólnienia, gdyż sterują procesami wielkoskalowymi.

---

<sup>5</sup> Topnienie zachodzące pod wpływem: energii słonecznej i temperatury powietrza, zasobów ciepła w wodach morskich, abrazji termicznej (powodowanej przez falowanie). Wszystkie te postaci „strat lodu” zachodzą synchronicznie i asynchronicznie jednocześnie. W znacznej mierze uzależnione są od struktury wiekowej i rodzajowej lodów morskich – taka sama dostawa ciepła, ale w różnej postaci (radiacja, temperatura powietrza, SST) da różne skutki w przypadku odmiennej struktury rodzajowej i wiekowej lodów na tym samym akwenie.

Zmiany pokrywy lodowej Arktyki charakteryzują się silną inercją, związaną z trudno wyobrażalną masą samego lodu, wód i atmosfery biorących udział w procesach kształtowania zmian międzyrocznych. Średnia roczna powierzchnia lodów w całej Arktyce jest bardzo silnie skorelowana z powierzchnią lodów w każdym miesiącu ( $r$  od 0,85 do 0,95,  $p \ll 0,001$ ). Przebieg średnich rocznych tych wartości wykazuje bardzo silne i wysoce istotne autokorelacje – statystycznie istotne autokorelacje utrzymują się przez 7 lat ( $r$  od 0,866 w pierwszym roku opóźnienia do +0,362 w siódmym roku opóźnienia). Tak samo zachowuje się zmienność powierzchni zlodzonej Arktyki w fazie maksimum rozwoju (marzec:  $r$  od +0,750 do +0,394), jedynie w fazie minimum rozwoju powierzchni zlodzonej statystycznie istotne autokorelacje utrzymują się tylko przez 5 lat ( $r$  od +0,727 w pierwszym roku opóźnienia do +0,494 w piątym roku opóźnienia). Nasuwa to myśl, że model zmian powierzchni lodów morskich w Arktyce powinien być modelem autoregresyjnym – rozmiary powierzchni zlodzonej zależne są w pierwszym rzędzie od rozmiarów powierzchni lodów, jaka była poprzednio. W takim razie kształt modelu, zakładając jego liniowość, jawi się jako:

$$E(m,x)(k) = a + b \cdot E(x)(k-1) + c \cdot S1 + d \cdot S2;$$

gdzie:  $E(m,x)(k)$  – powierzchnia zlodzona (extent) na akwenu  $x$  w momencie  $m$  roku  $k$  (bieżącego),  $E(m,x)(k-1)$  – powierzchnia zlodzona (extent) na tym samym akwenu w jakimś momencie roku poprzedzającego ( $k-1$ ),  $S1$  – zmienna sterująca „termodynamiczna”,  $S2$  – zmienna sterująca „dynamiczna”,  $A$  – wyraz wolny,  $b,c,d$  – współczynniki regresji.  $E(m,x)(k-1)$  staje się zatem pierwszą zmienną sterującą.

Jako „termodynamiczną” zmienną sterującą ( $S1$ ) przyjęto wskaźnik charakteryzujący dopływ ciepła do Arktyki, wnoszonego tam wraz z Wodami Atlantyckimi (AW – Atlantic Water) przez cyrkulację oceaniczną. Ma on oznaczenie  $DG_{3L}$ . Sposób jego obliczania, szereg chronologiczny jego wartości oraz omówienie kilku kwestii szczegółowych związanych z tym wskaźnikiem zawiera załącznik 1.

Wskaźnik  $DG_{3L}$  charakteryzuje natężenie składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (dalej THC) oraz jednocześnie przebieg Multidekadowej Oscylacji Atlantyku (Atlantic Multidecadal Oscillation – dalej AMO). Fizycznie, informuje on o względnych (w stosunku do średniej stuletniej) ilościach ciepła kierowanego wraz wodami tropikalnymi z delty Golfstromu na północ. Z przebiegiem tego wskaźnika silnie skorelowana jest SST na wschodniej części Atlantyku Północnego, w tym na prądach Norweskim i Zachodniospitsbergeńskim oraz Morzu Barentsa, średnia temperatura warstwy wody od 0 do 200 m na Morzu Barentsa (profil Kola – Kola Section) i temperatury wody na głębokości ~200 m na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (Marsz i Styszyńska 2012), zmiany pokrywy lodów na morzach atlantyckiej domeny Arktyki (w Arktyce „Właściwej”), temperatura powietrza w Arktyce Atlantyckiej – a z większym opóźnieniem – zmiany powierzchni zlodzonej na wodach „Arktyki Amerykańskiej”. Można przyjąć, że wskaźnik  $DG_{3L}$  reprezentuje „czynnik termodynamiczny”, sterujący, poprzez zmiany zasobów ciepła w morzach Arktyki, zmianami powierzchni lodów i określający – poprzez regulację strumieni ciepła z oceanu do atmosfery – warunki termiczne<sup>6</sup> panujące w Arktyce.

Kolejną zmienną sterującą ( $S2$ ) jest zmienna „dynamiczna”, oznaczona jako  $D$ . Charakteryzuje ona kompleksowo przebieg tych elementów cyrkulacji atmosferycznej, które regulują zasadnicze cechy dryfu lodów w Arktyce i zmienność parametrów tego dryfu. Metoda obliczania tego wskaźnika, jej uzasadnienie i szereg czasowy wartości wskaźnika  $D$  przedstawia załącznik 2.

<sup>6</sup> To znaczy, że określa kompleksowo zarówno SST jak i temperaturę powietrza.

W licznych publikacjach znajduje się stwierdzenia, że takie wielkoskalowe przejawy cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką jak NAO (Rogers 1984, Hurrell 1995, Jones i in. 1997) i/lub AO (Thompson i Wallace 1998) regulują zmiany powierzchni zlodzonej (patrz np. Rigor i in. 2002, Krahnmann i Visbeck 2003, Serreze i in. 2007, Francis i in. 2009). Wbrew przedstawianym w literaturze opiniom, przeprowadzone analizy wykazały brak przydatności miesięcznych i rocznych wskaźników AO i NAO jako zmiennych w modelu. Statystycznie istotne związki z tymi modami cyrkulacyjnymi zaznaczają się tylko w marcu w Arktyce Amerykańskiej, skąd zostają „przeniesione” do średniej rocznej powierzchni zlodzonej na tym akwenie. Na dodatek znaki współczynników korelacji między AO/NAO a powierzchnią zlodzoną są dodatnie, co stoi w sprzeczności ze stwierdzeniami w literaturze, że wzrost natężenia NAO/AO stanowi jedną z przyczyn gwałtownego zmniejszania się powierzchni lodów w Arktyce.

Wobec braku statystycznie istotnych związków między zmiennością powierzchni zlodzonej na akwenach „Arktyki Właściwej” (patrz zał. 2) a zmiennością wskaźników AO (wskaźnik NWS CPC), zimowego wskaźnika NAO Hurrella (Hurrell 1995) i rocznego wskaźnika NAO CRU (Jones i in. 1997) zaszła potrzeba stworzenia wskaźnika cyrkulacyjnego wykazującego powiązania z dryfem lodów, który realnie warunkuje zmiany powierzchni zlodzonej.

„Wyprżątanie” lodów morskich przez dryf z sektora pacyficznego (mórz Beauforta i Czukockiego), mórz szelfowych wschodniej Syberii (mórz Łaptiewów i Wschodniosyberyjskiego) oraz centralnych partii Morza Arktycznego odbywa się wzdłuż trasy przebiegu Prądu Transarktycznego – początkowo na północ, a następnie w kierunku Cieśniny Framy. Zmienność intensywności tego dryfu następuje pod wpływem zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem centralnej Arktyki. Zmiany te opisuje wskaźnik nazwany zmodyfikowanym Dipolem Arktycznym (akronim zDA), będącym miesięczną różnicą SLP między rejonem północnej części Morza Beauforta a rejonem Tajmyru (Marsz 2008; patrz zał. 2). W latach, w których wartość zDA od marca do sierpnia włącznie ( $zDA_{03-08}$ ) osiąga podwyższoną, dodatnią wartość, dryf lodów w kierunku Cieśniny Framy jest szybki. Dryf lodów z centralnej partii Arktyki w kierunku Cieśniny Framy zmniejsza zawartość lodów na Morzu Arktycznym, co przyczynia się do przyspieszenia dryfu również na morzach szelfowych Syberii i Ameryki Północnej, a tym samym znacznego spadku powierzchni zlodzonej w „cieplej” porze roku i w przekroju średnim rocznym na tych akwenach. Spadek ten następuje jednak jedynie przy spełnieniu dodatkowego warunku – sprawnego wyprowadzania lodów na południe przez Cieśninę Framy

Jeśli wyprowadzanie lodów przez Cieśninę Framy na południe nie jest skuteczne (wolniejsze od dostawy lodów z północy) powierzchnia zlodzona w basenie Morza Arktycznego jako całości, nie zmniejsza się istotnie. Dzieje się tak niezależnie od tego, czy wskaźnik zDA w danym roku osiąga dodatnie wartości. Następuje wtedy wzrost koncentracji lodów w rejonie Cieśniny Framy i na północ od Cieśniny Framy, powstają dogodne warunki do tego, aby lody pierwszoroczne nie wydostały się w pełnej ilości z basenu Morza Arktycznego i stopniowo przekształcały się w lody wieloletnie.

Prędkością wyprowadzania lodów z basenu „Oceanu Arktycznego” (ArctOcn) steruje cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Cieśniny Framy. Charakteryzuje ją wskaźnik nazwany Dipolem Cieśniny Framy ( $D_{CF}$ ; patrz zał. 2), będący miesięczną różnicą SLP między  $20^{\circ}W$  a  $10^{\circ}E$  na  $80-75^{\circ}N$ . Dodatnia wartość sumy tego wskaźnika z okresu od marca do sierpnia włącznie ( $D_{CF03-08}$ ) wskazuje na przyspieszone wyprowadzanie lodów z Arktyki Właściwej na południe.

Najsilniejsze spadki powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej następują wtedy, gdy oba wskaźniki jednocześnie przybierają znaczne wartości dodatnie, choć rola cyrkulacji nad centralną Arktyką (zDA) i nad Cieśniną Framy ( $D_{CF}$ ) w kształtowaniu powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej nie jest

jednakowa. Z tego względu syntetyczny wskaźnik cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką Właściwą (D) stanowi wartość ważoną z obu wskaźników –  $zDA_{03-08}$  i  $DC_{F03-08}$  (patrz zał. 2), która uwzględnia zgodność fazową tych wskaźników i ich wspólny wpływ na kształtowanie zmienności powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej i całej Arktyki.

Kolejnym problemem jest zagadnienie opóźnienia reakcji powierzchni lodów na działanie zmiennych. W modelu autoregresyjnym pierwszą zmienną niezależną jest powierzchnia zlodzona z przeszłości. Przeprowadzone analizy (korelacje wzajemne) wykazały, że maksymalna siła związków między średnią roczną powierzchnią zlodzoną w danym roku na wszystkich akwenach Arktyki (ArktWł, ArktAm, Arkt(c)) występuje z powierzchnią lodów we wrześniu tego samego roku ( $r =$  od 0,95 w Arktyce Właściwej i całej Arktyce do 0,72 w Arktyce Amerykańskiej). W przypadku powierzchni zlodzonej we wrześniu, najsilniejsze związki występują na wszystkich akwenach z powierzchnią zlodzoną na tych samych akwenach w sierpniu ( $r$  od 0,98 (Arkt(c)) do 0,86 (ArktAm)). W marcu powierzchnia zlodzona Arktyki Właściwej i całej Arktyki wykazuje najsilniejsze związki z powierzchnią zlodzoną w styczniu tego samego roku ( $r = 0,95$ ), ale powierzchnia zlodzona Arktyki Amerykańskiej z powierzchnią zlodzoną w lutym tego samego roku ( $r = 0,89$ ). Nie udaje się zatem znaleźć jednej, „uniwersalnej” powierzchni z przeszłości, która objaśniałaby maksimum wariancji powierzchni zlodzonej na danym akwenie w trzech momentach jednocześnie (w marcu, wrześniu, średnio w roku).

Nadto okazało się, że zmienne  $E(m,x)(k)$  są bardzo silnie ( $r$  od 0,6 do 0,85) skorelowane z pozostałymi zmiennymi sterującymi –  $DG_{3L}$  i  $D$ , co uniemożliwia oszacowanie istotnych statystycznie współczynników regresji stojących przed nimi (redundancja). Model autoregresyjny okazuje się być modelem z jedną zmienną niezależną –  $E(m,x)(k)$ , pochodzącą na dodatek z różnych momentów. Zajmowanie się takim modelem traci sens, gdyż czynniki rzeczywiście sterujące zmianami powierzchni lodowej stają się w nim zbędne<sup>7</sup>. Tym samym, przy przyjętych założeniach co do zmiennych objaśniających w modelu, model autoregresyjny nie może znaleźć zastosowania.

W rezultacie, przeprowadzone analizy wykazują, że jedynym możliwym do przyjęcia staje się prosty model regresji wielokrotnej z dwoma zmiennymi sterującymi (objaśniającymi):

$$E(m,x)(k) = A + b \cdot DG_{3L} + c \cdot D;$$

gdzie:  $E(m,x)(k)$  – powierzchnia zlodzona (extent) na akwenie  $x$  w momencie  $m$  roku  $k$  (bieżącego),  $DG_{3L}$  – wskaźnik informujący o natężeniu składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (THC i AMO jednocześnie),  $D$  – wskaźnik informujący o charakterze cyrkulacji atmosferycznej nad obszarem Arktyki Właściwej w okresie od marca do sierpnia danego roku.

Analiza związków powierzchni zlodzonej na poszczególnych częściach Arktyki z pozostałymi dwoma zmiennymi sterującymi wykazała, że między poszczególnymi akwenami zaznaczają się poważne różnice. Wartości współczynników korelacji ze zmiennymi sterującymi, synchronicznymi i/lub przesuniętymi w czasie, zestawione są w tabeli 2.

Powierzchnia zlodzona ze zmienną sterującą  $D$  (elementy cyrkulacji atmosferycznej determinujące dryf lodów, który wpływa na zmiany powierzchni zlodzonej) jest najsilniej skorelowana w tym samym roku. Maksimum siły związków powierzchnia zlodzona na wszystkich akwenach ze zmienną sterującą  $D$  wykazuje we wrześniu, czyli w momencie, którym stopień koncentracji lodów jest najmniejszy i, choć

<sup>7</sup> Zmienne  $E(m,x)(k)$  stanowią również funkcję obu zmiennych sterujących – termodynamicznej ( $DG_{3L}$ ) i dynamicznej ( $D$ ), ale wadliwa konstrukcja modelu (zmienne redundantne) eliminuje je, tworząc układ rekurentny.

na ogół z przeszkodami, lody mogą szybko dryfować. Stosunkowo wysokie współczynniki korelacji ze wskaźnikiem D wykazuje również średnia roczna powierzchnia zlodzona (patrz tab. 2), co stanowi efekt tego, że zmienność rocznej powierzchni zlodzonej jest najsilniej objaśniana przez zmienność powierzchni zlodzonej we wrześniu.

Tab. 2. Maksyma siły związków między powierzchnią zlodzoną w marcu (03), wrześniu (09) i roku (Rk) na poszczególnych akwenach Arktyki, a zmiennymi sterującymi.  
Tabela zawiera wartości współczynników korelacji liniowej między powierzchnią zlodzoną na poszczególnych akwenach w roku k a zmiennymi sterującymi z przesunięciami czasowymi

Table 2. Maxima strength of relationships between the sea ice extent in March (03), September (09) and the year (k) for individual sea areas Arctic and the control variables.  
The table contains the coefficients of linear correlation between the sea ice extent in particular waters for the year k and variables responsible for the time shifts.

Zmienna Variable	AWŁ03	AWŁ09	AWŁRk	AAm03	AAm09	AAmRk	ARc03	ARc09	ARcRk
DG <sub>3L</sub> (k)	<b><u>-0,70*</u></b>	<b><u>-0,67*</u></b>	<b><u>-0,72*</u></b>	-0,26	<b>-0,51</b>	<b><u>-0,59*</u></b>	<b><u>-0,71*</u></b>	<b><u>-0,67*</u></b>	<b><u>-0,75*</u></b>
DG <sub>3L</sub> (k-1)	<b><u>-0,68*</u></b>	<b><u>-0,73*</u></b>	<b><u>-0,78*</u></b>	<b>-0,38</b>	<b><u>-0,53*</u></b>	<b><u>-0,66*</u></b>	<b><u>-0,77*</u></b>	<b><u>-0,73*</u></b>	<b><u>-0,82*</u></b>
DG <sub>3L</sub> (k-2)	<b><u>-0,67*</u></b>	<b><u>-0,72*</u></b>	<b><u>-0,76*</u></b>	<b>-0,44</b>	<b><u>-0,53*</u></b>	<b><u>-0,70*</u></b>	<b><u>-0,79*</u></b>	<b><u>-0,72*</u></b>	<b><u>-0,82*</u></b>
DG <sub>3L</sub> (k-3)	<b><u>-0,65*</u></b>	<b><u>-0,75*</u></b>	<b><u>-0,75*</u></b>	<b>-0,46</b>	<b><u>-0,57*</u></b>	<b><u>-0,74*</u></b>	<b><u>-0,79*</u></b>	<b><u>-0,75*</u></b>	<b><u>-0,82*</u></b>
DG <sub>3L</sub> (k-4)	<b><u>-0,59*</u></b>	<b><u>-0,70*</u></b>	<b><u>-0,69*</u></b>	<b>-0,52*</b>	<b><u>-0,53*</u></b>	<b><u>-0,75*</u></b>	<b><u>-0,78*</u></b>	<b><u>-0,71*</u></b>	<b><u>-0,78*</u></b>
DG <sub>3L</sub> (k-5)	<b><u>-0,58*</u></b>	<b><u>-0,73*</u></b>	<b><u>-0,71*</u></b>	<b>-0,53*</b>	<b><u>-0,52*</u></b>	<b><u>-0,78*</u></b>	<b><u>-0,78*</u></b>	<b><u>-0,73*</u></b>	<b><u>-0,80*</u></b>
D	<b><u>-0,63*</u></b>	<b><u>-0,74*</u></b>	<b><u>-0,70*</u></b>	-0,15	<b>-0,51</b>	<b><u>-0,42</u></b>	<b><u>-0,59*</u></b>	<b><u>-0,74*</u></b>	<b><u>-0,68*</u></b>
D(k-1)	<b><u>-0,59*</u></b>	<b><u>-0,50</u></b>	<b><u>-0,59*</u></b>	-0,10	-0,31	-0,33	<b><u>-0,53*</u></b>	<b><u>-0,49</u></b>	<b><u>-0,57*</u></b>

Objaśnienia: wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) pogrubione, wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ ) oznaczone dodatkowo \*. Maksymalna wartość współczynnika korelacji powiązanego z daną zmienną sterującą oznaczona przez podkreślenie. Wskaźnik DG<sub>3L</sub> – związki od synchronicznych (DG<sub>3L</sub>(k) – w tym samym roku) do DG<sub>3L</sub>(k-5), czyli wyprzedzających zmiany pokrywy lodowej o 5 lat, D – związki synchroniczne (w tym samym roku) i D(k-1) – z roku poprzedzającego

Explanations: correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) in bold, highly statistically significant ( $p < 0.001$ ) additionally marked with \*. The maximum value of the correlation coefficient associated with a particular steering variable marked by underlining. DG<sub>3L</sub> index – relationships of synchronous (DG<sub>3L</sub>(k) – in the same year) to DG<sub>3L</sub>(k-5), that precede changes in the sea ice extent by 5 years, D – synchronous correlations (in the same year) and D(k-1) – from the previous year.

Na obszarze Arktyki Właściwej i całej Arktyki zmienność powierzchni zlodzonej w marcu jest relatywnie silnie i wysoce istotnie (tab. 2) skorelowana ze wskaźnikiem D. Wydaje się to być niezrozumiałe, gdyż wartość wskaźnika D oblicza się z wartości SLP od marca do sierpnia włącznie – nie jest możliwe, aby działanie czynnika, który działa później wywierało wpływ na coś, co dzieje się wcześniej. Bardziej szczegółowa analiza wykazała, że w szeregu wskaźnika D występują autokorelacje – wartości wskaźnika w roku bieżącym (k) są istotnie skorelowane ze wskaźnikami D z roku poprzedzającego (k-1;  $r \sim +0,4$ ). Z kolei powierzchnia zlodzona w marcu roku k jest bardzo silnie skorelowana ze średnią roczną powierzchnią zlodzoną z roku poprzedzającego (k-1). W ten sposób w wartości D z roku k jest zawarty sygnał o wartości D z roku (k-1), a w marcowej powierzchni zlodzonej w roku k jest zawarty sygnał o działaniu cyrkulacji atmosferycznej wymuszającej dryf lodów w Arktyce Właściwej w roku (k-1). Pozwala to wyjaśnić wystąpienie relatywnie silnych korelacji między marcową powierzchnią lodów a wskaźnikiem D z tego samego roku. Zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej w marcu nie wykazuje natomiast istotnych statystycznie związków ze wskaźnikiem D.

W przypadku związków powierzchni zlodzonej ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$ , charakteryzującym zmienne ilości ciepła wprowadzane do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną, a który jest traktowany jako kolejna zmienna sterująca, sprawa staje się znacznie bardziej skomplikowana.

W momencie maksimum rozwoju lodów (marzec) poszczególne części Arktyki wykazują zróżnicowaną reakcję na zmienność wskaźnika  $DG_{3L}$ . Powierzchnia zlodzona w Arktyce Właściwej w marcu jest najsilniej skorelowana ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  z tego samego roku (k), jednak statystycznie istotne, silne korelacje powierzchni zlodzona w marcu roku k wykazuje również z wcześniej występującymi wartościami  $DG_{3L}$  – sprzed roku (k-1), sprzed 2 lat (k-2; tab. 2) i tak dalej. Różnice między współczynnikami korelacji powierzchni zlodzonej w marcu na obszarze Arktyki Właściwej a  $DG_{3L}$  z trzech kolejnych lat (k-1, k-2, k-3) są minimalne i wynoszą odpowiednio 0,02, 0,01 i 0,02. Te różnice między poszczególnymi wartościami r nie są istotne statystycznie<sup>8</sup>, co pozwala twierdzić, że faktycznie wartości współczynników korelacji są takie same<sup>9</sup>. Dopiero korelacje między powierzchnią zlodzenia w Arktyce Atlantycznej w marcu a wcześniejszymi o 4 i 5 lat (k-4, k-5) wartościami  $DG_{3L}$  są istotnie mniejsze (tab. 2).

W Arktyce Amerykańskiej powierzchnia zlodzenia w marcu jest najsilniej skorelowana z  $DG_{3L}$  sprzed pięciu i czterech lat (k-5, k-4). Oznacza to, że reakcja powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej następuje z opóźnieniem 2-3 letnim w stosunku do pojawienia się sygnału o zmianie ilości ciepła niesionego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną z tropików<sup>10</sup>, a z jeszcze większym opóźnieniem – 4-5.letnim – w Arktyce Amerykańskiej. Należy tu dodatkowo zwrócić uwagę na to, że reakcja marcowej powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej na zmiany  $DG_{3L}$  jest znacznie silniejsza ( $r = -0,67$  do  $-0,70$ ), niż Arktyki Amerykańskiej ( $r = -0,52, -0,53$ ). Te niezgodności między oboma częściami Arktyki w czasie opóźnień i siły reakcji powierzchni zlodzonej na zmiany wskaźnika  $DG_{3L}$  wymagają krótkiego komentarza.

Mając na względzie przebieg cyrkulacji oceanicznej, to spóźnione względem Arktyki Właściwej opóźnienie reakcji zmian powierzchni zlodzenia i osłabienie reakcji powierzchni zlodzonej Arktyki Amerykańskiej na zmiany  $DG_{3L}$  nie jest niczym dziwnym – najpierw Wody Atlantyczne niosące ciepło pojawiają się w Arktyce Atlantycznej (prądy Murmański i Zachodniospitsbergeński), następnie rozprzestrzeniają się po basenach Arktyki Właściwej, dopiero później, po wielu transformacjach i utracie ciepła, ale wzbogacone o ciepło transportowane przez Prąd Irmingera – pojawiają się w Arktyce Amerykańskiej (Prąd Zachodniogrenlandzki).

Powierzchnia zlodzona we wrześniu, czyli momencie minimalnego rozwoju lodów, wykazuje na obu częściach Arktyki (AWł i AAm) opóźnienie 3.letnie w stosunku do przebiegu wskaźnika  $DG_{3L}$  charakteryzującego ilość ciepła wprowadzanego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną. Maksimum siły związku odnotowuje się ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  z roku k-3. Silniejszą reakcją na zmiany  $DG_{3L}$  sprzed trzech lat wykazuje wrześniowa pokrywa lodowa w Arktyce Właściwej ( $r = -0,75, p \ll 0,001$ ), niż powierzchnia zlodzona w Arktyce Amerykańskiej ( $r = -0,67, p < 0,001$ ). Ze względu na zgodność przesunięcia momentu maksimum korelacji w obu częściach Arktyki, taką samą, silną reakcją ( $r = -0,75$ ) z opóźnieniem o trzy lata w stosunku do przebiegu wskaźnika  $DG_{3L}$  wykazuje we wrześniu powierzchnia zlodzona całej Arktyki (ARc).

<sup>8</sup> Przy długości szeregów równych 35 przypadków, błędy standardowe oszacowania r wynoszą  $\pm 0,04$ .

<sup>9</sup> Nie można odrzucić hipotezy, że różnice między nimi są większe od zera.

<sup>10</sup> Źródło sygnału (zmiany SST określające wartość wskaźnika  $DG_{3L}$ ) znajduje się w strefie występowania wód tropikalnych Atlantyku Północnego ( $38^{\circ}N, 56^{\circ}N$ ; patrz załącznik 1).

Roczna powierzchnia zlodzona w Arktyce Właściwej wykazuje maksimum siły związku z rocznym (k-1) opóźnieniem względem przebiegu wskaźnika  $DG_{3L}$ , w Arktyce Amerykańskiej – z pięcioletnim (k-5), a w całej Arktyce – z trzyletnim (k-3) opóźnieniem. Siła związków wszędzie jest wysoka ( $r$  od -0,78 do -0,82). W przypadku rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej kształtowanie się związków z  $DG_{3L}$  o różnych przesunięciach czasowych (k-1, k-2, k-3) jest podobne do omówienia kształtowania się tych związków w marcu – faktycznie siła związków między powierzchnią zlodzoną a wskaźnikiem  $DG_{3L}$  jest jednakowa dla szeregów wartości wskaźników wcześniejszych o rok, dwa lata i trzy lata.

Wobec „niejednoczesności” reakcji powierzchni zlodzonej na poszczególnych częściach Arktyki na zmiany wskaźnika  $DG_{3L}$ , i założonego warunku, że zmienne sterujące mają być „uniwersalne”, czyli takie same w modelach wszystkich akwenów i wszystkich momentów, przeprowadzono analizę<sup>11</sup>, zmierzającą do znalezienia takiej postaci zmiennej sterującej  $DG_{3L}$  (takiego wyprzedzenia  $DG_{3L}$  względem powierzchni zlodzonych), aby zmienna ta objaśniała maksimum wariacji powierzchni zlodzonych na wszystkich akwenach i we wszystkich momentach i jednocześnie jak najslabiej była skorelowana ze zmienną  $D$ . Analiza ta wskazała, że zmienna  $DG_{3L}(k-3)$ , czyli wyprzedzająca o trzy lata rozmiary powierzchni zlodzonej, spełnia taki warunek. Tak więc ostateczną postacią modelu staje się:

$$E(m,x)(k) = A + b \cdot DG_{3L}(k-3) + c \cdot D(k); \quad [1]$$

i dla tego modelu estymowane są kolejne parametry równia regresji wielokrotnej –  $A$ ,  $b$  i  $c$ .

## 5. Model zmian powierzchni zlodzonej Arktyki i jego właściwości

Oszacowanie parametrów modelu zmian powierzchni zlodzonej w Arktyce, przy wykorzystaniu dwu zmiennych – termodynamicznej ( $DG_{3L}$  sprzed 3 lat) i zmiennej dynamicznej ( $D$  z tego samego roku) wykazało, że między obu częściami Arktyki – to jest Arktyką Właściwą a Arktyką Amerykańską zaznaczają się znaczne różnice.

Dla Arktyki Właściwej model przybiera postaci:

$$AWI03(k) = 9880,91(\pm 35,31) - 94,26(\pm 33,54) \cdot DG_{3L}(k-3) - 109,31(\pm 43,16) \cdot D(k), \quad [1a]$$

i objaśnia on 49% wariacji powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej w marcu,

$$AWI09(k) = 6112,39(\pm 104,64) - 394,95(\pm 99,41) \cdot DG_{3L}(k-3) - 501,40(\pm 127,42) \cdot D(k), \quad [1b]$$

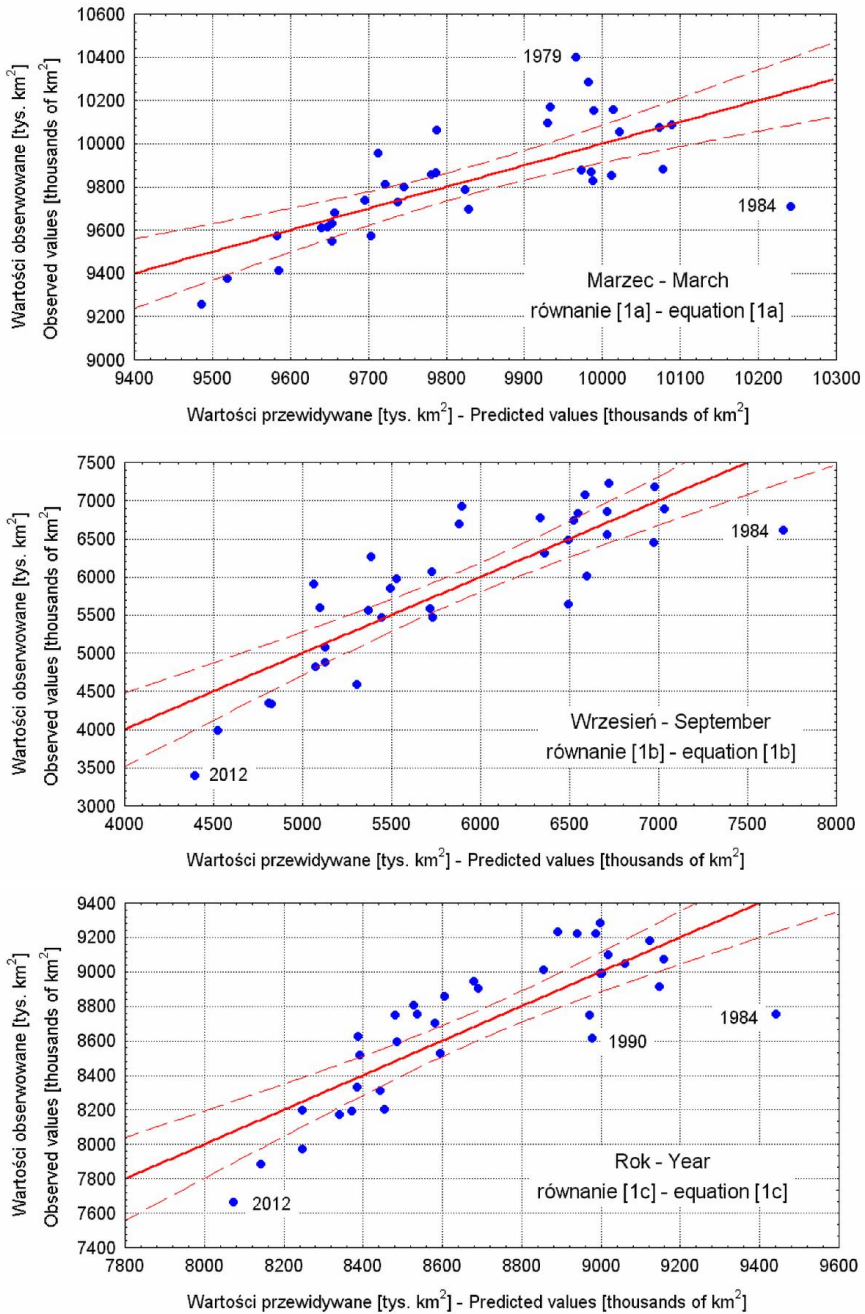
który objaśnia 68% wariacji powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej we wrześniu, oraz

$$AWIRK(k) = 8791,57(\pm 43,34) - 183,37(\pm 44,97) \cdot DG_{3L}(k-3) - 181,61(\pm 57,81) \cdot D(k), \quad [1c]$$

który objaśnia 64% wariacji średniej rocznej powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej.

Charakterystyki statystyczne modeli dla Arktyki Właściwej są zestawione w tabeli 3, a wykresy rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą modeli [ 1a ], [ 1b ] i [ 1c ] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 2.

<sup>11</sup> Zastosowano analizę simpleksów.



Ryc. 2. Wartości powierzchni złodzonej Arktyki Właściwej estymowane za pomocą modeli [1a] – marzec, [1b] – wrzesień, [1c] – średnia roczna versus wartości obserwowane w tych samych momentach. Oznaczone przypadki (lata) odstające

Fig. 2. Values of sea ice extent of the 'Proper Arctic' estimated using models [1a] – March, [1b] – September, [1c] – annual average versus the values observed in the same moments. Marked cases (years) – outliers.



Tab. 3. Charakterystyki statystyczne modeli opisujących zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej

Table 3. Statistical characteristics of models describing variability of sea ice extent in the Proper Arctic

Równanie Equation	Charakterystyka statystyczna równania modelu Statistical characteristics of model equations					Istotność oszacowania parametrów modelu (p) The significance of estimating the model parameters (p)			SOV (R <sup>2</sup> )	
	R	adj.R <sup>2</sup>	F(2,32)	p	BSE	A	b	c	DG <sub>3L</sub> (k-3)	D(k)
[ 1a ]	0,7188	0,4865	17,2	<<0,001	187,15	<<0,001	0,0084	0,0164	0,4197	0,0970
[ 1b ]	0,8365	0,6809	37,3	<<0,001	554,66	<<0,001	0,0004	0,0004	0,5555	0,1442
[ 1c ]	0,8135	0,6406	31,3	<<0,001	250,91	<<0,001	0,0003	0,0004	0,5576	0,1041

Objaśnienia: charakterystyka statystyczna równania modelu: R – współczynnik korelacji regresji wielokrotnej, adj.R<sup>2</sup> – poprawiony na liczbę stopni swobody współczynnik determinacji – wartość objaśniająca jaki odsetek zmienności zmiennej zależnej jest objaśniany przez jednoczesną zmienność obu zmiennych objaśniających w modelu, F – wartość testu F przy danej liczbie stopni swobody (w nawiasach), p – istotność statystyczna modelu, BSE – błąd standardowy oszacowania wartości zmiennej zależnej przez model (tys. km<sup>2</sup>).

Istotność oszacowania parametrów modelu: A – istotność oszacowania wyrazu wolnego, b – istotność oszacowania współczynnika regresji stojącego przed zmienną DG<sub>3L</sub>(k-3), c – istotność oszacowania współczynnika regresji stojącego przed zmienną D. SOV(R<sup>2</sup>) – stopień objaśnienia wariancji zmiennej zależnej osobno przez każdą wymienioną zmienną niezależną (R<sup>2</sup>). Uwaga – suma R<sup>2</sup> w równaniach regresji wielokrotnej może być większa od wartości adj.R<sup>2</sup>.

Explanations: statistical characteristics of model equations: R – correlation coefficient of multiple regression, adj.R<sup>2</sup> – adjusted for the number of degrees of freedom of determination coefficient – the value explaining what percentage of variation of the dependent variable is explained by the simultaneous variability of both explanatory variables in the model, F – F test value for a given number of degrees of freedom (in parentheses), p – statistical significance of the model, SEE – the standard error of estimation of the dependent variable in the model (10<sup>3</sup> km<sup>2</sup>). The significance of estimating model parameters: A – significance of estimating of the intercept, b – significance of estimating the regression coefficient preceding the change in DG<sub>3L</sub>(k-3) variable, c – significance of estimating the regression coefficient preceding the D variable. SOV(R<sup>2</sup>) – the degree of explanation of the variance of the dependent variable by each of the listed independent variable (R<sup>2</sup>).

Note – the sum of R<sup>2</sup> in multiple regression equations may be greater than adj.R<sup>2</sup>.

Modele dla Arktyki Właściwej są dla każdego momentu (marzec, wrzesień, średnia roczna) wysoce istotne statystycznie. Najlepsze objaśnienie wariancji powierzchni zlodzonej (68%) uzyskuje się dla września, najslabsze (~49%) – dla marca. Oszacowania współczynników regresji i wyrazów wolnych we wszystkich modelach opisujących zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej jest istotne statystycznie (patrz tab. 3).

Wpływ obu zmiennych na kształtowanie zmian powierzchni zlodzonej jest ujemny. Wzrost dopływu ciepła do Arktyki zachodzący wraz z nasileniem się cyrkulacji termohalinowej (wskaźnik DG<sub>3L</sub>) powoduje spadek powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej. Zmienność THC objaśnia średnio w roku ponad 50% wariancji powierzchni zlodzonej. Wzrost intensywności cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką Właściwą w okresie od marca do sierpnia, nasilającej dryf lodów od rejonu pogranicza mórz Czukockiego i Beauforta, przez centralne części Arktyki w kierunku Cieśniny Frama, i dalej przez tę cieśninę na południe (dodatknie wartości zmiennej D), również przyspiesza spadek powierzchni zlodzonej. W skali średniej rocznej zmiany wskaźnika D objaśniają około 10% wariancji powierzchni zlodzonej. Zauważa się, że znaczenie („siła działania”) zmiennej D zmienia się w ciągu roku – ma ona znacznie większe znaczenie w okresie minimum rozwoju powierzchni zlodzonej (wrzesień; współczynnik regresji ~500) niż w maksimum rozwoju lodów (marzec; współczynnik regresji ~109).

Podobnie, choć nie z tak dużą rozpiętością, zmienia się w ciągu roku działanie zmiennej  $DG_{3L}(k-3)$ . Zmienność wskaźnika charakteryzującego zmienność THC, dla kształtowania zmian powierzchni zlodzenia, również ma większe znaczenie we wrześniu, niż w marcu ( $\sim 394$  :  $\sim 94$ ).

Rozkład błędów standardowych estymacji powierzchni zlodzonej (BSE) w poszczególnych momentach na akwenach Arktyki Właściwej wskazuje, że największymi błędami obarczony jest szacunek powierzchni zlodzonej we wrześniu – w momencie minimum rozwoju lodu. Wartość BSE wynosi  $\sim 555$  tys.  $km^2$ , co stanowi  $\sim 9,4\%$  średniej wieloletniej powierzchni zlodzonej w tym miesiącu (patrz tab. 3). Jeśli uwzględni się, że minimalna powierzchnia zlodzona we wrześniu 2012 roku osiągnęła 3395 tys.  $km^2$ , to względny błąd oszacowania wzrasta niemal dwukrotnie – do 16,3%. W przypadku średniej rocznej powierzchni zlodzonej i powierzchni zlodzonej w marcu wielkość błędu, jakim obarczony jest ten model wyraźnie się zmniejsza i wynosi odpowiednio około 3 i 2% średnich wieloletnich.

Przeгляд wykresów rozrzutu wartości estymowanych względem obserwowanych (ryc. 2) wykazuje istnienie wartości odstających. Dla średniej rocznej powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej są to lata 1984, 1990 i 2012. We wszystkich przypadkach model „przeszacowuje” rozmiary powierzchni zlodzonej, wskazując na występowanie większych powierzchni od obserwowanej. Rok 2012 to rok, w którym w Arktyce Właściwej (i w całej Arktyce) wystąpiło historyczne minimum powierzchni zlodzonej we wrześniu (patrz tab. 1), przy jednoczesnym wystąpieniu bardzo wysokich wartości  $DG_{3L}(k-3)$  i  $D$  (odpowiednio  $+2,384$  i  $+1,547$ ). Reszta dla tego roku jest duża, równa  $-413$  tys.  $km^2$ , co wynosi około 1,6 błędu standardowego estymacji (BSE). W roku 1984, kiedy różnica między wartością estymowaną a obserwowaną jest szczególnie duża ( $-689$  tys.  $km^2$ ;  $\sim 2,7$  BSE) wystąpiła sytuacja odwrotna – obie zmienne przybrały wysokie wartości ujemne ( $DG_{3L}(k-3) = -1,854$ ,  $D = -1,709$ ). To, że niezależnie od znaków zmiennych, znak błędów oszacowania wartości odstających pozostaje taki sam, zmusza do dalszych refleksji (o czym dalej).

W Arktyce Amerykańskiej nie znajduje się istotnego statystycznie wpływu cyrkulacji atmosferycznej na zmiany powierzchni zlodzonej w ciągu roku, mimo, że wskaźnik  $D$  wykazuje istotne korelacje z powierzchnią zlodzoną we wrześniu i średnią roczną powierzchnią zlodzoną (patrz tab. 2). Statystycznie istotne parametry równań dla poszczególnych momentów uzyskuje się wyłącznie dla równań z jedną zmienną –  $DG_{3L}$ . Oszacowane współczynniki regresji dla zmiennej  $D$  w kombinacji z  $DG_{3L}(k-3)$  są statystycznie nieistotne.

Model dla kolejnych momentów rozwoju powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej przybiera postaci:

$$AAm03(k) = 3408,21(\pm 32,59) - 77,13(\pm 25,83) \cdot DG_{3L}(k-3), \quad [2a]$$

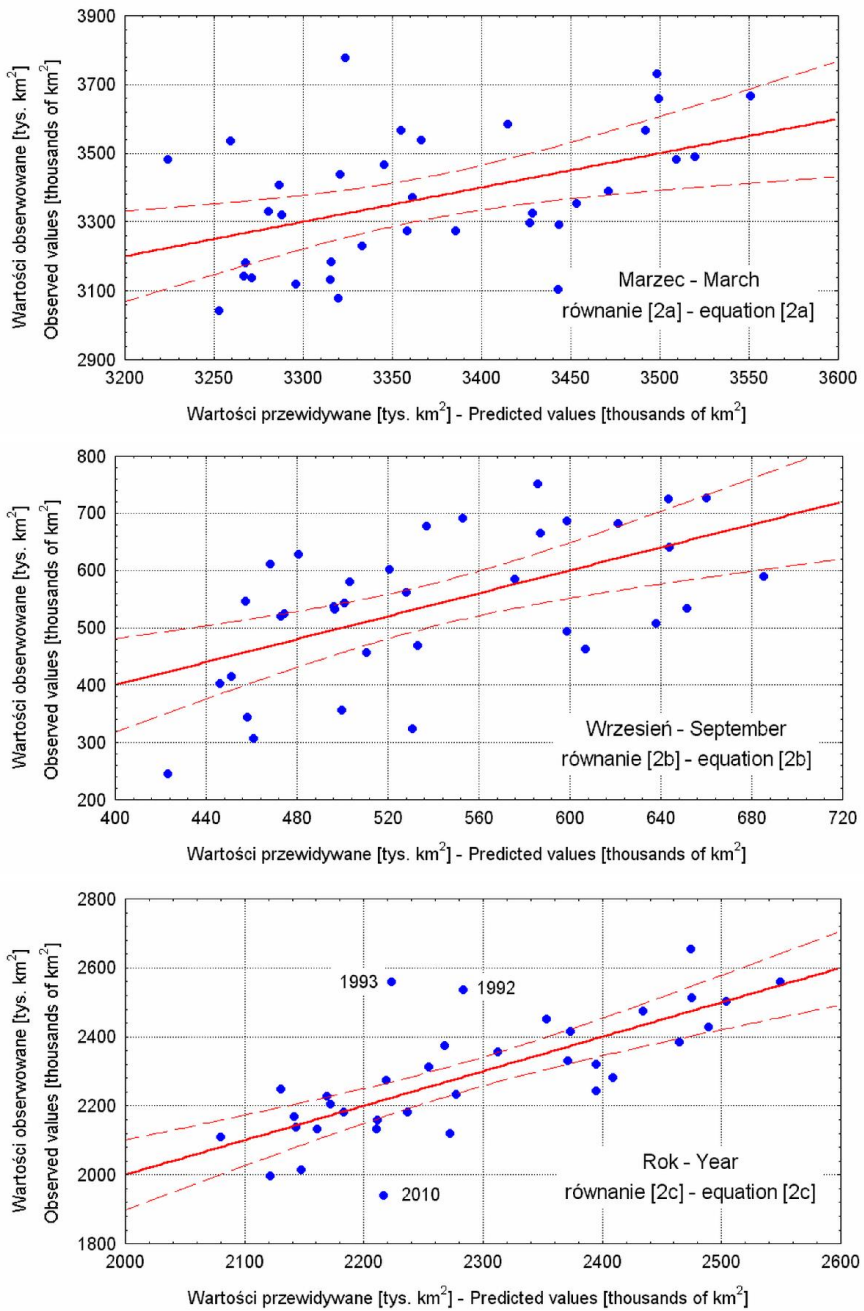
i objaśnia zaledwie  $\sim 19\%$  wariacji powierzchni zlodzonej w marcu,

$$AAm09(k) = 570,79(\pm 19,75) - 61,87(\pm 15,65) \cdot DG_{3L}(k-3), \quad [2b]$$

który objaśnia 30% wariacji powierzchni zlodzonej we wrześniu, oraz

$$AAm03RK(k) = 2344,421(\pm 21,93) - 111,77(\pm 17,38) \cdot DG_{3L}(k-3), \quad [2c]$$

który objaśnia  $\sim 54\%$  wariacji średniej rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej. Charakterystyki statystyczne modeli dla Arktyki Amerykańskiej są zestawione w tabeli 4, a wykresy rozrzutu wartości przewidywanych za pomocą modeli [ 2a ], [ 2b ] i [ 2c ] względem obserwowanych przedstawia rycina 3.



Ryc. 3. Wartości powierzchni zlodzonej Arktyki Amerykańskiej estymowane za pomocą modeli [2a] – marzec, [2b] – wrzesień, [2c] – średnia roczna versus wartości obserwowane w tych samych momentach. Oznaczone przypadki (lata) ostające

Fig. 3. . Values of sea ice extent of the 'American Arctic' estimated using models [2a] – March, [2b] – September, [2c] – annual average versus the values observed in the same moments. Marked cases (years) – outliers.

Tab. 4. Charakterystyki statystyczne modeli opisujących zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej

Table 4. The statistical characteristics of models describing variability of sea ice extent in the American Arctic.

Równanie Equation	Charakterystyka statystyczna równania modelu Statistical characteristics of model equations					Istotność oszacowania parametrów modelu (p) The significance of estimating the model parameters (p)		SOV (R <sup>2</sup> )
	R	adj.R <sup>2</sup>	F(1,33)	p	BSE	A	b	DG <sub>3L</sub> (k-3)
[ 2a ]	0,4612	0,1888	8,1	0,0053	117,25	<<0,001	0,0053	0,2127
[ 2b ]	0,5669	0,3008	15,6	0,0004	107,39	0,001	0,0004	0,3214
[ 2c ]	0,7428	0,5382	40,6	<<0,001	119,26	<<0,001	<<0,001	0,5518

Objaśnienia do tabeli – patrz tab. 3 – Explanatory notes to Table – see Table 3.

Zauważa się, że stopień objaśnienia zmienności powierzchni zlodzonej przez zmienność wskaźnika DG<sub>3L</sub>(k-3) w Arktyce Amerykańskiej jest wyraźnie mniejszy, niż w Arktyce Właściwej, mimo, że wszystkie równania są wysoce istotne. Najlepsze objaśnienie zmienności, przekraczające 50%, uzyskuje się dla średniej rocznej powierzchni zlodzonej, najslabsze – dla powierzchni zlodzonej w marcu (21%). Zwraca uwagę stosunkowo niewielki, i względnie równo rozłożony, bezwzględny błąd standardowy estymacji (BSE) powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej. W ujęciu względnym błąd oszacowania rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej przez model wynosi około 5,2%, a dla minimum powierzchni zlodzonej – 6,2%. Te różnice, między Arktyką Amerykańską, a Arktyką Właściwą wynikają między innymi z tej przyczyny, że zakres międzyrocznej zmienności powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej we wrześniu jest wielokrotnie mniejszy niż w Arktyce Właściwej (505 tys. km<sup>2</sup> w stosunku do 3833 tys. km<sup>2</sup>), co pociąga za sobą również zmniejszenie zakresu zmienności średniej rocznej powierzchni zlodzenia.

Porównanie wykresów rozrzutu estymowanych przez model wartości powierzchni zlodzenia względem wartości obserwowanych wykazuje, że model raczej słabo odtwarza zmienność zarówno w maksimum, jak i minimum rozwoju powierzchni lodów morskich w Arktyce Amerykańskiej, natomiast zupełnie dobrze zmiany średniej rocznej powierzchni zlodzonej na tym akwenie (patrz ryc. 3, sekcja [ 2c ]). Sugeruje to, że zmienna DG<sub>3L</sub>(k-3) jest podstawowym czynnikiem, który reguluje ogólny charakter zmian powierzchni zlodzonej również w Arktyce Amerykańskiej, jednak na rozmiar sezonowych zmian powierzchni zlodzonej wpływa jeszcze jakiś inny, nieuwzględniony w modelu czynnik (czynniki).

Model dla kolejnych momentów rozwoju powierzchni zlodzenia całej Arktyki osiąga wysokie wartości objaśnienia wariancji oraz najwyższe poziomy istotności statystycznej estymacji powierzchni zlodzonej. Przybiera on postaci:

$$ARc03(k) = 13303,72(\pm 36,62) - 185,68(\pm 32,62) \cdot DG_{3L}(k-3) - 90,90(\pm 42,00) \cdot D(k), \quad [ 3a ]$$

i objaśnia ~66% wariancji powierzchni zlodzonej w Arktyce w marcu,

$$ARc09(k) = 6676,02(\pm 114,13) - 459,15(\pm 108,42) \cdot DG_{3L}(k-3) - 540,45(\pm 139,52) \cdot D(k), \quad [ 3b ]$$

który objaśnia ~68% wariancji powierzchni zlodzonej we wrześniu) oraz:

$$ARcRK(k) = 11136,48(\pm 54,33) - 295,35(\pm 51,61) \cdot DG_{3L}(k-3) - 179,96(\pm 66,42) \cdot D(k), \quad [3c]$$

który objaśnia ~72% rocznej zmienności powierzchni zlodzonej w całej Arktyce. Zestawienie charakterystyk statystycznych dla modeli opisujących zmienność powierzchni zlodzonej całej Arktyki zawiera tabela 5, a wykresy rozrzutu wartości estymowanych za pomocą modeli [ 3a ], [ 3b ] i [ 3c ] względem obserwowanych przedstawia rycina 4.

Tab. 5. Charakterystyki statystyczne modeli opisujących zmienność powierzchni zlodzonej w całej Arktyce

Table 5. The characteristics of statistical models describing variability of sea ice extent in the 'entire Arctic'

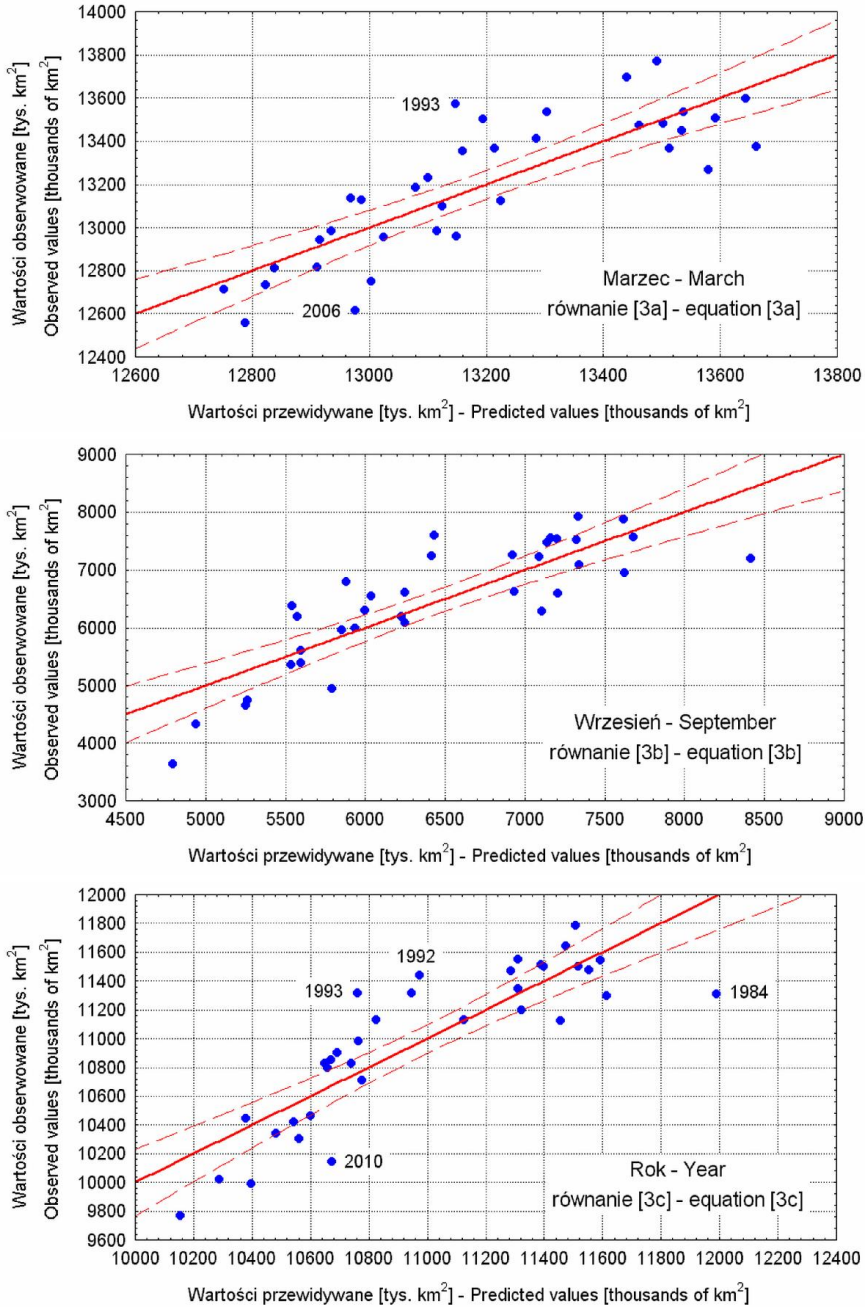
Równanie Equation	Charakterystyka statystyczna równania modelu Statistical characteristics of model equations					Istotność oszacowania parametrów modelu (p) The significance of estimating the model parameters (p)			SOV (R <sup>2</sup> )	
	R	adj.R <sup>2</sup>	F(2,32)	p	BSE	A	b	c	DG <sub>3L</sub> (k-3)	D(k)
[ 3a ]	0,8234	0,6578	33,7	<<0,001	192,40	<<0,001	<<0,001	0,0380	0,6307	0,0472
[ 3b ]	0,8375	0,6827	37,6	<<0,001	604,92	<<0,001	0,0003	0,0005	0,5614	0,1400
[ 3c ]	0,8559	0,7159	43,8	<<0,001	287,97	<<0,001	<<0,001	0,0111	0,6728	0,0606

Objaśnienia do tabeli – patrz tab. 3 – Explanatory notes to Table – see Table 3.

Model dla całej Arktyki objaśnia zdecydowanie większy odsetek zmienności powierzchni zlodzonej we wszystkich momentach, niż oba modele cząstkowe. W żadnym momencie stopień objaśnienia wariancji powierzchni zlodzonej w całej Arktyce nie jest niższy od 65%. Zmienność obu zmiennych w modelu objaśnia 71,5% wariancji rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce. Również względne błędy standardowe estymacji wartości powierzchni zlodzonej są mniejsze niż w modelach dla obu części Arktyki. Średnią roczną powierzchnię zlodzoną model objaśnia z dokładnością nie gorszą niż 3%, z najmniejszą dokładnością (9,6%) model estymuje powierzchnię zlodzoną w momencie minimum rozwoju powierzchni zlodzonej (wrzesień). Taki stan wynika najprawdopodobniej z tego, że błędy w modelach cząstkowych mają różne znaki, które częściowo znoszą się w modelu dla powierzchni całej Arktyki.

Wyraźnie zaznacza się zmienna rola cyrkulacji atmosferycznej (zmienna D) w poszczególnych momentach rozwoju pokrywy lodowej całej Arktyki. W marcu, w którym pokrywa lodowa osiąga maksimum rozwoju, rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej jest nikła – zmienność D objaśnia niespełna 5% wariancji, a współczynnik regresji zbliża się do granicy istotności statystycznej ( $p = 0,038$ ). We wrześniu, w momencie, w którym powierzchnia zlodzona osiąga minimalne rozmiary, zmienność cyrkulacji atmosferycznej od marca do sierpnia objaśnia 14% jej wariancji, a oszacowanie współczynnika regresji stojącego przed D jest wysoce istotne statystycznie (patrz tab. 5).

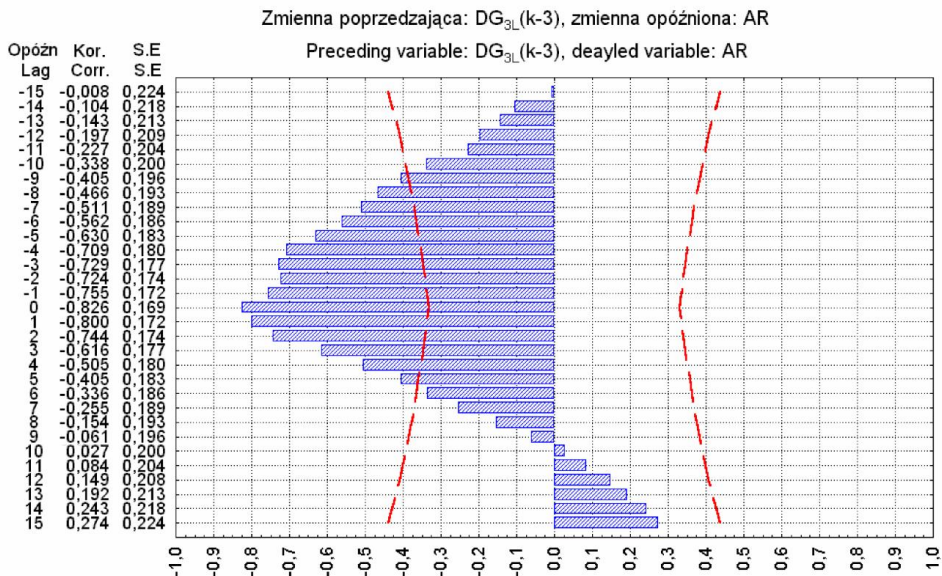
We wszystkich momentach zasadniczą rolę w objaśnieniu zmienności powierzchni zlodzonej całej Arktyki odgrywa termodynamiczna zmienna sterująca ( $DG_{3L}$  sprzed 3 lat), która objaśnia od 56% we wrześniu do 67% wariancji średniej rocznej powierzchni zlodzonej. Jeśli potraktować „wkład” obu zmiennych w kształtowaniu zmienności średniej rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce jako proporcjonalną do wartości cząstkowych współczynników determinacji ( $R^2$ ), to oddziaływanie zmiennej termodynamicznej, czyli  $DG_{3L}$  jest ~11 razy silniejsze od zmiennej dynamicznej (D).



Ryc. 4. Wartości powierzchni złodzonej w całej Arktyce estymowane za pomocą modeli [3a] – marzec, [3b] – wrzesień, [3c] – średnia roczna versus wartości obserwowane w tych samych momentach. Oznaczone przypadki (lata) ostające

Fig. 4. The values of sea ice extent of the entire Arctic estimated using models [3a] – March, [3b] – September, [3c] – annual average versus the values observed in the same years. Marked cases (years) – outliers.

Mniej niż 30% (28-29%) wariacji średniej rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki nie znajduje objaśnienia przez model. Może to być spowodowane tym, że nie uwzględniono zmiennych (zmiennej) charakteryzujących jakiś istotny proces wywierający wpływ na zmienność powierzchni zlodzonej – przypuszczalnie wpływający na kształtowanie zmienności na akwenach Arktyki Amerykańskiej. Innym czynnikiem może być „rozciągnięte” w czasie działania wpływu THC (zmiennej  $DG_{3L}$ ) na zmiany powierzchni zlodzonej w Arktyce. Nie jest również jasne, czy zastosowano właściwą rozdzielczość czasową modelu – przyjęto największą możliwą rozdzielczość – roczną i trzyletnie przesunięcie czasowe działania  $DG_{3L}$ , gdy inne analizy (tu szczegółowo nie przedstawione) zdają się wskazywać na znacznie dłuższą skalę reakcji powierzchni zlodzonej na zmiany ilości ciepła transportowanego z tropików do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną (patrz ryc. 5).



Ryc. 5. Korelacje wzajemne: zmienna poprzedzająca  $DG_{3L}(k-3)$ , opóźniona roczna powierzchnia zlodzona całej Arktyki (AR<sub>C</sub>RK). Przesunięcia czasowe  $\pm 15$  lat. Poziom istotności ( $\pm 2$  błędy standardowe) oznaczone krzywymi przerywanymi

Fig. 5. Mutual correlations: preceding variable  $DG_{3L}(k-3)$ , delayed annual sea ice extent of the entire Arctic (AR<sub>C</sub>RK). Time shifts  $\pm 15$  years. The significance level ( $\pm 2$  standard errors) marked with dashed curves.

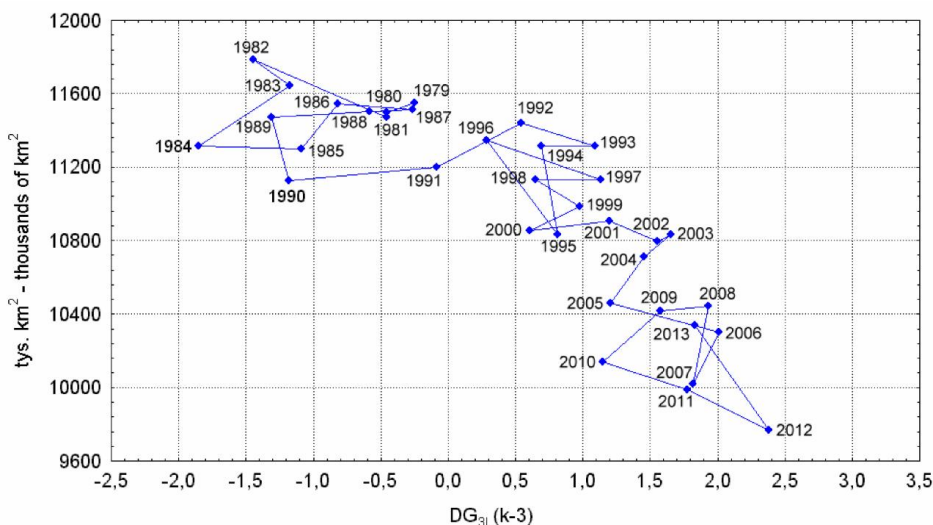
Przede wszystkim wydaje się, że reakcja powierzchni zlodzonej nie następuje ściśle proporcjonalnie do zmieniającej się, opóźnionej wartości zmiennej  $DG_{3L}$  w danym roku, ale zawiera w sobie dodatkowy element skumulowanego działania tej zmiennej w przypadku występowania następujących po sobie dodatnich lub ujemnych wartości  $DG_{3L}$ . Świadczyć o tym może asymetria rozkładu wartości współczynników korelacji przy kolejnych przesunięciach czasowych. Wskaźniki korelacji między  $DG_{3L}(k-3)$  a roczną powierzchnią zlodzoną całej Arktyki przy przesunięciach czasowych o 1 rok osiągają istotne statystycznie wartości od przesunięcia +5 do -9 (przez 15 lat!), przy wystąpieniu największej wartości bezwzględnej (-0,826) przy zerowym przesunięciu. Dodatkowo, od przesunięcia -1 do

przesunięcia -4 wartości współczynników korelacji praktycznie nie zmieniają się. Taki stan sugeruje, że być może wszystkie operacje liczbowe powinno prowadzić się nie na wartościach rzeczywistych, ale na wartościach filtrowanych – na przykład na średnich ruchomych lub medianach ruchomych – zwiększyłyby to jednak również przesunięcia czasowe szacowanej powierzchni zlodzonej. Tym niemniej może to wskazywać, że zależność powierzchni zlodzonej w całej Arktyce od zmian dopływu ciepła transportowanego przez cyrkulację oceaniczną ( $DG_{3L}$ ) w równaniach liniowych jest w rzeczywistości nieliniowa i powinno zastosować się inny – bardziej adekwatny model.

Dla wyjaśnienia rzeczywistego funkcjonowania mechanizmów klimatycznych Arktyki kwestia adekwatności równań [1a,b,c] i [3a,b,c] wydaje się mieć zasadnicze znaczenie.

## 6. Wymowa klimatyczna zmiennych w modelu

Przeglądając bardziej szczegółowo ryc. 2 i 4 nietrudno zauważyć, że estymowane za pomocą modeli [ 1a,b,c ] i [ 3a,b,c ] wartości powierzchni zlodzonej w każdym z rozważanych momentów wydają się tworzyć na wykresie dwa odrębne zbiory punktów. Jedno skupienie, tworzące „chmurę” o słabo zaznaczonej osi dłuższej charakteryzuje się dużymi średnimi powierzchniami zlodzonymi (~11 500 tys. km<sup>2</sup>), drugie skupienie, o wyraźnie zaznaczonej osi dłuższej stanowi zbiór punktów o silnie zróżnicowanych wartościach – od relatywnie wysokich (ponad 11 200) do relatywnie niskich (poniżej 9800 tys. km<sup>2</sup>). Sugeruje to, że jedna funkcja liniowa stosowana w modelach „uśrednia” tu dwie różne zależności. Wykres toru zmian rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki w funkcji zmian  $DG_{3L}(k-3)$  potwierdza taki stan (patrz ryc. 6).



Ryc. 6. Wykres toru zmian rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki w funkcji zmian dopływu ciepła wnoszonego do Arktyki przez wcześniejszą zmienność THC ( $DG_{3L}(k-3)$ ). Oznaczone numery lat charakteryzują rok, w którym odnotowana została dana powierzchnia zlodzona

Fig. 6. Plot of changes in the annual sea ice extent of the entire Arctic as a function of changes in the flow of heat transferred to the Arctic by an earlier variability of THC ( $DG_{3L}(k-3)$ ). Marked numbers of years characterize the year in which sea ice extent was recorded.



Największa odległość między zbiorami lokuje się między punktami z lat 1990 a 1992, co odpowiada przejściu wskaźnika  $DG_{3L}(k-3)$  od wartości  $-0,5$  do  $+0,5$ , czyli przez zero. Wyjaśnia to, że jeśli przybliżać zależności funkcjami liniowymi, odrębna zależność kształtuje się dla rocznej powierzchni złodzonej całej Arktyki w warunkach kiedy wskaźnik  $DG_{3L}(k-3)$  przybiera wartości ujemne ( $DG_{3L} < 0$ ), odrębna w sytuacji odwrotnej ( $DG_{3L} > 0$ ). W równaniu liniowym, w którym średnia roczna powierzchnia złodzona całej Arktyki stanowi funkcję jednej zmiennej –  $DG_{3L}(k-3)$ , wyraz wolny jest równy 11169 tys. km<sup>2</sup>, co oznacza, że przy takiej powierzchni wartość zmiennej  $DG_{3L}(k-3)$  jest równa zero. Moment ten<sup>12</sup> odpowiada okresowi między rokiem 1987 a 1989, kiedy natężenie THC na Atlantyku Północnym zaczęło gwałtownie wzrastać i wskaźnik  $DG_{3L}$  po okresie względnie stabilnego przebiegu w zakresie wartości ujemnych zaczął rosnąć i zmienił znak na dodatni (rok 1988; patrz załącznik 1). Oznacza to, że w rzeczywistości zależność powierzchni złodzonej od zmienności wskaźnika  $DG_{3L}$  jest nieliniowa.

Tą odmienną zależność powierzchni złodzonej całej Arktyki przy dodatnich i ujemnych wartościach wskaźnika  $DG_{3L}$  potwierdza przeprowadzona estymacja parametrów równania liniowego metodą regresji segmentowej<sup>13</sup>. W przypadku rocznej powierzchni złodzonej całej Arktyki jako funkcji wskaźnika  $DG_{3L}(k-3)$  punkt przelamania wyznacza wartość powierzchni złodzonej równa 10 982 tys. km<sup>2</sup>. Jest to wartość nieco tylko niższa ( $-187$  tys. km<sup>2</sup>) od wartości wyrazu wolnego we wspomnianym poprzednio równaniu, odpowiadającej rocznej powierzchni złodzonej przy wartości  $DG_{3L}(k-3)$  równej 0. Równanie regresji segmentowej przybierają postaci:

$$\begin{aligned} ARcRK &= 11\,227 - 505,62 \cdot DG_{3L}(k-3) && \text{(dla } ARcRK < 10\,982 \text{ tys. km}^2\text{)} && [4.a] \\ ARcRK &= 11\,347 - 113,11 \cdot DG_{3L}(k-3) && \text{(dla } ARcRK > 10\,982 \text{ tys. km}^2\text{)} && [4.b] \end{aligned}$$

Układ tych równań objaśnia 83,96% wariacji średniej rocznej powierzchni złodzonej całej Arktyki w latach 1979-2013 ( $R = 0,9163$ ), co stanowi ponad dziesięcioprocentowy wzrost w stosunku do modelu [3c]. Oznacza to, że regresja segmentowa znacznie lepiej objaśnia zmienność rocznej powierzchni złodzonej Arktyki, niż równanie, dla którego zmienna  $DG_{3L}(k-3)$  ma jeden „wspólny” dla całej powierzchni złodzonej współczynnik regresji.

Wydaje się konieczne zwrócenie uwagi na radykalną zmianę wartości współczynnika regresji w obu równaniach regresji segmentowej. „Siła oddziaływania” wskaźnika  $DG_{3L}$  w przypadku, gdy przybiera on wartości dodatnie jest około 5 razy większa, niż w przypadku, gdy przybiera wartości ujemne. Oznacza to, że w przypadku osiągnięcia wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  równego 1, za trzy lata średnia roczna powierzchnia złodzona w całej Arktyce zmniejszy się nieco o ponad 0,5 mln km<sup>2</sup>, przy czym zmiany te następują głównie kosztem znacznego zmniejszania się powierzchni złodzonej w „cieplej” porze roku. W przypadku, gdy nastąpi spadek wskaźnika do takiej samej wartości ujemnej ( $-1$ ) spowoduje to za trzy lata wzrost średniej rocznej powierzchni złodzonej tylko o niewiele ponad 0,1 mln km<sup>2</sup>.

<sup>12</sup> Te lata wskazują na rzeczywiste datowanie wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ . W zależnościach [1a,b,c; 2a,b,c; 3a,b,c] wykorzystuje się wartości wskaźnika sprzed trzech lat. W roku 1991 średnia roczna powierzchnia złodzona była równa 11 199 tys. km<sup>2</sup>, a wartość o trzy lata wcześniejszego (tj. z roku 1988) wskaźnika  $DG_{3L}$  jest równa  $-0,08$ .

<sup>13</sup> Regresja segmentowa stanowi jedną z odmian regresji nieliniowej. Omawia się tutaj tylko związki rocznej powierzchni złodzonej całej Arktyki, jako pewnego rodzaju syntezę. Wyniki regresji segmentowej dla poszczególnych momentów zmian powierzchni złodzonej Arktyki Właściwej i całej Arktyki dają podobne rezultaty, potwierdzające przedstawione dalej wnioski. Ich omawianie nie wniosłoby tu zatem nic istotnego.

Analiza równania regresji segmentowej dwu zmiennych –  $DG_{3L}(k-3)$  i  $D(k)$  – daje w przypadku szacowania średniej rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki jeszcze bardziej wymowne rezultaty. Punkt przełamania odpowiada powierzchni zlodzonej 10 982 tys.  $km^2$ , a więc jest taki sam, jak w równaniu z jedną zmienną (równania [4.a] i [4.b]). Układ równań przybiera postaci:

$$ARcRK = 11\,493 - 553,86 \cdot DG_{3L}(k-3) - 257,05 \cdot D \quad (\text{dla } ARcRK < 10\,982 \text{ tys. } km^2) \quad [5.a],$$

$$ARcRK = 11\,359 - 118,12 \cdot DG_{3L}(k-3) + 28,29 \cdot D \quad (\text{dla } ARcRK > 10\,982 \text{ tys. } km^2) \quad [5.b].$$

Układ równań regresji segmentowej z dwoma zmiennymi objaśnia 88,8% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej ( $R = 0,9421$ ). Wprowadzenie drugiej zmiennej, charakteryzującej *de facto* cyrkulację atmosferyczną nad obszarem Arktyki Właściwej powoduje przyrost stopnia objaśnienia wariacji o 4,8%. Można zatem twierdzić, że cyrkulacja atmosferyczna objaśnia tylko 4,8% wariacji średniej rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki, co w stosunku do stopnia objaśnienia zmienności powierzchni zlodzonej przez  $DG_{3L}$  jest wartością nieznaczną. Wartości współczynników regresji przy  $DG_{3L}(k-3)$  zmieniają się w stosunku do równania z jedną zmienną niewiele (-505,62 i -553,62 oraz -113,11 i -118,12 odpowiednio), natomiast współczynniki regresji stojące przed zmienną  $D$  wykazują około 10-krotną różnicę w sile oddziaływania w zależności od tego, czy wartość  $DG_{3L}(k-3)$  jest większa, czy mniejsza od zera. Ich wartości to -257,05 i +28,29. W przypadku, gdy powierzchnia zlodzona jest mniejsza od 10 982 tys.  $km^2$ , dodatnia wartość wskaźnika  $D$  powoduje szybki spadek powierzchni zlodzonej, natomiast w przypadku, gdy powierzchnia zlodzona jest większa od 10 982 tys.  $km^2$  dodatnia wartość wskaźnika  $D$  powoduje nie spadek, ale bardzo powolny wzrost powierzchni zlodzonej.

Oznacza to, że gdy wartości  $DG_{3L}$  spadają konsekwentnie poniżej zera, rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmian rocznej powierzchni zlodzonej Arktyki staje się bardzo mała. Jest to w pełni zrozumiałe, gdyż wraz ze wzrostem powierzchni zlodzonej na danym akwenie rośnie również stopień zwarcia (koncentracji) lodów, przez co ich dryf staje się coraz bardziej utrudniony i przebiega ze znacznie mniejszymi prędkościami (Doronin i Khejsin 1975, Zakharov i Malinin 2000, Leppäranta 2011). Dzieje się tak w dużej mierze niezależnie od tego, czy znak zmiennej  $D$  jest dodatni, czy ujemny.

Tak więc w modelu regresji segmentowej zmienność uwzględnionych tu dwu zmiennych sterujących objaśnia 88-89% obserwowanej wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w okresie 35 lat, w których prowadzone są obserwacje satelitarne (1979-2013). Bez objaśnienia pozostaje 11-12% obserwowanej w tym okresie wariacji rocznej powierzchni zlodzonej. Świadczy to, że czynniki charakteryzowane przez zmienną  $DG_{3L}$ , czyli dostawa ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki (intensywność THC) i charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką Właściwą, są tymi czynnikami, które determinują zasadnicze cechy przebiegu zmienności średniej rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce. Na działanie innych czynników kształtujących zmiany rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce nie pozostawia to wiele miejsca. Oba czynniki, jakie opisują zmienne sterujące, są czynnikami naturalnymi.

Z układu równań [5.a] i [5.b] wynika, że zmiany powierzchni zlodzonej Arktyki kształtują się w dwu odrębnych reżimach. Pierwszy reżim, który można nazwać „chłodnym”, funkcjonuje w warunkach, w których dostawa ciepła wnoszonego do Arktyki wraz z Wodami Atlantyckimi przez THC jest nikła, mniejsza od przeciętnej w okresie 1901-2000<sup>14</sup> ( $DG_{3L} \leq 0$ ). Drugi reżim – „ciepły” – funkcjonuje w warunkach, w których THC jest intensywna, dostawa ciepła do Arktyki wnoszonego przez cyrkulację

<sup>14</sup> Jest to okres, względem średniej, z którego przeprowadzono standaryzację wskaźnika  $DG_{3L}$  (patrz zał. 1).

oceaniczną jest większa od przeciętnej dla stulecia 1901-2000 ( $DG_{3L} > 0$ ). Warunkiem przejścia z reżimu „chłodnego” do „ciepłego” jest nieprzerwane występowanie dodatnich wartości  $DG_{3L}$  przez co najmniej trzy lata, a następnie dalsze utrzymywanie się przewagi wartości dodatnich  $DG_{3L}$  nad ujemnymi ( $\sum |+DG_{3L}| > \sum |-DG_{3L}|$ ). Przejście do reżimu „chłodnego” wymaga spełnienia odwrotnych warunków. Oba reżimy mogą mieć różne natężenia, zależne od średnich wartości dodatnich lub ujemnych wskaźnika  $DG_{3L}$  w danym okresie.

W reżimie „chłodnym” przyrost średniej rocznej powierzchni zlodzonej następuje powoli, proporcjonalnie do bezwzględnych ujemnych wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ , wpływ zmian cyrkulacji atmosferycznej na zmiany powierzchni zlodzonej nie ma w tym reżimie większego znaczenia, mimo, że dodatnie wartości wskaźnika  $D$  powodują wzrost powierzchni zlodzonej, a ujemne – jej spadek (patrz parametry równania [5.b]). Szybciej następuje przyrost powierzchni zlodzonej w okresie minimum rozwoju jej powierzchni (sierpień-wrzesień), niż w maksimum rozwoju (marzec-kwiecień). Możliwość wzrostu powierzchni zlodzonej w Arktyce w maksimum jej rozwoju (marzec-kwiecień) powyżej 13,8-14,2 mln km<sup>2</sup> jest ograniczona przez cechy geograficzne i topograficzne akwenów – jest to możliwe jedynie na relatywnie niewielkich powierzchniach – otwartych na południe mórz Labrador, Grenlandzkiego i Barentsa. Na pozostałych akwenach lody w maksimum rozwoju nawet w obecnym, „ciepłym reżimie”, pokrywają je w 100%, dochodząc do linii brzegowej. W rezultacie, ze względów czysto formalnych, wpływ nawet dużych ujemnych wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  ma ograniczony wpływ na zwiększenie się średniej rocznej powierzchni zlodzonej

W reżimie „ciepłym” spadek powierzchni zlodzonej następuje relatywnie szybko, zwłaszcza w okresie minimum rozwoju (sierpień-wrzesień), co warunkuje to, że średnia roczna powierzchnia zlodzona spada również z dużą prędkością. Na dodatek, wraz ze zmniejszaniem się koncentracji lodów rośnie w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej rola cyrkulacji atmosferycznej, która przyczynia się do coraz szybszego wyprzątania lodów z Arktyki, a tym samym zmniejszania się powierzchni zlodzonej (patrz parametry równania [5.a]), nie tylko w pobliżu brzegów, ale i na bliskich biegunowi akwenach.

## **7. Dwustanowość zmian powierzchni zlodzonej w Arktyce. Dyskusja nad rolą THC i cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmian powierzchni zlodzonej**

Takie dwu-stanowe, albo dwu-reżimowe zachowanie jest charakterystyczne nie tylko dla zmian powierzchni lodów Arktyki, ale i dla zachowania się cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce. Studia Proshutinsky'ego i Johnsona (1997, 2001), Polyakova i in. (1999) oraz Polyakova i Johnsona (2000) wykazały funkcjonowanie w Arktyce dwóch trybów o charakterze oscylacyjnym – krótkookresowego o skali dekadowej, powiązanego według Polyakova i Johnsona (2000) z AO (Oscylacją Arktyczną) i multidekadowego – o dominującym okresie 60-80 lat, nazwanego przez nich Oscylacją Niskoczęstotliwościową (LFO – Low-Frequency Oscillation). LFO przejawia się w długookresowej zmianie charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z antycyklonalnego na cyklonalny, i odwrotnie. Te odmienne tryby cyrkulacji atmosferycznej, które przeważają w danej fazie LFO<sup>15</sup>, sterują według Polyakova i in. (1999) całokształtem wykształcenia i funkcjonowania cech klimatycznych i hydrologicznych Arktyki.

---

<sup>15</sup> W pozytywnej fazie LFO przeważa nad Arktyką cyrkulacja cyklonalna, w negatywnej – antycyklonalna.

W trakcie wystąpienia reżimu antycyklonalnego ciśnienie atmosferyczne nad Arktyką jest wyższe, prędkości wiatru są niższe, temperatura powietrza zimą niska. Adwekcje mas powietrza z niższych szerokości geograficznych są rzadkie. Niższe są również roczne sumy opadów nad oceanem, wyższe nad lądowym otoczeniem Arktyki. Prędkość dryfu lodów jest obniżona, a ich grubość i koncentracja są duże. W trakcie wystąpienia reżimu cyklonalnego ciśnienie atmosferyczne nad Arktyką spada, prędkość wiatru rośnie. Adwekcje z niższych szerokości są stosunkowo częste, niższe, głównie z Atlantyku, wnikają w głąb Arktyki. Dryf lodów staje się szybszy, a wobec dywergencji (rozbieżności) w polu wiatru pojawiają się rozległe obszary czystej wody (wolnej od pokrycia lodem). Temperatura powietrza zimą wykazuje wyraźny wzrost w stosunku do zim z reżimem antycyklonalnym, sumy opadów nad oceanem wzrastają, maleją nad otaczającymi ocean lądami.

Polyakov i in. (1999) zauważają, że powtarzanie się kilku następujących po sobie lat z występowaniem reżimu cyklonalnego prowadzi, poprzez zwiększenie czasu topnienia lodów, do zmniejszania się średniej grubości lodu w Arktyce i zwiększania objętości wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA). Wobec wzrostu działania czynnika dynamicznego (działanie wiatru) w czasie reżimu cyklonalnego dochodzi do zwiększonego wyprowadzania nadmiaru wysłodzonych PWA i lodów morskich z Arktyki na południe przez cieśniny Archipelagu Kanadyjskiego i Cieśninę Fram. Ujemny bilans wodny Oceanu Arktycznego w tym reżimie powodowany wypływem PWA poza wąsko rozumianą Arktykę jest kompensowany przez zwiększony napływ Wód Atlantyckich do Arktyki.

Występowanie tych dwu trybów cyrkulacji powoduje istnienie w klimacie Arktyki długookresowej zmienności naturalnej o dużej amplitudzie, praktycznie uniemożliwiającej wykrycie ewentualnego trendu, związanego z wpływem efektu cieplarnianego i funkcjonowaniem „wzmocnienia arktycznego” (Polyakov i Johnson 2000, Polyakov i in. 2002, 2003).

Przedstawiona koncepcja Polyakova, Proshutinsky'ego i Johnsona jest dobrze osadzona w materiale obserwacyjnym i jego interpretacji fizycznej, zwłaszcza po stronie oceanograficznej. Nie jest jednak jasne, co ma stanowić przyczynę zmiany fazy LFO, a tym samym przejścia reżimu cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z antycyklonalnego do cyklonalnego (lub odwrotnie), prowadzącego do diametralnej zmiany funkcjonowania procesów klimatotwórczych w Arktyce.

Przejście z reżimu antycyklonalnego do cyklonalnego wymaga wzrostu zasobów ciepła w podłożu – w tym wypadku w wodach mórz arktycznych, z których strumienie ciepła doprowadzą do wzrostu temperatury powietrza w warstwie przy powierzchniowej. Ciepło to jest potrzebne do zniszczenia quasi-stabilnej warstwy inwersyjnej w dolnej troposferze. Zanik tej warstwy, w której panuje równowaga skrajnie stała, jest niezbędny dla uzyskania przez atmosferę chwiejności, umożliwiającej zaistnienie dodatkowej wirowości, a w dalszej konsekwencji – spadków ciśnienia atmosferycznego.

LFO – oscylacja niskoczęstotliwościowa, o której piszą Polyakov i Johnson (2000), oraz o funkcjonowaniu której pisze Polyakov ze współautorami w licznych późniejszych pracach (np. Polyakov i in. 2002, 2003, 2004, 2005), charakteryzuje się okresowością 60-80-letnią. Przebieg THC na Atlantyku Północnym w latach 1880-2013 cechuje się podobną okresowością (70-letnią – wskaźnik  $DG_{3L}$ ). Okresy ocieplenia i ochłodzenia Arktyki, którym winna odpowiadać zmiana reżimów cyrkulacji atmosferycznej z cyklonalnej na antycyklonalną i odwrotnie, są, z bardzo dobrym przybliżeniem, zbieżne ze zmianami faz THC. Gwałtowne ocieplenie Arktyki w latach 30.-40. XX wieku i silna redukcja powierzchni lodów w tym okresie nastąpiło w warunkach wzrostu intensywności THC na Atlantyku Północnym i wprowadzania zwiększonej ilości ciepła do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną (Bengtsson i in. 2004, Styszynska 2004, 2005). Ostatniemu okresowi wzmocnienia intensywności THC i przejściu w przybliżeniu

w tym samym czasie LFO do fazy dodatniej (Polyakov i in. 2003) odpowiada w Arktyce wzrost SST, spadek powierzchni lodów, wzrost temperatury powietrza i wzrost wskaźnika D, wskazującego na występowanie przewagi cyrkulacji cyklonalnej nad Arktyką. Również znaczny odsetek długo- i krótkookresowych zmian temperatury powietrza w Arktyce jest zgodny ze zmianami wskaźnika  $DG_{3L}$ . Współczynnik korelacji między wskaźnikiem  $DG_{3L}$  z lat 1880-2014, w którego przebiegu widoczne są „ostre” przejścia od ujemnych do dodatnich faz intensywności THC, a szeregiem rocznych anomalii temperatury powietrza w Arktyce (strefie 64-90°N) obliczanymi przez NASA GISTEMP jest równy 0,67.

Taka sytuacja sugeruje, że zachodzą związki między intensywnością THC na Atlantyku Północnym, a charakterem cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką. Jest jednak problemem, czy zmiany intensywności THC są skutkiem zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką, czy też odwrotnie – zmiany THC, poprzez wprowadzanie zwiększonych ilości ciepła do mórz Arktyki i doprowadzanie do zmian powierzchni zlodzonej, a tym samym do regulacji rozmiarów strumieni ciepła z oceanu do atmosfery – stanowią przyczynę zmiany reżimu cyrkulacyjnego z antycyklonalnego na cyklonalny.

Na takie pytanie może odpowiedzieć analiza związków między wskaźnikiem D, charakteryzującym najogólniejsze cechy cyrkulacji atmosferycznej regulujące dryf lodów w Arktyce Właściwej a wskaźnikiem  $DG_{3L}$ , charakteryzującym natężenie THC. Dodatkowo wartości wskaźnika D występują wtedy, gdy nad pograniczem północnej części mórz Grenlandzkiego i Barentsa oraz nad pograniczem mórz Karskiego i Łaptiewów w okresie między marcem a sierpniem utrzymuje się ciśnienie niższe od przeciętnego (patrz zał. 2). Największą częstość występowania Antycyklonu Arktycznego obserwuje się w miesiącach wiosennych i letnich, najmniejszą – w okresie zimowym (Vorobei i Smirnov 2003). Przy występowaniu rozległego antycyklonu arktycznego w okresie wiosny i lata, wartość wskaźnika D powinna być ujemna. Można więc przyjąć, że wskaźnik D charakteryzuje w jakiejś mierze również charakter reżimu cyrkulacyjnego w danym roku (dodatnie wartości D – reżim cyklonalny w rozumieniu Polyakova i in. (1999), ujemne wartości – reżim antycyklonalny).

Odpowiedź na pytanie, czy zmiana reżimu cyrkulacyjnego z antycyklonalnego na cyklonalny jest skutkiem wzrostu intensywności THC uzyska się wtedy, kiedy analiza wykaże, że między wskaźnikami  $DG_{3L}$  a D zachodzą istotne statystycznie związki, a zmiana charakteru cyrkulacji atmosferycznej z antycyklonalnej na cyklonalną następuje z opóźnieniem w stosunku do zmiany fazy wskaźnika  $DG_{3L}$  z ujemnej na dodatnią. W warunkach zwiększonej ilości ciepła wprowadzanego do wód mórz arktycznych przez THC, taka reakcja atmosfery (wzrost temperatury powietrza w dolnej troposferze, wzrost chwiejności, spadek ciśnienia) jest do przewidzenia.

Jeśli w korelacjach z przesunięciami czasowymi okaże się, że zmiana cyrkulacji atmosferycznej z antycyklonalnej na cyklonalną wyprzedza w czasie zmianę fazy wskaźnika  $DG_{3L}$  z ujemnej na dodatnią, nie pozostanie nic innego, jak przyjąć, że wskazuje to na to, że zmiana cyrkulacji atmosferycznej jest przyczyną zmiany intensywności THC, a wzrost intensywności dopływu Wód Atlantyckich do Arktyki stanowi, zgodnie z tezą Polyakova i in. (1999), efekt kompensacji ujemnego bilansu wodnego Oceanu Arktycznego. Jednak w tym przypadku dalej pozostanie niejasne, jakie w takim razie są mechanizmy przejścia cyrkulacji atmosferycznej z reżimu antycyklonalnego do cyklonalnego.

Wstępne badania, ograniczone do cech formalnych<sup>16</sup>, nad związkami między cyrkulacją atmosferyczną a intensywnością THC wskazują, że wartości te nie są niezależne, ale są również ze sobą

---

<sup>16</sup> Nie poddano analizie związków pola ciśnienia ze zmianami  $DG_{3L}$ , ograniczono się do statystycznej analizy związków między wskaźnikiem D a  $DG_{3L}$ .

powiązane. Zmienność wskaźnika D wykazuje związek ze zmiennością wskaźnika intensywności THC ( $DG_{3L}$ ). Analiza korelacji przeprowadzona z przesunięciami, w których bieg wskaźnika  $DG_{3L}$  (1940-2014)<sup>17</sup> wyprzedza w czasie przebieg wskaźnika D o 0, 1, 2, 3, ..., 9 lat, wykazuje, że D jest istotnie skorelowany z  $DG_{3L}$ , przy czym siła związku rośnie z upływem czasu od ustalenia się dodatnich wartości wskaźnika charakteryzującego intensywność THC. Osiąga ona maksimum w piątym i szóstym roku opóźnienia wskaźnika D względem  $DG_{3L}$  ( $r = +0,47$  i  $+0,51$  odpowiednio), po czym siła związków spada do nieistotnych wartości w dziewiątym roku opóźnienia. Wartości współczynników korelacji i poziom ich istotności statystycznej zestawione są w tabeli 6.

Tab. 6. Wartości współczynników korelacji ( $r$ ) między wskaźnikiem D z roku  $k$  a wskaźnikiem  $DG_{3L}$ , wyprzedzającym D od 0 do 9 lat oraz poziom istotności związku ( $p$ )

Table 6. The values of correlation coefficients ( $r$ ) between the D index from year  $k$  and the  $DG_{3L}$  index preceding D by 0 to 9 years and the significance level ( $p$ ).

	$DG_{3L}$ (k)	$DG_{3L}$ (k-1)	$DG_{3L}$ (k-2)	$DG_{3L}$ (k-3)	$DG_{3L}$ (k-4)	$DG_{3L}$ (k-5)	$DG_{3L}$ (k-6)	$DG_{3L}$ (k-7)	$DG_{3L}$ (k-8)	$DG_{3L}$ (k-9)
$r$	0,37	0,37	0,25	0,36	0,41	0,47	0,51	0,44	0,39	0,24
$p$	0,002	0,003	0,043	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,052

Uwagi. Wartość  $p$  w tabeli 0,000 oznacza, że  $p \ll 0,001$ . Analizowano 66-elementowe szeregi, we wszystkich korelacjach szereg D rozpoczyna się w roku 1949, szeregi  $DG_{3L}$  rozpoczynają się kolejno od roku 1949 ( $k$ ), 1948 ( $k-1$ ), 1947 ( $k-2$ ), 1946 ( $k-3$ ), 1945 ( $k-4$ ), 1944 ( $k-5$ ), 1943 ( $k-6$ ), 1942 ( $k-7$ ), 1941 ( $k-8$ ) i 1940 ( $k-9$ )

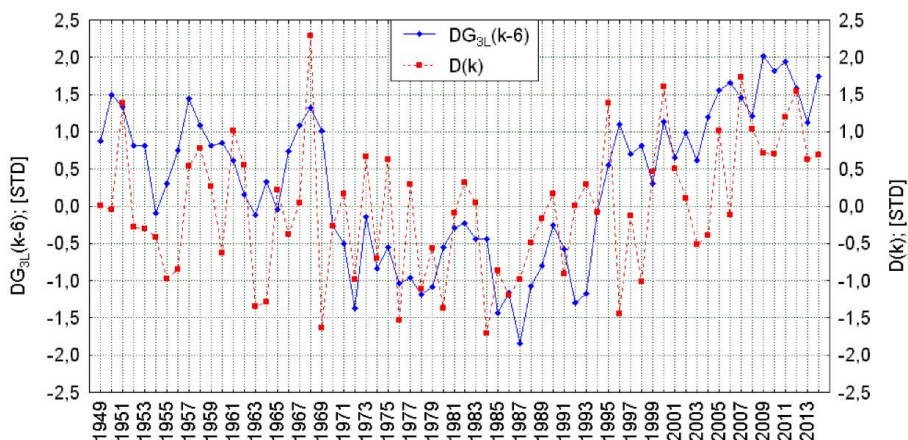
Remarks. The value  $p$  0.000 in the Table means that  $p \ll 0.001$ . 66-element series were analyzed, in all the correlations a D series begins in 1949,  $DG_{3L}$  series start consecutively from 1949 (from year  $k$ ), 1948 ( $k-1$ ), 1947 ( $k-2$ ), 1946 ( $k-3$ ), 1945 ( $k-4$ ), 1944 ( $k-5$ ), 1943 ( $k-6$ ), 1942 ( $k-7$ ), 1941 ( $k-8$ ) and 1940 ( $k-9$ ).

Przegląd przebiegów wskaźników  $DG_{3L}(k-6)$  i D wykazuje niezbyt wyraźne związki między oboma wielkościami z roku na rok (patrz ryc. 7), co odpowiada „rozmyciu” związków w funkcji czasu i dość słabemu skorelowaniu obu wielkości ( $r = 0,51$ ; patrz tab. 6). Zaznaczają się w przebiegu obu wskaźników nieregularne przesunięcia czasowe rzędu  $\pm 1-2$  lat. Widoczny jest jednak podobny przebieg jednoimiennych trendów i moment zmiany trendów w przebiegu obu wskaźników.

Uzyskany wynik analizy pozwala z dużą dozą prawdopodobieństwa twierdzić, że przyczyną zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką, manifestującą się przejściem wskaźnika D z wartości ujemnych do wartości dodatnich jest wcześniejsza zmiana intensywności THC, wnoszącej do Arktyki zwiększone ilości ciepła przez cyrkulację oceaniczną. Jeśli teza ta jest poprawna, oznacza to, że THC, poprzez cały łańcuch zdarzeń, który generuje, steruje najbardziej generalnymi cechami cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce.

Przejście cyrkulacji atmosferycznej cyklonalnej w antycyklonalną jest bardziej skomplikowanym problemem. Dodatni współczynnik korelacji między  $DG_{3L}$  a D wyjaśnia, że z chwilą spadku natężenia THC poniżej średniej, z odpowiednim opóźnieniem wartość współczynnika D przybiera wartości ujemne. Oznacza to przejście cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z reżimu cyklonalnego do antycyklonalnego.

<sup>17</sup> Przyjęcie do analizy szeregów znacznie dłuższych niż okres rozpatrywany w tej pracy wynika z potrzeby analizy takiego okresu, w której wskaźniki  $DG_{3L}$  i D wykazywały zarówno trendy dodatnie, jak i ujemne, tak, aby mieć pewność, że znaki i wartości wskaźników korelacji nie wynikają z przypadkowego występowania jednoimiennych trendów w obu szeregach.



Ryc. 7. Przebieg wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$  (szereg z lat 1943-2008) i wskaźnika  $D(k)$  (szereg z lat 1949-2014; opóźniony w stosunku do  $DG_{3L}$  o 6 lat). Zauważalna w przebiegu obu szeregów zmiana trendów obu wielkości przypadająca w podobnych momentach. Oznaczenie skali czasu zgodne z przebiegiem wskaźnika  $D$

Fig. 7. The course of  $DG_{3L}(k-6)$  index (time series from 1943 to 2008) and of  $D(k)$  index (the series from 1949 to 2014, delayed from the  $DG_{3L}$  by 6 years). Noticeable change in trends in both values in the course of the two series observed in similar moments. Marking of the timescale is marked following the course of  $D$  index.

Zmniejszenie dostawy ciepła transportowanego do Arktyki w pierwszej kolejności powoduje zmniejszenie się zasobów ciepła w wodach mórz arktycznych i spadek SST. Spadek SST pozwala na rozwój powierzchni pokrywy lodowej. Jedno i drugie zmniejszają stopniowo strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, przyczyniając się do spadku temperatury powietrza, zwłaszcza w okresie krótkiego dnia i nocy polarnej. Odcięcie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery przez pokrywę lodową i wypromieniowanie ciepła z powierzchni lodów sprzyja zaistnieniu nad jej powierzchnią równowagi stałej i utrzymywania się inwersji w dolnej troposferze. W takich warunkach istnieją dogodne warunki dla dalszego spadku temperatury powietrza w warstwie przyziemnej, rozwoju procesów osiadanania i wzrostów ciśnienia atmosferycznego. Po utworzeniu się względnie stabilnego antycyklonu arktycznego z jego charakterystycznym układów linii prądów, stopniowo odtwarza się, a następnie wzmacnia, geostroficzna, antycyklonalna cyrkulacja wód w Wirze Beauforta. Wchodzące na obszar Arktyki znad Atlantyku Północnego układy niżowe będą się szybko wypełniały i na ogół proces ten zakończy się już przed granicą lodów lub w niezbyt dużej odległości po jej przekroczeniu. Zmniejszona prędkość wiatru ograniczy prędkości dryfu lodów, przede wszystkim wzdłuż szlaku Prądu Transarktycznego, w kierunku Cieśniny Framy. Zwiększona ich ilość trafi na powrót do Wiru Morza Beauforta. W rezultacie zachodzą warunki do wzrostu grubości pokrywy lodowej, zmiany struktury wiekowej lodów i „samopodtrzymywania się” pokrywy lodowej przez cały rok. Taki proces może zaistnieć jako konsekwencja zmniejszenia intensywności THC poniżej przeciętnej. W takim przypadku przyczyna przejścia reżimu cyklonalnego w antycyklonalny nad Arktyką leżeć będzie całkowicie po stronie procesów sterujących intensywnością THC.

Jednak, w świetle wyników analiz prowadzonych przez niektórych badaczy, ograniczenie intensywności THC może być wymuszone przez procesy funkcjonujące w samej Arktyce. Zakharov (1981, 1987) przyczynę silnego ochłodzenia Arktyki Atlantyckiej (i Europy) oraz rozrost powierzchni lodów na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim, które nastąpiło w latach 60.-70. XX wieku, wiązał

z wyrzutem z basenu Oceanu Arktycznego znacznie zwiększonej ilości, w stosunku do przeciętnej, chłodnych i wysłodzonych PWA i lodów morskich na Morze Grenlandzkie, a następnie przez Cieśninę Duńską na Atlantyk Północny. Ochłodzenie, które następnie zaistniało, Zakharow objaśniał ograniczeniem wymiany ciepła między oceanem a atmosferą, jakie nastąpiło w rezultacie rozszerzenia się obszaru stratyfikowanych wód na Atlantyku Północnym i osłabieniem napływu wód atlantyckich (AW) do Arktyki. Epizod wyrzutu PWA z Arktyki na Atlantyk Północny Zakharov (1981) traktował jako reakcję systemu klimatycznego Arktyki na ocieplenie lat 30.-40. XX wieku, które doprowadziło do wzmożonego topnienia lodów morskich, przez co doszło do „przepelnienia” mórz Arktyki wodą słodką (wysłodzonymi PWA).

Później, to zjawisko wielkiego, kilkufazowego wyrzutu wysłodzonych PWA i lodów morskich na Morza Nordyczne i Atlantyk Północny w latach 60.-80. XX wieku określono nazwą „Wielkiej Anomalii Zasoleniowej” (Great Salinity Anomaly; Dickson i in. 1988), rozpoznano trasę przemieszczania się anomalnie wysłodzonych wód po przestrzeniach Atlantyku Północnego (Bielkin i in. 1998) oraz wykazano jego arktyczną genezę (Aagard i Carmack 1989, Hakkinen 1993), potwierdzając tym samym wcześniejszą hipotezę Zakharova (1981)<sup>18</sup>. Häkkinen (1999) następnie wykazał, że wyrzut nie mniej niż ~2 500 km<sup>3</sup> wysłodzonych wód z Arktyki na Atlantyk Północny wywarł istotny wpływ na przebieg cyrkulacji termohalinowej na tym akwenie, zmniejszając jej intensywność o około 20%.

Proshutinsky i in. (2002, 2009) wykazali, że w czasie występowania reżimu antycyklonalnego, centrum wiru powietrza lokuje się nad Morzem Beauforta, przyczyniając się do funkcjonowania takiej samej (antycyklonalnej) cyrkulacji wód i lodów morskich w Wirze Morza Beauforta. W rezultacie konwergencji zachodzącej w wyniku działania przenosu Ekmana i dalszego downwellingu dochodzi do stopniowego gromadzenia się w Wirze Morza Beauforta wysłodzonych wód. Ich ilość, w przeliczeniu na wodę słodką<sup>19</sup> Proshutinsky i in. (2002) szacują w samym Basenie Kanadyjskim na nie mniej niż 45 tys. km<sup>3</sup>. Taka ilość wód słodkich jest 10-15 razy większa od rocznego spływu słodководnego wszystkich rzek uchodzących do Oceanu Arktycznego i przynajmniej dwukrotnie większa od zasobów wód słodkich w lodach morskich.

W okresie przewagi cyrkulacji cyklonalnej w atmosferze nad Arktyką, stopniowo dochodzi do wytracania energii kinetycznej w Wirze Morza Beauforta, słabnięcia w nim geostroficznej cyrkulacji antycyklonalnej i podnoszenia się halokliny oddzielającej silnie zasolone, cieplejsze Atlantyckie Wody Pośrednie od wysłodzonych i chłodnych Powierzchniowych Wód Arktycznych. W wyniku tego ostatniego, po pewnym czasie działania cyrkulacji cyklonalnej, dochodzi do wzmożonego wypływu dużych ilości wysłodzonych, lekkich Powierzchniowych Wód Arktycznych oraz lodów z Oceanu Arktycznego przez Cieśninę Frama i cieśniny Archipelagu Kanadyjskiego do mórz Subarktyki. Chłodne Powierzchniowe Wody Arktyczne, o niewielkiej gęstości, są oddzielone piknokliną od głębiej leżących, silnie zasolonych wód zawierających większe zasoby ciepła. Piknoklina stanowi dolną granicę konwekcji, w rezultacie czego pionowe prądy gęstościowe obejmują tylko PWA. Zasoby ciepła wód leżących pod piknokliną stają się niedostępne dla wymiany z atmosferą i nie dochodzi do wychładzania, a zatem i wzrostu gęstości niżej leżących Wód Atlantyckich. Proces zapadania wychłodzonych wód i formo-

---

<sup>18</sup> Praca Zakharova (1981), jak wynika z literatury cytowanej przez wspomnianych badaczy zachodnich, była im nieznaną. Najprawdopodobniej wynikało to z tego, że została ona opublikowana w języku rosyjskim, i na dodatek nie w czasopiśmie, ale jako osobna publikacja książkowa.

<sup>19</sup> W stosunku do zasolenia 34,80 PSU.



wanie Północno-Atlantyckich Wód Głębinowych (NADW – North Atlantic Deep Water; Dickson i Brown 1994) na akwenach objętych wpływem wysłodzonych PWA ustaje. Procesy downwellingu w morzach subarktycznych ulegają osłabieniu, a tym samym północno-atlantycka THC traci jeden z głównych motorów napędowych i słabnie, stając się słabsza od przeciętnej.

Rozprzestrzenianie się wyrzuconych z Arktyki na morza Subarktyki wysłodzonych PWA ma dalsze konsekwencje. SST PWA, wobec małych zasobów ciepła w nich zawartych, szybko spada, dochodzi do osłabienia topnienia wynoszonych wraz z PWA lodów morskich, a tym samym zwiększania się powierzchni lodów morskich w strefie subarktycznej. W rezultacie, ograniczeniu ulegają również strumienie ciepła z oceanu do atmosfery na tych akwenach morsk Subarktyki, na których wykształca się stratyfikacja wód. Podobnie, obniżenie intensywności THC prowadzi do spadku SST i zasobów ciepła w wodach na rozległych przestrzeniach wód Atlantyku Północnego, co także zmniejsza strumienie ciepła z oceanu do atmosfery. W takich warunkach temperatura powietrza obniża się nie tylko w Arktyce czy w atlantyckiej Arktyce, ale i w Subarktyce oraz północnej i środkowej Europie.

Tak więc, w świetle wyników badań cytowanych wyżej Autorów, nie można wykluczyć, że rzeczywistą przyczyną osłabienia THC i przejścia na powrót do reżimu antycyklonalnego cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką jest reakcja systemu klimatycznego Arktyki na występujący wystarczająco długo cyklonalny reżim cyrkulacji atmosferycznej, spowodowany wzrostem natężenia THC. Oznaczałoby to, że wpływ wysłodzonych wód z Arktyki stanowi element ujemnego sprzężenia zwrotnego funkcjonującego w systemie, przerywający lub osłabiający transfer ciepła wraz transportem Wód Atlantyckich do Arktyki. Istnienie takiego procesu wytwarza tu samowzbudny układ oscylacyjny, stanowiący wspólną przyczynę zaznaczającej się okresowości czy quasiokresowości w przebiegu THC i LFO Polyakova i Johnsona (2000).

System klimatyczny Arktyki, jak każdy inny system, wykonuje określoną pracę. Funkcjonowanie każdego systemu wymaga dostawy energii. Zwiększenie dostawy energii (wzrost intensywności THC, dodatnie wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ ) wprowadza Arktykę w stan „ciepły”, dla którego typowe są wzrost SST, redukcja powierzchni pokrywy lodowej i wzrost temperatury powietrza jesienią i w pierwszej połowie zimy, atmosferę nad Arktyką w stan cyrkulacji cyklonalnej która przyspiesza dryf lodów i ich wynoszenie poza Arktykę, ale jednocześnie w finale prowadzi do zwiększonego wypływu wysłodzonych PWA z Arktyki. Ten ostatni, po przekroczeniu pewnej granicy, ogranicza natężenie THC, zmniejszając dostawę ciepła do Arktyki (ujemne wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ ) i przywraca z pewnym opóźnieniem funkcjonowanie Arktyki w reżimie „chłodnym”, dla którego charakterystyczny jest spadek SST, rozrost powierzchni zlodzonej, spadek temperatury powietrza i wykształcenie reżimu antycyklonalnego cyrkulacji atmosferycznej, który ogranicza dryf lodów i prowadzi do ponownego „magazynowania” wysłodzonych wód w Wirze Morza Beauforta.

Jednak jest niejasne, jak będzie zachowywał się taki system przy stałej, „nadwyżkowej” dostawie energii. Ewentualne zwiększone wyprowadzanie wysłodzonych i chłodnych PWA nie ograniczy THC, jeśli temperatura prowadzonych na północ wód będzie wyraźnie większa od przeciętnej, a tym samym zasoby ciepła będą w nich duże, niezależnie od zmniejszenia przepływu. Nie zaistnieją przy takich okolicznościach sprzyjające warunki do szybkiego spadku temperatury powietrza nad Arktyką, rozwoju powierzchni lodów morskich, a tym samym do przejścia reżimu cyrkulacji atmosferycznej z cyklonalnego w reżim antycyklonalny. Jak się wydaje, niezależnie od funkcjonowania opisanego mechanizmu oscylacji samowzbudnych, główny rytm zmian klimatu Arktyki wymusza jednak zmienność cyrkulacji termohalinowej.

Jeśli wróci się do kwestii związków między cyrkulacją atmosferyczną nad Arktyką, a intensywnością THC, czyli związków między wskaźnikiem  $DG_{3L}$  sprzed 6 lat ( $(k-6)$ ) a wskaźnikiem  $D$  z danego roku ( $D(k)$ ) – patrz tab. 6 i ryc. 7 – można zauważyć, że analiza regresji wykazuje, iż wartość wskaźnika  $D$  w danym roku ( $D(k)$ ) jest funkcją wskaźnika  $DG_{3L}(k-6)$ , Zależność tę opisuje związek:

$$D(k) = -0,17 + 0,46 \cdot DG_{3L}(k-6), \quad [6]$$

który objaśnia 24% wariacji zmiennej zależnej w okresie 66 lat (1949-2014). Istotność związku jest wysoka ( $p < 0,001$ ), jednak dokładność oszacowania wartości  $D(k)$  jest nieduża ( $BSE = 0,79$ ). Taki charakter związku wskazuje, że zamiast zmiennej  $D$ , opisującej charakter cyrkulacji atmosferycznej, do równań [ 5.a, 5.b ] można wstawić bezpośrednio zmienną  $DG_{3L}(k-6)$ , będzie ona w niejawnym sposobie charakteryzować cyrkulację atmosferyczną w roku  $k$ . Uniknie się wtedy błędów, jakimi jest obciążona estymacja wartości  $D$  z wartości  $DG_{3L}(k-6)$  w równaniu [6]. Estymacja parametrów takiego równania regresji segmentowej dla rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki określa punkt przelamania jako 10 982 tys. km<sup>2</sup>, co jest wartością identyczną, jak w równaniach [ 5.a, 5.b ] i odpowiada z bardzo dobrym przybliżeniem wartości  $DG_{3L}(k-3)$  bliskiej zero. Postać równania regresji segmentowej jest następująca:

$$ARcRK = 11\,578,6 - 343,9 \cdot DG_{3L}(k-3) - 459,6 \cdot DG_{3L}(k-6) \quad (\text{dla } ARcRK < 10\,982 \text{ tys. km}^2) \quad [7.a],$$

$$ARcRK = 11\,313,7 - 90,0 \cdot DG_{3L}(k-3) - 81,7 \cdot DG_{3L}(k-6) \quad (\text{dla } ARcRK > 10\,982 \text{ tys. km}^2) \quad [7.b].$$

Równania [ 7.a, 7.b ] objaśniają 90,46% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce w latach 1979-2013 ( $R = 0,951$ ). Jest to nieznacznie większe wyjaśnienie wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce, niż przez równania [5.a, 5.b]. Zwiększeniu stopnia objaśnienia wariacji powierzchni zlodzonej w tym miejscu nie należy przydawać większego znaczenia. Naprawdę istotne jest to, że obie zmienne niezależne stojące w równaniach [7.a, 7.b] są zmiennymi charakteryzującymi „rozciągniętą w czasie” intensywność THC.

Dowodzi to, że praktycznie zmienność THC, poprzez regulowanie zarówno tempa tworzenia się i topnienia lodów morskich, jak i charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką, a przypuszczalnie również i całego zespołu innych wtórnych procesów będących skutkiem zmian powierzchni zlodzonej (np. zmian sprawności „wykorzystania” przez system energii słonecznej – „wzmocnienia arktycznego”) stanowi główny czynnik regulujący zmiany pokrywy lodów morskich w Arktyce. Dowodzi to również, że wpływ działania zmian natężenia THC na kształtowanie się zmienności powierzchni lodów morskich w Arktyce jest bardzo rozciągnięty w czasie. Wobec gigantycznych mas wód morskich, lodów i atmosfery biorących udział w procesie klimatycznym, przy określonych, wynikających z fizyki procesów możliwych, na ogół niewielkich, prędkości ruchu oraz zachowania i wymiany energii, system cechuje się równie wielką inercją.

## 8. Podsumowanie

Przeprowadzone analizy wykazują, że międzyroczna zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce jest regulowana przez zmienność cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym. THC reguluje zarówno zmienność składowej termodynamicznej (zasoby ciepła w wodach) jak i pośrednio – dynamicznej (dryf lodów, cyrkulacja atmosferyczna), które określają międzyroczną i sezonową zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce. W latach 1978-2013 zmienność THC objaśnia około 85-90%

wariancji rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce, nieco mniej, bo 64-65% w Arktyce Właściwej i w Arktyce Amerykańskiej. Objaśnienie sezonowych zmian (marzec, wrzesień) jest znacznie mniejsze i zawiera się w granicach od ~30% w Arktyce Amerykańskiej do ~62-74% w całej Arktyce.

Powierzchnia zlodzona w obu częściach Arktyki, to jest w Arktyce Właściwej i Arktyce Amerykańskiej (ryc. 1), reaguje na zmienność THC odmiennie. Zmiany powierzchni zlodzonej zachodzące pod wpływem zmian THC w Arktyce Właściwej występują z relatywnie niewielkim, 3-6.letnim opóźnieniem w stosunku do zmian THC, w Arktyce Amerykańskiej – z opóźnieniem nieco większym, bo 5-6.letnim. Ponieważ powierzchnia zlodzona Arktyki Właściwej stanowi około 80% powierzchni zlodzonej całej Arktyki, zasadniczy wkład w kształtowanie zmienności powierzchni lodów morskich Arktyki w danym roku wnoszą zmiany zachodzące w Arktyce Właściwej.

Zmiany powierzchni zlodzonej w Arktyce zachodzą w dwu różnych reżimach. Inaczej przebiegają zmiany powierzchni zlodzonej w warunkach, gdy THC jest słabsza od przeciętnej (wskaźnik  $DG_{3L} < 0$ ; reżim „chłodny”), inaczej gdy THC jest silniejsza od przeciętnej ( $DG_{3L} > 0$ ; reżim „ciepły”). Zasadnicze różnice zachodzą w tempie zmian powierzchni zlodzonej – w reżimie chłodnym zmiany zachodzą powoli i cechują się niewielkimi zmianami międzyrocznymi, w reżimie ciepłym zmiany następują szybko i charakterystyczna dla nich jest znaczna międzyroczna zmienność powierzchni zlodzonej.

Do przejścia z „chłodnego” do „ciepłego” reżimu rozwoju pokrywy lodowej dochodzi gdy przez kolejne trzy lata następuje konsekwentne utrzymywanie się wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ , charakteryzującego intensywność THC, powyżej 0. W takich warunkach, po trzech latach od przejścia tego wskaźnika do wartości dodatnich, powierzchnia zlodzona w Arktyce Właściwej zaczyna wyraźniej się zmniejszać w „takt” wcześniejszych zmian wartości  $DG_{3L}$ , a z dalszym, dwuletnim opóźnieniem w stosunku do Arktyki Właściwej, podobna, słabsza reakcja powierzchni zlodzonej zaznaczy się w Arktyce Amerykańskiej. Jeśli suma wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  w przeciągu 6 kolejnych lat osiąga wartości dodatnie<sup>20</sup>, zmienia się wyraźnie charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką. Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej staje się coraz większa. Zaczyna dominować cyrkulacja cyklonalna, dla której charakterystyczna jest większa prędkość wiatru i częstsze pojawianie się dywergencji w polu wiatru. W konsekwencji tego ulega przyspieszeniu dryf lodów i ich wynoszenie z Arktyki na południe, z czym, z odpowiednim opóźnieniem, związane jest zmniejszanie się grubości lodów w Arktyce Właściwej. Daje to w najwyższych szerokościach potrójny zysk energetyczny, Do topnienia zmniejszonej masy lodów potrzebna jest mniejsza ilość energii – zmniejsza się ciepło traczone na przemiany fazowe wody (utajone ciepło topnienia). Zwiększenie powierzchni wolnej od zwartej pokrywy lodowej w czasie drugiej połowy dnia polarnego pozwala na pochłanianie przez powierzchnię morza większej ilości energii słonecznej i zamiany jej na ciepło, a intensywniejsze wyprowadzanie lodów poza Arktykę powoduje, że energia zużywana na ich topnienie nie jest w całości pobierana z zasobów energetycznych Arktyki, ale w znacznej części z zasobów ciepła akwenów znajdujących się już w Subarktyce. Następuje również zmniejszanie się miąższości Powierzchniowych Wód Arktycznych, na obszarach dywergencji pola wiatru możliwa jest lokalnie likwidacja piknokliny i dochodzenie ciepłych Pośrednich Wód Atlantyckich niemal do powierzchni (Polyakov i in. 2010), co dodatkowo wpływa na szybkość zmniejszania się powierzchni lodów.

Im większą wartość osiąga suma dodatnich wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  w okresie reżimu „ciepłego”, tym zmniejszanie się powierzchni zlodzonej zachodzi szybciej, a amplituda jej sezonowych zmian

<sup>20</sup> Proshutinsky i In (2015) określają czas przejścia z jednego do drugiego reżimu na 6-7 lat.

rośnie. Nie ma tutaj dolnego ograniczenia powierzchni zlodzonej w sezonie ciepłym, teoretycznie granicą taką może być zero. Oznacza to, że przy bardzo intensywnym, trwającym kilkadziesiąt lat wzmószonym transporcie ciepła przez THC jest możliwa sytuacja, w której pokrywa lodowa w Arktyce może latem ulec całkowitej likwidacji.

W warunkach osłabienia THC (reżim „chłodny”, występowanie konsekwentnie ujemnych wartości wskaźnika  $DG_{3L}$ ) następuje ograniczenie dostawy ciepła do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną, co z opóźnieniem około 6-letnim od momentu przejścia wskaźnika przez zero powoduje powolny przyrost średniej rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce. Przyrost ten trwa przez kilka do 10-11 lat, aż do momentu osiągnięcia względnie stałych rozmiarów powierzchni zlodzonej w czasie wystąpienia maksimum rocznego. Po upływie okresu przyrostu międzyroczna zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce zmniejsza się, wykształcają się warunki do „samopodtrzymywania” się pokrywy lodowej.

Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmian powierzchni zlodzonej staje się niewielka, dominuje cyrkulacja antycyklonalna z niskimi prędkościami wiatru, dryf lodów jest powolny. Antycyklonalna cyrkulacja atmosferyczna sprzyja „magazynowaniu” wysłodzonych PWA w basenie Oceanu Arktycznego, przy czym w warunkach obniżonego topnienia letniego wzrost grubości warstwy PWA odbywa się głównie kosztem słodkowodnego dopływu wód rzecznych do basenu Oceanu Arktycznego. Przyrost średniej rocznej powierzchni zlodzonej następuje głównie w rezultacie zwiększania się tej powierzchni w okresie „cieplej pory roku” (lipiec, sierpień, wrzesień), kiedy to następuje ograniczenie topnienia. Rozmiary powierzchni zlodzonej we wrześniu będą silnie zależały od wartości wcześniejszych wskaźników  $DG_{3L}$ . Przy przeciętnej wartości obu wskaźników sprzed 3 i 6 lat równej -1,5 powierzchnia zlodzona we wrześniu powinna mieścić się w przedziale między 7,2 a 7,7 mln  $km^2$ , przy wartości obu wskaźników równej -1 rozmiary powierzchni zlodzonej powinny być mniejsze od podanych o około 0,3 mln  $km^2$ . Przyrost powierzchni zlodzonej w okresie chłodnej pory roku jest niewielki i powolny. Maksimum powierzchni zlodzonej występuje w marcu, ale przyrost powierzchni lodów od lutego do marca jest już niewielki. Największe międzyroczne zmiany powierzchni zlodzonej w czasie maksimum jej rozwoju występować mogą na morzach Labrador, Grenlandzkim i Barentsa, na pozostałych akwenach lody pokrywają ~100% ich powierzchni. Górną granicą rozwoju powierzchni zlodzonej w cyklu rocznym (marzec) w tym reżimie w całej Arktyce jest ~13,8-14,5 mln  $km^2$ , średnia roczna powierzchnia zlodzona powinna wynosić ~12( $\pm 0,5$ ) mln  $km^2$ . Powolny przyrost powierzchni zlodzonej w reżimie „chłodnym” jest kompensowany przyrostem masy lodu – rośnie, wraz ze zmianą struktury wiekowej lodu, jego grubość. Okres funkcjonowania reżimu „chłodnego” trwać będzie tak długo, jak długo utrzymywać się będzie sytuacja, w której THC będzie transportowała mniejsze od przeciętnych ilości ciepła na północ (wskaźnik  $DG_{3L} \leq 0$ ).

W przypadku, gdyby przez dłuższy czas, rzędu 6 i więcej lat, wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  wahały się nieznacznie wokół zera ( $\pm 0,3$ ), średnia roczna powierzchnia zlodzona zawierałaby się w granicach między 10,7 a 11,5 mln  $km^2$ , przy dużej amplitudzie zmian sezonowych (wrzesień: 6,2-7,5, marzec: 13,0-13,5 mln  $km^2$ ) i bardzo dużej nieregularności zmian międzyrocznych. Taka możliwość wydaje się jednak mniej prawdopodobna – znany do tej pory przebieg wskaźnika  $DG_{3L}$  charakteryzuje się zdecydowanymi przejściami między fazą ujemną a dodatnią, i odwrotnie (patrz zał. 1, ryc. 1.3), które zachodzą przeciętnie w ciągu 4-5 lat. Nie daje to jednak pewności, że tak samo jak obecnie, THC zmieniać się musi również w przyszłości.

## ZAŁĄCZNIK 1

Wskaźnik  $DG_{3L}$  charakteryzujący intensywność składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej i zmienność zasobów ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną

### 1. Podstawy fizyczne

W bilansie cieplnym Arktyki oprócz dopływu radiacji słonecznej i ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację atmosferyczną uwzględnić należy ciepło wnoszone przez cyrkulację oceaniczną. Ilość ciepła wnoszonego do Arktyki wraz z wodami wykazuje zmiany w czasie, powodując stosowne zmiany klimatu Arktyki, głównie zmiany jej pokrywy lodowej i stanu termicznego.

Rola zmiennych ilości ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki w kształtowaniu zmian klimatu Arktyki przez długi czas była traktowana jako nikła, mimo tego, że już w latach 40. XX wieku V.Yu. Vize (za: Zakharov 1981, 1997) wysunął hipotezę, że przyczyną obserwowanego w latach 30. XX wieku ocieplenia Arktyki był zwiększony napływ ciepłych Wód Atlantycznych.

Szacunki bilansu cieplnego Arktyki (i powierzchni zlodzonych) dokonane przez Budyko (1962, 1969, 1974) wykazały, że względem zmian w dopływie energii promieniowania krótkofalowego do Arktyki, ilość ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną jest pomijalnie mała. Głównym regulatorem zmian klimatu Arktyki, według Budyko (1962, 1971, 1974), są zmiany przezroczystości atmosfery, związane z występowaniem w atmosferze (stratosferze) pyłów (aerozoli) wulkanicznych. Skutki zmian przezroczystości atmosfery (udział promieniowania bezpośredniego versus promieniowania rozproszonego w promieniowaniu dochodzącym do powierzchni Arktyki), we współdziałaniu z pętlą sprzężenia zwrotnego: dopływ promieniowania → zmniejszenie się powierzchni lodu [albedo lodu] → zwiększenie się powierzchni wody [albedo wody] → wzrost pochłoniętego przez wodę ciepła → wzrost temperatury wody → wzrost temperatury powietrza → spadek powierzchni lodów → zmiana proporcji obszarów o kontrastowych wartościach albedo [lodu morskiego i wody] → zmiana temperatury powietrza → spadek powierzchni lodów → , ..., miały generować duże zmiany temperatury powietrza w Arktyce. Na podobnym schemacie układu sprzężeń zwrotnych opiera się obecnie dość powszechnie przyjmowana koncepcja „wzmocnienia arktycznego” (patrz np. Serreze i Francis 2006, Stroeve i in. 2012).

Wielki autorytet naukowy M.I. Budyko stał się przyczyną tego, że teza o znikomej ilości ciepła wprowadzanego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki została przyjęta za paradygmat. W efekcie przez długi czas zmiany ilości ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną, jako jeden z możliwych czynników regulujących zmiany klimatu Arktyki, nie były brane pod uwagę. Półempiryczny model klimatu stworzony przez Budykę (1969) ma jednak szereg mankamentów. Zakłada on na przykład brak przepływu ciepła atmosferycznego między poszczególnymi strefami geograficznymi, przyjmuje zupełnie nierealne wartości albedo lodów morskich (0,9) oraz równie nierealne – daleko odbiegające od współcześnie znanych, wartości południkowego transportu ciepła przez cyrkulację oceaniczną. Przede wszystkim nie uwzględnia on nieliniowego współoddziaływania oceanu i atmosfery, na co zwracał uwagę Landsberg już w 1974 roku. Z tej przyczyny wniosek Budyki o znikomym znaczeniu dla zmian klimatu Arktyki ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną nie może być uznawany za poprawny (Styszyńska 2005).

Współcześnie, liczna grupa badaczy skłania się do uznania faktu, że transport ciepła do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną odgrywa znaczącą lub nawet zasadniczą rolę w kształtowaniu zmienności

klimatu Arktyki (np. Jungclauss i in. 2005, Styszyńska 2005, 2007; Marsz i in. 2008, Marsz i Styszyńska 2009, Chylek i in. 2009, 2012; Miles i in. 2014, Zhang 2015). Tym nie mniej, częściej w literaturze klimatologicznej spotyka się stwierdzenia o niewielkim znaczeniu klimatycznym ciepła transportowanego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki. Jako przykład współczesnych prac mogą służyć artykuły Alekseeva (2003, 2015), w których ich autor stwierdza, że ~95% ciepła adwekcyjnego wprowadza do Arktyki cyrkulacja atmosferyczna, i to jej zmiany, oraz „globalne ocieplenie”, stanowią przyczynę zmian temperatury powietrza w Arktyce<sup>21</sup>.

Mechanizmem, który wymusza transport ciepła wraz z transportem wód oceanicznych do Arktyki jest cyrkulacja termohalinowa (Broecker 1991). Składowa powierzchniowa cyrkulacji termohalinowej (dalej THC) na Atlantyku Północnym przejawia się m.in. w zmienności funkcjonowania systemu prądów powierzchniowych – Antylskiego, Golfstromu, Północnoatlantyckiego, Norwesko-Atlantyckiego oraz Zachodniospitsbergeńskiego i Murmańskiego (Nordkapskiego), będącymi częściami składowymi Atlantycznej Południkowej Cyrkulacji Termohalinowej (AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation). Transport ciepła wraz z transportem wód nie zachodzi jednostajnie w funkcji czasu, lecz wykazuje długookresowe wzrosty i spadki natężenia. Powodują one okresowe wzrosty i spadki SST na Atlantyku Północnym – to ostatnie zjawisko określane jest mianem Multidekadowej Oscylacji Atlantyku (Atlantic Multidecadal Oscillation – dalej AMO). AMO stanowi przejaw quasi-okresowej zmienności natężenia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym. Cyrkulacja ta przenosi przez 30°N średnio 16,4 Sv (Sverdrupów; 1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) na północ, a wraz z wodami ciepło (0,96-1,2 PW; Petawatów; 1 PW = 10<sup>15</sup> W; Knight i in. 2005). W okresie wzrostu natężenia przenosu wód i ciepła na północ przez cyrkulację, SST na szlaku przepływu wód rośnie, co po uśrednieniu SST na „całym” Atlantyku Północnym przejawia się w jej wzroście (dodatnia faza AMO). Na szlaku przepływu wód wchodzących w układ systemu prądowego przenoszącego ciepło z Atlantyku Południowego na Atlantyk Północny, i dalej do Arktyki, te zmiany SST mają znacznie większą amplitudę, niż w uśrednionym dla całego Atlantyku Północnego, pozbawionym trendu i poddanym silnej filtracji dolnoprzepustowej wskaźniku AMO.

AMO jest przejawem działania procesów naturalnych; jej funkcjonowanie stwierdza się zarówno w zapisach paleoklimatycznych (patrz np. Gray i in. 2004) jak i wynikach badań modelowych (Delworth i Knutson 2000, Delworth i Mann 2000, Knight i in. 2005). THC, AMOC i AMO początkowo traktowane były jako odrębne fenomeny (Kerr 2000, Enfield i in. 2001), późniejsze badania wykazały, że przyczyną AMO jest zmienność natężenia THC (Latif i in. 2004, Dima i Lohmann 2006, Knight i in. 2005, 2006, Zhang i in. 2007, Zhang i Wang 2013).

Głównym akwenem, przez który przepływają wody transportujące zmienne zasoby ciepła, których część przekazywana jest do atmosfery, a część wnoszona jest następnie do Arktyki, jest Atlantyk Północny. Podstawowym strumieniem niosącym ciepło wraz z wodami tropikalnymi na północ jest Golfstrom. W delcie Golfstromu dochodzi do rozdziału wód tropikalnych na kilka ramion (bifurkacji

---

<sup>21</sup> W jednej z kolejnych prac (Alekseev i in. 2010) to stwierdzenie zostaje przemilczane, a główną rolę w kształtowaniu zmian klimatu „morskiej” Arktyki Alekseev przypisuje wzrostowi natężenia AMO. Wzrost natężenia AMO w ostatnich trzydziestu latach jest według Alekseeva i in. (2010) skutkiem globalnego ocieplenia. W kolejnej pracy (Alekseev 2015), mimo tego, że dostrzega zgodność okresowości zmian AMO i temperatury powietrza (okresowość ~60.letnia), „rehabilituje” rolę cyrkulacji atmosferycznej jako głównego mechanizmu wzrostu temperatury w Arktyce, a rolę AMO sprowadza jedynie do regulatora zimowego zasięgu lodów morskich i zimowej SST, bez jej wpływu na zmiany temperatury powietrza.

strumienia). Część wód tropikalnych kieruje się na NNE, tworząc NE gałąź prądową, część na wschód (wschodnia gałąź prądowa), część na SE, wprowadzając wody tropikalne na powrót do NE części Morza Sargassowego (SE gałąź prądowa). Z wód tropikalnych NE gałęzi prądowej, po ich transformacjach, powstają Wody Atlantyckie (Atlantic Water – dalej skrót AW) o relatywnie wysokiej temperaturze i zwiększonym zasoleniu ( $S > 35$  promille; PSU). Wody te są następnie transportowane przez Prąd Północnoatlantycki na NE, gdzie potem wchodzi w nurt Prądu Norweskiego (Norwegian-Atlantic Current) i dalej są niesione do Arktyki przez prądy Nordkapski (Morze Barentsa) i Zachodniospitsbergeński (wschodnia część Morza Grenlandzkiego). Część AW niesionych przez Prąd Północnoatlantycki opływa od południa Islandię, gdzie następnie wchodzi w cyrkulację Prądu Irmingera.

O wzmocnieniu przepływu wód tropikalnych w Golfstronie świadczy przesunięcie się jego osi na południe i silne meandrowanie. O osłabieniu przepływu w Golfstronie, według badań Baranova (1979) świadczy przesunięcie się głównego nurtu Golfstromu, przed jego wejściem w deltę, na północ i słabsze meandrowanie.

Przesunięcia północnej granicy Golfstromu mają dwojaki charakter. Przesunięcia w cyklu rocznym północnej granicy Golfstromu są relatywnie niewielkie, sięgają ~20 km. W pierwszej połowie roku zasięg północnej granicy Golfstromu przesunięty jest na południe od przeciętnego rocznego położenia, w drugiej połowie roku – na północ, przy czym maksymalny północny zasięg granicy Golfstromu osiąga zazwyczaj w październiku-listopadzie. Na tle zmian rocznych zaznaczają się przesunięcia długookresowe o znacznie większej amplitudzie. Drinkwater i in. (1994) podają, że międzyroczne zmiany położenia północnej granicy Golfstromu osiągają około 80 km (okres obserwacji 1973-1992).

W przypadku wzrostu przepływów Golfstromu następuje wyraźne wzmocnienie transportu wód tropikalnych przez NE gałąź prądową w delcie Golfstromu kierującą wody na N-NE i osłabienie przepływów w SE gałęzi prądowej. Wzmocnienie przepływów w NE gałęzi prądowej jest wtedy nieproporcjonalnie silne w stosunku do wzrostu przepływu przed wejściem Golfstromu w deltę (Baranov 1979, Barishevskaya i Shinkevich 1979). Z tych wód tropikalnych tworzą się następnie AW, które po dłuższym lub krótszym czasie trafiają do Arktyki, wnosząc tam zwiększone ilości ciepła.

Zmiany SST w szerokościach 36-40°N i na długościach 50-65°W znajdujące się na "pograniczu" tropikalnych wód Golfstromu (GS) i tropikalnych wód Morza Sargassowego (SAR) mogą stanowić wskaźnik, charakteryzujący zmiany ilości ciepła kierowanego w delcie Golfstromu na północ. Ogólnie – wzrost średniej temperatury powierzchni oceanu w profilu przecinającym kontakt wód Golfstromu i Wód Sargassowych świadczy o przesunięciu się osi Golfstromu i jego pogranicza z Wodami Sargassowymi na południe<sup>22</sup>. To, zgodnie z wynikami starych, bo jeszcze z lat 70. XX wieku badań (Baranov 1979, Barishevskaya i Shinkevich 1979), świadczyć może o zwiększeniu przepływów Golfstromu, a zatem i kierowania się zwiększonych ilości wód tropikalnych i zwiększonych ilości ciepła w wodach transportowanego na północ. Odwrotnie – spadek SST na takim profilu świadczy o zmniejszonych ilościach ciepła niesionego na północ.

W zmianach miesięcznych wartości SST na tym akwenie kryją się trzy składowe:

1 – sygnał związany z sezonową zmiennością SST, powodowany przez zmiany dopływającej energii słonecznej do powierzchni akwenu i bilansem cieplnym powierzchni morza (dopływ energii minus straty ciepła z powierzchni morza, zapisany w klimatycznym "rocznym cyklu" zmian SST). Klima-

---

<sup>22</sup> Wody Golfstromu na tych długościach geograficznych mają wyższą SST od Wód Sargassowych.

tyczne składowe tego procesu można traktować jako przebiegi cyklicznie powtarzające się z roku na rok i nie niosące informacji o nieregularnościach w transporcie ciepła,

2 – sygnał związany z długookresową (międzyroczną) zmiennością ilości transportowanego ciepła przez system cyrkulacji oceanicznej na Atlantyku Północnym z południa na północ (składowa adwekcyjna). Sygnał ten zapisuje się w długookresowych zmianach SST oraz międzyrocznych przesunięciach osi Golfstromu. Na mniejszym akwenie położonym na samym Golfstronie i/lub akwenie położonym bezpośrednio na południe od osi Golfstromu zarówno długookresowe zmiany SST jak i przesunięcia osi Golfstromu prowadzą do tego samego – do zmian SST. Jeśli zasoby ciepła adwekcyjnego są zwiększone w stosunku do średniej klimatycznej, SST w okresie końcowego formowania się warstwy izotermicznej (luty) jest wyższa od średniej. W takich warunkach, przy przeciętnej, zbliżonej do średniej wieloletniej akumulacji ciepła w wodach w czasie letniego nagrzewania oceanu, obserwuje się również wyższą od średniej klimatycznej SST w okresie końca letniego nagrzewania oceanu (przełom sierpnia i września), gdyż procesy letniego nagrzewania oceanu „startują” z wyższej pozycji,

3 – sygnał związany z procesami, które można umownie określić mianem „chaotycznych”. Tu do tego rodzaju procesów należy zaliczyć zmiany pogodowe wywierające wpływ na rozmiary akumulacji i strat ciepła z powierzchni oceanu oraz procesy związane z meandrowaniem Golfstromu i przemieszczaniem się wirów odciętych meandrów na powierzchni akwenu. Zmiany SST powodowane przez te procesy można traktować jako zmiany losowe. O ile samo meandrowanie i przemieszczanie się ciepłych i zimnych wirów nie ma wpływu na ilość transportowanego ciepła na północ, to wzmożona względem średniej klimatycznej akumulacja ciepła w oceanie lub takie samo nasilenie strat ciepła, które moduluje „klimatyczny” przebieg roczny zmian SST, wpływ taki wywiera. Wody tropikalne kierowane na północ będą zawierały zmniejszone lub zwiększone zasoby ciepła.

Wobec faktu, że na dużej powierzchni akwenu (36-40°N, 50-65°W) zmiany te przebiegać mogą jednocześnie w różnych kierunkach (dotyczy to zwłaszcza 3 składowej sygnału) ograniczając średnią dla całego akwenu amplitudę zmian SST, skutecznie ujawnić składowe 2 i 3 można na mniejszym, reprezentatywnym akwenie, gdzie roczna i międzyroczna amplituda zmian SST będzie większa (przez uniknięcie efektów uśredniania).

Analiza wykazała, że takim mniejszym, reprezentatywnym akwenem może być na przykład powierzchnia o rozmiarach 2 x 2°, zawarta między 39 a 37°N, 55-57°W. Punkt centralny tej powierzchni ma współrzędne 38°N, 56°W i dalej w tekście będzie nazywana jako [38,56]. Powierzchnia ta jest oznaczona na ryc. Z.1.1 jako szary prostokąt. Na tej powierzchni obserwuje się najmniejszą liczbę wirów cyklonalnych (chłodniejszej wody) przemieszczających się na południe od Golfstromu, można więc przyjąć, że sygnał chaotyczny (traktowany jako szum) jest tu mniejszy, niż na akwenach otaczających.

## 2. Konstrukcja wskaźnika

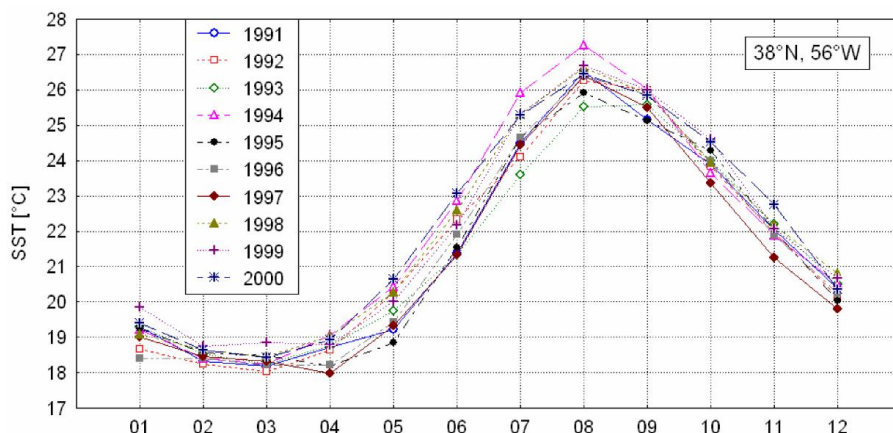
Najistotniejszą składową, którą powinien eksponować wskaźnik, jest składowa adwekcyjna, charakteryzująca długookresowe wzrosty i spadki zasobów ciepła w transportowanych wodach. Składową cykliczną można łatwo wyeliminować poprzez uśrednienie miesięcznych wartości SST do postaci rocznych SST. Jednak w miesięcznych wartościach SST zapisana jest nie tylko składowa adwekcyjna i roczne zmiany dopływu energii, ale i przebieg procesów akumulacji ciepła oraz strat ciepła w danym





lub krótszy okres. Uśrednienie kolejnych wartości miesięcznych do postaci średniej rocznej wprowadza te szумы do średniej. Ten czynnik powoduje, że dla "wydobycia" składowej adwekcyjnej, zamiast średniej rocznej SST korzystniej jest opracować miarę opartą o średnią z mniejszej liczby miesięcy.

Przebiegi miesięczne SST w cyklu rocznym kolejnych, następujących po sobie 10 lat obrazuje rycina Z.1.2. Nietrudno zauważyć, że przeciętne minimum SST występuje w marcu, maksimum zaś w sierpniu. Jeśli zwróci się uwagę na zakres zmienności SST w poszczególnych miesiącach, równie łatwo zauważyć, że najmniejszą zmiennością w kolejno następujących po sobie latach cechuje się SST w lutym. Przyczyna tego leży w kształtowaniu się warstwy izotermicznej oceanu (Kalackij i Nestorov 1976, Abruzarov 1976). Po okresie maksymalnej akumulacji ciepła w oceanie, co następuje zazwyczaj na przełomie sierpnia i września lub w pierwszej dekadzie września, i kiedy warstwa nad termokliną letnią jest najsilniej rozwinięta, rozpoczyna się początkowo powolny, potem coraz szybszy proces oddawania ciepła przez ocean do atmosfery. Towarzyszący temu spadek SST wymusza procesy konwekcji. Rozwijająca się stopniowo w głąb konwekcja niszczy termoklinę letnią, a po jej zniszczeniu sięga do głębszych warstw wód. W rezultacie działania procesów konwekcji tworzy się sięgająca coraz głębiej wraz z upływem czasu warstwa izotermiczna, której temperatura stopniowo się obniża wraz z upływem czasu, proporcjonalnie do rozmiarów oddawania ciepła do atmosfery w okresie ograniczonego dopływu energii słonecznej do powierzchni oceanu. Proces formowania warstwy izotermicznej trwa do lutego-marca, kiedy w tym rejonie miąższość warstwy izotermicznej sięga 170-200 m.



Ryc. Z.1.2. Przebieg miesięcznych wartości SST w ich cyklu rocznym na powierzchni 38°N, 56°W w kolejnych 10 latach (1991-2000). Zwróć uwagę na zakresy zmienności SST w poszczególnych miesiącach. Źródło danych – zbiór NOAA NCDC ERSST version 3b (Smith i in. 2008)

Fig. Z.1.2. The course of monthly SST values in their annual cycle on the surface of 38°N, 56°W in the consecutive 10 years (1991-2000). Pay attention to the range of variation in SST in each month. Data source – a collection of NOAA NCDC ERSST version 3b (Smith et al. 2008).

Wyższa od przeciętnej temperatura warstwy izotermicznej wskazuje wyraźnie na zwiększone zasoby ciepła w wodach – te mogą na tym akwenie być jedynie pochodzenia adwekcyjnego, czyli pochodzić z transportu wód o zwiększonej entalpii. Na szerokościach 36-40°N w marcu operacja słoneczna jest już bardzo silna, dzień jest wyraźnie dłuższy niż w lutym. Po okresie dobrej, bez-

chmurnej, lub ze słabym zachmurzeniem pogody, szybko zaczyna się tworzyć bardzo płytka termoklina podobna do termokliny letniej, nad którą SST może być znacznie wyższa od temperatury charakteryzującej niższą leżącą warstwę izotermiczną. Odwrotnie – zmniejszenie usłonecznienia w marcu i silny wzrost prędkości wiatru może doprowadzić do spadku SST, którego konwekcja nie będzie w stanie wyrównać w krótkim czasie. W rezultacie zmienność SST w marcu jest nieco większa niż w lutym i w mniejszym stopniu charakteryzuje zasoby ciepła w warstwie izotermicznej. Jeszcze słabiej informuje o zasobach ciepła w wodach SST z kwietnia, w którym to miesiącu w niektórych latach SST też osiąga minimum w cyklu rocznym. Najpełniej zasoby ciepła w głębszych (od powierzchni do około 150 m w Wodach Sargassowych, znacznie głębiej na Golfstronie) charakteryzuje SST z lutego.

W miesiącach wiosennych i letnich (kwiecień-sierpień) następuje akumulacja ciepła słonecznego w wodach, tworzy się termoklina letnia, a warstwa wygrzanych wód nad nią staje się coraz grubsza. Pionowy gradient termiczny w wodach nad termokliną letnią jest wyraźnie większy niż w zimowej warstwie izotermicznej. Wody Golfstromu, które trafiają (jeśli trafiają w danym roku na powierzchnię [38,56]) akumulowały ciepło nie na tej powierzchni, lecz dalej na zachód i południe od niej. Zasoby zakumulowanego w czasie lata ciepła w tych wodach są ogromne. Jeśli lato w regionie, na którym następowała akumulacja ciepła, charakteryzowało się wyraźnie obniżonym zachmurzeniem i obniżoną w stosunku do średnich wieloletnich prędkością wiatru, to SST z końcem sierpnia może być bardzo wysoka, nie charakteryzująca we właściwy sposób zasobów ciepła w całej warstwie wód nad termokliną letnią. W takim przypadku we wrześniu, kiedy wzrasta prędkość wiatru i rośnie mieszanie falowe oraz pobór ciepła z wód, SST wykaże silny spadek w stosunku do wartości SST z sierpnia. Jeśli SST w sierpniu prawidłowo opisuje zasoby ciepła w wodach nad termokliną letnią, spadek SST we wrześniu jest niewielki. Przy takich zależnościach, rzeczywiste zasoby ciepła w wodach nad termokliną letnią lepiej opisują SST z sierpnia i września, niż z samego sierpnia, kiedy najczęściej miesięczne wartości SST są najwyższe.

W efekcie, zamiast posługiwać się średnią roczną SST dla oceny zmienności zasobów transportowanego na północ ciepła w danym roku, utworzono wskaźnik, nazwany dalej DG(k) (Delta Golfstromu; gdzie k – numer roku), będący zwykłą średnią arytmetyczną z miesięcznych wartości SST (ze zbioru NOAA NCDC ERSST version3b (Smith i in. 2008) z lutego (SST02(k), sierpnia (SST08(k) i września (SST09(k) pochodzących z powierzchni 2x2° o współrzędnych centrum 38°N, 56°W:

$$DG(k) = (SST02(k) + SST08(k) + SST09(k))/3 \quad [Z1]$$

Wartość tego wskaźnika jest wyrażona w °C, ale mianowanie to praktycznie nie ma znaczenia – nie jest to żadna "temperatura średnia", lecz jakaś wartość charakteryzująca zasoby ciepła w wodach w danym roku (k), z której usunięto (na tyle, ile było możliwe) silny sygnał zmian międzymiesięcznych w cyklu rocznym. Szereg wartości DG jest bardzo silnie skorelowany z roczną SST na tym ([38,56]) akwenie, współczynnik korelacji jest równy +0,8969 (1880-2014; n = 135), ale same wartości obu szeregów są odmienne. Dalej przyjmuje się, że wartość wskaźnika DG(k) w jakiś sposób charakteryzuje transport zasobów ciepła z delty Golfstromu w roku k na północ.

Czasu propagacji sygnału termicznego z delty Golfstromu do Arktyki nie da się jednoznacznie określić. Arktyka jest dość duża – zatem natychmiast rysuje się pytanie – do Arktyki – gdzie? Do Bjornoi, czy do Barrow, do północnej Grenlandii, czy do rejonu Wyspy Wrangla? Następną kwestią jest to, że w trakcie transportu AW (Wód Atlantyckich) przez cyrkulację oceaniczną stale tracą one

ciepło na wymianę z atmosferą (zwłaszcza w okresie chłodnym). Część tego ciepła, przenoszona przez cyrkulację atmosferyczną, trafia do Arktyki – przede wszystkim do Arktyki Atlantyckiej. Nie da się określić na jakim akwenie ile ciepła będą tracić AW, i ile tego ciepła trafi następnie do Arktyki. Sygnał atmosferyczny przenoszony jest tu najszybciej, zatem średnia deformacja sygnału będzie najmniejsza i (przynajmniej teoretycznie) powinien on w Arktyce dawać skutki klimatyczne najbardziej podobne (proporcjonalne) do wartości DG w tym samym roku. Te same wody atlantyckie niesione przez cyrkulację tracić będą ciepło (czyli ogrzewać atmosferę) najpierw już w delcie Golfstromu, później – w następnym roku na SW od Rockall (57,5°N 13,7°W), następnie na Morzu Norweskim, w końcu na Morzu Barentsa, a wreszcie w Arktyce, kiedy się już tam znajdują. Z analizy różnych badań i prowadzonych na ten temat rozważań (tu nie cytowanych) wynika, że czas propagacji wód podpowierzchniowych z delty Golfstromu do Arktyki (M. Barentsa, Cieśnina Fram) jest nie krótszy od trzech lat.

Z wartości wskaźników DG stworzono zatem wskaźnik nazwany DG<sub>3L</sub> (skrót od Delta Golfstromu – 3 Lata), obliczany z wartości DG pochodzących z 3 kolejnych lat – roku bieżącego (k), roku poprzedzającego (k-1) i sprzed 2 lat (k-2):

$$DG_{3L}(k) = 0.42 \cdot DG(k) + 0.33 \cdot DG(k-1) + 0.25 \cdot DG(k-2), \quad [ Z 2 ]$$

przy czym wskaźnik jest datowany na rok bieżący (k).

W ważeniu zastosowano filtr trójkątny, asymetryczny, który uwzględnia zarówno osłabienie sygnału w danym roku (k), jak i stopniowo zanikający proces inercyjny, zachodzący w ciągu kolejnych 3 lat (wygaszenie inercji w 3 roku (k-3), współczynnik równy 0). W każdym roku, na który datowany jest wskaźnik zaznacza się wpływ tego, co dzieje się w danym roku i to, co działo się w poprzedzających go 2 latach. W rezultacie między kolejnymi wyrazami w szeregu czasowym DG<sub>3L</sub> zachodzą silne autokorelacje, a autokorelacje cząstkowe są wysoce istotne dla przesunięcia 1 roku i 4 lat. Stosowanie filtrów symetrycznych (np. wyrównywania średnimi kroczącymi) nie powinno w klimatologii mieć miejsca, a przynajmniej nie powinno być poważniej traktowane, gdyż na wartość opisującą stan w danym roku nie mogą wpływać stany, które jeszcze nie zaistniały, a które dopiero nastąpią.

Wartości tak obliczonych wskaźników DG<sub>3L</sub> poddano następnie standaryzacji, aby uwolnić się od mianowania w °C i zwiększyć "czytelność" zmian wartości wskaźnika. Standaryzację przeprowadzono względem średniej ze 100.letnia 1901-2000. Średnia 100.letnia DG<sub>3L</sub> jest równa 23,25°C a jej odchylenie standardowe (SD) jest równe 0,34. Przebieg wartości standaryzowanego wskaźnika DG<sub>3L</sub> w latach 1880-2014 przedstawia ryc. Z.1.3, a zestawienie jego wartości dla okresu 1880-2015 zawiera tab. Z.1.1.

Przebieg wartości wskaźnika (ryc. Z.1.3) wykazuje występowanie w nim wyraźnej okresowości około 70.letniej, dość gwałtowne przejścia od fazy dodatniej do ujemnej i odwrotnie oraz brak wyraźnie zarysowanych maksimów i minimów w poszczególnych fazach. Przebieg wskaźnika DG<sub>3L</sub> przypomina przebieg prostokątny z występującym trendem dodatnim. W całym okresie 1880-2015 trend liniowy jest równy +0,015 jednostki DG<sub>3L</sub> na rok, jednak, przybliżanie zmienności trendem liniowym nie opisuje prawidłowo charakteru zmienności występującej w szeregu wartości wskaźnika.

### 3. Właściwości wskaźnika DG<sub>3L</sub>

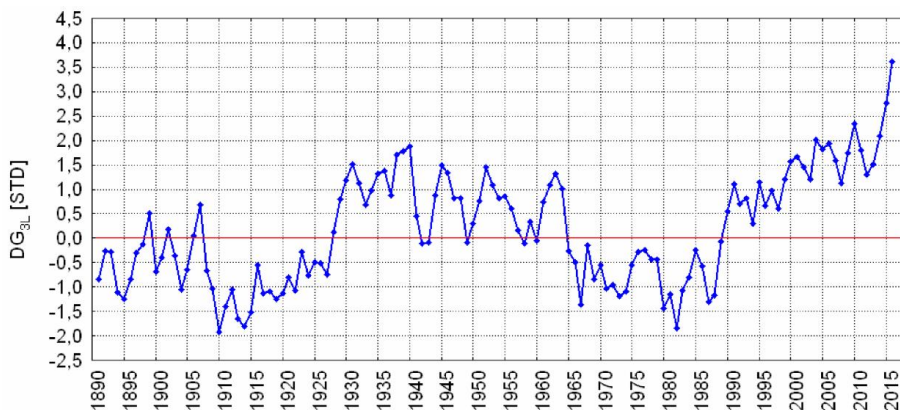
Szereg wskaźnika DG<sub>3L</sub> przebadano pod kątem występowania ewentualnych związków z szeregami innych wielkości, charakteryzujących zmiany i zmienność w czasie parametrów termiki i zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego, termiki atmosfery, lodów morskich na półkuli północnej oraz

dynamiki atmosfery (cyrkulacji atmosferycznej) w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym w okresie odpowiadającym analizie przeprowadzonej w artykule (1979-2013). Analizy ewentualnych związków  $DG_{3L}$  z innymi zmiennymi prowadzono dla związków synchronicznych (wszystkie szeregi zmiennych rozpoczynają się w 1979 roku) oraz z przesunięciami czasowymi, gdzie szereg wskaźnika  $DG_{3L}$  wyprzedzał o rok (k-1, początek szeregu  $DG_{3L}$  1978 r.), dwa lata (k-2; 1977 r.), trzy lata (k-3; 1977 r.), cztery lata (k-4; 1976 r.) i pięć lat (k-5; 1975 r.) szeregi pozostałych zmiennych. Wartości współczynników analizowanych związków zestawiono w (tab. Z.1.2).

Tab. Z.1.1. Wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  charakteryzującego natężenie powierzchniowej składowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i stan termiczny Atlantyku Północnego (oszacowane ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b; 1880-2015)

Table Z.1.1. Value of the  $DG_{3L}$  index characterizing the intensity of the surface component of the thermohaline circulation in the North Atlantic and the thermal state of the North Atlantic (estimated from a set of NOAA NCDC ERSST v.3b; 1880-2015).

Rok Year	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
188X	-0,45	-0,31	-0,48	-0,19	0,23	0,04	-0,73	-1,15	-1,73	-1,43
189X	-0,85	-0,26	-0,29	-1,12	-1,26	-0,85	-0,32	-0,13	0,51	-0,70
190X	-0,41	0,18	-0,37	-1,07	-0,67	0,03	0,67	-0,68	-1,05	-1,94
191X	-1,41	-1,06	-1,66	-1,81	-1,54	-0,57	-1,14	-1,11	-1,25	-1,14
192X	-0,82	-1,09	-0,29	-0,77	-0,50	-0,52	-0,76	0,12	0,79	1,19
193X	1,50	1,12	0,67	0,97	1,31	1,37	0,87	1,70	1,77	1,87
194X	0,44	-0,12	-0,10	0,87	1,48	1,33	0,81	0,80	-0,10	0,30
195X	0,75	1,45	1,08	0,81	0,84	0,61	0,15	-0,13	0,32	-0,06
196X	0,73	1,08	1,31	1,00	-0,28	-0,51	-1,38	-0,16	-0,84	-0,56
197X	-1,05	-0,98	-1,20	-1,10	-0,56	-0,30	-0,25	-0,46	-0,45	-1,44
198X	-1,17	-1,85	-1,09	-0,81	-0,26	-0,58	-1,31	-1,18	-0,08	0,55
199X	1,09	0,69	0,81	0,29	1,13	0,65	0,97	0,60	1,19	1,55
200X	1,65	1,46	1,20	2,01	1,82	1,93	1,58	1,15	1,76	2,38
201X	1,83	1,31	1,48	2,05	2,74	3,61				



Ryc. Z.1.3. Przebieg wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  (1880-2015)

Fig. Z.1.3. The course of value of the  $DG_{3L}$  index (1880-2015).

Tab. Z.1.2. Synchroniczne korelacje wskaźnika DG<sub>3L</sub> (k; 1979-2013) ze zmiennymi charakteryzującymi stan termiczny (AMO) i zasób ciepła w wodach Atlantyku Północnego (NA HC), stan termiczny atmosfery w skali globalnej (GLOB), półkuli północnej (NHEM) i Arktyki (64-90N), roczną objętością lodów morskich na półkuli północnej (NH VL) i roczną powierzchnią zlodzoną Arktyki (AC Erk), wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej (rocznym wskaźnikiem AO, wskaźnikiem NAO Hurrella i rocznym wskaźnikiem NAO CRU (NAO rk), oraz korelacje w których wskaźnik DG<sub>3L</sub> wyprzedza o rok (k-1), dwa lata (k-2) i tak dalej szeregi wymienionych zmiennych. Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie (p < 0,05) wydrukowane pogrubioną czcionką, wysoce istotne statystycznie (p < 0,001) oznaczone dodatkowo \* (Charakterystyka i źródła zmiennych – patrz objaśnienia do tabeli)

Table Z.1.2. Synchronous correlations of DG<sub>3L</sub> index (k; 1979-2013) with variable characterizing the thermal state (AMO) and the heat resource in the waters of the North Atlantic (NA HC), the thermal state of the atmosphere on a global scale (GLOB), the northern hemisphere (NHEM) and the Arctic (64 -90N), an annual volume of sea ice in the northern hemisphere (NH VL) and an annual sea ice extent of the Arctic (AC Erk), indexes of atmospheric circulation (annual AO index, Hurrell NAO index and the annual CRU (NAO rk) index and correlations where the DG<sub>3L</sub> index precedes the series of these variables by one year (k-1), by two years (k-2) and so on. The values of correlation coefficients statistically significant (p < 0.05) printed in bold, highly statistically significant (p < 0.001) additionally marked with \* (Characteristics and sources of variables – see the explanations to the Table).

DG <sub>3L</sub> z roku DG <sub>3L</sub> from year	N Atlantyk North Atlantic		Anomalie SAT SAT anomalies			Lody morskie Sea ice		Cyrkulacja atmosferyczna Atmospheric circulation		
	AMO u	NA HC	GLOB	NHEM	64-90N	NH VL	AC_Erk	AO rk	NAO <sub>H</sub>	NAO rk
k	<b>0,66*</b>	<b>0,86*</b>	<b>0,79*</b>	<b>0,79*</b>	<b>0,69*</b>	<b>-0,74*</b>	<b>-0,75*</b>	0,17	-0,09	-0,20
k-1	<b>0,65*</b>	<b>0,88*</b>	<b>0,79*</b>	<b>0,81*</b>	<b>0,75</b>	<b>-0,76*</b>	<b>-0,82*</b>	0,03	-0,20	-0,28
k-2	<b>0,64*</b>	<b>0,89*</b>	<b>0,76*</b>	<b>0,77*</b>	<b>0,72</b>	<b>-0,70*</b>	<b>-0,82*</b>	-0,00	-0,28	-0,27
k-3	<b>0,69*</b>	<b>0,88*</b>	<b>0,78*</b>	<b>0,80*</b>	<b>0,72</b>	<b>-0,80*</b>	<b>-0,82*</b>	-0,08	-0,22	<b>-0,35</b>
k-4	<b>0,73*</b>	<b>0,85*</b>	<b>0,79*</b>	<b>0,80*</b>	<b>0,71</b>	<b>-0,82*</b>	<b>-0,78*</b>	-0,10	-0,22	<b>-0,36</b>
k-5	<b>0,79*</b>	<b>0,84*</b>	<b>0,83*</b>	<b>0,85*</b>	<b>0,78</b>	<b>-0,84*</b>	<b>-0,80*</b>	-0,11	-0,25	<b>-0,45</b>

Objaśnienia – Explanations:

AMO u – indeks AMO, bez trendów, niewyrównany – index AMO, no trends, unsmoothed (AMO, unsmoothed from the Kaplan SST, OI V2: <http://www.cdc.noaa.gov/Timeseries/AMO>),

NA HC – anomalie zasobów ciepła w Atlantyku Północnym, roczne – anomalies in heat resources in the North Atlantic, yearly (North Atlantic Heat Content, yearly: [http://data.nodc.noaa.gov/woa/DATA\\_ANALYSIS/3M\\_HEAT\\_CONTENT/DATA/basin/yearly/h22-a0-700m.dat](http://data.nodc.noaa.gov/woa/DATA_ANALYSIS/3M_HEAT_CONTENT/DATA/basin/yearly/h22-a0-700m.dat)),

GLOB – globalne roczne anomalie temperatury powietrza – global annual air temperature anomalies (źródło – source: GISTEMP: [http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata\\_v3/ZonAnn.Ts.txt](http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata_v3/ZonAnn.Ts.txt)),

NHEM – roczne anomalie temperatury powietrza półkuli północnej (źródło: jak wyżej) – annual air temperature anomalies in the northern hemisphere (source: as above),

64-90N – roczne anomalie temperatury powietrza w strefie 64-90°N (Arktyka; źródło: jak wyżej) – annual air temperature anomalies in the zone of 64°N-90°N (Arctic, source: as above),

NH VL – roczna objętość lodów morskich na półkuli północnej – the annual volume of sea ice in the northern hemisphere (45-90°N: <http://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/data/>),

AC Erk – roczna powierzchnia zlodzenia całej Arktyki (źródło: patrz rozdział 2.2. artykułu) – annual sea ice extent of the entire Arctic (source: see Chapter 2.2. of this article),

AO – Oscylacja Arktyczna – Arctic Oscillation (źródło – source: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii.table](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/monthly.ao.index.b50.current.ascii.table)),

NAO<sub>H</sub> – zimowy (DJFM) wskaźnik NAO J. Hurrella – winter (DJFM) J. Hurrell NAO index (źródło – source: <http://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>),

NAO rk – roczny wskaźnik NAO CRU – the annual index of NAO CRU (źródło – source: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao/>).

W okresie 35 lat (1979-2013), w którym rozpatruje się zmiany powierzchni zlodzonej w Arktyce, wskaźnik DG<sub>3L</sub> koreluje bardzo silnie i bez wyjątku wysoce istotnie ze zmiennymi charakteryzującymi

stan termiczny Atlantyku Północnego, globalnymi i hemisferycznymi anomaliami temperatury powietrza oraz objętością i powierzchnią lodów morskich. Najsilniejsze korelacje  $DG_{3L}$  wykazuje z anomaliami zasobów ciepła w warstwie wód powierzchniowych (0-700 m) Atlantyku Północnego. W całym szeregu, dla którego istnieją dane o zasobach ciepła w wodach Atlantyku Północnego (lata 1955-2015) współczynnik korelacji synchronicznych  $DG_{3L}$  z zasobami ciepła w wodach powierzchniowych Atlantyku Północnego jest również bardzo wysoki i wysoce istotny statystycznie ( $r = +0,82$ ). Z indeksem AMO (Enfield i in. 2001, Sutton i Hodson 2005, Dima i Lohmann 2006), mimo, że obliczany jest on z innego zestawu danych oraz w całkowicie odmienny sposób, korelacja również jest silna i wysoce istotna. Podobnej siły korelacje między  $DG_{3L}$  a AMO występują również w długich szeregach. Dla okresu 1880-2014 (135 lat), współczynnik korelacji między  $DG_{3L}$  a „nie wyrównanym” wskaźnikiem AMO jest równy  $+0,61$ . Z rocznym wskaźnikiem AMO, z którego usunięto trendy, a szereg SST poddano filtracji (AMO smoothed from the Kaplan SST V2; NOAA/ESRL/PSD1) korelacja jest słabsza ( $r = 0,55$ ), ale również wysoce istotna statystycznie ( $p \ll 0,001$  przy  $n = 134$ ).

Takiej siły związku pozwalają twierdzić, że wskaźnik  $DG_{3L}$  prawidłowo odtwarza zasadnicze cechy zmian SST całej powierzchni Atlantyku Północnego (zawiera w sobie sygnał AMO), jak i niesie informację o względnych zasobach ciepła w przypowierzchniowej warstwie wód Atlantyku Północnego. Ponieważ zarówno zmienność AMO, jak i zasobów ciepła w przypowierzchniowych wodach Atlantyku Północnego stanowią skutek zmienności składowej powierzchniowej THC na Atlantyku, można przyjąć, że wskaźnik  $DG_{3L}$  odtwarza zmienność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym.

Wskaźnik  $DG_{3L}$  wykazuje również bardzo silne i wysoce istotne ( $p \ll 0,001$ ) skorelowanie ujemne z roczną objętością lodów na półkuli północnej i roczną powierzchnią zlodzoną w całej Arktyce. Należy zwrócić tu uwagę na fakt, że korelacje te nasilają się wraz z rosnącym opóźnieniem objętości lodów morskich w Arktyce względem wskaźnika. Brak danych lodowych wcześniejszych od roku 1979 nie pozwala na ocenę zachowania się tych związków w dłuższym okresie.

Równie silne są związki wskaźnika  $DG_{3L}$  w rozpatrywanym 35-leciu ze zmiennymi charakteryzującymi zmiany temperatury powietrza – rocznymi anomaliami globalnej temperatury powietrza, anomaliami temperatury półkuli północnej oraz anomaliami temperatury powietrza w Arktyce, rozumianej jako strefa szerokości  $64-90^{\circ}N$ <sup>23</sup>. W badanym okresie silniejsze związki  $DG_{3L}$  wykrywa się z anomaliami hemisferycznymi i globalnymi, niż ze zmiennością temperatury w Arktyce. Korelacje wskaźnika  $DG_{3L}$  z długimi (1880-2014) szeregami tych samych anomalii wykazują, że najsilniejsze korelacje wskaźnik wykazuje z anomaliami SAT w Arktyce ( $r = +0,67$ ), gdy korelacje ze zmiennością temperatury półkuli północnej ( $r = +0,62$ ) i globalnej ( $r = +0,55$ ) są słabsze. Porównanie przebiegu  $DG_{3L}$  i anomalii SAT w Arktyce w długim okresie wykazuje bardzo dobre zgodności przebiegów – w obu szeregach zaznacza się głębokie spadki obu przebiegów w latach 1880-1917 i 1963-1987 oraz wzrost w latach 1924-1962 z maksimum w latach 1938-1939 i trwający do czasów obecnych wzrost, który rozpoczął się na przełomie lat 80' i 90' XX w. Taki stan wskazuje, że zmienność THC na Atlantyku

---

<sup>23</sup> Analizuje się tu zbiory anomalii, obliczanych wyłącznie na podstawie pomiarów temperatury ze stacji lądowych (zbiór ZonAnn.ts.txt: Meteorological Station Data, dTs; patrz Hansen i in. 1996, 1999, 2001), nie zaś anomalie obliczane z danych ze stacji lądowych i SST (wskaźnik LOTI; Land-Ocean Temperature Index). W tym ostatnim przypadku o wartości wskaźnika LOTI decyduje SST Oceanu Światowego (~70% powierzchni Ziemi zajmują oceany) i ewentualne korelacje  $DG_{3L}$  z tym wskaźnikiem są oczywiste (stanowią rezultat obliczania wskaźnika LOTI i świadczą jedynie o tym, że SST na pograniczu Morza Sargassowego i Golfstromu jest skorelowane z SST Oceanu Światowego).

Północnym reguluje temperaturę powietrza w skali globalnej i hemisferycznej, a także steruje zmianami SAT w Arktyce.

Synchroniczne korelacje między  $DG_{3L}$  a wskaźnikami opisującymi hemisferyczną (AO) i regionalną cyrkulację atmosferyczną (NAO Hurrella, NAO CRU) są słabe i nieistotne. W przypadku AO (1950-2014), NAO Hurrella i NAO CRU (1880-2014) dotyczy to również długich ciągów. Potwierdza to, że zmienność THC nie jest sterowana przez zmienność cyrkulacji atmosferycznej, czyli charakter cyrkulacji atmosferycznej nie wywiera wpływu na przebieg THC. Roczny wskaźnik NAO CRU wykazuje natomiast spóźnioną w stosunku do zmian THC ( $DG_{3L}$ ) o 3 do 5 lat reakcję na zmiany wskaźnika  $DG_{3L}$  (patrz tab.Z.1.2). W długich szeregach zaznaczają się istotne korelacje między  $DG_{3L}$  a opóźnionym w stosunku do  $DG_{3L}$  o 4, 5, 6, 10 i 11 lat rocznym wskaźnikiem NAO. Może to wskazywać, że zmienność THC decyduje, zgodnie z hipotezą Bjerknesa (1964) o charakterze cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Atlantyku Północnego.

Przeгляд tabeli Z.1.2 wskazuje, że zdecydowana większość rozpatrywanych parametrów maksymalnej korelacji ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  wykazuje z opóźnieniami, nie jest to cecha swoista dla NAO. Ponieważ zagadnienie to nie stanowi tematu przedstawionego załącznika, tego niewątpliwie ważnego zagadnienia nie będzie się dalej rozwijać.

## **ZAŁĄCZNIK 2**

Wskaźnik D, charakteryzujący wpływ cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką na zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce

### **1. Podstawy fizyczne**

#### **1.1. Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności powierzchni pokrywy lodowej, dryf lodów**

Przyczyną zmian powierzchni lodów na jakimś akwenie są występujące na nim zmiany bilansu lodów. W granicach akwenu bilans lodu stanowi różnicę między produkcją lodu na jego powierzchni i stratami lodu z tej powierzchni. W dużym uproszczeniu można napisać, że produkcja lodu stanowi funkcję przebiegu temperatury powietrza w chłodnej porze roku i zasobów ciepła w kolumnie wody mogących podlegać wymianie z atmosferą. Straty lodu określane są jako suma rozmiarów topnienia letniego i wyprowadzania istniejących już lodów morskich przez dryf poza granice akwenu, dla którego oblicza się bilans lodów. Jako okres obliczeń bilansu przyjmuje się zazwyczaj okres roku kalendarzowego (styczeń-grudzień).

Dryf lodów morskich zachodzi pod działaniem dwu podstawowych czynników – wiatru wiejącego nad powierzchnią pokrytą lodem oraz działania prądu. W przypadku bilansu lodu całej Arktyki przemieszczanie lodów przez dryf między poszczególnymi akwenami wchodzącymi w jej skład nie zmienia bilansu lodu, dopiero odpływ lodów poza granice Arktyki należy traktować jako składnik strat. Ze względu „geograficznych” nie ma możliwości, aby lody morskie były wnoszone do Arktyki, stąd w skali całej Arktyki oraz obu jej części dryf lodów może być składnikiem bilansowym tylko po stronie strat lodów. W ten sposób, dryf lodów staje się jednym z czynników regulującym międzysezonową i międzyroczną zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce.



O ile prądy morskie, w tym prądy pływowe, stanowią czynnik nie ulegający zmianom długookresowym i stanowią względnie stały element hydrodynamiczny danego akwenu, to wiatr powodujący dryf lodów stanowi czynnik charakteryzujący się dużą zmiennością międzysezonową i międzyroczną. Z tego względu zmiany charakteru pola ciśnienia (cyrkulacji atmosferycznej) generującego pole wiatru nad Arktyką stanowią istotny czynnik wpływający na zmiany powierzchni zlodzonej.

Cyrkulacja atmosferyczna oddziałuje na bilans lodów przede wszystkim poprzez oddziaływanie naprężeń stycznych wiatru, określając kierunek i rozmiary dryfu lodów. Prędkość dryfu lodów uzależniona jest od kierunku i prędkości prądu pływowego oraz prędkości wiatru i czasu jego wiania z danego kierunku. Im prędkość wiatru jest większa, tym potencjalna prędkość dryfu lodów może być większa. Aby dryfujący lód osiągnął stabilną, maksymalną prędkość, wiatr z danego ( $\pm 15^\circ$ ) kierunku musi wiać odpowiednio długo. Prędkość dryfu lodu jest wreszcie funkcją grubości lodu, charakteru rzeźby jego górnej i dolnej powierzchni oraz zawartości (koncentracji) lodów. Im koncentracja lodów jest większa, tym prędkość dryfu przy danej prędkości wiatru jest mniejsza. Jak do tej pory nie znaleziono zadowalających formuł analitycznych pozwalających określić prędkość dryfu lodów jako funkcji prędkości wiatru przywodnego bądź wiatru geostroficznego, których błąd byłby do przyjęcia (szerzej na ten temat patrz Doronin 1969, Doronin i Khejsin 1975, Zakharov 1987, Leppäranta 2011). To stanowi przyczynę, że do oceny prędkości dryfu lodów najczęściej stosuje się różnego rodzaju formuły empiryczne o mniejszej (częściej) czy większej precyzji i zróżnicowanej wiarygodności.

Kierunek dryfu lodów na akwenach o głębokości większej od 25-50 m i z dala od brzegów (wysp), jeśli pominać wpływ szybkozmiennych prądów pływowych<sup>24</sup>, jest zgodny z kierunkiem przepływu wiatru geostroficznego, przeciętny współczynnik prędkości ustabilizowanego dryfu lodów o małej zawartości (1-3) w Arktyce stanowi 0,012-0,013 prędkości wiatru na wysokości ~10 m nad lodem (wodą). Formuły, z których oblicza się rozmiary (najczęściej prędkość) dryfu lodu w tym miejscu się nie przytacza.

Cyrkulacja atmosferyczna oddziałuje również bezpośrednio i pośrednio na bilans lodów poprzez wpływ na kształtowanie zmienności temperatury powietrza. Zmiany kierunków i prędkości adwekcji mas powietrza modyfikują przebieg zmian temperatury zachodzący w cyklu rocznym. Okresowa krzywa cyklu rocznego przebiegu temperatury powietrza zostaje zmodulowana krótkookresowymi zmianami temperatury, związanymi ze zmianami kierunku i prędkości adwekcji mas powietrza odbiegającymi od „średniej klimatycznej”. W zależności od charakteru odchyień temperatury od średniej dla danego okresu, dochodzi do przyspieszenia procesów tworzenia się lodów, zwiększenia przyrostu ich grubości w czasie, lub przeciwnie – do opóźnienia momentu tworzenia się lodu, zmniejszenia przyrostu jego grubości, przyspieszenia topnienia. Wszystko to przekłada się na objętość (masę) lodu na danym akwenu, a tym samym i powierzchnię zlodzoną akwenu.

Pośrednie oddziaływanie cyrkulacji atmosferycznej na bilans lodów realizuje się głównie poprzez kształtowanie wartości SST. Każdy napływ mas powietrza chłodniejszych od wody, w warunkach, kiedy na powierzchni morza jeszcze nie utworzyła się względnie zwarta pokrywa lodowa ( $< 7$ ), uruchamia strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, w rezultacie działania których zasoby ciepła w wodach ulegają redukcji – ciepło z oceanu zostaje przekazane do atmosfery, a temperatura powierzchni morza spada. Zmniejszanie się zasobów ciepła w wodach przyspiesza moment tworzenia się lodu, przez

---

<sup>24</sup> Prądy pływowe odgrywają większą rolę na płytkich akwenach przybrzeżnych, gdzie stanowią przyczynę stłaczania i rozwierania pokrywy lodowej. Na otwartych akwenach o większej głębokości na ogół ich wypadkowy wektor jest nieokreślony, przez co rola prądów pływowych w kształtowaniu długodystansowego dryfu jest nikła.

co ostatecznie wpływa na grubość pokrywy lodowej w końcu zimy. Odwrotnie – napływ powietrza cieplejszego od wody sprowadza pobór ciepła z powierzchni morza do zera. Przy braku dopływu promieniowania krótkofalowego do powierzchni morza zasób ciepła w wodzie ulega krótkotrwałej konserwacji<sup>25</sup>. W przypadku gdy w takiej sytuacji jednocześnie do powierzchni morza dochodzi strumień promieniowania krótkofalowego, następuje akumulacja ciepła w wodzie, wzrost SST, ale i coraz bardziej intensywne wypromieniowanie ciepła z powierzchni morza w postaci promieniowania długofalowego (IR).

Te bezpośrednie (dryf) i pośrednie (temperatura powietrza, SST) oddziaływania cyrkulacji atmosferycznej na zmienność powierzchni zlodzonej dają dość skomplikowane i rozciągnięte w czasie efekty. Stąd często ich interpretacja jest trudna, co prowadzi do rozbieżności w ocenach roli poszczególnych składowych (dynamiczna, termiczna) cyrkulacji atmosferycznej, jaką można zauważyć w literaturze przedmiotu. Ogólnie, dryf lodów dla bilansu lodu na danym akwenie ma największe znaczenie wtedy, gdy prowadzi do wynoszenia lodów powstałych na danym akwenie poza jego granice (i odwrotnie). W przypadku całej Arktyki największe znaczenie ma taki charakter dryfu lodów morskich, który będzie wyprowadzał lody poza granice Arktyki, gdzie topniejąc będą zużywały ciepło wód niższych, poza arktycznych, szerokości.

Wobec otoczenia mórz Arktyki przez linię brzegową Eurazji, Ameryki Północnej i północnej Grenlandii, możliwości dryfu lodów na południe są utrudnione. Z centralnej Arktyki dryf lodów poza Arktykę jest możliwy na południe przez Cieśninę Beringa i Cieśninę Frama, z Zatoki Baffina, Cieśniny Davisa i Morza Labrador wzdłuż wschodnich brzegów Labradoru. Wobec płytkości i niewielkiej szerokości Cieśniny Beringa, główną rolę w wyprowadzaniu lodów morskich z obszaru Arktyki Właściwej odgrywa Cieśnina Frama. Na akwenach Arktyki Amerykańskiej główną rolę w kształtowaniu bilansu lodów odgrywa dryf lodów wzdłuż wschodnich wybrzeży Ziemi Baffina i Labradoru. Tym samym, najważniejsze znaczenie dla kształtowania zmian powierzchni zlodzonej w Arktyce będą odgrywały te postaci (typy) cyrkulacji atmosferycznej, które w istotny sposób będą regulowały dryf lodów na Cieśninie Frama i wzdłuż wschodnich brzegów Labradoru, lub/i kierowały dryf lodów w stronę tych akwenów. Na obszarze Arktyki Właściwej zasadniczą rolę w kierowaniu lodów do Cieśniny Frama odgrywa Prąd Transarktyczny (patrz ryc. Z.2.1).

## **1.2. Główne hemisferyczne i regionalne mody cyrkulacji atmosferycznej (AO, NAO) a zmiany powierzchni zlodzonej w Arktyce**

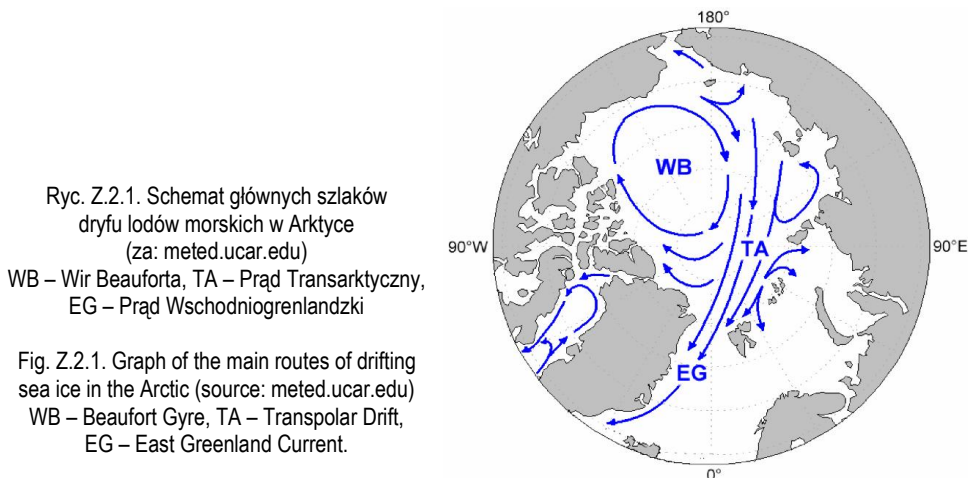
Liczni badacze wskazują na cyrkulację atmosferyczną jako jeden z podstawowych czynników, którego zmienność determinuje w ten czy inny sposób zmienność powierzchni pokrywy lodowej w Arktyce. Stosunkowo wcześniej wykryto, że następują charakterystyczne zmiany zasięgu lodów (a przez to i ich powierzchni) oraz koncentracji lodów wraz ze zmianami charakteru głównych wzorców (mód) cyrkulacji atmosferycznej – hemisferycznej Oscylacji Arktycznej (Thompson i Wallace 1998) oraz regionalnej – Oscylacji Północnego Atlantyku (Wallace i Gutzler 1981, Rogers i van Loon 1979, Hurrell 1995).

Obie te mody wykazują przebiegi silnie ze sobą powiązane – zarówno w fazie, jak i amplitudzie. Fakt ten stanowi źródło szeregu wątpliwości. Pominie się w tym miejscu dyskusję, czy AO to to samo

---

<sup>25</sup> Pomija się w tym miejscu wypromieniowanie długofalowe z powierzchni oceanu.

co NAM (Northern Annular Mode (Thompson i Wallace 2000, Thompson i in. 2000), a NAM to to samo co NAO – patrz Thompson i Wallace 2001) oraz czy AO albo NAM są jedynie artefaktami statystycznymi (Deser 2000, Ambaum i in. 2001, Rogers i McHugh 2002), a NAO istnieje realnie. Można stwierdzić, że w okresie 1979-2013 korelacje między wskaźnikiem NAO CRU a wskaźnikiem AO opracowanym przez NWS CPC są istotne w ciągu całego roku (patrz tab. Z.2.1), będąc szczególnie silnie i wysoce istotnie w chłodnej porze roku – od października do marca. Pozwala to na traktowanie obu mód cyrkulacyjnych jako tworów podobnych i działających zgodnie w funkcji czasu, bez rozstrzygnięcia o ich indywidualności lub tożsamości.



Tab. Z.2.1. Rozkład wartości współczynników korelacji ( $r$ ) i ich istotności statystycznych ( $p$ ) między miesięcznymi i rocznymi wskaźnikami Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO CRU) a wskaźnikami Oscylacji Arktycznej (AO) w latach 1979-2013

Table Z.2.1. Distribution of correlation coefficients ( $r$ ) and their statistical significance ( $p$ ) between the monthly and annual indexes of the North Atlantic Oscillation (NAO CRU) and indexes of the Arctic Oscillation (AO) in the years 1979 to 2013.

	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
$r$	0,81	0,89	0,81	0,49	0,62	0,71	0,39	0,48	0,50	0,68	0,56	0,80	0,74
$p <$	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,020	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001

Fazy AO/NAO, zwłaszcza gdy ich amplituda jest znaczna, wywierają silny wpływ na kształtowanie się międzyrocznej zmienności zasięgu lodów na wodach leżących na wschód i zachód od wybrzeży Grenlandii. Zmiany zasięgu i powierzchni lodów pod wpływem zimowych zmian NAO/AO tworzą swoistą „huśtawkę” – w przypadku wystąpienia dodatniej fazy NAO i AO granica lodów na Morzu Labrador<sup>26</sup> przemieszcza się na S i powierzchnia zlodzona wzrasta, na morzach Grenlandzkim i Barentsa granica lodów przemieszcza się na N i powierzchnia zlodzona maleje (patrz np. Deser i in. 2000, Parkinson 2000, Wang i Ikeda 2000). W przypadku wystąpienia ujemnej fazy AO/NAO sytuacja się

<sup>26</sup> Nie brak oczywiście prac, w których twierdzi się, że to zmiany zlodzenia Morza Labrador sterują zmianami faz NAO (patrz np. Kvamstø i in. 2004).

odwraca, powierzchnia zlodzona na Morzu Labrador maleje, na morzach Grenlandzkim i Barentsa wzrasta. Trzeba tu dodać, że przyrosty i spadki powierzchni zlodzonej na wymienionych akwenach w przypadku wystąpienia tej samej fazy AO/NAO wzajemnie się nie kompensują (Marsz, 2008).

Ponieważ roczna zmienność powierzchni zlodzonej mórz Labrador, Grenlandzkiego i Barentsa objaśnia niemal całkowicie wariację rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki<sup>27</sup>, tym samym zmienność NAO i AO liczni badacze uznali za cyrkulacyjną przyczynę zmian powierzchni zlodzenia (patrz np. Wang i Ikeda 2000, Holland 2003, Rigor i Wallace 2004 i przytaczana tam literatura), mimo, że Deser i in. (2000) już wcześniej zwracali uwagę na fakt, że w okresie ciepłej pory roku związki między powierzchnią zlodzoną Arktyki a AO/NAO stają się słabe i nieistotne.

Zdecydowana większość badaczy<sup>28</sup> spadek powierzchni zlodzonej w czasie dodatniej fazy AO/NAO wiąże zarówno z dynamicznym działaniem wiatru, jak i stowarzyszonym z dodatnią fazą AO/NAO wzrostem temperatury powietrza (np. Dickson i in. 2000, Wang i Ikeda 2000, Rigor i in. 2002, Serreze i in. 2003, Johannessen i in. 2004, Liu i in. 2004, Rigor i Wallace 2004, Rogers i in. 2005). Zwiększona aktywność wiatrów północnych w dodatniej fazie AO/NAO przyspieszała eksport lodów z Morza Labrador, a po przesunięciu się centrum Niżu Islandzkiego na wschód (Jung i Hilmer 2001), również wypływ lodów przez Cieśninę Fram (Hilmer i Jung 2000). Towarzyszące dodatniej fazie AO/NAO w okresie jesienno-zimowym częstsze wnikanie głębokich układów niskiego ciśnienia nad Morze Barentsa (Rogers i in. 2005), a następnie dalsza wędrówka ich ku wschodowi, nawet do rejonu Tajmyru, zwiększa częstość adwekcji powietrza z niższych szerokości i głębokość ich wnikania na wschód, co skutkuje szybkim wzrostem temperatury powietrza (Rogers i in. 2004). To ostatnie skutkuje tworzeniem się lodów o mniejszej grubości, a w konsekwencji szybszym ich topnieniem w następnym sezonie wiosenno-letnim, zmniejszaniem się koncentracji lodu i zwiększoną prędkością dryfu. Już w roku 2000 Masłowski i współautorzy wykazali, że obserwowana zmiana reżimu cyrkulacji atmosferycznej, polegająca na zwiększeniu się częstości dodatnich faz AO/NAO i wzroście ich amplitudy, może samodzielnie, bez udziału innych czynników, doprowadzić do spadku grubości i zmniejszenia się powierzchni lodów morskich w Arktyce, jaką obserwowało się między późnymi latami 70. XX wieku a wczesnymi latami 90. XX wieku.

Tego rodzaju związki między AO/NAO a powierzchnią lodów morskich w Arktyce, i ogólniej zmianami klimatu Arktyki, nieco różne w szczegółach w poszczególnych pracach, potwierdzały również modelowania (Masłowski i in. 2000). Jednak pojawiły się również prace przedstawiające wyniki modelowania (np. Goosse i Holland 2005), które wykazywały, że to nie cyrkulacja atmosferyczna jest pierwotną przyczyną zmian powierzchni lodów morskich w Arktyce, a oceaniczny transport masy (wód) i ciepła do rejonu wejścia do Morza Barentsa, powodujący wzrost entalpii wody.

Tym niemniej, niezależnie od tego, jaki w rzeczy samej ma być mechanizm powodujący, że w przypadku wystąpienia dodatniej fazy AO lub NAO powierzchnia zlodzenia ulega redukcji (zmniejszeniu), powinny występować związki między fazą AO/NAO i jej natężeniem, a powierzchnią lodów. Występowanie takich, statystycznie istotnych związków, zarówno w przekrojach miesięcznych i rocznych,

---

<sup>27</sup> Inne morza Arktyki, których powierzchnia zlodzona stanowi ponad 80% całej powierzchni Arktyki w okresie chłodnej pory roku są całkowicie pokryte lodem. Zmienność rocznej powierzchni zlodzonej mórz Labrador, Grenlandzkiego oraz Barentsa i Karskiego objaśnia (adj.R<sup>2</sup>) 93,7% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej całej Arktyki.

<sup>28</sup> Rezygnuje się w tym miejscu z przytaczania bardzo licznych pozycji literatury dotyczącej tego zagadnienia, ograniczając się do tych pozycji, które najwcześniej formułowały określone hipotezy.

potwierdzi realny wpływ tych dwu wielkoskalowych mód cyrkulacyjnych Półkuli Północnej na kształtowanie zmian pokrywy lodowej.

Dla wyjaśnienia tej kwestii przeprowadzono analizę korelacji liniowych między szeregami wartości wskaźników AO i NAO a powierzchnią zlodzoną na poszczególnych akwenach i w całej Arktyce. Wobec wielości wskaźników NAO przeprowadzono analizę między miesięcznymi i rocznymi wskaźnikami NAO CRU (Jones i in. 1997) oraz zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella (1995). Analiza związków między zmiennością powierzchni zlodzonej w poszczególnych miesiącach a zimowym (DJFM) wskaźnikiem NAO Hurrella pozwoli wykryć ewentualną reakcję pokrywy lodowej występującą z opóźnieniem w stosunku do cyrkulacji atmosferycznej występującej w okresie zimy. Wyniki tych analiz zestawione są w tabelach Z.2.2 – Z.2.4.

Tab. Z.2.2. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięczną i roczną powierzchnią zlodzoną na akwenach Arktyki Właściwej (AWł), Arktyki Amerykańskiej (AAM) i całej Arktyki (ARc) a miesięcznymi i rocznym wskaźnikiem AO (Oscylacji Arktycznej). Korelowane okresy 1978-2013 (35 lat). Wartości istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem

Table Z.2.2. The values of coefficients of linear correlation between the monthly and annual sea ice extent on the sea areas of the 'Proper Arctic' (AWł), the 'American Arctic' (AAM) and the entire Arctic (ARc) and the monthly and annual index of AO (Arctic Oscillation). Correlated periods from 1978-2013 (35 years). Values statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold.

Obszar Area	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
AWł	-0,14	0,04	-0,06	-0,03	-0,16	0,14	0,28	0,27	-0,22	0,10	-0,17	-0,06	-0,04
AAM	<b>0,44</b>	0,24	<b>0,41</b>	-0,01	0,07	-0,03	0,14	0,15	-0,08	<b>0,44</b>	0,02	<b>0,42</b>	0,29
ARc	0,11	0,15	0,20	-0,04	-0,11	0,09	0,15	0,26	-0,21	0,20	-0,09	0,16	0,06

Wszystkie wartości współczynników korelacji między roczną pokrywą lodową na poszczególnych akwenach a rocznym wskaźnikiem Oscylacji Arktycznej są statystycznie nieistotne. W przekrojach miesięcznych zauważa się, że również korelacje między AO a powierzchnią lodów w całej Arktyce Właściwej są niskie i statystycznie nieistotne, na dodatek współczynniki korelacji zmieniają znaki. W Arktyce Amerykańskiej w ciągu czterech miesięcy roku (stycznium, marcu, październiku i grudniu) występują statystycznie istotne korelacje między powierzchnią zlodzoną a AO. Korelacje są dodatnie, co oznacza, że wraz ze wzrostem wskaźnika AO rośnie również powierzchnia zlodzona. Taki stan związków między powierzchnią zlodzoną a AO jest wymuszony przez zachowanie się powierzchni zlodzonej na Morzu Labrador/Zatoce Baffina. Wskaźniki AO są silnie i istotnie skorelowane ze wskaźnikami NAO CRU (roczne  $r = 0,74$ , patrz tab. Z.2.1). W czasie dodatniej fazy NAO nad te akweny napływa silny strumień bardzo chłodnego powietrza z północy. Sprzyja to procesom tworzenia się lodów morskich i ich szybkiemu dryfowi na południe, oba te procesy skutkują szybkim wzrostem powierzchni zlodzonej na tych akwenach, a nie jej spadkiem.

Zmienność powierzchni zlodzonej całej Arktyki w ciągu 35 lat (1979-2013) nie wykazuje związków ze zmiennością AO. Wszystkie współczynniki korelacji niskie (od -0,21 do 0,26) i statystycznie nieistotne. Między roczną zmiennością AO a roczną powierzchnią zlodzoną praktycznie brak związku ( $r = 0,06$ ,  $p = 0,719$ ) W takiej sytuacji doszukiwanie się przyczyn spadku powierzchni zlodzonej w intensyfikacji AO, z czym spotyka się w licznych pracach, wydaje się nie mieć żadnych racjonalnych podstaw. Staże się zupełnie niezrozumiałe, w jaki sposób modele wykazują, że AO może wymuszać gwałtowny spadek powierzchni lodów w Arktyce.

Analiza związków między zmiennością powierzchni zlodzonej w Arktyce a zmiennością wskaźnika NAO CRU daje podobne rezultaty (patrz tab. Z.2.3). Na obszarze Arktyki Właściwej, statystycznie istotnych korelacji między miesięcznymi wskaźnikami NAO a powierzchnią zlodzoną brak. Nieistotne korelacje między rocznymi wartościami NAO a roczną powierzchnią zlodzoną mają znak dodatni. W Arktyce Amerykańskiej występują statystycznie istotne korelacje, także ze znakiem dodatnim, w ciągu czterech miesięcy (podobnie jak z AO: w styczniu, marcu października i grudniu). Zaznacza się również relatywnie silna korelacja między rocznym wskaźnikiem NAO a roczną powierzchnią zlodzoną ( $r = 0,51$ ). Przyczyna wystąpienia tych korelacji została już objaśniona wyżej. W całej Arktyce NAO koreluje z powierzchnią zlodzoną słabo, w przewadze nieistotnie. Tak więc i tu nie znajduje się żadnego uzasadnienia dla tezy, że wzrost częstości i natężenia dodatnich faz NAO może stanowić przyczynę spadku powierzchni zlodzonej w Arktyce.

Tab. Z.2.3. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięczną i roczną powierzchnią zlodzoną na akwenach wchodzących w skład Arktyki Właściwej (AWł), Arktyki Amerykańskiej (AAm) i całej Arktyki (ARc) a miesięcznymi i rocznym wskaźnikiem NAO CRU. Korelowane okresy 1978-2013 (35 lat). Wartości istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem

Table Z.2.3. The values of coefficients of linear correlation between the monthly and annual sea ice extent on the sea areas included in the 'Proper Arctic' (AWł) the 'American Arctic' (AAm) and the entire Arctic (Arc) and the monthly and yearly NAO CRU index. The correlated periods from 1978-2013 (35 years). Values statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold.

Obszar Area	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
AWł	-0,22	0,07	0,17	-0,12	0,02	0,26	0,32	0,23	0,09	0,03	0,03	-0,17	0,27
AAm	<b>0,46</b>	0,22	<b>0,44</b>	0,13	-0,25	0,33	0,29	0,20	0,25	<b>0,47</b>	0,20	<b>0,45</b>	<b>0,51</b>
ARc	0,05	0,17	<b>0,39</b>	-0,03	-0,08	0,28	<b>0,39</b>	0,23	0,11	0,15	0,13	0,10	<b>0,38</b>

Przeprowadzona analiza wskazuje raczej, że rysuje się tendencja odwrotna – wraz ze wzrostem częstości i siły dodatnich faz NAO powierzchnia zlodzona w Arktyce powinna wykazywać słaby wzrost. Analiza regresji ujawnia, że wzrost rocznego wskaźnika NAO CRU o 1 jednostkę powinien pociągać za sobą przyrost rocznej powierzchni zlodzonej o 319,54( $\pm 137,38$ ) tys km<sup>2</sup>. Zależność ta jest istotna statystycznie na poziomie  $p < 0,05$  ( $p = 0,026$ ) i objaśnia ~11% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce. Ponieważ w okresie 1979-2013 roczny wskaźnik NAO CRU wykazuje słaby trend ujemny ( $-0,02 \cdot \text{rok}^{-1}$ ), powierzchnia lodów powinna w tych latach zmniejszyć się 223,7 · 10<sup>3</sup> km<sup>2</sup>. W tym okresie natomiast roczna powierzchnia lodów w Arktyce zmniejszała się o 48,6 · 10<sup>3</sup> km<sup>2</sup> rocznie, czyli w ciągu rozpatrywanych 35 lat spadek rocznej powierzchni zlodzonej wynosi ~1 mln 700 tys. km<sup>2</sup>. Rzeczywisty spadek powierzchni zlodzonej w Arktyce jest więc prawie ośmiokrotnie większy, niż wynika to z możliwego wpływu długookresowej zmienności rocznego wskaźnika NAO.

Wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej, charakteryzowany przez „zimowy” (DJFM) wskaźnik NAO Hurrella (1995) zapisuje się wyraźnie tylko na trzech akwenach (Baffin, Hudson i Grenlnd), których łączna powierzchnia stanowi nieznaczny odsetek powierzchni zlodzonej całej Arktyki. Mimo tego, Rigor i Wallace (2004) uważają NAO za główny czynnik regulujący powierzchnię zlodzenia w momencie wystąpienia minimum powierzchni zlodzonej (wrzesień) w całej Arktyce.

Na Morzu Grenlandzkim, po zimie, w czasie której występuje dodatni wskaźnik NAO, powierzchnia zlodzona przyrasta z kikumiesięcznym opóźnieniem. Słaby wzrost powierzchni zlodzonej obserwuje

się wtedy w okresie od czerwca do października. Wystąpienie ujemnych wartości wskaźnika NAO w zimie powinno pociągać za sobą słaby spadek powierzchni lodów na Morzu Grenlandzkim. Można, z dość dużą dozą pewności, twierdzić, że te przesunięte w czasie związki stanowią rezultat dynamiki lodu (zwiększony dryf lodów na południe). Wobec niewielkiej, w skali Arktyki Właściwej powierzchni zlodzenia Morza Grenlandzkiego w tych miesiącach, te zmiany nie zapisują się jako istotne statystycznie w zmianach powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej.

Na morzach Labrador i Baffina, wraz ze wzrostem zimowego wskaźnika NAO powierzchnia zlodzenia przyrasta synchronicznie, po czym przyrost ten przedłuża się jeszcze o dwa miesiące. Jest to rezultat zarówno spadku temperatury powietrza, jak i wzrostu nasilenia dryfu lodów na południe. Słaby wzrost powierzchni zlodzenia na Zatoce i Cieśninie Hudsona przy dodatnich wartościach wskaźnika NAO Hurrella, gdzie dryf lodów nie może odgrywać istotnej roli w kształtowaniu bilansu lodu, może być wytłumaczony jedynie działaniem czynnika termicznego. Po chłodniejszej od przeciętnej zimie, jaka tam występuje w czasie dodatniej fazy NAO (Mysak i in. 1996), pokrywa lodowa jest grubsza, później topnieje, woda akumuluje mniejszą ilość ciepła w okresie letniego nagrzewania, przez co proces tworzenia się pokrywy lodowej następuje wcześniej. W rezultacie łącznego oddziaływania przebiegu zimowego NAO na Zatoce i Cieśninie Hudsona oraz na Morzu Labrador i Zatoce Baffina na zmiany powierzchni zlodzonej, roczna powierzchnia zlodzenia w Arktyce Amerykańskiej wykazuje niezbyt silny, ale statystycznie istotny związek dodatni ( $r = 0,46$ ) z zimowym wskaźnikiem NAO w tym samym roku. Analiza regresji wykazuje, że wzrost zimowego wskaźnika NAO Hurrella o 1 jednostkę powoduje wzrost rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej o  $36,4(\pm 12,1)$  tys. km<sup>2</sup>. W skali całej Arktyki jest to wartość niewielka, w rezultacie te zmiany powierzchni zlodzenia w Arktyce Amerykańskiej również nie znajdują odbicia w zwiększeniu się na tyle współczynnika korelacji rocznej powierzchni zlodzenia w całej Arktyce z zimowym wskaźnikiem NAO, aby przekroczył on granice istotności statystycznej (tab. Z.2.4).

Tab. Z.2.4. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięczną i roczną powierzchnią zlodzoną na akwenach Arktyki Właściwej (AWI), Arktyki Amerykańskiej (AAM) i całej Arktyki (ARc) a zimowym (DJFM) wskaźnikiem NAO J. Hurrella. Korelowane okresy 1978-2013 (35 lat). Wartości istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem

Table Z.2.4. The values of coefficients of linear correlation between the monthly and annual sea ice extent on the sea areas the 'Proper Arctic' (AWI), the 'American Arctic' (AAM) and the entire Arctic (ARc) and the winter (DJFM) Hurrell NAO index. The correlated periods from 1978-2013 (35 years). Values statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold.

Obszar Area	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
AWI	0,06	-0,08	-0,17	-0,27	-0,12	0,09	0,11	0,04	0,04	0,20	0,27	0,09	0,05
AAM	<b>0,44</b>	<b>0,54</b>	<b>0,59</b>	<b>0,58</b>	<b>0,48</b>	<b>0,34</b>	0,30	0,13	0,01	0,21	<b>0,38</b>	<b>0,57</b>	<b>0,46</b>
ARc	0,28	0,21	0,22	0,09	0,09	0,20	0,12	0,06	0,03	0,23	<b>0,38</b>	0,35	0,19

Przeprowadzone analizy dają jednoznaczną odpowiedź – brak statystycznie istotnych i konsekwentnych związków powierzchni zlodzonej w Arktyce z AO i NAO nie daje żadnych podstaw do wysuwania tezy, że zmienność tych mód cyrkulacyjnych w latach 1979-2013 może stanowić przyczynę obserwowanego w tym samym czasie spadku powierzchni zlodzonej w Arktyce. Wbrew powszechnie przyjmowanemu stwierdzeniu, że działanie dynamiczne i termiczne NAO ma prowadzić do spadku

powierzchni zlodzonej w Arktyce, analiza wykazuje, że w badanym okresie 1979-2013 jest odwrotnie. Związek ten charakteryzuje się słabą, ale statystycznie istotną korelacją dodatnią – teoretycznie wzrost rocznego wskaźnika NAO powinien prowadzić do wystąpienia wzrostu powierzchni zlodzonej.

Można, a nawet trzeba, zastanowić się, co było przyczyną wysunięcia tezy, przyjmowanej przez wielu badaczy do tej pory bez zastrzeżeń (patrz np. Ogi i Wallace 2007, Serreze i in. 2007, Overland i Wang 2010), o działaniu AO/NAO jako podstawowej cyrkulacyjnej przyczyny zmniejszania się powierzchni zlodzonej Arktyki.

Prace, w których stwierdzono silne związki między dodatnimi fazami AO/NAO a szybkim spadkiem powierzchni zlodzonej bazowały na danych pochodzących z okresu od końca lat 70. XX wieku do lat 90. – początku lat 2000. XX wieku. W tym okresie w szeregach powierzchni zlodzonych wystąpił silny trend ujemny, w szeregach AO i NAO silny trend dodatni. Nawet jeśli obie zmienności nie wykazywały żadnych związków przyczynowych, występowanie trendów w obu szeregach wprowadza między szeregami czasowymi tych wielkości występowanie silnego ładunku zmienności wspólnej (kowariancji). Dzięki silnej korelacji obu wielkości, w równaniach regresji zmiany AO/NAO objaśniały ponad 45-55% wariacji powierzchni zlodzonej w Arktyce (patrz np. Rigor i Wallace 2004). Teza o związku tych wielkości miała formalnie mocne uzasadnienie statystyczne. Liczne pozycje literatury, w których teza ta została przedstawiona, były następnie powszechnie cytowane, powszechnie zostały uznane za prawdziwe i teza ta uzyskała rangę prawdy ogólnie obowiązującej.

Zmiana trendu AO/NAO, która nastąpiła około roku 2000, została oczywiście zauważona. Wzrost temperatury w Arktyce i spadek powierzchni zlodzonej, mimo późniejszego spadku, a nie wzrostu wartości wskaźników AO/NAO został określony przez Overlanda i Wanga (2005) mianem „paradoksu arktycznego” („The Arctic climate paradox”). Niestety, ten „paradoks arktyczny” niemal niczego nie tłumaczy. Później co prawda pojawiło się kilka prac (patrz np. Maslanik i in. 2007) wskazujących na to, że nie ma się tutaj do czynienia z jakimkolwiek paradoksem – po prostu AO/NAO nie są tymi czynnikami cyrkulacyjnymi, które regulują rozmiary powierzchni zlodzonej w Arktyce, ale rolę tę pełnią inne wzorce zmian ciśnienia. Prace te jednak były (i są), bardzo rzadko cytowane, z ich wnioskami nawet nie próbowano polemizować – i praktycznie zostały skutecznie przemilczane.

Jeśli ani AO ani NAO nie stanowią przyczyny zmniejszania się powierzchni zlodzonej w Arktyce, powstaje problem – jakie wzorce cyrkulacji atmosferycznej rzeczywiście wywierają wpływ na zmiany powierzchni zlodzonej? Jak już wspomniano wcześniej, powinny być to przede wszystkim takie wzorce cyrkulacji atmosferycznej, które sterują dryfem lodów w Arktyce Właściwej przez środkowe części „Oceanu Arktycznego” (dryf wzdłuż szlaku Prądu Transarktycznego) ku Cieśninie Framy, a następnie dryfem lodów morskich przez Cieśninę Framy, wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii, na południe.

## 2. Zmodyfikowany Dipol Arktyczny (zDA) i jego działanie

Zmodyfikowany Dipol Arktyczny (dalej zDA) jest prostym wskaźnikiem opisującym miesięczne różnice ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) między rejonem 75-80°N, 130-150°W (akweny na NE od Morza Beauforta) a rejonem 72,5-75°N, 90-110°E (rejon Tajmyru; pogranicze mórz Karskiego i Łaptiewów). Miesięczną wartość zDA oblicza się jako:

$$zDA = ((SLP[75N,130W]+SLP[75N,140W]+SLP[75N,150W]+SLP[80N,140W])/4) - ((SLP[72,5N,90E]+SLP[72,5N,100E]+SLP[72,5N,110E]+SLP[75N,100E])/4),$$



gdzie: SLP[75N,130W] – miesięczne ciśnienie atmosferyczne w punktach o podanych współrzędnych, a jej marę stanowią jednostki ciśnienia – hPa. Wartości zDA obliczono z wartości miesięcznych SLP pochodzących ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure, o organizacji gridowej (Kalnay i in. 1996).

Wskaźnik ten stanowi modyfikację Dipola Arktycznego wprowadzonego przez Wu, Wanga i Walsh (2006), będącego szeregiem czasowym wartości czynnikowych drugiej składowej głównej (PC) zimowego pola SLP w strefie szerokości od 70 do 90°N. Konstrukcja zmodyfikowanego Dipolu Arktycznego jest szczegółowo objaśniona w pracy Marsza (2008). W odróżnieniu od Dipola Arktycznego Wu i in. (2006), który jest obliczany tylko dla okresu zimy, wartości zmodyfikowanego Dipola Arktycznego oblicza się dla wszystkich miesięcy roku.

Lokalizacja centrów ciśnienia, między którymi oblicza się wartość różnicy SLP wyjaśnia, że wskaźnik ten ma znaczenie regionalne, odtwarzając w sposób względnie jednolity wpływ cyrkulacji atmosferycznej na akwen, który w przyjętym podziale NSIDC nosi określenie „Oceanu Arktycznego”. Charakter cyrkulacji atmosferycznej opisany przez ten wskaźnik nie może w taki sam sposób wywierać wpływu na zmiany powierzchni zlodzonej na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim, tworzącymi pozostałą część powierzchni Arktyki Właściwej.

Dodatnia różnica ciśnienia (wyższe SLP nad rejonem Morza Beauforta, niższe SLP nad rejonem Tajmyru czyli dodatnia wartość wskaźnika zDA) powoduje, że wielkoskalowy dryf lodów morskich następuje szlakiem Prądu Transarktycznego w kierunku Cieśniny Framy i NE Grenlandii (patrz ryc. Z.2.1). Pole ciśnienia przy takiej samej różnicy SLP powoduje w przewodzie odrzutowy dryf lodów na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego i zachodniej części Morza Beauforta. Dodatkowo, przy występowaniu dodatniej fazy zDA nad akweny rozciągające się na N od wybrzeży mórz Czukockiego i Wschodniosyberyjskiego następuje napływ powietrza z południa. W chłodnej porze roku, gdy średnia temperatura poszczególnych miesięcy waha się od minus kilkunastu do poniżej minus trzydziestu stopni Celsjusza, napływ ten jest bez znaczenia dla kształtowania się pokrywy lodów morskich. W miesiącach cieplej pory roku, gdy temperatura miesięczna przyjmuje wartości bliskie zeru lub nieznacznie dodatnie (1-2°C) napływ powietrza cieplejszego od średniej o 2 do 4°C znad kontynentu może dodatkowo przyczyniać się do przyspieszenia topnienia lodów i osłabiania ich struktury, co ułatwia następnie ich odrzutowy dryf.

Ujemna różnica SLP między tymi samymi rejonami powoduje zahamowanie wyprowadzania lodów z centralnej części Arktyki w kierunku Cieśniny Framy, przepelnienie lodami Basenu „Oceanu Arktycznego” oraz ograniczenie odrzutowego ruchu lodów na morzach szelfowych przypacyficznego sektora Arktyki Właściwej. W przypadku nieznacznych wartości dodatnich i ujemnych, mieszczących się w granicach  $\pm 0,5 \sigma$  względem średniej (neutralna wartość wskaźnika) lody morskie przemieszczane są w basenie „Oceanu Arktycznego” różnokierunkowo, co może dawać nawet duże odchylenia lokalne powierzchni zlodzonej o przeważnie przeciwnych znakach na poszczególnych morzach szelfu arktycznego, nie wpływając jednakże w bardziej istotny sposób na zmianę powierzchni zlodzonej w całej Arktyce Właściwej.

Przyspieszenie dryfu lodów wzdłuż szlaku Prądu Transarktycznego i odrzutowy dryf lodów na przybrzeżnych akwenach mórz Łaptiewów, Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego i zachodniej części Morza Beauforta następuje wraz ze wzrostem wartości wskaźnika zDA. Ta sama prędkość dryfu zależy jednak równocześnie od stopnia zwarcia (koncentracji) lodów morskich. Wraz ze wzrostem stopnia koncentracji lodów, przy takiej samej prędkości wiatru geostroficznej prędkość dryfu maleje. Z tego

względu zDA wyraźnie wpływa na zmniejszenie się powierzchni lodów morskich na Oceanie Arktycznym w tym okresie, w którym koncentracja lodów jest, ze względu na sezonowe topnienie obniżona, czyli w cieplej porze roku. Od maja do października współczynniki korelacji między zDA a powierzchnią zlodzoną są ujemne, przekraczając próg istotności statystycznej w lipcu i sierpniu (patrz tab. Z.2.5). W okresie występowania niskiej temperatury powietrza powierzchnia zlodzona wzrasta, tym samym rośnie koncentracja lodów i prędkość dryfu lodów maleje. Tam, gdzie pod wpływem dryfu lodów dochodzi do pęknięć pokrywy lodowej i pojawiania się powierzchni czystej wody (na przykład tworzenia się polny zaprzylepowych<sup>29</sup>), przy znacznej ujemnej temperaturze powietrza bardzo szybko następuje proces zamarzania i pokrywania tych akwenów młodym lodem. W rezultacie zimą i wiosną, w marcu-kwietniu, wraz ze wzrostem wskaźnika zDA powierzchnia zlodzona nie spada, a rośnie. Poprzez wystąpienie procesów piętrzenia lodu rośnie również objętość (masa) lodów morskich w basenie „Oceanu Arktycznego”. Od grudnia do marca, współczynniki korelacji między zDA a powierzchnią zlodzoną stają się tam dodatnie, będąc istotne statystycznie w lutym (tab. Z.2.5). W marcu powierzchnia zlodzona w basenie „Oceanu Arktycznego” zbliża się do maksymalnie możliwej, w związku z czym związki ze stanem cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez wskaźnik zDA słabną i stają się statystycznie nieistotne. W kwietniu, kiedy cała powierzchnia basenu Oceanu Arktycznego jest pokryta zwartą pokrywą lodową, powierzchnia zlodzona nie jest w stanie reagować na zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Dla tego miesiąca nie można obliczyć współczynnika korelacji<sup>30</sup>.

Tab. Z.2.5. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi wartościami zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (zDA) a miesięczną powierzchnią zlodzoną na wodach „Oceanu Arktycznego” (ArcOcn), Morza Grenlandzkiego (Grnalnd), morzach Barentsa i Karskiego (BarKara) oraz Arktyki Właściwej (AWł). Współczynniki korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem). Analizowany okres 1979-2013

Table Z.2.5. The values of coefficients of linear correlation between the monthly values of the modified Arctic Dipole (zDA) and the monthly sea ice extent in the waters of the 'Arctic Ocean' (ArcOcn), the Greenland Sea (Grnalnd), the Barents and Kara seas (BarKara) and the 'Proper Arctic' (AWł). Correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold. The analyzed period 1979-2013.

Obszar Area	Miesiące – Months											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
ArcOcn	0,29	<b>0,36</b>	0,18	-	-0,27	-0,30	<b>-0,33</b>	<b>-0,37</b>	-0,20	-0,23	-0,03	0,15
Grnalnd	0,32	0,28	-0,08	0,14	-0,08	-0,08	-0,06	-0,19	0,05	0,21	0,26	<b>0,39</b>
BarKara	<b>0,38</b>	0,22	-0,12	0,12	-0,16	-0,07	-0,20	<b>-0,39</b>	0,00	0,01	0,07	<b>0,37</b>
AWł	<b>0,39</b>	0,27	-0,11	0,15	-0,16	-0,15	-0,28	<b>-0,42</b>	-0,16	-0,12	0,10	<b>0,42</b>

Ponieważ powierzchnia zlodzona „Oceanu Arktycznego” stanowi największy składnik sumy powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej, jej zmienność kształtuje zasadniczy przebieg zmienności powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej (patrz tab. Z.2.5).

To krótkie, i ograniczone do najistotniejszych aspektów, omówienie miesięcznych związków między cyrkulacją atmosferyczną opisaną tu przez wskaźnik zDA, a zmianami powierzchni zlodzonej w basenie Oceanu Arktycznego wyjaśnia, że w dodatniej fazie zDA efekty cyrkulacji atmosferycznej

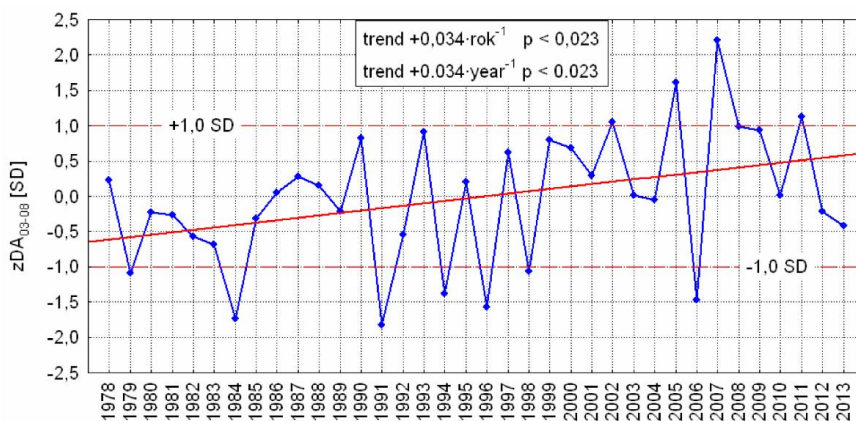
<sup>29</sup> Inaczej „zapripajnyaya polynya” albo „flaw polynya”.

<sup>30</sup> Powierzchnia zlodzona w kwietniu nie wykazuje zmienności międzyrocznej, wariancja powierzchni zlodzonej Oceanu Arktycznego jest równa zero.

w naturalny sposób zmieniają się przeciwstawnie w miesiącach sezonu „ciepłego” i „chłodnego”. Naiwnością jest traktowanie wpływu cyrkulacji atmosferycznej na zmienność powierzchni lodowej jako stabilnego i jednakowego w ciągu całego roku, z czym spotyka się w przeważającej liczbie publikacji.

Aby wprawić w ruch lody o wielkiej powierzchni, rzędu dziesiątek czy setek tysięcy kilometrów kwadratowych, o niewyobrażalnie wielkiej masie, i wymusić ich konsekwentny dryf w określonym kierunku na przestrzeni setek kilometrów, równie konsekwentne działanie wiatru powinno trwać odpowiednio długo. Z tej przyczyny dla silnego spadku powierzchni zlodzonej na Oceanie Arktycznym wystąpienie dodatknej fazy zDA powinno rozpocząć się odpowiednio wcześniej przed osiągnięciem sezonowego minimum powierzchni zlodzonej. Analiza wykazała, że na kształtowanie zmienności powierzchni zlodzonej na Oceanie Arktycznym w okresie sezonowego minimum rozwoju powierzchni zlodzonej najsilniejszy wpływ wywiera algebraiczna suma miesięcznych wskaźników zDA od marca do sierpnia. Suma ta została następnie znormalizowana względem średniej z 30.letnia 1981-2010 i jest oznaczona dalej jako  $zDA_{03-08}$ .

Przebieg  $zDA_{03-08}$  w okresie 1979-2013 przedstawia ryc. Z.2.2. W rozpatrywanych latach w przebiegu tej wartości zaznacza się występowanie statystycznie istotnego ( $p < 0,023$ ) trendu dodatniego ( $+0,034(\pm 0,014)zDA_{03-08}$  rok $^{-1}$ ). Nietrudno zauważyć, że występowanie dodatnich wartości  $zDA_{03-08}$  w szeregu czasowym grupuje się w końcowym fragmencie przebiegu – po roku 1998. W latach 1999-2013 spadki wartości poniżej  $0 \sigma$  stały się mniej częste niż poprzednio, a wystąpienie wartości  $zDA_{03-08}$  niższe od  $1 \sigma$  nastąpiło jednokrotnie (2006 rok), gdy w poprzedzającym 21.leciu wystąpiło to sześciokrotnie. W tym samym okresie 15 lat (1999-2013) wartości  $zDA_{03-08} \geq +1,0 \sigma$  wystąpiły pięciokrotnie, gdy w poprzednim okresie (1978-1998) takich przypadków nie odnotowano (patrz ryc. Z.2.2). Szereg czasowy zmiennej  $zDA_{03-08}$  dla lat 1949-2014 jest zestawiony w tabeli Z.2.9.



Ryc. Z.2.2. Przebieg wskaźnika  $zDA_{03-08}$  w latach 1979-2013  
 Fig. Z.2.2. The course of  $zDA_{03-08}$  index over the period 1979-2013.

Należy mieć na uwadze jeszcze jeden, oprócz wymuszania dryfu lodów, aspekt działania zDA na zmiany pokrywy lodowej „przypacyficznej” części „Oceanu Arktycznego”. Długotrwale występowanie dodatniej fazy zDA sprzyja również wzmożonemu transportowi wód „Oceanu Arktycznego” przez Prąd Transarktyczny w kierunku NE krańców Grenlandii. Powoduje to wystąpienie „niedoboru”

wody w przypacyficznej części basenu „Oceanu Arktycznego”. Niedobór ten jest uzupełniany przez wlewy wysłodzonych i relatywnie ciepłych Pacyficznych Wód Letnich (PSW – Pacific Summer Water), które przyspieszają topnienie lodów morskich na Morzu Beauforta i Morzu Czukockim. Shimada i in. (2006) zwracają uwagę na fakt, że intensywne wlewy PSW przez Cieśninę Beringa rozpoczęły się po latach 1997-1998, co wykazuje dość dobrą zgodność z początkiem okresu dominacji dodatnich wartości  $zDA_{03-08}$ . Zdaniem Shimady i in. (2006), to właśnie wlewy PWS przyczyniły się do „katastrofalnie szybkiego” zmniejszania się pokrywy lodowej na morzach Czukockim i Beauforta.

Wyraźny, coraz szybszy, spadek powierzchni zlodzonej na akwenach „Oceanu Arktycznego” rozpoczął się od roku 1998. W związku z tym zachowanie się powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej w okresie od czerwca do października, a więc w miesiącach wyraźnego spadku pokrycia lodem, dobrze odtwarza zmienność  $zDA_{03-08}$ . Rozkład wartości współczynników korelacji między wartościami  $zDA_{03-08}$  a miesięcznymi wartościami powierzchni zlodzonej na obszarze Arktyki Właściwej, Arktyki Amerykańskiej oraz całej Arktyki zestawiony jest w tabeli Z.2.6.

Tab. Z.2.6. Wartości współczynników korelacji liniowej między standaryzowanymi wartościami sumy zmodyfikowanego Dipola Arktycznego od marca do sierpnia włącznie ( $zDA_{03-08}$ ) a miesięczną powierzchnią zlodzoną na wodach Arktyki Właściwej (AWI), Arktyki Amerykańskiej (AAM) i całej Arktyki (ARc). Współczynniki korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem). Analizowany okres 1979-2013

Table Z.2.6. The values of coefficients of linear correlation between the standardized values of the sum of the modified Arctic Dipole from March to August included ( $zDA_{03-08}$ ) and the monthly sea ice extent in the waters of the 'Proper Arctic' (AWI), the 'American Arctic' (AAM) and the entire Arctic (ARc). Correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold. The analyzed period 1979-2013.

Obszar Area	Miesiące – Months											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
AWI	-0,26	-0,25	-0,31	-0,29	-0,20	<b>-0,36</b>	<b>-0,45</b>	<b>-0,53</b>	<b>-0,51</b>	<b>-0,46</b>	-0,26	-0,25
AAM	-0,32	-0,32	-0,17	-0,19	-0,20	-0,26	-0,33	<b>-0,35</b>	-0,31	-0,12	-0,11	-0,24
ARc	<b>-0,38</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,35</b>	<b>-0,34</b>	-0,25	<b>-0,36</b>	<b>-0,37</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,51</b>	<b>-0,43</b>	-0,22	-0,31

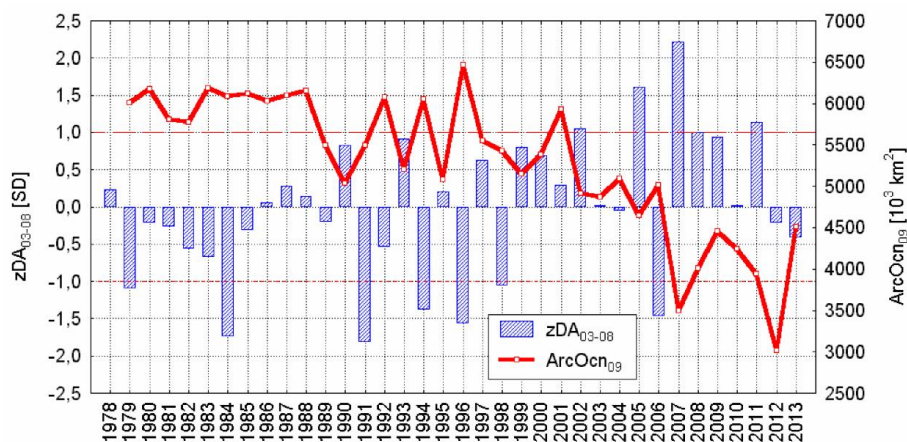
Zauważa się, że statystycznie istotne korelacje między  $zDA_{03-08}$  a powierzchnią zlodzoną w Arktyce Właściwej grupują się w miesiącach cieplej pory roku (od czerwca do października), osiągając maksimum w sierpniu, a więc ostatnim miesiącu, dla którego oblicza się wartość  $zDA_{03-08}$ . Wpływ działania  $zDA_{03-08}$  przeciąga się poza okres obliczania tego wskaźnika, istotne korelacje z powierzchnią zlodzoną zaznaczają się jeszcze we wrześniu i w październiku. Oznacza to, że w latach, w których  $zDA$  długotrwale, od marca do sierpnia, przybiera wysokie wartości dodatnie, dryf lodów szlakiem Prądu Transarktycznego jest na tyle silny, że wywiera znaczący wpływ na rozmiar powierzchni lodów w Arktyce Właściwej w momencie ich minimalnego rozwoju (wrzesień), ale i w mniejszym stopniu wpływa na proces ich ponownego rozwoju w październiku.

Przebieg wartości  $zDA_{03-08}$  i powierzchni zlodzonej w minimum wrześniowym na „Oceanie Arktycznym” przedstawia ryc. Z.2.3. Nietrudno zauważyć, że kolejne „rekordy” najniższych powierzchni zlodzonych na „Oceanie Arktycznym” (a w konsekwencji i w całej Arktyce) przypadają w latach, lub rok później po tych latach, w których wartości  $zDA_{03-08}$  przekraczają wartości  $+1,0 \sigma_n$  (lata 2003, 2005, 2007, 2012).

Wpływ zmienności  $zDA_{03-08}$  na kształtowanie się zmienności powierzchni zlodzonej na całej powierzchni Arktyki Właściwej jest niezbyt silny (26,7% objaśnienia we wrześniu i 18,4% objaśnienia

wariancji średniej rocznej, ale pozostaje statystycznie istotny ( $p < 0,001$  i  $p < 0,007$  odpowiednio). Objaśnienie zmienności powierzchni zlodzonej w marcu w Arktyce Właściwej jest nieistotne (~8% objaśnienia wariancji).

Na powierzchnię zlodzoną „Arktyki Amerykańskiej”  $zDA_{03-08}$  wpływu statystycznie istotnego nie wywiera, co jest oczywiste. Tym niemniej trzeba zwrócić uwagę, że wszystkie współczynniki korelacji między  $zDA_{03-08}$  a miesięcznymi powierzchniami zlodzenia w Arktyce Amerykańskiej mają jednakowy, ujemny znak, sygnalizujący spadek powierzchni zlodzonej wraz ze wzrostem tego wskaźnika.



Ryc. Z.2.3. Przebieg wskaźnika  $zDA_{03-08}$  i powierzchni zlodzonej na Oceanie Arktycznym (ArcOcn<sub>09</sub>) we wrześniu (1978-2013)

Fig. Z.2.3. The course of  $zDA_{03-08}$  index and sea ice extent of the 'Arctic Ocean' (ArcOcn<sub>09</sub>) in September (1978-2013).

W skali całej powierzchni zlodzonej Arktyki zmienność  $zDA_{03-08}$  objaśnia 15,7% wariancji jej rocznej powierzchni. Zmiana  $zDA_{03-08}$  o jedną jednostkę pociąga za sobą zmianę rocznej powierzchni lodów Arktyki z przeciwnym znakiem o 238,6( $\pm 88,0$ ) tys.  $\text{km}^2$  ( $p < 0,01$ ). Zmiana powierzchni zlodzonej całej Arktyki we wrześniu, jaka zachodzi pod wpływem zmiany  $zDA_{03-08}$  o jedną jednostkę jest znacząco większa (562,8( $\pm 166,9$ ) tys.  $\text{km}^2$ ) i objaśnia ~23,4% wariancji powierzchni zlodzonej w tym miesiącu. Kumulacja słabych i statystycznie nieistotnych jednoimiennych zmian powierzchni zlodzonej w marcu w obu częściach Arktyki powoduje, że w skali całej Arktyki słabe, ale statystycznie istotne związki występują również w okresie maksimum rozwoju powierzchni zlodzonej (patrz tab. Z.2.6). Objaśniają one ~9% wariancji powierzchni zlodzonej w tym miesiącu ( $p < 0,040$ ). Wskazuje to, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez zmienność wartości  $zDA_{03-08}$  wywiera istotny wpływ na kształtowanie się zmian powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej, a przez to, i na zmienność powierzchni zlodzonej w całej Arktyce.

### 3. Dipol Cieśniny Fram (D<sub>CF</sub>) i jego działanie

Masy lodów morskich transportowane są przez Prąd Transarktyczny w kierunku NE Grenlandii, Morza Grenlandzkiego i Morza Barentsa. Wybrzeża NE Grenlandii stanowią trwałą zaporę niemożliwiającą ruch lodu morskiego w kierunku południowym, w związku z czym lody z centralnej części

Arktyki trafiające przed północne wybrzeża Grenlandii dryfują na zachód, w kierunku północnych wybrzeży wysp Archipelagu Kanadyjskiego, gdzie następnie wchodzi w Wir Morza Beauforta. Lody transportowane w kierunku Morza Barentsa napotykają na swojej drodze archipelagi Svalbardu i Ziemi Franciszka Józefa, między którymi znajduje się wyniesienie dna, na którego kulminacjach znajdują się wyspy Kvitoya i Viktoriya. To pasmo wyniesień dna, wzdłuż którego płynie prąd morski kierujący się na wschód, w pewnym stopniu utrudnia ruch lodów na południe, powodując ich stłoczenie między Svalbardem a Ziemią Franciszka Józefa.

Jedyną drogą, umożliwiającą swobodny wypływ lodów niesionych przez Prąd Transarktyczny z basenu Morza Arktycznego na południe jest Cieśnina Fram, rozciągająca się między wybrzeżami NE Grenlandii a Spitsbergenem. W przypadku blokowania swobodnego wypływu lodów morskich na południe przez Cieśninę Fram, w rejonie między Grenlandią a Spitsbergenem dochodziłoby do stłaczania lodów – ich zwarcie by rosło. W efekcie dalszy dryf lodów pod wpływem wiatru stawałby się coraz powolniejszy. Bez wyprowadzania przynajmniej takiej samej ilości lodów, jaką do Cieśniny Frama doprowadza Prąd Transarktyczny, przy wystąpieniu dodatniej fazy zDA w okresie od marca do sierpnia, następowaloby przesunięcie objętości lodów z sektora pacyficznego do sektora przyatlantyckiego, ale w skali całego „Oceanu Arktycznego” zmiany powierzchni złodzonej byłyby niewielkie.

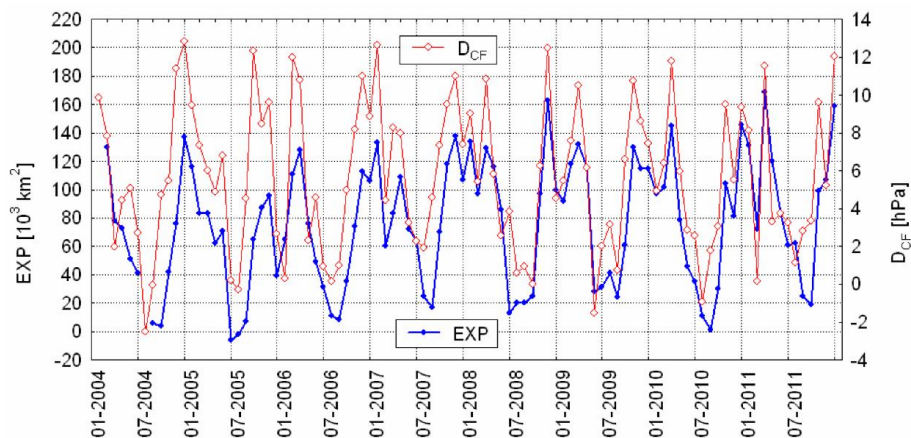
Przez Cieśninę Frama płyną przeciwbieżnie dwa prądy. Po zachodniej stronie Cieśniny Fram, wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii, płynie na południe Prąd Wschodniogrenlandzki, po wschodniej stronie Cieśniny Fram, wzdłuż krawędzi szelfu Zachodniego Spitsbergenu, na północ płynie Prąd Zachodniospitsbergeński. Prąd Wschodniogrenlandzki wyprowadza z basenu Morza Arktycznego zimne i wysłodzone Powierzchniowe Wody Arktyczne (PWA). Prąd Zachodniospitsbergeński wprowadza do basenu Morza Arktycznego relatywnie ciepłe i silnie zasolone Wody Atlantyckie (AW). Lody, które dryfują z północy, a dostają się do wschodniej części Cieśniny Frama stosunkowo szybko topnieją w ciepłych wodach Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Lody dryfujące z północy trafiające w środkową i wschodnią część Cieśniny Frama niesione są dalej na południe przez Prąd Wschodniogrenlandzki, gdzie ostatecznie topnieją, zużywając na swoje topnienie ciepło wód północnego Atlantyku, a nie mórz arktycznych. W latach o szczególnie silnym eksporcie lodów z basenu Oceanu Arktycznego niesione przez Prąd Wschodniogrenlandzki lody morskie zimą opływają południowy cypel Grenlandii (Cape Farwell) i rozciągają się nawet na wodach przybrzeżnych Grenlandii Południowo-Zachodniej („storis”, patrz: Schmith i Hansen 2003). Z tego względu średnie zimowe i letnie zasięgi lodów morskich na Morzu Grenlandzkim cechują się skrajną asymetrią.

Bezpośrednie pomiary eksportu lodu przez Cieśninę Fram na 79°N, przeprowadzone w okresie od lutego 1979 do grudnia 2011 roku przez Arctic Regional Ocean Observing System, Nansen Environmental & Remote Sensing Center <sup>31</sup> wykazują, że wypływ lodów morskich charakteryzuje się bardzo silnie zaznaczonym rytmem sezonowym (patrz ryc. Z.2.4). Powierzchnia przepływających przez równoleżnik 79°N lodów silnie zmienia się z miesiąca na miesiąc, wykazując wysokie wartości, przeciętnie od ponad 90 do 118 tys. km<sup>2</sup> na miesiąc w okresie od października do kwietnia, by gwałtownie zmaleć w okresie od maja (przeciętnie ~61 tys. km<sup>2</sup>) do września (~39 tys. km<sup>2</sup>). Najmniejsze powierzchnie lodu przepływają przez Cieśninę Frama w najcieplejszych miesiącach roku – czerwcu, lipcu i sierpniu (33,7, 24,0 i 13,5 tys. km<sup>2</sup> odpowiednio). W niektórych latach (np. 2005, 2010; ryc. Z.2.4) w miesiącach

---

<sup>31</sup> Zbiór: fram\_strait\_ice\_area\_flux.txt (źródło: <http://arctic-roos.org/observations/>)

letnich przepływ lodu przez 79°N w Cieśninie Frama spaść może do zera, a nawet przybrać wartości ujemne, co oznacza, że wyprowadzone wcześniej lody zmieniły kierunek ruchu i zostały ponownie wprowadzone przez Cieśninę Frama na północ od równoleżnika 79°N. Szacując różnymi metodami średnią miesięczną grubość lodu przepływającego przez równoleżnik 79, można również stosunkowo dokładnie oszacować objętość i masę lodu wyprowadzanego z basenu „Oceanu Arktycznego”.



Ryc. Z.2.4. Powierzchnia lodów morskich (EXP;  $10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{miesiąc}^{-1}$ ) wynoszonych na południe (eksport) przez profil 79°N w Cieśninie Frama w latach 2004-2011 (dane według Arctic Regional Ocean Observing System, Nansen Environmental & Remote Sensing Center) i przebieg miesięcznych wartości Dipolu Cieśniny Frama ( $D_{CF}$ )

Fig. Z.2.4. The area of sea ice ( $10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{month}^{-1}$ ) exported south 79°N in Fram Strait in 2004-2011 (data according to Arctic Regional Ocean Observing System, Nansen Environmental & Remote Sensing Center) and the course of the annual value of Dipole of Fram Strait ( $D_{CF}$ ).

Według szacunków Vinje (2001) średnia objętość lodów morskich wyprowadzanych przez Cieśninę Frama na południe w latach 1951-2000 wynosiła  $2\,900 \text{ km}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ . Natężenie strumienia lodu wykazuje znaczną zmienność sezonową i zmienność międzyroczną, nie wykazując przy tym istotnie statystycznego trendu. Międzyroczna zmienność objętości strumienia lodów była znaczna – odchylenie standardowe względem tej średniej Vinje szacuje na  $667 \text{ km}^3$ , co stanowi  $\pm 23\%$  średniej rocznej. Pod względem zmienności w badanym przez Vinje (2001) okresie wyróżniały się dwie dekady – lat 50. i lat 90. XX wieku, które charakteryzowały się wyraźnie zwiększoną zmiennością, jednak mimo tego szereg czasowy strumienia lodu wyprowadzanego z Arktyki przez Cieśninę Frama zdaniem Vinje można traktować jako stacjonarny. Vinje zwraca uwagę na rolę wiatru w kształtowaniu rozmiarów rocznego i sezonowego strumienia lodów przepływających przez Cieśninę Frama, co oznacza, że główną rolę w kształtowaniu zmienności tego strumienia odgrywa cyrkulacja atmosferyczna. Pomimo tego Vinje stwierdza, że w całym szeregu, brak jest czytelnych związków między ilością lodu wyprowadzanego przez Cieśninę Frama na południe, a wskaźnikiem Oscylacji Arktycznej.

Późniejsza praca Kwok i in. (2004), oparta na szacunkach strumienia lodu wypływającego przez Cieśninę Frama opartych na satelitarnych pomiarach pasywnego promieniowania mikrofalowego (PMW) i radaru skanującego (SAR – synthetic aperture radar) oraz pomiarach sonaru „patrzącego w górę” (ULS – upward-looking sonar) obejmująca lata 1978-2002 daje odmienne wyniki. Średnią roczną powierzchnię wyprowadzanego na południe lodu Kwok i in. (2004) szacują na  $866\,000 \text{ km}^2$ ,

przy czym między dekadą lat 80. XX wieku a dekadą lat 90. XX wieku występuje różnica netto w powierzchni wynoszonego lodu równa w przybliżeniu 400 000 km<sup>2</sup>, co odpowiada półrocznej średniej. W krótszym, w stosunku do danych Vinje (2001) szeregu, zaznacza się trend ujemny. Średnią roczną objętość wyprowadzanego lodu przez Cieśninę Framę w latach 1991-1998 Kwok i in. (2004) szacują na ~2 218 km<sup>3</sup>·rok<sup>-1</sup>, co jest wielkością istotnie mniejszą (-682 km<sup>3</sup>·rok<sup>-1</sup>) od średniej wieloletniej objętości podawanej przez Vinje (2001). W tym samym okresie (1991-1998) Kwok i in. (2004) stwierdzają wystąpienie ujemnego trendu w grubości wynoszonego przez Cieśninę Framę lodu. W ciągu 8 lat średnia roczna grubość lodu zmniejszyła się o 0,45 m.

Analiza związków między rozmiarem strumienia lodów wyprowadzanych przez Cieśninę Framę w okresie zimowym, a cyrkulacją atmosferyczną przeprowadzona przez Kwoka i in. (2004) wykazała w latach 1978-2002 dużą zgodność ze zmiennością zimowego wskaźnika NAO Hurrella (1995) – wartość współczynnika korelacji, po usunięciu ze zbioru przypadków, w których wskaźnik NAO przybiera wartości silnie ujemne (NAO < -1,0), jest równy 0,79 ( $r^2 = 0,62$ ).

Inne prace, w których analizowano związki między intensywnością eksportu lodu z atlantyckiej domeny Arktyki przez Cieśninę Framę a wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej typu AO i NAO wykazały, że związki te są niestabilne w funkcji czasu. Hilmer i Jung (2000) stwierdzili, że związków między NAO a rozmiarami eksportu lodu morskiego przez Cieśninę Framę w latach 1958-1977 praktycznie nie było ( $r = 0,1$ ), gdy w latach 1978-1997 związek ten stał się silny i wysoce istotny statystycznie ( $r = 0,7$ ). Porównanie wyników prac Kwoka (2000), Junga i Hilmera (2001), Vinje (2001), Rigora i in. (2002), Kwoka i in. (2004), Rogersa i in. (2005) oraz innych nie cytowanych tutaj prac, wskazuje, że zmienność wskaźników głównych mód cyrkulacyjnych, jakimi są dla atlantyckiego sektora cyrkulacyjnego NAO i AO, wykazuje ograniczoną przydatność do objaśnienia zmienności eksportu lodu przez Cieśninę Framę.

Zmienność eksportu lodu przez Cieśninę Framę, silniej od NAO i bardziej konsekwentnie kształtująca się w czasie, powiązana jest z ze zmiennością gradientu barycznego między NE Grenlandią a NW Spitsbergenem – tu współczynnik korelacji w okresie 1978-2002 jest równy 0,85, czyli objaśnia ( $r^2$ ) 72% obserwowanej wariancji (Kwok i in. 2004). Wyniki analiz Kwoka i in. wskazują, że wartość różnicy ciśnienia atmosferycznego między zachodnią a wschodnią częścią Cieśniny Framy może być dobrym miernikiem intensywności eksportu lodu morskiego z atlantyckiej domeny Arktyki. Zasadnicza rola wiatru w określeniu tempa eksportu lodu morskiego z basenu Morza Arktycznego i jego mórz szelfowych przez Cieśninę Framę na południe znalazła potwierdzenie następnie w szeregu pracach (literatura – patrz praca Smedsruuda i in. 2011). W związku z tym wielu badaczy zajmujących się kwestiami bilansu lodów w basenie Oceanu Arktycznego zaczęło konstruować wskaźniki cyrkulacji atmosferycznej nazywane ogólnie wskaźnikami „dipola Cieśniny Framy”. Wskaźniki te mają charakteryzować zmienność cyrkulacji atmosferycznej wymuszającej zmiany natężenia strumienia lodów morskich przepływającego przez Cieśninę Framę.

Nazwa „dipol” ma uzasadnienie w prostym fakcie – średni rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) nad Cieśniną Framę charakteryzuje się występowaniem wysokiego ciśnienia nad obszarem Grenlandii i niskiego nad obszarem Morza Barentsa. W rezultacie, nad Cieśniną Framę dominują wiatry północne, wymuszające dryf lodów wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii na południe. Wzrost różnic ciśnienia między Grenlandią a Spisbergenem/Morzem Barentsa, które powoduje wzmożenie prędkości i częstości występowania wiatrów z sektora północnego, przyspiesza wynos lodów przez Cieśninę Framę.



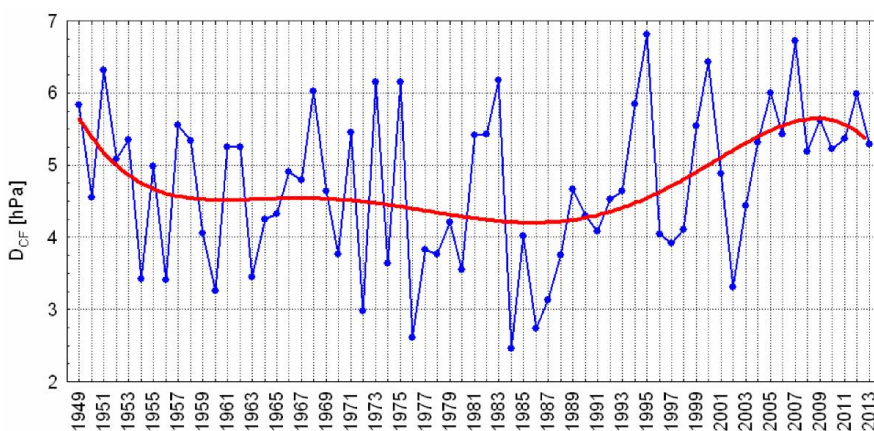
Wskaźnik nazwany Dipolem Cieśniny Fram przedstawiają m.in. Tsukernik i współautorzy (2010). Wykorzystano w jego konstrukcji wyniki pracy Widella i in. (2003), w których badacze ci przedstawili trzyletnią serię obserwacyjną prędkości dryfu lodów mierzonych w punkcie 79°N, 5°W prądomierzami dopplerowskimi. Wskaźnik Dipola Cieśniny Fram Tsukernik i in. (2010) jest obliczany jako druga empiryczna funkcja własna pola dobowych anomalii ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) na powierzchni 45-90°N, 90°W – 90°E. Wskaźniki miesięczne Tsukernik i in. (2010) obliczali uśredniając dane dobowe. Inną postać takiego wskaźnika stosują Smedsrud i in. (2011). Obliczają oni, na podstawie gradientu barycznego między punktami 15°W a 5°E na 79°N, prędkość wiatru geostroficznego, który pełni rolę wskaźnika intensywności dryfu lodów.

W tym miejscu proponuje się zastosować najprostszy z możliwych wskaźników Dipola Cieśniny Fram ( $D_{CF}$ ), jako prostej różnicy między uśrednionym ciśnieniem miesięcznym na poziomie morza w punktach 80 i 75°N na 20°W (zachodnie ramię dipolu) a 80 i 75°N na 10°E (wschodnie ramię):

$$D_{CF} = ((SLP[75N,20W]+SLP[80N,20W])/2) - ((SLP[75N,10E]+SLP[80N,10E])/2);$$

gdzie: SLP[75N,20W] – miesięczne ciśnienie atmosferyczne (hPa) w punkcie o podanych współrzędnych.

Wskaźnik taki jest stosowany w dalszej części pracy. Miesięczne wartości wskaźnika  $D_{CF}$  (mianowanie hPa) obliczono dla okresu 1949-2013, tu wykorzystuje się ciąg z lat 1978-2013. Wartości roczne wskaźnika  $D_{CF}$  stanowią średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych w roku kalendarzowym. Nie-trudno zauważyć, że w rocznym przebiegu tego wskaźnika zaznacza się do lat 1983-1986 trend ujemny, a od przełomu lat 80. i 90. XX wieku nastąpił w jego przebiegu gwałtowny wzrost, utrzymujący się do roku 2013 (ryc. Z.2.5).



Ryc. Z.2.5. Przebieg rocznych wartości Dipolu Cieśniny Fram w latach 1949-2013 i uśrednienie przebiegu wielomianem 5 stopnia. Widoczne zmiany trendu i silny wzrost  $D_{CF}$  po roku 1989

Fig. Z.2.5. The course of the annual value of Dipole of Fram Strait in the years 1949-2013 and averaging the course by a polynomial of 5°. Visible changes in the trend and strong increase in the  $D_{CF}$  after 1989.

W przebiegu rocznym  $D_{CF}$  występuje bardzo silnie zaznaczona sezonowość. Najwyższe wartości  $D_{CF}$  osiąga w miesiącach jesiennych i zimowych (październik-marzec), w których przeciętnie występują wysokie (6-9 hPa) dodatnie wartości  $D_{CF}$ , wskazujące na dominującą przewagę napływów powietrza

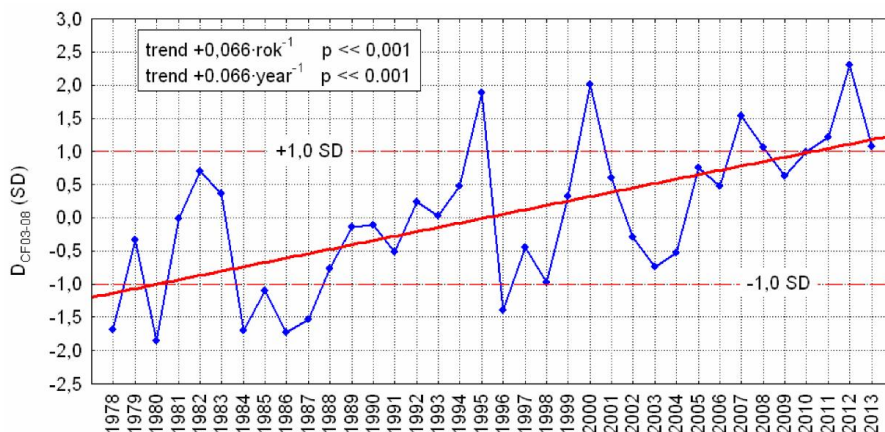
z północy. Ostro zarysowane minimum ( $D_{CF} < 1,0$  hPa) przypada na okres ciepły (czerwiec-sierpień), z minimum w lipcu, w którym średnia wieloletnia przybiera nawet niewielką wartość ujemną. Tak więc roczny rytm przebiegu Dipola Cieśniny Framy wykazuje duże podobieństwo do rocznego przebiegu zmian eksportu lodu przez Cieśninę Framy (patrz ryc. Z.2.4).

Porównanie wartości miesięcznych wskaźnika  $D_{CF}$  z miesięcznymi wartościami eksportu lodu przez Cieśninę Framy (powierzchnia, tys. km<sup>2</sup>) w okresie od lutego 2004 do grudnia 2011 roku (94 przypadki; ryc. Z.2.4) wykazuje, że między szeregami tych wartości zachodzi bardzo silne i wysoce istotne skorelowanie ( $r = 0,80$ ,  $p \ll 0,001$ ). Zależność między oboma szeregami jest liniowa, zmienność  $D_{CF}$  objaśnia 64% miesięcznej zmienności eksportu lodu przez tę cieśninę. Podobny rezultat uzyskuje się przeprowadzając analizę korelacji między danymi miesięcznego eksportu lodu w latach 1979-2002 przytaczanymi w pracy Kwoka i in. (2004, tab. 2). Współczynniki korelacji w okresie od października do lutego zawierają się w granicach od 0,77 do 0,86, malejąc następnie od marca (0,60) do maja (0,44). Pozwala to przyjąć, że tak szacowana wartość wskaźnika  $D_{CF}$  może być przyjęta jako miernik cyrkulacji atmosferycznej nad Cieśniną Framą, wywierającej istotny wpływ na rozmiary eksportu lodu przez Cieśninę Framą.

Gdyby założyć, że produkcja lodów w Atlantyckiej domenie Arktyki jest stała, zmienność eksportu lodów morskich przez Cieśninę Framą powinna wpływać na zmiany powierzchni zlodzonej w całym basenie „Oceanu Arktycznego”. Dodatkowo zmienność intensywności eksportu lodów powinna wpływać na zmiany struktury wiekowej lodów morskich na tych akwenach. Różnej długości droga, którą muszą pokonać lody w Arktyce, powoduje, że czas ich dryfu do Cieśniny Framy jest mocno zróżnicowany. Z tego względu nie następuje jednoczesna i jednakowa reakcja zmian powierzchni zlodzonej na wszystkich akwenach składających się na Arktykę Właściwą na zmiany miesięcznych wartości wskaźnika  $D_{CF}$ .

Analiza rozkładu współczynników korelacji między miesięcznymi powierzchniami zlodzonymi na „Oceanie Arktycznym” i morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim oraz całej powierzchni Arktyki Właściwej, a miesięcznymi wartościami  $D_{CF}$  (związki synchroniczne) wykazała występowanie istotnych korelacji w poszczególnych miesiącach. Istotne statystycznie związki między wartościami miesięcznymi są nieciągłe, pojawiają się w oddzielnych miesiącach, różnych na poszczególnych akwenach, dając mało przejrzysty obraz. Analiza korelacji wzajemnych (z przesunięciami czasowymi) wykazuje, że występują tu różnej skali, rzędu od miesiąca do kilku miesięcy, przesunięcia czasowe (opóźnienia) reakcji powierzchni zlodzonej na poszczególnych akwenach na zmiany  $D_{CF}$ .

Zależności między zmianami powierzchni zlodzonej a  $D_{CF}$  mają charakter długookresowy. Dopiero takie zmiany  $D_{CF}$  dają czytelne zmiany powierzchni zlodzonej. Analiza wykazała, że podobnie jak w przypadku zmodyfikowanego Dipola Arktycznego, jednoznaczne i łatwe do interpretacji związki zmian powierzchni zlodzonej na rozpatrywanych akwenach uzyskuje się, gdy zsumuje się miesięczne wartości  $D_{CF}$  z okresu od marca do sierpnia. Dla każdego roku obliczono takie sumy, po czym, podobnie jak w przypadku  $zDA_{03-08}$ , znormalizowano je względem średniej z lat 1981-2010. Wartości znormalizowanych sum  $D_{CF}$  od marca do sierpnia oznaczono dalej jako  $D_{CF03-08}$ . Przebieg wartości  $D_{CF03-08}$  w latach 1978-2013 przedstawia ryc. Z.2.6, a szereg czasowy tej zmiennej jest zestawiony w tabeli Z.2.9. Nietrudno zauważyć, że w całym szeregu  $D_{CF03-08}$  zaznacza się trend dodatni, ale dopiero od początku lat 90. XX wieku wartości wskaźnika stają się większe od przeciętnych i wykazują względnie trwałą tendencją do przekraczania ich wartości powyżej zera.



Rys. Z.2.6. Przebieg wartości  $D_{CF03-08}$  (1978-2013)

Fig. Z.2.6. The course of  $D_{CF03-08}$  values (1978-2013).

Wyniki analizy związków między miesięczną powierzchnią zlodzoną a wartością  $D_{CF03-08}$  (oba szeregi z tego samego roku) zestawione są w tablicy Z.2.7. Powierzchnia zlodzona Arktyki Właściwej wykazuje silne i istotne skorelowanie z  $D_{CF03-08}$  we wszystkich miesiącach roku, wykazując występowanie najsilniejszych związków we wrześniu ( $r = -0,70$ ), czyli miesiącu, w którym rozwój pokrywy lodowej wykazuje występowanie minimum rocznego. W cieplej porze roku na zmienność powierzchni zlodzonej całej Arktyki Właściwej najsilniejszy wpływ wywiera zmienność powierzchni lodów, tam, gdzie osiąga ona największe rozmiary, czyli na „Oceanie Arktycznym”. W momencie najmniejszego rozprzestrzenienia lodów (wrzesień), zmienność powierzchni zlodzenia „Oceanu Arktycznego” objaśnia ~96%, zmienność zlodzenia mórz Barentsa i Karskiego ~3%, a zmienność zlodzenia Morza Grenlandzkiego ~1% wariacji powierzchni zlodzenia Arktyki Właściwej.

Tab. Z.2.7. Wartości współczynników korelacji liniowej między standaryzowanymi wartościami sumy Dipola Cieśniny Frama od marca do sierpnia włącznie ( $D_{CF03-08}$ ) a miesięczną powierzchnią zlodzoną na wodach Arktyki Właściwej (AWI) oraz Arktyki Amerykańskiej (AAm) i całej Arktyki (ARc). Współczynniki korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczono pogrubionym drukiem). Analizowany okres 1979-2013

Table Z.2.7. The values of coefficients of linear correlation between the sum of the standardized values of Fram Strait Dipole from March to August included ( $D_{CF03-08}$ ) and the monthly sea ice extent of the waters of the 'Proper Arctic' (AWI) and the American Arctic (AAm) and of the entire Arctic (ARc). Correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold. The analyzed period 1979-2013.

Obszar Area	Miesiące – Months											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
AWI	<b>-0,57</b>	<b>-0,61</b>	<b>-0,64</b>	<b>-0,64</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,59</b>	<b>-0,64</b>	<b>-0,64</b>	<b>-0,70</b>	<b>-0,54</b>	<b>-0,53</b>	<b>-0,56</b>
AAm	-0,25	-0,22	-0,12	-0,15	-0,16	<b>-0,41</b>	<b>-0,49</b>	<b>-0,52</b>	<b>-0,50</b>	-0,33	<b>-0,40</b>	-0,22
ARc	<b>-0,60</b>	<b>-0,60</b>	<b>-0,58</b>	<b>-0,61</b>	<b>-0,57</b>	<b>-0,59</b>	<b>-0,63</b>	<b>-0,65</b>	<b>-0,70</b>	<b>-0,55</b>	<b>-0,54</b>	<b>-0,54</b>

Te proste zależności statystyczne „przenoszą się” na kształtowanie się współczynników korelacji między miesięczną powierzchnią zlodzenia na obszarze całej atlantyckiej domeny Arktyki a  $D_{CF03-08}$ . Analiza regresji wykazuje, że zmienność wskaźnika  $D_{CF03-08}$  objaśnia (adj.  $R^2$ ) w latach 1979-2013 ~47% wariacji powierzchni zlodzenia Arktyki Właściwej we wrześniu, czyli w momencie, w którym

rozwój pokrywy lodowej osiąga minimum w cyklu rocznym. W momencie maksymalnego rozwoju – w marcu i kwietniu – objaśnienie wariancji powierzchni zlodzonej zmniejsza się do ~39%, a objaśnienie zmienności średniej rocznej przez  $D_{CF03-08}$  przybiera wartość pośrednią i wynosi ~43%. Tak wysokie odsetki objaśnienia zmienności powierzchni zlodzenia wskazują na bardzo duży wpływ charakteru cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Cieśniny Framy na kształtowanie się zmienności powierzchni zlodzenia w całej atlantyckiej domenie Arktyki.

Również powierzchnia zlodzona Arktyki Amerykańskiej wykazuje związek ze zmiennością  $D_{CF03-08}$ . We wszystkich miesiącach roku związki te są ujemne, w ponad połowie roku słabe i nieistotne, ale w okresie od czerwca do września stają się statystycznie istotne, wykazując największą siłę w sierpniu i wrześniu. Skumulowanie ujemnych oddziaływań  $D_{CF03-08}$  na obszarze Arktyki Właściwej i Arktyki Amerykańskiej powoduje, że korelacje między powierzchnią zlodzoną całej Arktyki we wszystkich miesiącach są statystycznie istotne, a maksymalną siłę uzyskują we wrześniu (-0,70; tab. Z.2.7).

### **5. Łączne działanie zmodyfikowanego Dipola Arktycznego i Dipola Cieśniny Framy na kształtowanie się zmienności powierzchni zlodzonej w atlantyckiej domenie Arktyki**

Przeprowadzona do tej pory analiza wykazuje, że oba wskaźniki –  $zDA_{03-08}$  i  $D_{CF03-08}$  – które charakteryzują zmiany cyrkulacji atmosferycznej występującej nad obszarem atlantyckiej domeny Arktyki, w istotnym stopniu wykazują wpływ na kształtowanie się zmienności powierzchni zlodzonej na tym obszarze. Oba te wskaźniki w tym samym czasie mogą przybierać różne znaki i różne wartości, w zależności od charakteru i intensywności cyrkulacji atmosferycznej, jaka zachodzi nad obszarami wschodniej części „Oceanu Arktycznego” i nad Cieśniną Framą. Pozostaje do określenia, jak oddziałuje jednoczesna zmienność obu wskaźników na zachowanie się powierzchni pokrywy lodowej.

W najprostszy sposób analizę taką można przeprowadzić, wykonując analizę regresji wielokrotnej, w której powierzchnia zlodzona na danym akwenie (PZ) stanowi liniową funkcję dwu zmiennych niezależnych –  $zDA_{03-08}$  i  $D_{CF03-08}$  ( $PZ = a + b \cdot zDA_{03-08} + c \cdot D_{CF03-08}$ ). Po oszacowaniu parametrów regresji ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ) i ich istotności statystycznej, można oszacować następnie współczynnik korelacji wielokrotnej ( $R$ ) i poprawiony współczynnik determinacji ( $adj.R^2$ ) wskazujący jaki jest odsetek objaśnienia wariancji powierzchni zlodzonej przez jednoczesne działanie obu zmiennych niezależnych. Dalej, można przeprowadzić analizę wariancji, która pozwoli na określenie jaki jest udział poszczególnych zmiennych w objaśnieniu całej zmienności powierzchni zlodzonej. Warunkiem prawidłowego oszacowania parametrów regresji wielokrotnej jest jednak to, aby zmienne niezależne nie były ze sobą skorelowane<sup>32</sup>.

Oba wskaźniki cyrkulacji atmosferycznej – zmodyfikowany Dipol Arktyczny, który reguluje dryf lodów na powierzchni „Oceanu Arktycznego” ( $zDA_{03-08}$ ) w kierunku Cieśniny Framy i Dipol Cieśniny Framy ( $D_{CF03-08}$ ), regulujący rozmiary strumienia lodów morskich wypływających z Arktyki na południe, są ze sobą słabo ( $r = 0,36$ ), ale statystycznie istotnie ( $p = 0,03$ ), skorelowane. Oznacza to, że choć w niewielkim stopniu, ale ich zmiany mogą następować we wspólnym rytmie, w pewnych przypadkach następuje jednoczesny wzrost i spadek obu tych wartości.

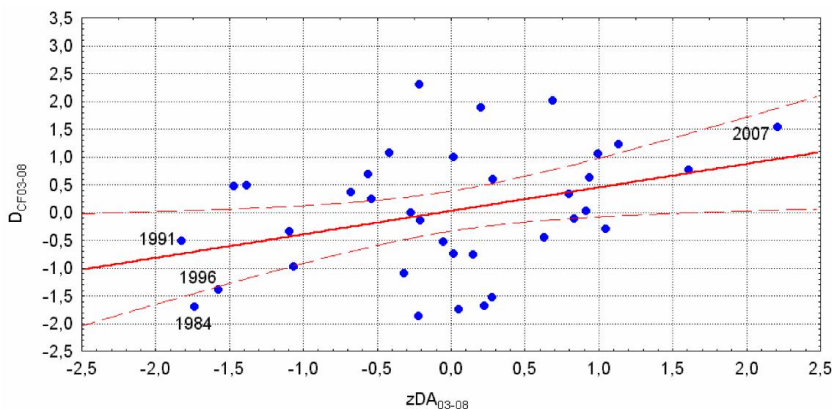
Analiza rozrzutu tych wzajemnie powiązanych ze sobą wartości (ryc. Z.2.7) wykazuje, że ta słaba korelacja przekracza próg istotności statystycznej dzięki występowaniu kilku przypadków odstających (lata 1984, 1991, 1996 i 2007). Większość przypadków tworzy bezkształtną „chmurę”, przez którą

---

<sup>32</sup> Ze względu na występowanie nadmiarowości (redundancji).

przechodzi prosta regresji o niewielkim nachyleniu. Takie ukształtowanie zależności pozwala na przeprowadzenie analizy regresji, mimo zaznaczającego się skorelowania obu wartości.

Analizę regresji i analizę wariancji przeprowadzono dla poszczególnych akwenów wchodzących w skład atlantyckiej domeny Arktyki i Arktyki Amerykańskiej, oraz całej Arktyki. Dalej przedstawi się tylko najważniejsze rezultaty tej analizy dla trzech obszarów integracji danych (AWI, AAM i ARc) w trzech momentach – dla marca, w którym powierzchnia zlodzona osiąga maksimum<sup>33</sup>, września, w którym powierzchnia zlodzona osiąga minimum oraz dla wartości rocznych, stanowiących średnią wartość powierzchni zlodzonej w danym roku kalendarzowym.



Ryc. Z.2.7. Związek między zmodyfikowanym Dipolem Arktycznym (zDA03-08) a Dipolem Cieśniny Fram (DC<sub>F03-08</sub>). Istotna korelacja ( $r = 0,36$ ,  $p = 0,03$ ) między oboma wskaźnikami jest wynikiem występowania w zbiorze 4 wartości odstających (oznaczone lata wystąpienia tych przypadków)

Fig. Z.2.7. The relationship between modified Arctic dipole (zDA 03-08) and dipole of Fram Strait (DC<sub>F03-08</sub>). A significant correlation ( $r = 0.36$ ,  $p = 0.03$ ) between the two indexes is a result of the occurrence of four outliers in the series (years with such cases marked).

Przeprowadzona analiza regresji daje następujące wyniki:

1. Na całej powierzchni atlantyckiej domeny Arktyki (w Arktyce Właściwej) w marcu, jedynie zmienność DC<sub>F03-08</sub> wywiera statystycznie istotny wpływ na zmiany powierzchni zlodzonej, objaśniając 39% jej wariancji w badanym okresie. Jest to w rzeczywistości skutek braku zmienności powierzchni zlodzonej na „Oceanie Arktycznym”, kiedy całą zmienność na akwenach Arktyki Właściwej determinuje zmienność zlodzenia na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim. We wrześniu obie zmienne charakteryzujące cyrkulację atmosferyczną objaśniają łącznie 53% wariancji, z tego DC<sub>F03-08</sub> objaśnia 47%, a zDA<sub>03-08</sub> – 6% wariancji. Roczna zmienność powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej jest objaśniana przez zmienność obu zmiennych w 45%, z czego zmienność DC<sub>F03-08</sub> objaśnia ~42%, zaś zmienność zDA<sub>03-08</sub> niespełna 3% wariancji tej wielkości. Współczynnik regresji stojący przy zDA<sub>03-08</sub> jest nieco poniżej granicy istotności statystycznej ( $p = 0,052$ ), stąd można uważać, że dla kształtowania

<sup>33</sup> Na „Oceanie Arktycznym” powierzchnia zlodzona osiąga maksimum w kwietniu. Jednak w badanym okresie 1978-2013 w kwietniu cały ten akwen we wszystkich latach jest całkowicie pokryty lodem, co powoduje, że wariancja szeregu jest równa zero. Oznacza to, że w tym miesiącu zmienność zmiennych niezależnych nie ma żadnego wpływu na zmienność zmiennej zależnej.

rocznej zmienności powierzchni lodów w Arktyce Właściwej w badanym okresie praktycznie istotna jest tylko zmienność Dipolu Cieśniny Framy ( $D_{CF03-08}$ ).

Tak więc rola cyrkulacji atmosferycznej nad atlantycką domeną Arktyki w kształtowaniu powierzchni zlodzonej jest regionalnie zróżnicowana. Dla kształtowania zmian powierzchni zlodzonej nad obszarem Arktyki Właściwej w ciągu całego roku istotną rolę odgrywa cyrkulacja atmosferyczna, której cechy opisuje wskaźnik  $D_{CF03-08}$  (Dipol Cieśniny Framy). Cyrkulacja atmosferyczna, którą charakteryzuje zmodyfikowany Dipol Arktyczny ( $zDA_{03-08}$ ) wywiera wpływ stosunkowo niewielki, ograniczony do ciepłej pory roku, w której stopień zwarcia lodów nad „Oceanem Arktycznym” maleje, umożliwiając szybszy dryf lodów w kierunku Cieśniny Framy. Jest ona ważna dla kształtowania się zmienności powierzchni zlodzonej przypacyficznych akwenów Arktyki Właściwej (morza Wschodniosyberyjskie, Czukockie, Beauforta) w okresie lata i początku jesieni.

2. Na obszarze Arktyki Amerykańskiej  $zDA_{03-08}$  nie objaśnia w ogóle zmienności powierzchni zlodzonej, wskaźnik ten nie ma tam żadnego zastosowania. Jedyne we wrześniu zmienność  $D_{CF03-08}$  objaśnia 22,6% wariancji tej powierzchni – wzrost  $D_{CF03-08}$  pociąga za sobą wyraźny spadek powierzchni zlodzonej. Udział  $D_{CF03-08}$  w objaśnieniu wariancji rocznej powierzchni zlodzonej w Arktyce Amerykańskiej jest mniejszy (13,3%), ale jeszcze istotny statystycznie ( $p < 0,018$ ). Wraz ze wzrostem  $D_{CF03-08}$  w danym roku, spada w tym samym roku powierzchnia zlodzona w Arktyce Amerykańskiej.

3. W całej Arktyce, w marcu, zmienność powierzchni zlodzonej objaśniają jedynie zmiany  $D_{CF03-08}$ , zmienność  $zDA_{03-08}$  nie wywiera tu istotnego wpływu. Zmienność  $D_{CF03-08}$  objaśnia 31,3% marcowej zmienności powierzchni pokrywy lodowej w Arktyce. W miesiącu minimalnego rozwoju lodów istotną rolę odgrywają obie zmienne. Ich łączne działanie objaśnia 55% wariancji powierzchni zlodzonej, z tego  $D_{CF03-08}$  – 48,4 a  $zDA_{03-08}$  – 6,6% wariancji. W objaśnieniu średniej rocznej powierzchni zlodzonej tylko zmienna  $D_{CF03-08}$  odgrywa rolę statystycznie istotną, jej zmienność objaśnia 42,3% wariancji powierzchni zlodzonej ( $p \ll 0,001$ ). Zmienna  $zDA_{03-08}$  objaśnia zaledwie 3,6 % zmienności rocznej powierzchni zlodzonej, a oszacowanie jej współczynnika regresji jest nieistotne ( $p = 0,155$ ).

Podsumowując można stwierdzić, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez oba wskaźniki ( $zDA_{03-08}$  i  $D_{CF03-08}$ ) odgrywa niejednakową rolę w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej w Arktyce. Rysujące się różnice mają charakter sezonowy i regionalny. Zmienna  $D_{CF03-08}$  na obszarze Arktyki Właściwej wywiera wpływ na zmienność powierzchni zlodzonej przez cały rok – zarówno w momencie maksimum, jak i minimum jej rozwoju oraz na jej średnią roczną. Zmienna  $zDA_{03-08}$  wywiera istotny wpływ tylko na zmienność powierzchni zlodzonej Arktyki Właściwej w okresie minimum rozwoju i na jej roczną powierzchnię zlodzoną. Ponieważ ze względu na rozmiary powierzchni zlodzonej w Arktyce Właściwej, zmienność zlodzenia na tych właśnie akwenach determinuje zmienność powierzchni zlodzonej w całej Arktyce, zależności między powierzchnią zlodzoną za zmiennymi charakteryzującymi cyrkulację atmosferyczną „przenoszą się” na powierzchnię zlodzoną całej Arktyki.

## 6. Syntetyczny wskaźnik cyrkulacji atmosferycznej nad atlantycką domeną Arktyki

Analiza wartości parametrów równań regresji określających zmiany powierzchni zlodzenia na poszczególnych akwenach oraz nad Arktyką Właściwą jako funkcji  $D_{CF03-08}$  i  $zDA_{03-08}$  wykazuje, że między współczynnikami regresji stojącymi przed zmiennymi niezależnymi, niezależnie od tego czy współczynniki te są istotne, czy też nie, kształtuje się podobny stosunek. Po uproszczeniach jest on

równy w przybliżeniu 7:3 ( $D_{CF03-08} : zDA_{03-08}$ ). Obie zmienne pochodzą z takiego samego okresu i wyrażone są w takich samych jednostkach – odchyleniach standardowych. Nasuwa to myśl o stworzeniu syntetycznego wskaźnika charakteryzującego łączne działanie obu postaci cyrkulacji atmosferycznej nad atlantycką domeną Arktyki.

Zastosowanie jednego, syntetycznego wskaźnika ma na celu redukcję liczby zmiennych niezależnych w modelu. Wobec krótkości szeregu powierzchni zlodzonej (tylko 35 lat) oszacowanie parametrów równania regresji wielokrotnej przy mniejszej liczbie zmiennych niezależnych da wyższą istotność statystyczną szacowanych współczynników kierunkowych i wyraźnie zmniejszy błąd standardowy szacunku powierzchni zlodzonej. Wobec względnie stałego stosunku współczynników regresji, nową syntetyczną zmienną, charakteryzującą cyrkulację atmosferyczną nad atlantycką domeną Arktyki obliczać się będzie jako wartość ważoną ze zmiennych  $zDA_{03-08}$  i  $D_{CF03-08}$  według formuły:

$$D = 0.3 \cdot zDA_{03-08} + 0.7 \cdot D_{CF03-08}$$

gdzie: D – syntetyczny wskaźnik charakteryzujący cyrkulację atmosferyczną w okresie między marcem a sierpniem danego roku, wpływająca na dryf lodów w Arktyce (niemianowany). Szereg chronologiczny wartości wskaźnika D zestawiony jest w tabeli Z.2.9.

Wskaźnik D nie wykazuje statystycznie istotnych związków z rocznymi wskaźnikami AO i NAO CRU, ani też z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella. Silnie natomiast jest powiązany ze zmianami powierzchni zlodzonej w Arktyce. Wartości współczynników korelacji między D a miesięczną i roczną powierzchnią zlodzoną na obu częściach Arktyki i w całej Arktyce zestawione są w tab. Z.2.8. Zwraca uwagę to, że na wszystkich akwenach i we wszystkich miesiącach znaki współczynników korelacji są takie same – ujemne. Oznacza to, że w momencie, kiedy zmienna D osiąga wartość większą od zera powierzchnia zlodzona Arktyki ulega redukcji.

Tab. Z.2.8. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem D, charakteryzującym cyrkulację atmosferyczną nad Arktyką a miesięczną i roczną powierzchnią zlodzenia w Arktyce Właściwej (AWI), Arktyce Amerykańskiej (AAM) i całej Arktyce (ARc) w latach 1979-2013. Wartości pogrubione i oznaczone \* są wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ ), wartości pogrubione istotne statystycznie ( $p < 0,05$ )

Table Z.2.8. The values of correlation coefficients between the D index, characterizing the atmospheric circulation over the Arctic and the monthly and annual sea ice extent in the Proper Arctic (AWI), American Arctic (AAM) and the entire Arctic (Arc) in 1979-2013. Values in bold and marked with \* are statistically highly significant ( $p < 0.001$ ). Values in bold statistically significant ( $p < 0.05$ ).

Obszar Area	Miesiące – Months												Rok Year
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	
AWI	<b>-0,55*</b>	<b>-0,58*</b>	<b>-0,63*</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,61*</b>	<b>-0,68*</b>	<b>-0,70*</b>	<b>-0,74*</b>	<b>-0,59*</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,70*</b>
AAM	-0,31	-0,28	-0,15	-0,18	-0,20	<b>-0,43</b>	<b>-0,51</b>	<b>-0,54*</b>	<b>-0,51</b>	-0,32	-0,37	-0,26	<b>-0,42</b>
ARc	<b>-0,62*</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,59*</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,56*</b>	<b>-0,60*</b>	<b>-0,64*</b>	<b>-0,71*</b>	<b>-0,74*</b>	<b>-0,59*</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,68*</b>

Związki między zmienną D a powierzchnią zlodzoną najsłabsze są w Arktyce Amerykańskiej, gdzie tylko przez cztery miesiące w roku (czerwiec-wrzesień) są statystycznie istotne. Są to trzy miesiące poprzedzające wystąpienie minimum oraz sam miesiąc wystąpienia minimum zlodzenia. W Arktyce Właściwej i całej Arktyce współczynniki korelacji zmiennej D z miesięcznymi powierzchniami zlodzonymi są wysoce istotne we wszystkich miesiącach roku. Na obu częściach Arktyki, jak i w całej Arktyce korelacje między roczną powierzchnią zlodzoną a wskaźnikiem D są statystycznie istotne ( $p < 0,05$ ), z tym, że w przypadku całej Arktyki i Arktyki Właściwej korelacje te są silne i wysoce istotne.

W całej Arktyce zmienność zmiennej D objaśnia 44,3% wariancji rocznej powierzchni zlodzonej i odpowiednio 33,2 oraz 53,5% wariancji powierzchni zlodzonej w marcu i wrześniu.

Równie silne związki, jak z powierzchnią zlodzoną, wskaźnik D wykazuje z miesięczną i roczną objętością lodów morskich na półkuli północnej (od 45 do 90°N; zbiór PIOMAS: Monthly Ice Volume Data, v.2.1., Zhang i Rothrock 2003, Schweiger i in. 2011). We wszystkich miesiącach roku współczynniki korelacji między objętością lodu morskiego a wskaźnikiem D są wysoce istotne statystycznie (min. w styczniu,  $r = -0,62$ , maksimum  $r = -0,71$  w sierpniu, wrześniu i październiku), a korelacja między D a roczną objętością lodów morskich jest równa  $-0,70$ .

Tab. Z.2.9. Standaryzowane wartości wskaźników charakteryzujących wybrane cechy cyrkulacji atmosferycznej w latach 1949-2014 wywierające wpływ na dryf lodów i zmiany powierzchni zlodzonej na akwenach Arktyki Właściwej. Oznaczenia: zDA<sub>03-08</sub> (zmodyfikowany Dipol Arktyczny; marzec- sierpień), DCF<sub>03-08</sub> (Dipol Cieśniny Fram; marzec-sierpień), D – wskaźnik syntetyczny dla obszaru Arktyki Właściwej

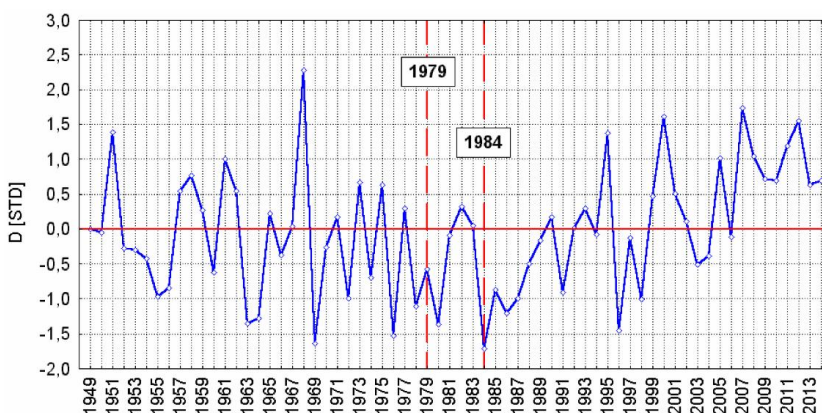
Table Z.2.9. Standardized values of indexes characterizing selected features of atmospheric circulation in the years 1949-2014 affecting the drift of ice of and changes in sea ice extent of the Proper Arctic. Symbols: zDA<sub>03-08</sub> (modified Arctic Dipole; March-August), DCF<sub>03-08</sub> (Fram Strait Dipole; March-August), D – a synthetic index for the Proper Arctic

Rok – Year	zDA <sub>03-08</sub>	DCF <sub>03-08</sub>	D	Rok – Year	zDA <sub>03-08</sub>	DCF <sub>03-08</sub>	D
1949	-1,13	0,49	0,00	1982	-0,56	0,69	0,32
1950	-0,48	0,14	-0,05	1983	-0,68	0,36	0,05
1951	1,47	1,35	1,39	1984	-1,74	-1,70	-1,71
1952	-0,79	-0,06	-0,28	1985	-0,32	-1,10	-0,87
1953	-0,47	-0,22	-0,30	1986	0,05	-1,74	-1,20
1954	-0,81	-0,25	-0,42	1987	0,28	-1,53	-0,99
1955	-2,06	-0,50	-0,97	1988	0,15	-0,77	-0,49
1956	-1,47	-0,59	-0,85	1989	-0,21	-0,14	-0,16
1957	-0,42	0,95	0,54	1990	0,83	-0,12	0,17
1958	0,89	0,72	0,77	1991	-1,82	-0,52	-0,91
1959	-0,17	0,45	0,27	1992	-0,54	0,24	0,01
1960	-0,39	-0,72	-0,62	1993	0,91	0,03	0,30
1961	0,64	1,17	1,01	1994	-1,38	0,48	-0,08
1962	-0,07	0,81	0,55	1995	0,20	1,89	1,38
1963	-1,48	-1,29	-1,35	1996	-1,57	-1,40	-1,45
1964	-0,92	-1,44	-1,28	1997	0,63	-0,45	-0,13
1965	0,15	0,24	0,22	1998	-1,06	-0,98	-1,01
1966	-0,83	-0,18	-0,37	1999	0,80	0,32	0,47
1967	-1,75	0,80	0,04	2000	0,69	2,01	1,61
1968	3,60	1,72	2,27	2001	0,29	0,60	0,50
1969	-0,47	-2,14	-1,64	2002	1,05	-0,30	0,11
1970	-0,33	-0,23	-0,26	2003	0,02	-0,74	-0,51
1971	0,09	0,21	0,17	2004	-0,05	-0,54	-0,39
1972	-0,68	-1,12	-0,99	2005	1,61	0,76	1,01
1973	-0,40	1,13	0,67	2006	-1,47	0,47	-0,11
1974	0,03	-1,01	-0,70	2007	2,21	1,53	1,73
1975	0,28	0,78	0,63	2008	1,00	1,06	1,04
1976	-1,45	-1,57	-1,53	2009	0,94	0,62	0,72
1977	1,00	-0,01	0,29	2010	0,02	0,99	0,70
1978	0,23	-1,68	-1,11	2011	1,13	1,22	1,19
1979	-1,09	-0,34	-0,57	2012	-0,21	2,30	1,55
1980	-0,22	-1,86	-1,37	2013	-0,41	1,07	0,63
1981	-0,27	-0,01	-0,09	2014	2,20	0,05	0,69



Taki obraz pozwala na stwierdzenie, że zmienna D może zostać przyjęta jako względnie „uniwersalna” zmienna sterująca w modelu, objaśniająca rolę cyrkulacji atmosferycznej w kreowaniu zmian powierzchni zlodzonej w Arktyce.

Przebieg wartości wskaźnika D w latach 1949-2014 (ryc. Z.2.8) uwidacznia, że obejmuje on dwa okresy o różnych trendach. Za moment zmiany znaków trendów można przyjąć rok 1984, kiedy wystąpiło absolutne minimum wskaźnika. W pierwszym okresie (1949-1984) trend wskaźnika D jest ujemny, słaby i statystycznie nieistotny ( $-0,019(\pm 0,014)$  D  $\cdot$ rok $^{-1}$ ), w drugim (1984-2014) trend jest stosunkowo silny, dodatni i wysoce istotny statystycznie ( $+0,073(\pm 0,015)$  D  $\cdot$ rok $^{-1}$ ). Okres, w którym rozpatruje się zmiany powierzchni zlodzonej (1979-2013) przypada w zdecydowanej większości na lata, w których występuje dodatni trend wskaźnika D, wskazujący na stopniowy, choć nieregularny, wzrost postaci cyrkulacji atmosferycznej sprzyjającej zmniejszaniu się powierzchni zlodzonej w Arktyce. Od 2007 do 2014 roku, czyli przez osiem kolejnych lat, wartości wskaźnika D były wyższe od zera, czego nie obserwowano się w okresie poprzedzającym – od 1949 do 2006 roku.



Ryc. Z.2.8. Przebieg wskaźnika D (1949-2014). Oznaczone lata 1979 – początek analizy związków z powierzchnią zlodzoną, 1984 – rok zmiany trendu wskaźnika z ujemnego na dodatni

Fig. Z.2.8. The course of D (1949-2014) index. Marked years 1979 – the beginning of the analysis of correlation with the sea ice extent, 1984 – the year of change in the trend of the index from negative to positive.

Przedstawione w tej części pracy szacunki związków między zmiennością charakteru cyrkulacji atmosferycznej a zmiennością powierzchni zlodzonej w Arktyce wykazują, że w okresie, dla którego istnieją pełne i wiarygodne dane o zmienności powierzchni lodów (1979-2013), rola cyrkulacji atmosferycznej w wymuszaniu spadku ich powierzchni jest bezdyskusyjna. Bez udziału innych czynników, zmienność samej tylko cyrkulacji atmosferycznej objaśnia nieco ponad 40% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej w całej Arktyce.

## Literatura

- Aagaard K., Carmack E.C., 1989. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94: 14 48514 498.
- Abruzuarov Z.K., 1976. Prognoz tolschiny izotermicheskogo sloya okeana v period okhlazhdeniya. *Trudy Gidrometeorologicheskogo Nauchno-Issledovatelskogo Centra SSSR*, vyp. 182: 63-70.

- Alekseev G.V., 2003. Issledovaniya izmenenii klimata Arktiki v XX stoletii. Trudy AANII, 446: 6-21.
- Alekseev G.V., 2015. Proyavlenie i usileniye globalnogo potepleniya v Arktike. Fundamentalnaya i Prikladnaya Klimatologiya, 1/2015: 11-26.
- Alekseev G.V., Ivanov N.E., Pniushkov A.V., Balakin A.A., 2010. Izmeneniya klimata v morskoi Arktike b nachale XX weka. Problemy Arktiki i Antarktiki, 3 (86): 22-34.
- Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E. 2015. Izmeneniya klimata Arktiki pro globalnom poteplenii. Problemy Arktiki i Antarktiki, 1(2015): 32-41.
- Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B., 2001. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? Journal of Climate, 14: 3495-3507.
- Baranov E.I., 1979. Izmenchivost' raskhodov vody na standartnykh razrezakh cherez Golfstrim, Flordskoe i Antil'skoe techeniya. Trudy GOI, 146: 3-13.
- Baryshevskaya G.I., Shinkevich N.G., 1979. O vozmozhnykh prichinakh izmeneniya razkhodov vod yuzhnoj vetvii Golfstrima. Trudy GOI, 150: 76-82.
- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S-A., 1998. "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic. Progress in Oceanography, 41: 1-68.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2004. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. Journal of Climate, 17 (20): 4045-4057.
- Bjerknes J., 1964. Atlantic air-sea interaction. Advances in Geophysics, 10: 1-82. Academic Press, New York.
- Broecker W., 1991. The great ocean conveyor. Oceanography, 4: 79-89.
- Budyko M.I., 1962. Polyarnye l'dy i klimat. Izvestiya AN SSR, Ser. Geograf., 6: 3-10.
- Budyko M.I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. Tellus, 21: 611-619.
- Budyko M.I., 1971. Klimat i zhizn'. Gidrometeoizdat, Leningrad: 470 s.
- Budyko M.I., 1974. Izmeneniya klimata. Gidrometeoizdat, Leningrad: 279 s.
- Cavaliere D.J., Parkinson C.L., Vinnikov Y., 2003. 30-Year Satellite Record Reveals Contrasting Arctic and Antarctic Decadal Sea Ice Variability. Geophysical Research Letters 30 (18), doi: 10.1029/2003GL018031.
- Cavaliere D.J., Parkinson D.L., 2012. Arctic sea ice variability and trends, 1979-2010. The Cryosphere, 6: 881-889. doi: 10.5194/tc-6-881-2012.
- Chylek P., Folland C.K., Frankcombe L.M., Dijkstra H.A., Lesins G., Dubey M.K., 2012. Greenland ice core evidence for spatial and temporal variability of the Atlantic Multidecadal Oscillation. Geophysical Research Letters, 39 (9), L09606. doi: 10.1029/2012GL051611.
- 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.
- Ciołkosz A., 2007. Dynamika zmian pokrywy lodowej w obszarach podbiegunowych w świetle obrazów teledetekcyjnych [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska: Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. Wyd. AM, Gdynia: 315-327.
- Comiso J.C., Nishio F., 2008. Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data. Journal of Geophysical Research 113 (C02S07), doi:10.1029/2007JC004257.
- Delworth T.L., Knutson T.R., 2000. Simulation of Early 20th Century Global Warming. Science, 287 (5461): 2246 -2250.
- Delworth T.L., Mann M.E., 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. Climate Dynamics, 16 (9): 661-676.
- Deser C., 2000. On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation". Geophysical Research Letters, 27 (6): 779-792. doi: 10.1029/1999GL010945.

- Deser C., Walsh J.E., Timlin M.S., 2000. Arctic sea ice variability in the context of recent wintertime atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, 13 (3): 617-633.
- Dickson R.R., Brown J., 1994. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C6): 12 319-12 341.
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S-A., Lee A.J., 1988. The „Great Salinity Anomaly” in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Progress in Oceanography*, 20 (2): 103-151.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13 (15): 2671-2696.
- Dima M., Lohmann G., 2006. A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate*, 20 (11): 2706-2719.
- Doronin Yu.P., 1969. Teplovoe vzaimodejstvie atmosfery i gidrosfery v Arktike. AANII, Gidrometeoizdat, Leningrad: 299 s.
- Doronin Yu.P., Khejsin D.E., 1975. Morskoj led. Gidrometeoizdat, Leningrad: 318 s.
- Draper N.R., Smith H., 1973. Analiza regresji stosowana. PWN, Warszawa: 459 s.
- Drinkwater K.F., Meyers R.A., Pettipas R.G., Wright T.L., 1994. Climatic Data for the Northwest Atlantic: the position of the shelf / slope front and the northern boundary of the Gulf Stream between 50°W and 75°W, 1973-1992. *Canadian Data Report of Fisheries and Ocean Sciences* 125: iv + 103 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.
- Francis J.A., Chan W., Leathers D.J., Miller J.R., Veron D.E., 2009. Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 36, L07503, doi:10.1029/2009GL037274.
- Goosse H., Holland M.M., 2005. Mechanisms of Decadal Arctic Climate Variability in the Community Climate System Model, Version 2 (CCSM2). *Journal of Climate*, 18 (17): 3552-3570.
- 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.
- Häkkinen S., 1993. An Arctic source for the great salinity anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955-1975. *Journal of Geophysical Research*, 98 (C9): 16 397-16 410. doi:10.1029/93JC01504.
- Häkkinen S., 1999. A Simulation of Thermohaline Effects of a Great Salinity Anomaly. *Journal of Climate*, 22 (6): 1781-1795.
- Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Mki Sato, 1999. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 104: 30997-31022, doi:10.1029/1999JD900835.
- Hansen J., Ruedy R., Mki Sato, Reynolds R., 1996. Global surface air temperature in 1995: Return to pre-Pinatubo level. *Geophysical Research Letters*, 23: 1665-1668, doi:10.1029/96GL01040.
- Hansen J.E., Ruedy R., Mki Sato, Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001. A closer look at United States and global surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 106: 23947-23963, doi:10.1029/2001JD000354.
- Hilmer M., Jung T., 2000. Evidence of recent change in the link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, 27: 989-992.
- Holland M.M., 2003. The North Atlantic Oscillation-Arctic Oscillation in the CCSM2 and its Influence on Arctic Climate Variability. *Journal of Climate*, 16(16): 2767-2781. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2767:TNAOOI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2767:TNAOOI>2.0.CO;2)
- Holland M., Bailey D., Briegleb B., Light B., Hunke E., 2012. Improved sea ice shortwave radiation physics in CCSM4: The impact of melt ponds and aerosols on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 25 (5): 1413-1430, doi:10.1175/JCLI-D-11-00078.1.

- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56 (4): 328-341.
- 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.
- Jung T., Hilmer M., 2001. The link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export through Fram Strait. *Journal of Climate*, 14 (19): 3932-3943.
- Jungclauss J.H., Haak H., Latif M., Mikolajewicz U., 2005. Arctic-North Atlantic Interactions and Multidecadal Variability of the Meridional Overturning Circulation. *Journal of Climate*, 18 (19): 4013-4031, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3462.1>.
- Kahl J.D., Charlevoix D.J., Zaitseva N.A., Schnell R.C., Serreze M.C., 1993. Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years. *Nature*, 361: 335-337, doi:10.1038/361335a0
- Kahl J.D.W., Jansen M., Pulrang M.A., 2001. Fifty-Year Record of North Polar Temperatures Shows Warming. *EOS*, 82 (1): 1-5, doi:10.1029/01EO00002.
- Kalackij V.I., Nesterov E.S., 1976. Rasčet toščiny odnorodnogo sloja okeana v severnoj Atlantike. *Trudy Hidrometeorologičesko Naučno-Issledovatel'skogo Centra SSSR*, vyp. 182: 37-42.
- 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
- Kerr R.A., 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science*, 288 (5473): 1984-1985, doi: 10.1126/science.288.5473.1984.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33, L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- Krahmann G., Visbeck M., 2003. Variability of the Northern Annular Mode's signature in winter sea ice concentration. *Polar Research*, 22 (1): 51-57.
- Kvamstø N.G., Skeie P., Stephenson D.B., 2004. Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 24: 603-612. doi:10.1002/joc.1015.
- 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., Cunningham G.F., Pang S.S., 2004. Fram Strait sea ice outflow. *Journal of Geophysical Research*, 109, C01009, doi:10.1029/2003JC001785.
- Landsberg H.E., 1974. Antropogennye izmeneniya klimata. [w:] WMO, Fizičeskaya i dinamičeskaya klimatologija. *Trudy simpoziuma po fizičeskoj i dinamičeskoj klimatologii*, Leningrad, Avgust, 1974. Gidrometeoizdat, Lenigrad: 267-313.
- Latif M., Roeckner E., Botzet M., Esch M., Haak H., Hagemann S., Jungclauss J., Legutke S., Marsland S., Mikolajewicz U., Mitchell J., 2004. Reconstructing, monitoring, and predicting multidecadal-scale changes in the North Atlantic Thermohaline Circulation with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 17(7): 1605-1614.
- Leppäranta M., 2011. *The Drift of Sea Ice* (wyd. 2). doi: 10.1007/978-3-642-04683-4. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 350 s.

- Liu J., Curry J.A., Hu Y., 2004. Recent Arctic Sea Ice Variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO. *Geophysical Research Letters*, 31 (9): L09211, doi:10.1029/2004GL019858.
- Marsz A.A., 2007. Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki. [w:] red. A. Styszyńska i A. Marsz; Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. Wydawnictwo Uczelniane AM Gdynia: 145-193.
- Marsz A.A., 2008. Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki na przełomie XX i XXI wieku i ich związek z cyrkulacją atmosferyczną. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 18: 7-33.
- 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.A., Styszyńska A., 2012. Temperatura wód atlantyckich na głębokości 200 m w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (76.5°N, 9-12°E), a temperatura powierzchni morza w tym rejonie (1996-2010). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 22: 43-56.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Zblewski S., 2008. Rozmiary i przebieg współczesnego ocieplenia Arktyki w rejonie mórz Barentsa i Karskiego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 18: 35-67.
- Manabe S., Stouffer R.J., 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO<sub>2</sub> in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85 (C10): 5529-5554.
- Maslanik J., Drobot S., Fowler C., Emery W., Barry R., 2007. On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions. *Geophysical Research Letters*, 34, L03711. doi:10.1029/2006GL028269.
- Maslowski W., Newton B., Schlosser P., Semtner A., Martinson D., 2000. Modeling Recent Climate Variability in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 27 (22): 3743-3746. doi:10.1029/1999GL011227.
- Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.J., 2014. A signal of persistent Atlantic multi-decadal variability in Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters* 41 (2): 463-469. doi:10.1002/2013GL058084.
- Miller G.H., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Polyak L., Serreze M.C., White J.W.C., 2010. Arctic amplification: can the past constrain the future? *Quaternary Science Reviews* 29: 1779-1790. doi:10.1016/j.quascirev.2010.02.008.
- Mysak L.A., Ingram R.G., Wang J., van der Baaren A., 1996. The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. *Atmosphere-Ocean*, 34 (2): 313-343.
- Ogi M., Wallace J.M., 2007. Summer minimum Arctic sea ice extent and the associated summer atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 34 (12), L12705. doi:10.1029/2007GL029897.
- Overland J.E., Wang M., 2005., The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 32, L06701, doi:10.1029/2004GL021752.
- Overland J.E., Wang M., 2010. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus A*, 62 (1) : 1-9. doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
- Parkinson C.L., 2000. Recent trend reversals in Arctic sea ice extents: Possible connections to the North Atlantic Oscillation. *Polar Geography*, 24 (1): 1-12.
- Parkinson C.L., Comiso J.C., 2008. Antarctic Sea Ice Parameters from AMSR-E Data Using Two Techniques and Comparisons with Sea Ice from SSM/I. *Journal of Geophysical Research*, 113 (C02S06), doi:10.1029/2007JC004253.
- Pavlova T.V., Katcov V.M., 2013. Ploshchad' ledyanogo pokrova Mirovogo okeana v raschetakh c pomoshchiyu modelej CIMP-5. *Trudy GGO*, 568: 7-25.
- Pavlova T.V., Katcov V.M., Govorkova V.A., 2011. Morskoj led v modelyakh CIMP5: blizhe k realnosti? *Trudy GGO*, 564: 7-18.
- Pithan E., Mauritsen T., 2014. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*. doi:10.1038/ngeo2071.

- Polyakov I.V., Alekseev G.A., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R.L., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V., 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 29 (18): 25-1-25-4. doi:10.1029/2001GL011111.
- 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., 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 E., Holfort J., Ivanov V.I., Johnson M.A., 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, doi:10.1029/2005GL023740.
- Polyakov I.V., Johnson M.A., 2000. Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 27 (24): 4097-4100. doi:10.1029/2000GL011909.
- Polyakov I.V., Proshutinsky A.Y., Johnson M.A., 1999. Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 104 (C11): 25761-25788. doi: 10.1029/1999JC900208.
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dimitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J., 2010. Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap. *Journal of Physical Oceanography*, 40: 2743-2756. doi:10.1175/2010JPO4339.1.
- Proshutinsky A., Bourke R. H., McLaughlin F.A., 2002. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales. *Geophysical Research Letters*, 29 (23), 2100; 15.1-15.4, doi:10.1029/2002GL015847.
- Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.-L., Krishfield R., Bamber J.L., 2015. Arctic circulation regimes. *The Royal Society, Philosophical Transactions A*, 373 (2052); 20140160. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0160>.
- Proshutinsky A.Y., Johnson M.A., 1997. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C6): 12493-12514. doi:10.1029/97JC00738.
- Proshutinsky A.Y., Johnson M., 2001. Two Regimes of the Arctic's Circulation from Ocean Models with Ice and Contaminants. *Marine Pollution Bulletin*, 43 (1-6): 61-70.
- Proshutinsky A., Krishfield R., Timmermans M.-L., Toole J., Carmack E., McLaughlin F., Williams W. J., Zimmermann S., Itoh M., Shimada K., 2009. Beaufort Gyre freshwater reservoir: State and variability from observations. *Journal of Geophysical Research*, 114; C00A10. doi:10.1029/2008JC005104.
- Rampal P., Weiss J., Dubois C., Campin J.-M., 2011. IPCC climate models do not capture Arctic sea ice drift acceleration: Consequences in terms of projected sea ice thinning and decline. *Journal of Geophysical Research*, 116, C00D07. doi:10.1029/2011JC007110.
- Rigor I.G., Wallace J.M., 2004. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 31 (9), L09401. 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): 2648-2663. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2)
- Rogers J.C., 1984. The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112 (10): 1999-2015. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<1999:TABTNA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<1999:TABTNA>2.0.CO;2).
- Rogers J., McHugh M., 2002. On the separability of the North Atlantic oscillation and Arctic oscillation. *Climate Dynamics*, 19 (7): 599-608.

- Rogers J.C., van Loon H., 1979. The Seesaw in Winter Temperature between Greenland and Northern Europe, Part II: Some Oceanic and Atmospheric Effects in Middle and High Latitudes. *Monthly Weather Review*, 107: 509-519.
- Rogers J.C., Wang S-H., Bromwich D.H., 2004. On the role of the NAO in the recent northeastern Atlantic Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.
- Rogers J.C., Yang L., Li L., 2005. The role of Fram Strait winter cyclones on sea ice flux and on Spitsbergen air temperatures. *Geophysical Research Letters*, 32 (6), L06709.
- Schmith T., Hansen C., 2003. Fram Strait Ice Export during the Nineteenth and Twentieth Centuries Reconstructed from a Multiyear Sea Ice Index from Southwestern Greenland. *Journal of Climate*, 16 (16): 2782-2791. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<2782:FSIEDT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<2782:FSIEDT>2.0.CO;2)
- Schweiger A., Lindsay R., Zhang J., Steele M., Stern H., 2011. Uncertainty in modeled arctic sea ice volume. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C8), C00D06. doi:10.1029/2011JC007084.
- Serreze M.C., Barry R.G., 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77: 85-96. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
- Serreze M.C., Francis J.A., 2006. The Arctic Amplification debate. *Climatic Change*, 76 (3): 241-264. doi:10.1007/s10584-005-9017-y.
- Serreze M.C., Holland M.M., Stroeve J., 2007. Perspectives on the Arctic's Shrinking Sea-Ice Cover. *Science*, 315: 1533-1536.
- Serreze M.C., Maslanik J.A., Scambos T.A., Fetterer F., Stroeve J., Knowles K., Fowler C., Drobot S., Barry R.G., Haran T.M., 2003. A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *Geophysical Research Letters*, 30 (3), 1110. doi:10.1029/2002GL016406
- Shimada K., Kamoshida T., Itoh M., Nishino S., Carmack E., McLaughlin F., Zimmermann S., Proshutinsky A., 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33 (8), doi:10.1029/2005GL025624.
- Smedsrud L.H., Sirevaag A., Kloster K., Sorteberg A., Sandven S., 2011. Recent wind driven high sea ice area export in the Fram Strait contributes to Arctic sea ice decline. *The Cryosphere*, 5: 821-829. doi:10.5194/tc-5-821-2011.
- Smith T.M., Reynolds R.W., 2004. Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, 17 (12): 2466-2477.
- 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.
- Sou T., Flato G., 2010. Sea Ice in the Canadian Arctic Archipelago: Modeling the Past (1950-2004) and the Future (2041-60). *Journal of Climate*, 22 (8): 2181-2198.
- Statistica PL dla Windows. T.1. Ogólne konwencje i statystyki 1, 1997. Wyd. StatSoft Polska, Kraków: 1877 s.
- Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M., 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Stroeve J. C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W. N., 2012. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophysical Research Letters*, 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik 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., 2004. Współzależności zmian klimatycznych w Arktyce w XX wieku z procesami oceanicznymi. *Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia: 357-368.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wydawnictwo Uczelniane AM*, Gdynia: 109 s.

- Styszyńska A., 2007. Zmiany klimatyczne w Arktyce a procesy oceaniczne. [w:] red. A. Styszyńska i A. Marsz, Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. Wyd. Akademii Morskiej, Gdynia: 111-144.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R., 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309: 115-118.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25 (9): 1297-1300.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13 (5): 1000-1016. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2).
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2001. Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293 (5527): 85-89; doi:10.1126/science.1058958
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C., 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate*, 13 (5): 1018-1036. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1018:AMITEC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1018:AMITEC>2.0.CO;2).
- Tsukernik M., Deser C., Alexander M., Tomas R., 2010. Atmospheric forcing of Fram Strait sea ice export: a closer look. *Climate Dynamics*, 35 (7-8): 1349-1360. doi:10.1007/s00382-009-0647-z.
- Turner J., Bracegirdle T.J., Phillips T., Marshall G.J., Hosking J.S., 2013. An Initial Assessment of Antarctic Sea Ice Extent in the CMIP5 Models. *Journal of Climate*, 26 (5): 1473-1484. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00068.1.
- Vinje T., 2001. Fram Strait Ice Fluxes and Atmospheric Circulation: 1950-2000. *Journal of Climate*, 14 (16): 3508-3517. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3508:FSIFAA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3508:FSIFAA>2.0.CO;2).
- Vorobev V.N., Smirnov N.P., 2003. Arkticheskiy anticiklon i dinamika klimata severnoy polyarnoy obl'asti. Wyd. Rosijskij Gosudarstvennyj Gidrometeorologicheskij Universitet, Sankt Peterburg: 81 s.
- Wallace J.M., Gutzler D.S., 1981. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109: 784-812.
- Wang J., Ikeda M., 2000. Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27 (9): 1287-1290. doi:10.1029/1999GL002389.
- Wu B., Wang J., Walsh J.E., 2006. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. *Journal of Climate*, 19 (2): 210-225.
- Zakharov V.F., 1981. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. Gidrometeoizdat, Leningrad: 136 s.
- Zakharov V.F., 1987. Morskie l'dy i klimat. [w:] red. V.M. Kotlyakov i M.E. Grosvald: Vzaimodejstvie oledenienij s atmosferoj i okeanom. Wyd. Nauka, Moskva; 66-90.
- 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 R., 2015. Mechanisms for low-frequency variability of summer Arctic sea ice extent. *PNAS*, 112 (15): 4570-4575. doi/10.1073/pnas.1422296112.
- 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.
- Zhang J.L., Rothrock D.A., 2003. Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Monthly Weather Review*, 131: 845-861.
- Zhang X., Walsh J.E., 2006. Toward a Seasonally Ice-Covered Arctic Ocean: Scenarios from the IPCC AR4 Model Simulations. *Journal of Climate*, 19 (9): 1730-1747. doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3767.1> .



Zhang L., Wang C., 2013. Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118 (10): 5772-5791. doi:10.1002/jgrc.20390.

Wpłynęło: 23 października 2015 r., poprawiono: 19 grudnia 2015 r., zaakceptowano: 27 grudnia 2015 r.

## Summary

The paper presents the assumptions and structure of statistical model reproducing the changes in sea ice extent in the Arctic, using the minimum number of steering variables. The data set of NASA's Goddard Space Flight Center (GSFC) nsidc0192\_seaice\_trends\_climo/total-area-ice-extent/nasateam/ (Total Ice-Covered Area and Extent) was used as starting data in the calibration of this model. Its subsets characterizing the sea ice extent of the Arctic Ocean (ArctOcn), Greenland Sea (Grnland), Barents and Kara seas (BarKara) were used. Their sums create a new variable known as the 'Proper Arctic'. This model also used the following subsets: Archipelago Canadian (CanArch), Bay and Strait Hudson (Hudson), and Baffin Bay and Labrador Sea (Baffin), the sum of which creates another variable the 'American Arctic'. The sum of all the above mentioned subsets creates a variable defined as the 'entire Arctic'. The study covered the period 1979-2013, for which the said data set is made up of uniform and reliable data based on satellite observations. The model was developed for moments of maximum (March) and minimum (September) development of sea ice extent as well as for the annual average sea ice extent. After presenting the assumptions of the model (model type 'White box'), formal analysis of the type and characteristics of the model, the choice of steering variables (independent; Chapters 3 and 4) was made. The index characterizing the intensity of thermohaline circulation (THC) in the North Atlantic, referred to as  $DG_{3L}$  and an index characterizing atmospheric circulation having significant influence on changes in sea ice extent, marked as  $D$ , were used as independent variables in this model. Physical fundamentals and rules for calculating the  $DG_{3L}$  index are discussed in detail in Annex 1, and the  $D$  index in Annex 2. These Annexes also include time series of both indexes ( $DG_{3L}$  – 1880-2015;  $D$  – 1949-2015). Research into delays between the impact of variables and changes in sea ice extent indicated that sea ice extent showed maximum strength of the correlation with the  $DG_{3L}$  variable with a three-year delay and with  $D$  variable with zero delay. The final form of the model is a simple equation of multiple regression (equation [1]).

The following equations are used for estimating the regression parameters for individual sea areas in those time series: the Proper Arctic – equation [1a, 1b, 1c]; the American Arctic – equations [2a, 2b, 2c] and for the entire Arctic - equation [3a, 3b, 3c]. Statistical characteristics of each model are presented in Tables 3, 4 and 5, and Figures 2, 3 and 4 respectively and show the scattering of values estimated by means of each model in relation to the observed values.

All models show high statistical significance. The best results, both in terms of explanation of the variance of the observed sea ice extent, as well as the size of the standard errors of estimation of sea ice extent are obtained for changes in the sea ice extent of the entire Arctic. The reasons for this may be traced back to the fact that errors in the estimation of partial models ([1a, 1b, 1c] and [2a, 2b, 2c]) have different signs, which in a synthetic model partially cancel out each other. Moreover, if the variable  $DG_{3L}$  three years before shows strong and evenly distributed in time action, the  $D$  variable characterizing atmospheric circulation shows clearly seasonal activity – it is marked only during the

minimum development of sea ice extent (September), when the degree of ice concentration is reduced, allowing its relatively free drift.

The model for the annual average of sea ice extent of the entire Arctic (in the accepted limits) explains 71.5% of the variance, in September 68%, and in March 65% of the variance (Table 5). The lowest values are obtained for the American Arctic, where the D variable, characterizing atmospheric circulation does not appear to have significant influence, so the model is a linear equation with one variable ( $DG_{3L}$ ). Nevertheless, also in this case, the variance of the annual sea ice extent in the American Arctic is explained exceeding 50%.

Variability of THC (described by the  $DG_{3L}$  index) explains ~67% of the variance of annual sea ice extent and variability of atmospheric circulation (described by the D index) explains ~6% of the variance of annual sea ice extent of the entire Arctic. It allows claiming that THC and atmospheric circulation are the essential factors that influence the variability of sea ice extent of the Arctic. Both of these factors are natural factors.

Further analysis of the results presented by various models and especially those affected by the  $DG_{3L}$  variable (Fig. 5) delayed by three years suggests that the linear model is not the most appropriate model reflecting the changes in the sea ice extent of the entire Arctic and its parts. The action of  $DG_{3L}$  variable, accumulated over several years, is saved and this causes that a strong significant correlation with the sea ice extent is prolonged. The analysis carried out by means of the segmented regression showed that the variability of sea ice extent was different where THC is lower than the average ( $DG_{3L} \leq 0$ ), or different where THC is stronger than average ( $DG_{3L} > 0$ ; see equation [4a, 4b]). When the index is zero or less than zero, the impact of THC on the increase in sea ice extent is limited and the influence of changes in atmospheric circulation on sea ice extent is very small. Conversely, when the THC becomes intense and imports increased amounts of heat to the Arctic, the influence of  $DG_{3L}$  index on the decrease in sea ice extent rises, like growing impact of atmospheric circulation on variation of sea ice extent (see equations [5a, 5b]). The segmented regression equations with these two variables explain 88.76% of the observed annual variation of sea ice extent of the entire Arctic (equations [5a, 5b]). This means that the sea ice extent of the Arctic is variable in two distinct regimes – ‘warm’, when the  $DG_{3L} > 0$  and ‘cold’, when the  $DG_{3L} \leq 0$ . This is similar to the results of Proshutinsky and Johnson (1997), Polyakov et al. (1999) and Polyakov and Johnson (2000) and their LFO oscillation. Time limits of the transition intensity of the THC phases from the positive to negative and vice versa correspond to similar limits of LFO, suggesting that the two different systems have the same cause. Polyakov and Johnson (2000) and Polyakov et al. (2002, 2003, 2004, 2005) can see the main reason for the change in the LFO regime in the transition of atmospheric circulation from anticyclonic regime to cyclonic regime and vice versa.

The analysis of the reason for the transition of regime of changes in sea ice extent from ‘warm’ to ‘cold’ and vice versa – THC or atmospheric circulation – has shown that the D index is a function of previous changes in  $DG_{3L}$  index. Atmospheric circulation over the Arctic shows a greater delay in response to changes in THC than the sea ice extent – this occurs with a 6-year delay (see Table 6, Equation 6). This allows replacing the D variable in the equations describing the change in sea ice extent, directly by  $DG_{3L}$  variable from 6 years before (see Equation [7a, 7b]). These simultaneous equations explain about 90% of the observed annual variance of the sea ice extent of the entire Arctic in the years 1979-2013. Most importantly, however, it can be stated, with a high degree of certainty, that the variability of THC of the North Atlantic steers both the changes in sea ice extent and basic

features of atmospheric circulation over the Arctic. The effects of other factors than THC, having influence on variability of sea ice extent and the basic processes of the climate in the Arctic, in the short time scales, leave not too much space/place.

The transition from 'cold' to 'warm' regime in the development of the sea ice extent in the Arctic requires an increase in the intensity of THC. If the values of  $DG_{3L}$  index are greater than 0 for a period not shorter than three years, the decrease in the sea ice extent will start, initially in the period of its minimum development (August, September). If the resultant values of the  $DG_{3L}$  index have positive values for further three years, the atmospheric circulation will transform into a cyclonic circulation ( $D$  index goes to positive values). The role of atmospheric circulation during the 'warm' season in the Arctic having influence on the change (reduction) of the sea ice extent becomes significant. The 'warm' regime will remain as long as long after its start the situation in which the algebraic sum of  $DG_{3L}$  values is greater than 0. If such a situation lasts long, or in case of accumulation of high values of  $DG_{3L}$  index, the sea ice cover can disappear almost completely in the warm period.

The transition from the 'warm' regime to the 'cold' regime demands fulfillment of reverse conditions – a consistent decrease in the values of  $DG_{3L}$  index into negative values for at least another three year period. After three years this will result in rapid increase in sea ice extent during warm period, thereby increasing the annual average of sea ice extent. If in subsequent years the value of  $DG_{3L}$  index remains lower than zero, after the next 3-4 years, the atmospheric circulation will become the anticyclonic circulation. After that there will be gradual, slow growth in sea ice extent, decrease in air temperature, increase in ice thickness and change in the age of the ice structure towards the increase in the multi-year ice. The ice cover in the Arctic will become "self-sustaining", reducing interannual variability. Major changes will occur in the 'warm' season, minor in other seasons. The maximum sea ice extent of the Arctic in the cold season, with current conditions in the 'cold' regime, can reach ~13.5-14.5 million  $km^2$ , the average annual sea ice extent should be ~12 ( $\pm 0.5$ ) million  $km^2$ . This area, especially in the winter season, may be in fact higher, since the weakening of the THC must also lead to a decrease in air temperature in the hemisphere.

#### **Annex 1.** Index $DG_{3L}$ characterizing the intensity of the component of surface thermohaline circulation and variability of heat resources imported to the Arctic by ocean circulation

The Annex discusses the physical principles and design of  $DG_{3L}$  index, which characterizes both the intensity of the component of surface THC in the North Atlantic and heat resources carried together with the waters by THC to the north. The changes in SST on the border of the Sargasso Water and the Gulf Stream are used here as the physical basis of the index. In periods of increased water flow of the Gulf Stream its axis shifts south. In such a situation, according to the old Soviet studies (Baranov 1979, Barishevskaya and Shinkevich 1979) disproportionately larger amount of tropical waters is directed to the north-eastern arm in the delta of the Gulf Stream. Then, after transformations, strongly saline and warm Atlantic Waters are formed from these waters, which are transported by the North Atlantic to the Arctic by system of currents (North Atlantic, Norwegian-Atlantic, West Spitsbergen).

The basis for estimating the characterizing index are the series of monthly values of SST originating from the data set NOAA NCDC ERSST v.3b (Smith et al. 2008) of grid with coordinates 38°N, 56°W.

The construction of the index made use of SST from February (information about temperature in isothermal layer), from August (information about heat resources from the summer heating of the ocean)

and from September (the control of August data) in order to get rid of disturbances from annual cycle. These values, for the year (k) are used to define, the DG (k) index (see equation [Z1], as a simple arithmetic mean. Then, using the triangular, asymmetric filter, the value of DG<sub>3L</sub> index is calculated for the year k (DG<sub>3L</sub>(k)) of the DG (k) value [of the same year], DG (k-1) [one year before], DG (k-2) [two years before] according to the formula [Z2]:

$$DG_{3L}(k) = 0.42 \cdot DG(k) + 0.33 \cdot DG(k-1) + 0.25 \cdot DG(k-2).$$

In this way, DG<sub>3L</sub> index contains the information on the transport of heat resources during the current year and preceding it two years. This design of the index is justified by the fact that the propagation of AW to the Arctic takes a long time (not less than 3 years) and on the way through the North Atlantic AW gradually lose their heat for the exchange with the atmosphere (part of the heat goes through the atmosphere also to the Arctic). The asymmetric filter is used to eliminate the influence of events that occur later on the earlier events (which is typical of all kinds of symmetrical filters, e.g. series of moving average). Compilation of values of DG<sub>3L</sub> index for the period 1880-2015 is shown in Table Z.1.1. and its course in the same period is presented in Figure Z.1.3. The course of the index is characterized by a ~70-year quasi-periodicity.

The values of correlation coefficients, synchronous and with time shifts, with different variables in the years 1979-2013, characterizing the thermal state of the North Atlantic, global, hemispherical and Arctic air temperature anomalies, the annual volume of sea ice in the northern hemisphere and annual sea ice extent in the Arctic as well as some indexes of atmospheric circulation (AO, Hurrell NAO, annual NAO CRU index) are included in Table Z.1.2. DG<sub>3L</sub> index shows the strongest correlation with anomalies of heat resources in the layer 0-700 m of the North Atlantic (NA HC) – when the anomalies in heat resources against DG<sub>3L</sub> are delayed by 2-4 years, the correlation coefficient is equal to +0.88. Very strong and highly significant positive correlation of DG<sub>3L</sub> index with AMO and NA HC indicate that it can be considered that the correlation reflects the heat transfer with the ocean waters to the north and thus at the same time, to some extent, characterizes the intensity of THC. No significant correlations of DG<sub>3L</sub> index with Arctic Oscillation, winter Hurrell NAO index (1995) and the annual NAO CRU index (Jones et al. 1997) in the same year indicate that these patterns of atmospheric circulation do not affect the value of the index. While correlation with annual NAO CRU index appearing with a 3-5 year delay relative to the DG<sub>3L</sub> index can prove that changes in THC have, according to the Bjerknes hypothesis (1964), a delayed effect on the nature of atmospheric circulation over the North Atlantic.

**Annex 2.** D index, characterizing the influence of atmospheric circulation over the Arctic on changes in the sea ice extent in the Arctic

Analysis of correlations of the sea ice extent of the Proper Arctic, American Arctic and the entire Arctic (according to the accepted division – see Figure 1 and Table 1 in the main part of the article) in the years 1979-2013 with the main modes of atmospheric circulation – hemispherical (AO) and regional (NAO) showed no statistically significant correlations (see Tab. Z.2.2) with AO index. Only NAO CRU index and winter Hurrell NAO index (1995) have a stronger influence on the change of sea ice extent in the American Arctic and through it – on the change in sea ice extent of the entire Arctic (see Table Z.2.3., Z.2.4).

It should be noted that contrary to widely adopted in the literature, increase in NAO index is followed by an increase, rather than decrease, in sea ice extent. The negative trend in the annual NAO CRU

( $-0.02 \cdot \text{year}^{-1}$ ) index explains that the annual sea ice extent of the entire Arctic should decrease by  $223.7 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  in the years 1979-2013, when in fact a decrease of sea ice extent was about 8 times higher (1700 thousand  $\text{km}^2$ ).

This made the author propose different indexes characterizing those elements of atmospheric circulation over the Arctic, which have influence on the drift of ice and by the drift of ice – on the sea ice extent. Two indexes were introduced – a modified Arctic Dipole (defined as zDA) and the Fram Strait Dipole index (defined as  $D_{CF}$ ). Monthly values of SLP were used for the construction of both indexes, taken from the dataset of NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure (Kalnay et al. 1996).

The modified Arctic Dipole (zDA) is a modification of Arctic Wu, Wang and Walsh Dipole (2006). The zDA is calculated from the differences in monthly SLP averaged for two areas – the area of Beaufort Gyre (coordinates  $75^\circ\text{N}$ :  $130^\circ\text{W}$ ;  $140^\circ\text{W}$ ,  $50^\circ\text{W}$  and  $80^\circ\text{N}$ ,  $140^\circ\text{W}$ ) and the border of the Kara and Laptev seas (area Tajmyr coordinates  $72.5^\circ\text{N}$ :  $90^\circ\text{E}$ ,  $100^\circ\text{E}$ ,  $110^\circ\text{E}$  and  $75^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ\text{E}$ ). The measure of zDA are hPa, this index is calculated for all months of the year.

The zDA index indirectly determines the baric gradient over the central part of the Arctic by adjusting the drift of sea ice along the route of Transpolar Drift. From November to February it correlates positively with the sea ice extent of the Proper Arctic (see Table Z.2.5) in the remaining months negatively, the strongest relationship (statistically significant) is observed in August. The analysis showed that the algebraic sum of zDA indexes from March to August (included), which is marked as  $zDA_{03-08}$ , have the strongest correlation with sea ice extent. This sum is then standardized with reference to the average of the three decades 1981-2010, becoming dimensionless form.

The course of this index in the period 1979-2013 is presented in Figure Z.2.2. and the distribution of correlation coefficients of monthly sea ice extent in the entire Arctic and its two parts is illustrated in Table Z.2.6. The  $zDA_{03-08}$  index is correlated negatively with sea ice extent in all the months and in all sea areas. This index shows strongest and statistically significant correlations with monthly sea ice extent in the entire Arctic in August, September and October, so in the months when the ice is dispersed, which enables its faster drift. The  $zDA_{03-08}$  correlates significantly with the sea ice extent in the Proper Arctic from June to October and in the American Arctic only in August. A significant positive trend is observed in the course of  $zDA_{03-08}$  index and to 1998 frequent occurrence of values above 0.5 is noted. The sharp decrease in sea ice extent in the Arctic, which occurred in 2007, was associated with an extremely high value of  $zDA_{03-08}$  index, equal to 2.21.

Fram Strait Dipole ( $D_{CF}$ ) is an index characterizing the nature of the atmospheric circulation over the region of the outflow of sea ice and the Arctic Surface Waters along the northern part of the eastern coast of Greenland. This index is calculated in a different way than it was done by, e.g. Tsukiernik et al. (2010) and Smedsrud et al. (2011). It is the simple difference between the averaged SLP from grids  $20^\circ\text{W}$ ;  $80^\circ\text{N}$  and  $75^\circ\text{N}$  and similarly averaged monthly values of the SLP from grids  $10^\circ\text{E}$ ,  $80^\circ\text{N}$  and  $75^\circ\text{N}$ . A very strong seasonal rhythm is marked in the course of  $D_{CF}$  index corresponding to the rhythm of changes in export of ice to the south through the Fram Strait.

The course of the annual value of the  $D_{CF}$  is presented in Figure Z.2.5. Monthly  $D_{CF}$  values correlate very highly ( $0.80$ ,  $p \ll 0.001$ ) with monthly values of exports of ice on the profile  $79^\circ\text{N}$ , as measured by Arctic Regional Ocean Observing System, Nansen Environmental & Remote Sensing Center (2004-2011).  $D_{CF}$  correlations with monthly sea ice extent in the Arctic and its parts show the presence of very strong correlations which are discontinuous and scattered in different months of the year. A clear

picture of correlations is obtained if algebraic sums of the values of  $D_{CF}$  index from March to August (included) are calculated and then normalized relative to the average of the years 1981-2010, just as it was done in the case of  $zDA_{03-08}$  index. Such index is marked as a  $D_{CF03-08}$ . The course of  $D_{CF03-08}$  index in the period 1979-2013 is presented in Figure Z.2.6 and its values from the years 1949 to 2014 are summarized in Table Z.2.9. The  $D_{CF03-08}$  index has a strong and significant correlation with the sea ice extent through all the months of the year in the waters of the Proper Arctic and in the entire Arctic. In the American Arctic it is significantly correlated with changes in the sea ice extent in the period from June to September and in November. Maximum strength of the correlation is noted in September (see Table Z.2.7).

Analysis of the common simultaneous action of both indexes showed that the strength of their activity varies regionally. Therefore we created a new synthetic variable characterizing the cumulative effect of changes in SLP  $zDA_{03-08}$  and  $D_{CF03-08}$  described by the symbol D. It is the weighted value of both indexes:  $D = 0.3 \cdot zDA_{03-08} + 0.7 \cdot D_{CF03-08}$ .

The D index is strongly correlated with monthly and annual changes in the Proper Arctic and the entire Arctic, less correlated for four months with the changes in the sea ice extent in the American Arctic (Table Z.2.8). All correlation coefficients, regardless of their importance, have a negative sign which means that the higher the D index, the smaller the sea ice extent becomes. In the entire Arctic variability of the D variable explains 44.3% of the variance of annual sea ice extent and respectively 33.2 and 53.5% of the variance of sea ice extent in March and September.

The D index is also strongly correlated with monthly and annual volume of sea ice in the northern hemisphere (from 45 to 90°N; data set PIOMAS: Monthly Ice Volume Data, v.2.1, Zhang and Rothrock 2003, Schweiger et al. 2011). In all the months of the year coefficients of correlation between the volume of sea ice and the D index are highly statistically significant (minimum in January,  $r = -0.62$ ,  $r$  maximum =  $-0.71$  in August, September and October) and the correlation between D and annual volume of sea ice is equal to  $-0.70$ . Thus the D index can be taken as one of the steering variables in the model describing the changes in the sea ice extent in the Arctic. Summary of D index values in the years 1949-2014 is included in Table Z.2.9.

**Key words:** Arctic, sea ice, ice extent changes, steering variables, model, thermohaline circulation, atmospheric circulation.

*Translated by Maria Łozińska*