

**ZMIANY POKRYWY LODÓW MORSKICH ARKTYKI  
NA PRZEŁOMIE XX I XXI WIEKU  
I ICH ZWIĄZEK Z CYRKULACJĄ ATMOSFERYCZNĄ**

CHANGES IN THE SEA ICE COVER IN THE ARCTIC AT THE TURN OF THE 20<sup>TH</sup> AND 21<sup>ST</sup>  
CENTURIES AND THEIR CORRELATION WITH THE ATMOSPHERIC CIRCULATION

Andrzej A. Marsz

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

**Zarys treści.** W pracy dokonano analizy wpływu cyrkulacji atmosferycznej na obserwowane w ostatnich latach XX i pierwszych latach XXI wieku zmiany powierzchni lodów morskich w Arktyce oraz zmian temperatury powietrza w sektorze wschodniosyberyjskim i pacyficznym Arktyki. Wprowadzono nowy wskaźnik charakteryzujący cyrkulację atmosferyczną w basenie Morza Arktycznego – zmodyfikowany dipol arktyczny (zDA), będący miesięczną różnicą ciśnienia między rejonem Morza Beauforta a rejonem Tajmyru. Występowanie dodatnich faz zDA porządkuje i przyspiesza dryf lodów z mórz Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego i zachodniej części Morza Beauforta oraz centralnych części Morza Arktycznego w kierunku Cieśniny Frama. Po roku 1999 gwałtownie wzrosła częstość występowania ekstremalnie dodatnich faz zDA, wydłużył się również czas ich występowania. W latach 1979-2007 zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej opisanej przez zDA objaśniają ~42% zmienności rocznej powierzchni lodów w Arktyce i 46% zmienności powierzchni zlodzonej we wrześniu, czyli miesiącu, w którym zaznacza się minimum rozwoju lodów morskich. We wschodnich sektorach Arktyki działanie zDA pociąga za sobą wzrost częstości i intensywności adwekcji z południa, co powoduje również wzrost temperatury powietrza. Oszacowano, że gwałtowny wzrost wartości zDA, jaki nastąpił w roku 2007 wymusił, wraz ze zmniejszeniem się powierzchni lodów morskich, wzrost temperatury powietrza na stacjach wybrzeża Morza Czukockiego o ~1.3°C, na Morzu Beauforta o ~1.5°C. Taki stan wskazuje, że obecnie obserwowany gwałtowny spadek powierzchni lodów morskich w Arktyce nie stanowi rezultatu działania efektu cieplarnianego, lecz wzrost temperatury powietrza i spadek powierzchni lodów stanowi rezultat zachodzących zmian w cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką.

**Słowa kluczowe:** Arktyka, cyrkulacja atmosferyczna, dipol arktyczny, lody morskie, dryf lodów, temperatura powietrza.

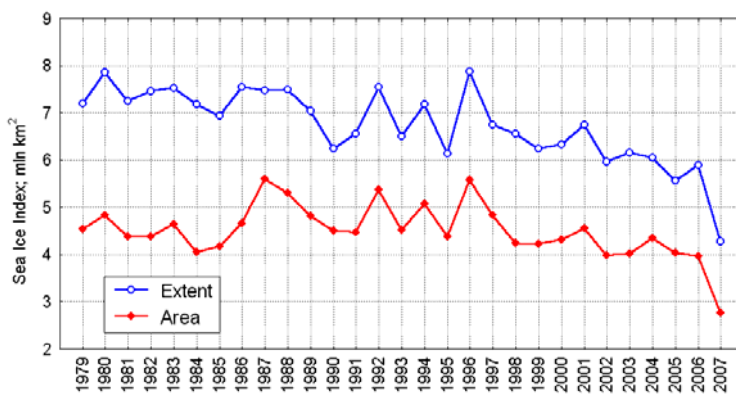
## 1. Tło

Ostatnie kilkanaście lat zaznaczyło się w Arktyce gwałtownym zmniejszaniem się powierzchni i grubości pokrywy lodów morskich. Przebieg wskaźnika lodów morskich (Sea Ice Index<sup>1</sup>; Fetterer i in.

---

<sup>1</sup> Wskaźnik ten podaje sumaryczną średnią miesięczną powierzchnię zasięgu lodów morskich („Extent”) oraz powierzchnię lodów morskich („Area”). Wartość „Extent” określa powierzchnię zlodzoną (mln km<sup>2</sup>), czyli pokrytą

2002, dalej skrót SII) wskazuje, że do roku 1996 w Arktyce nie obserwowano istotnych statystycznie trendów w miesiącu minimalnego rozwoju lodów (wrzesień). Po roku 1996 zaznaczył się gwałtowny spadek powierzchni lodów w minimum rozwoju; mimo przeplatania się wzrostów i spadków powierzchni lodów we wrześniu, kolejne spadki systematycznie były większe od poprzedzających je wzrostów (patrz ryc. 1). O ile średnia powierzchnia zlodzona (*extent*) w całej Arktyce we wrześniu w latach 1979-1996 nieznacznie przekraczała 7 mln km<sup>2</sup> (7.16 mln km<sup>2</sup>,  $\sigma_n = 0.51$ ), to we wrześniu 2002 r. spadła do nie notowanej wcześniej wartości – 5.96 mln km<sup>2</sup>, a powierzchnia lodów (*area*) do 3.98 mln km<sup>2</sup> (Serreze i in. 2003). Następne lata przynosiły kolejne rekordy spadków powierzchni zlodzonej i powierzchni lodów – jeśli nie w wartościach bezwzględnych, to w umacnianiu się i wzroście wartości ujemnego trendu (Stroeve i in. 2005). Miniony rok 2007 przyniósł kolejny rekord – powierzchnia zlodzona we wrześniu wynosiła średnio<sup>2</sup> 4.28 mln. km<sup>2</sup>, a powierzchnia lodów spadła poniżej 3 mln km<sup>2</sup> (2.77 mln. km<sup>2</sup>). Oznacza to zmniejszenie się powierzchni zlodzonej (*extent*) w Arktyce o około 40%, a powierzchni lodów (*area*) niemal o 42% w stosunku do średniej z lat 1979-1996.



Ryc. 1. Przebieg wartości wskaźnika lodów morskich (Sea Ice Index) we wrześniu – miesiącu minimum rozwoju pokrywy lodowej w Arktyce. Extent – powierzchnia zlodzona, czyli pokryta lodami o koncentracji od 100 do nie mniej niż 15%, Area – powierzchnia lodów netto (sprowadzona do koncentracji 100%)

Fig. 1. The course of values of Sea Ice Index in September – the month marked with the minimum sea ice cover in the Arctic. Extent – the area of sea ice cover, i.e. area covered with ice of concentration from 100 to not less than 15%, Area – the net area covered with ice (ice concentration treated as 100%)

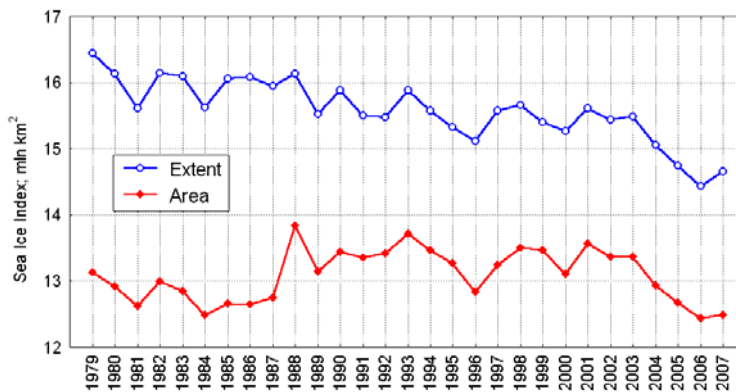
Początkowo, do roku 2001, powierzchnia zlodzenia (*extent*) i powierzchnia lodów morskich (*area*) w Arktyce w okresie maksymalnego rozwoju (marzec) nie wykazywała podobnych oznak zmian. Powierzchnia zlodzona wykazywała co prawda od początku obserwacji satelitarnych słaby i nieistotny trend ujemny, jednak powierzchnia lodów wykazywała do 2001 roku równie słaby i nieistotny trend

---

przez lód o koncentracji (zwarciu) od 100 do nie mniejszej niż 15%. Wartość „Area” określa powierzchnię lodów netto; za pomocą odpowiednich algorytmów sprowadza się lód morski w granicach zasięgu lodów do 100% koncentracji i podaje tę powierzchnię (mln km<sup>2</sup>). Wartość „Area” (A) jest mniejsza od wartości „Extent” (E). Stosunek E/A określa średnią koncentrację lodów. Szeregi SII rozpoczynają się od listopada 1978 roku. Źródło danych: <ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>.

<sup>2</sup> Powierzchnia zlodzona (extent) 13-14 września 2007 roku – 4.12 mln km<sup>2</sup>.

dotadni. Po roku 2001 (patrz ryc. 2) rozpoczął się wyraźny spadek powierzchni lodów i powierzchni zlodzonej również w czasie największego zasięgu lodów (Comiso 2002, 2006; Nghiem i in. 2007), co w rezultacie dało istotny statystycznie trend ujemny zarówno rocznej powierzchni zlodzenia, jak i rocznej powierzchni lodów<sup>3</sup>. Taka sytuacja spowodowała, że już w 2005 roku Lindsay i Zhang postawili problem – czy lody morskie Arktyki przekroczyły już „punkt bez powrotu” – czyli stan, po osiągnięciu którego dalsze pełne odtwarzanie się pokrywy lodowej nie będzie możliwe. Wcześniejsze badania modelowe wskazywały, że zanik lodów arktycznych nastąpi do końca XXI wieku, nowsze modele (np. ostatnio Holland i in. 2006), w których uwzględniono sprzężenia zwrotne między powierzchnią lodów i wody, a absorpcją promieniowania krótkofalowego, wskazują, że do zaniku lodów w Arktyce dojdzie około roku 2040. Jednak po lecie 2007 roku wielu badaczy gwałtownie zaczęło rewidować swoje oceny tempa zmniejszania się powierzchni lodów w Arktyce, niektórzy z nich stwierdzają, że trwała pokrywa lodów morskich w Arktyce zniknie ostatecznie w ciągu najbliższych kilku-kilkunastu lat (np. według W. Masłowskiego około 2013 roku; wywiad dla BBC News, San Francisco, 12.12.2007).

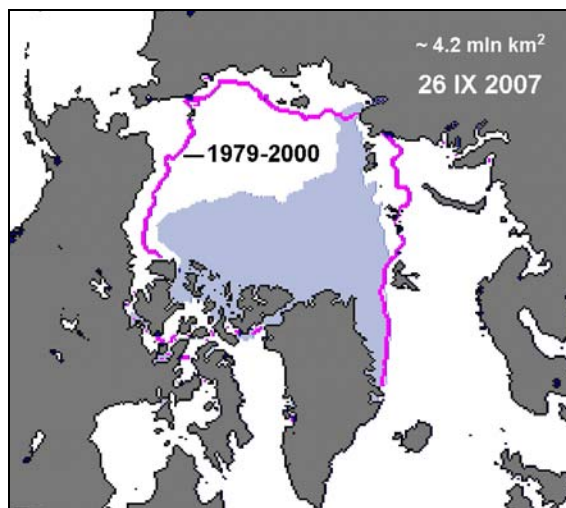


Ryc. 2. Przebieg rocznych wartości wskaźnika lodów morskich (Sea Ice Index) w Arktyce. Oznaczenia – patrz ryc. 1

Fig. 2. The course of Sea Ice Index in the Arctic. Notations – see Fig.1

Cechą charakterystyczną gwałtownego zmniejszania się powierzchni zlodzonej (*extent*) oraz powierzchni lodów (*area*) w ostatnich latach jest przeniesienie się głównego obszaru zmian z sektora atlantyckiego, na względnie stabilny pod tym względem do końcowych lat 90. XX wieku obszar sektora pacyficznego i wschodniosyberyjskiego Arktyki. W latach 2002-2004 największe redukcje powierzchni zlodzonej w czasie minimum rozwoju powłoki lodowej zachodziły na morzach Beauforta, Czukockim i Wschodniosyberyjskim. W latach 2005-2006 zasięg powierzchni zlodzonej na Morzu Beauforta powrócił do normy wieloletniej, gwałtowna redukcja zasięgu lodów nastąpiła na morzach Czukockim, Wschodniosyberyjskim i Łaptiewych. W roku 2007 nastąpiło gwałtowne cofnięcie zasięgu lodów na zachodniej części Morza Beauforta, morzach Czukockim, Wschodniosyberyjskim i Morzu Łaptiewych

<sup>3</sup> W okresie 1997-2007 roczny trend powierzchni zlodzonej (*extent*) jest równy  $-0.115(\pm 0.014)$ , a powierzchni lodów (*area*)  $-0.105(\pm 0.016)$  mln km<sup>2</sup> rok<sup>-1</sup>; oba trendy są wysoce istotne;  $p \ll 0.001$ .



Ryc. 3. Zasięg lodów morskich w Arktyce w dniu 25-26 września 2007 roku na tle średniego wieloletniego (1979-2000) zasięgu we wrześniu. Mapa według National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado

Fig. 3. The sea ice extent in the Arctic on 25-26 September 2007 when compared to mean many-year ice extent (1979-2000) in September. The map based on National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado

(za wyjątkiem jego najdalej na W wysuniętych części; patrz ryc. 3). 9 września 2007 roku w sektorze między 150°E a 180° granica rozrzedzonych lodów (extent) lokowała się na szerokości 84.3 – 84.6°N, a granica zwartych ( $\geq 7$ ) lodów na szerokości 85.4 – 85.5°N, czyli zaledwie 270-276 Mm (~500 km) od bieguna północnego.

## 2. Sformułowanie zagadnienia

Zdecydowana większość badaczy, zwłaszcza klimatolodzy, traktuje zachodzące zmiany pokrywy lodowej w Arktyce jako prosty skutek globalnego ocieplenia, będącego rezultatem efektu cieplarnianego. Schemat myślowy jest tu następujący – wzrost zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze generuje wzrost temperatury, rosnąca temperatura powietrza przyspiesza topnienie lodów, pokrywa lodowa zanika wcześniej, wydłużony czas akumulacji ciepła słonecznego w wodach skutkuje wzrostem w nich zasobów ciepła, co opóźnia tworzenie się lodów. W następnym roku lody są cieńsze, w warunkach dalszego wzrostu temperatury powietrza topnieją szybciej, okres bezlodowy ulega wydłużeniu, rośnie powierzchnia wód wolnych od lodów, wzrasta zasób ciepła w wodach. Pojawia się dodatnie sprzężenie zwrotne, opisane po raz pierwszy badające przez C.E.P. Brooksa (1926), jeszcze bardziej przyspieszające proces topnienia lodów.

Zmiany pokrywy lodowej traktowane są w tym przypadku jako prosta funkcja zmian temperatury powietrza, wymuszanej przez zmiany bilansu radiacyjnego. Lemke i współautorzy (2000) na podstawie opracowanego modelu szacują, że wzrost dopływu radiacji o 1 W/m<sup>2</sup> pociąga za sobą zmniejszenie się grubości lodu i wzrost jego eksportu o 2%. W ten sposób gwałtowna regresja powierzchni lodów arktycznych staje się jednym z argumentów mającym wskazywać na wzrost zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze, jako głównej przyczyny obserwowanych obecnie zmian klimatycznych.

Nie negując słuszności samego mechanizmu dodatniego sprzężenia zwrotnego między powierzchnią lodów a temperaturą powietrza, zawartego w teorii Brooksa, trzeba tu jednak zwrócić uwagę na fakt, że zmiany arktycznej pokrywy lodowej nie stanowią prostej funkcji zmian temperatury powietrza czy dopływu radiacji. Oprócz czynników radiacyjno-termicznych na kształtowanie zmian pokrywy lodów morskich wywierają również wpływ czynniki dynamiczne – dryf lodów wymuszany przez charakter cyrkulacji atmosferycznej oraz dostępne dla wymiany z atmosferą zasoby ciepła w wodach. Te ostatnie stanowią nie tylko efekt dopływu radiacji do powierzchni oceanu, ale również efekt adwekcji (przenosu prądowego; cyrkulacji oceanicznej) oraz stratyfikacji termohalicznej wód.

Próby objaśnienia zmniejszania się powierzchni lodów i ich zasięgu w Arktyce wskazują na decydujące znaczenie w tym względzie zwiększonego dopływu ciepła wraz z wodami atlantyckimi. Bezpośrednie tego efekty obserwuje się od dłuższego czasu w sektorze atlantyckim Arktyki (morza Grenlandzkie, Barentsa, Karskie). Pośrednie, znacznie opóźnione, tego efekty obserwuje się również na wodach sektora syberyjskiego i pacyficznego Arktyki. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest stopniowe rozprzestrzenianie się w obrębie warstwy Arktycznych Wód Pośrednich (APW) ciepła wnoszonego przez zwiększony napływ wód atlantyckich (Zhang i in. 1998, Polyakov i in. 2004, Styszyńska 2005, 2007), przy jednoczesnej redukcji miąższości warstwy wysłodzonych Arktycznych Wód Powierzchniowych (AWP) lub ich likwidacji (Steele i Boyd 1998, Johnson i Polyakov 2001, Marsz 2007a). Usunięcie warstwy AWP znad Arktycznych Wód Pośrednich likwiduje haloklinę (piknoklinę), której istnienie uniemożliwia wymianę ciepła między oceanem i atmosferą oraz proteguje procesy tworzenia się lodów morskich. Dla usunięcia Arktycznych Wód Powierzchniowych ze wschodnich części basenu Morza Arktycznego niezbędne jest działanie cyrkulacji atmosferycznej o takim charakterze, która wyprowadzi wysłodzone AWP znad szelfów do centralnej części basenu Morza Arktycznego.

Inną, komplementarną przyczyną, na którą wskazują Nghiem i in. (2007) jest działanie czynnika dynamicznego – przyspieszenie dryfu lodów wraz z Prądem Transarktycznym i wzrost eksportu lodów z Arktyki, głównie przez Cieśninę Framą, na północny Atlantyk (Morze Grenlandzkie). Tam na swoje topnienie lody arktyczne zużywają zasoby ciepła wód atlantyckich, w dużej części przyniesione przez cyrkulację oceaniczną z niższych szerokości.

Maslowski i in. (2000) wykazują, że dla zmiany reżimu lodowego Arktyki wystarczająca może być zmiana cyrkulacji atmosferycznej, choć wątpliwe (Marsz 2007a) wydaje się założenie, że zmianę reżimu lodowego wymusić może wyłącznie działanie Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO; Hurrell 1995) lub Oscylacji Arktycznej (AO; Thompson i Wallace 1998). Według Maslowskiego i in. (2000) zwiększony udział cyrkulacji typu cyklonalnego nad Arktyką szczególnie silne efekty powinien dać na szelfach rosyjskiego sektora Arktyki.

Prezentowana praca przedstawia wyniki analiz, których celem było wyjaśnienie kwestii w jakim stopniu za ostatnie zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki odpowiadać może cyrkulacja atmosferyczna, w jakim zaś zmiany temperatury powietrza. Ponieważ zachodzące w ostatnich latach największe zmiany powierzchni lodów lokują się we wschodniej części Arktyki – w sektorze syberyjskim i pacyficznym, zasadnicze wyniki pracy odnoszą się do tych właśnie akwenów.

Dostępne autorowi aktualne dane o powierzchni lodów morskich w Arktyce<sup>4</sup> charakteryzują się niską rozdzielczością przestrzenną – nie wydzielają one osobno akwenów Morza Wschodniosybe-

---

<sup>4</sup> Zbiory: [gsfc.bootstrap.extent.1978-yyyy.n](http://gsfc.bootstrap.extent.1978-yyyy.n) oraz [gsfc.bootstrap.extent.1987-yyyy.n](http://gsfc.bootstrap.extent.1987-yyyy.n), oraz odpowiadające im zbiory „area”. Źródło: [nsidc.org/data/smmr\\_ssmi\\_ancillary/area\\_extent.html](http://nsidc.org/data/smmr_ssmi_ancillary/area_extent.html)

ryjskiego czy Czukockiego, łącząc wszystkie akweny wewnątrz basenu Morza Arktycznego, łącznie z morzami szelfowymi (bez mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego), w jeden zbiór określany mianem „Oceanu Arktycznego”. Zbiory te zawierają ostatnie dane charakteryzujące rok 2004 lub 2005. Korelacje między wartościami „extent” miesięcy letnich zawartymi w tych zbiorach, a odpowiadającymi im wartościami w zbiorze Sea Ice Index są silne i statystycznie wysoce istotne (sierpień:  $r = 0.78$ ,  $p = 0.000$ ; wrzesień:  $r = 0.91$ ,  $p < 0.000$ ). Ponieważ największe zmiany powierzchni lodów zachodzą w okresie letnim, konkretnie w schyłkowym okresie lata i na przełomie lata i jesieni, uznano, że dla tak ogólnie zarysowanego celu wystarczy analiza zmienności powierzchni lodów opisana w szeregu danych SII, co pozwoli uwzględnić również zmiany zachodzące w ostatnich latach, w tym radykalne zmiany, do których doszło w roku 2007.

### 3. Wyniki

#### 3.1. Działanie czynnika dynamicznego

##### 3.1.1. Dipol Arktyczny

Wielu badaczy wiąże dynamikę lodów w Arktyce z NAO i/lub AO (patrz np. Wang i Ikeda 2000, Rigor i in. 2002, Liu i in. 2004). Wpływ NAO na dynamikę zasięgu lodów morskich jest nie do zakwestionowania w sektorze atlantyckim Arktyki. Zmiany faz NAO znajdują wyraźne odbicie w kształtowaniu się zasięgu lodów na morzach Grenlandzkim i Barentsa oraz w Cieśninie Dawsa i Morzu Labrador (Marsz 2007a). Mechanizm wpływu jest tu jasny i zrozumiały. Jednak bardziej znaczący wpływ NAO lub AO<sup>5</sup> na przemieszczanie się lodów i zmiany ich powierzchni wewnątrz basenu Morza Arktycznego, w tym w sektorze pacyficznym czy wschodniosyberyjskim Arktyki jest co najmniej wątpliwy. O załamaniu się wcześniej występujących związków<sup>6</sup> między zmianami temperatury powietrza i zmianami powierzchni lodów w Arktyce a AO od połowy lat 90. XX wieku, wiadomo od kilku lat (patrz np. Overland i Wang 2005, Graverson 2006, Maslanik i in. 2007). W takiej sytuacji, poszukując ewentualnego czynnika sprawczego zmian powierzchni lodów po stronie cyrkulacji atmosferycznej, należy wyjść poza utarte schematy.

Wu i in. (2006) analizując rozkład ciśnienia atmosferycznego nad Arktyką w okresie zimowym wykazali, że główne elementy zmienności pola ciśnienia w strefie 70-90°N opisują dwa pierwsze wektory empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF). Dla pierwszego wektora EOF charakterystyczny jest układ podwyższonego ciśnienia z centrum w rejonie bieguna północnego, w otoczeniu pasma obniżonego ciśnienia w niższych szerokościach. Taki rozkład ciśnienia, wykazujący wiele wspólnego z Oscylacją Arktyczną (AO), nie wywiera większego wpływu na charakter zmienności dryfu lodów

---

<sup>5</sup> Można powątpiewać w realność istnienia AO i jego oddziaływania na przebieg procesów w Arktyce. Jest to raczej artefakt statystyczny, którego zmiennością steruje NAO, a którego związki z innymi procesami stanowią odbicie wpływu NAO. To NAO będąca realnym procesem, oddziałuje na przebieg procesów, związki z AO stanowią rezultat bardzo silnego skorelowania AO z NAO (patrz Deser 1999). Zmiany ciśnienia w jednym tylko punkcie w Arktyce Atlantycznej (75°N, 15°E) objaśniają 81% rocznej zmienności indeksu AO (Marsz i Styszyńska 2006), który ma być indeksem hemisferycznym (pierwszym wektorem EOF powierzchni geopotencjału 1000 hPa w strefie od 20°N do bieguna północnego).

<sup>6</sup> Zmiany NAO/AO i zmiany temperatury powietrza oraz powierzchni lodów arktycznych w okresie 1978-1995 wykazywały skorelowane trendy. Zgodność trendów tych wielkości stanowiła podstawę tezy, że NAO/AO steruje zmiennością temperatury i lodów w całej Arktyce.

w Arktyce. Drugi wektor EOF tworzy dipol ciśnienia między dwoma ośrodkami – pierwszym lokującym się nad pograniczem mórz Karskiego i Łaptiewów, drugim – nad obszarem Archipelagu Kanadyjskiego i północnej Grenlandii. W przypadku, gdy ciśnienie nad Archipelagem Kanadyjskim jest wyższe, nad pograniczem mórz Karskiego i Łaptiewów – niższe (dodatnia faza dipolu według Wu i in. 2006), głównym szlakiem dryfu lodów morskich w Arktyce staje się tor Prądu Transarktycznego, a prędkość dryfu lodów w tym prądzie ulega wydatnemu przyspieszeniu. Odwrotny rozkład ciśnienia (wzrost ciśnienia nad Tajmyrem, spadek nad Archipelagem Kanadyjskim; ujemna faza dipolu) pociąga za sobą osłabienie Prądu Transarktycznego i aktywizację dryfu lodów w wirze Morza Beauforta, co prowadzi do konwergencji lodów w centralnej i wschodniej części basenu Morza Arktycznego i „przepelniania” go lodami. Dodatnia faza dipolu pociąga za sobą przyspieszony wynos lodów z basenu Morza Arktycznego na Atlantyk i zmniejszanie się w nim udziału lodów wieloletnich, ujemna faza dipolu ogranicza wynoszenie lodów z basenu Morza Arktycznego i prowadzi do wzrostu udziału lodów wieloletnich w ogólnej strukturze wiekowej lodów Arktyki. Wu i in. (2006) określili ten 2 wektor EOF mianem „Dipolu Arktycznego”.

Odnosząc Dipol Arktyczny do wcześniejszej literatury, można stwierdzić, że stanowi on w pewnym stopniu konkretyzację pola ciśnienia dla dwu reżimów pola wiatru i dryfu lodów sformułowanych przez Proshutinskyego i in. (Proshutinsky i Johnson 1997, Proshutinsky i in. 2005). Jednak dosłowne wiązanie „cyklonalnego” pola wiatru i dryfu z dodatnią fazą Dipolu Arktycznego, a „antycyklonalnego” – z ujemną fazą DA nie powinno mieć miejsca.

### 3.1.2. Zmodyfikowany Dipol Arktyczny

Szczegółowa analiza kolejnych miesięcznych map ciśnienia nad Arktyką (1951-2007) oraz obliczenie maksymalnych prędkości dryfu lodów w wirze Morza Beauforta i Prądzie Transarktycznym oraz „odbrzegowego” dryfu lodów na morzach Czukockim i Wschodniosyberyjskim wykazały, że dla uzyskania największej zmienności charakteru i prędkości dryfu lodów jeden z ośrodków ciśnienia Dipola Arktycznego powinien znajdować się w nieco innym położeniu, niż określają to Wu i in. (2006). Ośrodek Tajmyrski pozostaje w położeniu wyznaczonym przez Wu i in. (2006), zaś drugi ośrodek powinien znajdować się bezpośrednio nad Morzem Beauforta, czyli ulec przesunięciu na zachód.

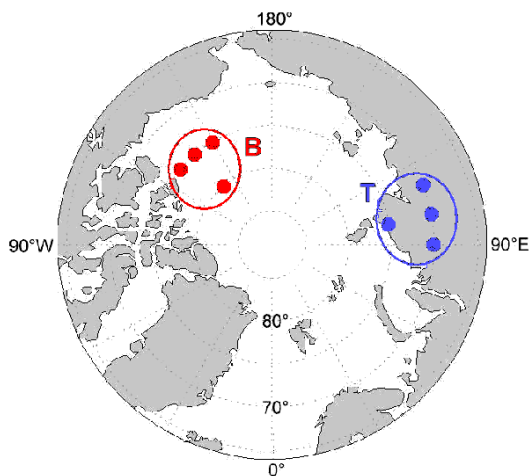
Dla sprawdzenia tej hipotezy zestawiono miesięczne wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) dla 4 punktów gridowych ośrodka tajmyrskiego (72.5°N: 090, 100 i 110°E oraz 75.0°N, 100°E) oraz 4 punktów gridowych ośrodka Morza Beauforta (75.0°N; 130, 140 i 150°W oraz 80°N, 140°W; patrz ryc. 4)<sup>7</sup>. Z wartości tych (okres 01.1949 – 12.2007) obliczono średnie miesięczne ciśnienie dla każdego z ośrodków, następnie różnice między ciśnieniem w ośrodku Morza Beauforta a ośrodkiem tajmyrskim. Tak obliczona różnica jest zgodna ze zwrotem Dipola Arktycznego Wu, Wanga i Walsh (2006), w którym dodatniej wartości różnicy ciśnienia odpowiada dodatnia (pozytywna) faza Dipola Arktycznego i odwrotnie.

Normalną, klimatyczną cechą pola ciśnienia w Arktyce jest występowanie wyższego ciśnienia nad rejonem Morza Beauforta niż nad rejonem Tajmyru, stąd średnia wieloletnia (1961-1990) miesięczna

---

<sup>7</sup> Źródło: NOAA NCEP-NCAR Reanalysis (Kalany i in. 1996); dane: zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure. W odróżnieniu od Wu, Wanga i Walsh (2006), którzy oszacowali szereg czasowy Dipola Arktycznego wyłącznie dla sezonu zimowego rozumianego jako okres od października do marca, autor wziął pod uwagę wszystkie miesiące roku.

wartość różnic ciśnienia między tymi ośrodkami jest dodatnia i równa 3.60 hPa (przy  $\sigma_n = 6.28$ ). Nie można zatem jednoznacznie utożsamiać samej dodatniej różnicy ciśnienia ze znakiem Dipola Arktycznego. Z tego względu wartości miesięcznych różnic ciśnienia między oboma ośrodkami poddano standaryzacji (względem okresu 30-lecia 01.1961 – 12.1990), przyjmując standaryzowaną wartość różnicy ciśnienia jako wartość zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (dalej zDA). Oznacza to, że zerowej wartości zDA odpowiada średnie miesięczne ciśnienie nad Morzem Beauforta wyższe o 3.6 hPa od ciśnienia nad rejonem tajmyrskim, a same wartości zDA charakteryzują „siłę” odchyień od warunków przeciętnych. Obraz rozkładu pola ciśnienia nad Arktyką w skrajnie silnych fazach dodatniej i ujemnej oraz fazy neutralnej zDA przedstawia ryc. 5. Przebieg standaryzowanych wartości tak obliczonego zmodyfikowanego Dipola Arktycznego, wyrównany filtrem<sup>8</sup> T4253H przedstawia ryc. 6.



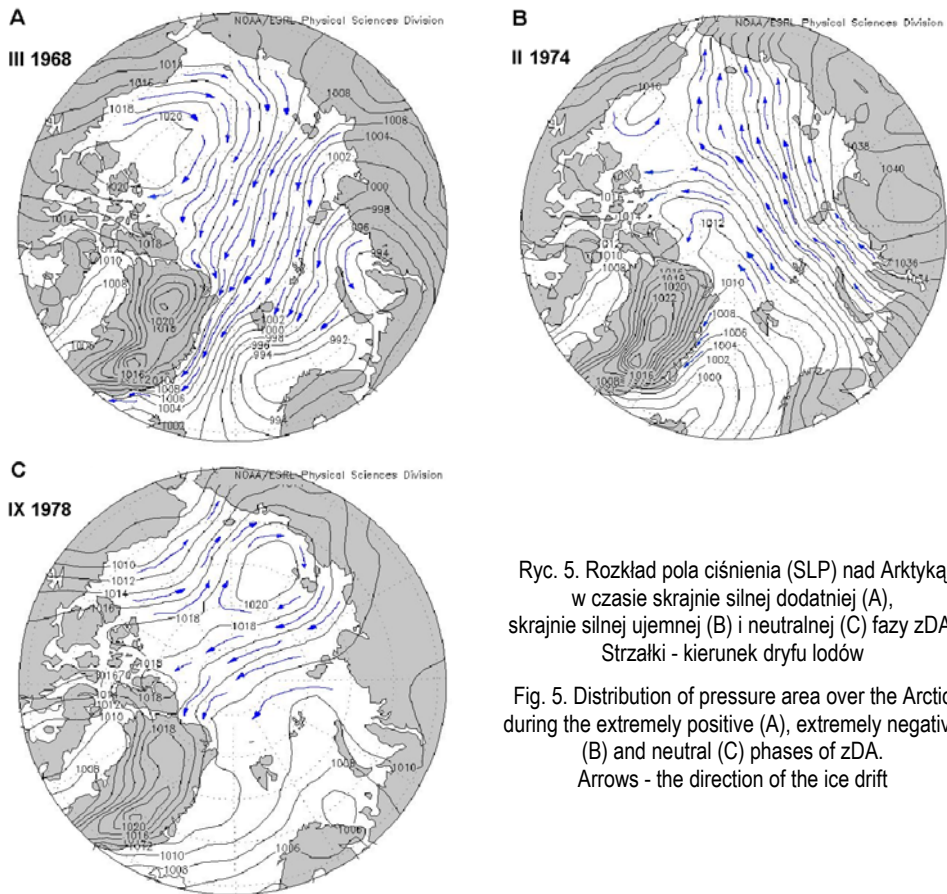
Ryc. 4. Położenie rejonów wyznaczających zmodyfikowany dipol Arktyczny (zDA). Punkty wewnątrz rejonów – gridy, z których miesięczne wartości SLP posłużyły do określenia wartości zDA.  
B – ośrodek Morza Beauforta, T – ośrodek tajmyrski

Fig. 4. The location of regions defining the modified Arctic dipole (zDA). Monthly values of SLP, from points within these regions – grids, were used to define the values of zDA.  
B – Beaufort Sea centre, T – Taymyr centre

Nietrudno zauważyć (ryc. 6), że po roku 1999 częstość występowania silnych dodatnich faz zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (zDA) wyraźnie wzrosła w stosunku do poprzednich okresów. Wystąpienie dodatnich faz zDA można uważać za czynnik sprzyjający usuwaniu lodów z Arktyki, szczególnie jej wschodnich obszarów. Z tego względu, dla wyjaśnienia kwestii przyczyn redukcji powierzchni lodów, analiza przypadków wystąpienia szczególnie silnych faz dodatnich zmodyfikowanego Dipola Arktycznego będzie miała zasadnicze znaczenie.

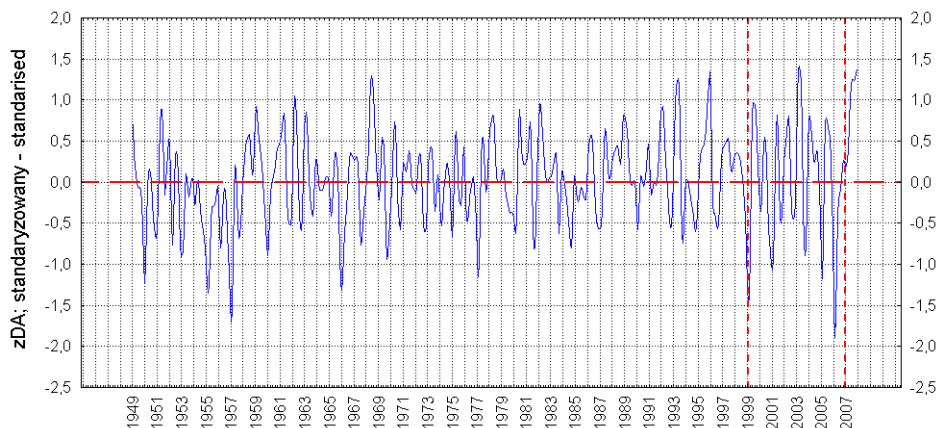
<sup>8</sup> Filtr T4253H oparty jest o dość skomplikowany algorytm wielokrotnej filtracji szeregu czasowego (kilkukrotne wygładzanie przy pomocy średniej/mediany ruchomej); szczegółowy opis procedury filtracji jest omówiony między innymi w Statistica PL dla Windows, t. 3, s. 3330-3331. Wygładzanie szeregów tym filtrem zachowuje charakterystyczne własności szeregu pierwotnego, w tym, w odróżnieniu od wielu innych metod, wygładzania szeregów, nie wprowadza przesunięć fazowych lokalnych minimów i maksimów.





Ryc. 5. Rozkład pola ciśnienia (SLP) nad Arktyką w czasie skrajnie silnej dodatniej (A), skrajnie silnej ujemnej (B) i neutralnej (C) fazy zDA. Strzałki - kierunek dryfu lodów

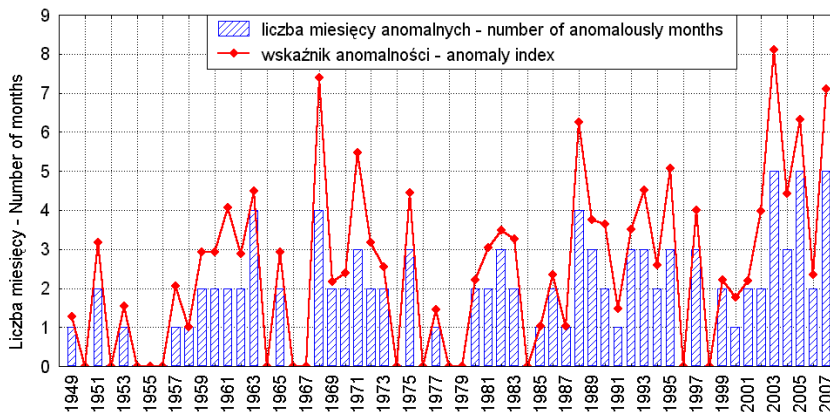
Fig. 5. Distribution of pressure area over the Arctic during the extremely positive (A), extremely negative (B) and neutral (C) phases of zDA. Arrows - the direction of the ice drift



Ryc. 6. Przebieg miesięcznych wartości zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (zDA), wyrównany filtrem T4253H (01.1949 – 12.2007)

Fig. 6. The course of monthly values of modified Arctic Dipole (zDA), adjusted by T4 T4253H (January 1949 – December 2007) filter

Można przyjąć, że za „anomalnie” dodatnie wartości zDA będzie się uważać te przypadki, w których wartość zDA jest  $\geq 1.00$ . Od roku 1949, w którym rozpoczęto analizę, liczba „anomalnie dodatnich” miesięcy w roku trzykrotnie skokowo<sup>9</sup> wzrastała (patrz ryc. 7), co oznacza wzrost aktywności dodatniej fazy zDA. Jeśli za kryterium „skoku” przyjąć zmiany wartości modalnej w częściach szeregu, to pierwszy „skok” nastąpił z końcem lat 50. XX wieku (modalna 2 miesiące), drugi skok z końcem lat 80. XX wieku (modalna 3 miesiące) i trzeci – między rokiem 2001 a 2003, od którego wartością modalną staje się 5 „anomalnie dodatnich” miesięcy w roku. Ponieważ wartość zDA w poszczególnych „anomalnie dodatnich” miesiącach może być różna, dodatkowo zsumowano wartości „anomalnie dodatnich” wskaźników w danym roku (ryc. 7), tworząc wartość dalej roboczo określoną skrótem RD. Również i wartości RD, pośrednio informujące o natężeniu „anomalnie dodatnich” faz zDA wykazują największą intensywność w ostatnim okresie. Tak więc przeprowadzona analiza wykazuje gwałtowny wzrost aktywności „anomalnie dodatnich” faz zDA w pierwszych latach XXI wieku, z dobrym przybliżeniem zgodnym z gwałtownym zmniejszaniem się pokrywy lodowej w sektorze mórz Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego i Beauforta.



Ryc. 7. Liczba miesięcy w roku o „anomalnie dodatnich” wartościach zDA oraz wskaźnik anomalności zDA w danym roku

Fig. 7. Number of months in a year with ‘anomalously positive’ values of zDA and the anomaly index zDA in a given year.

Powierzchnia zlodzona (*extent*), jak i powierzchnia lodów (*area*) w większości miesięcy wykazują statystycznie istotne skorelowanie z liczbą „anomalnie dodatnich” miesięcy w roku oraz rocznym wskaźnikiem „dodatniej anomalności” RD. Najsilniejsze korelacje między tymi wielkościami zachodzą w czerwcu, lipcu, sierpniu i wrześniu, czyli w miesiącach, w których zmiany powierzchni lodowej są największe. Silniejsze korelacje ze wskaźnikiem RD i liczbą „anomalnie dodatnich” miesięcy w roku wykazuje powierzchnia zlodzenia niż powierzchnia lodów. W sierpniu, gdy korelacje stają się najsilniejsze, współczynnik korelacji powierzchni zlodzenia (*extent*) z RD jest równy  $-0.62$  ( $p < 0.001$ ,  $n = 27$ ), powierzchni lodów (*area*)  $-0.48$  ( $p < 0.011$ ). Zmienność rocznej powierzchni zlodzenia koreluje z RD

<sup>9</sup> Oczywiście „skokowość” zmian stanowi w części rezultat tego, że liczba miesięcy stanowi zmienną dyskretną.

na poziomie  $-0.50$  ( $p < 0.008$ ). Taki stan pozwala twierdzić, że związki między częstością występowania i natężeniem „anomalnie dodatnich” faz zDA, a powierzchnią zlodzoną i powierzchnią lodów w Arktyce są statystycznie istotne, co pozwala wiązać gwałtowne zmniejszenie się powierzchni lodów w ostatnich latach z nagłym wzrostem „anomalnie dodatnich” faz zmodyfikowanego Dipola Arktycznego.

### 3.1.3. Związki między zmodyfikowanym Dipolem Arktycznym a powierzchnią lodów w Arktyce

Przeprowadzona analiza korelacji i analiza regresji, w której powierzchnie zlodzona (*extent*) i lodów (*area*) stanowiły zmienne zależne, niestandardyzowane<sup>10</sup> miesięczne wartości różnic ciśnienia między rejonem Morza Beauforta a rejonem tajmyrskim (oznaczane dalej jako DP) zmienne niezależne, wykazały występowanie relatywnie ścisłych, choć niezbyt prostych związków między powierzchnią lodów a wartościami opisującymi natężenie zDA.

Bezpośrednie, synchroniczne związki między parametrami pokrywy lodowej w Arktyce a miesięcznymi wartościami różnic ciśnienia między oboma ośrodkami (DP) są słabe i rzadko kiedy istotne statystycznie. Stają się natomiast silne i wysoce istotne dla dłuższych okresów uśrednienia w ciepłej porze roku<sup>11</sup>, przy czym zawsze trzeba uwzględnić poprzedzającą początek uśrednienia pokrywy lodowej wartość DP. Przykładowo korelacje między uśrednionymi z okresu czerwiec-wrzesień, lipiec-wrzesień oraz miesięcznymi wartościami sierpnia i września powierzchniami pokrywy lodowej (SII), a uśrednionymi z dłuższych okresów wartościami DP kształtują się następująco (patrz tab. 1).

Tabela 1 – Table 1

Wartości współczynników korelacji liniowej ( $r$ ) i ich poziom istotności statystycznej ( $p$ ) między uśrednionymi dla okresu maj-wrzesień i marzec-wrzesień różnicami ciśnienia między rejonem Morza Beauforta a rejonem Tajmyru (DP<sub>05-09</sub> i DP<sub>03-09</sub>) a uśrednionymi dla okresu od czerwca do września i od lipca do września wartościami SII (SII<sub>06-09</sub> i SII<sub>07-09</sub> odpowiednio) oraz dla sierpniowych i wrześniowych wartości SII (SII<sub>08</sub> i SII<sub>09</sub> odpowiednio); okres 1979-2007

Values of coefficients of linear correlation ( $r$ ) and their level of statistical significance ( $p$ ) between mean differences of pressure values between the region of the Beaufort Sea and the region of Tajmyr (DP<sub>05-09</sub> and DP<sub>03-09</sub>) for the period May-September and March-September and the mean values for the period from June to September and July to September SII (SII<sub>06-09</sub> and SII<sub>07-09</sub> respectively) and for August and September values SII (SII<sub>08</sub> and SII<sub>09</sub> respectively); period 1979-2007

Zmienna Variable		SII <sub>06-09</sub>		SII <sub>07-09</sub>		SII <sub>08</sub>		SII <sub>09</sub>	
		extent	area	extent	area	extent	area	extent	area
DP <sub>05-09</sub>	r	-0.6238	-0.5263	-0.6418	-0.5141	-0.6195	-0.5252	-0.6198	-0.4681
	p	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.010
DP <sub>03-09</sub>	r	-0.6589	-0.5930	-0.6719	-0.5932	-0.6799	-0.6225	-0.6730	-0.5313
	p	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003

<sup>10</sup> Czyli „surowe”, wyrażone w hPa. Przebieg miesięcznych różnic ciśnienia wykazuje rytm roczny, przeprowadzenie standaryzacji odrębnie dla każdego z miesięcy uniemożliwi tworzenie równoważnych średnich z dwu lub więcej miesięcy.

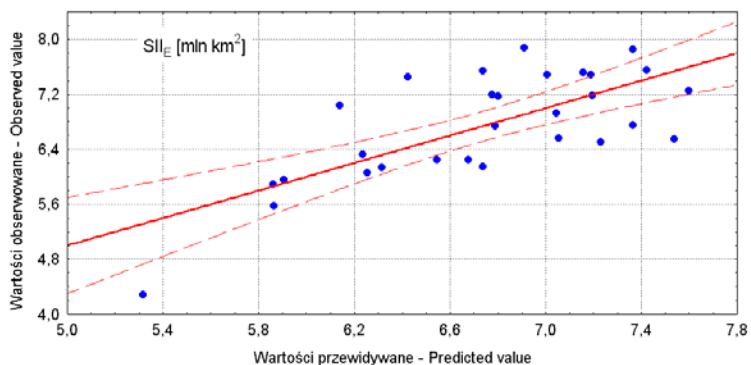
<sup>11</sup> W chłodnej porze roku (od listopada-grudnia do kwietnia-maja) morza wschodniej części Arktyki zamarzają do linii brzegowej, w związku z czym ani powierzchnia lodów (*area*), ani powierzchnia zlodzona (*extent*) nie wykazują zmienności.

Takiego rodzaju opóźnienia reakcji powierzchni lodów względem charakteru cyrkulacji atmosferycznej, jak można sądzić, stanowią efekt inercji pokrywy lodowej, której parametry ruchu stabilizują się z dużym opóźnieniem w stosunku do wymuszającego działania wiatru. Znamienne jest, że z dwóch wymienianych parametrów pokrywy lodowej zdecydowanie lepiej ze zmiennością DP powiązana jest zmienność parametru „Extent” niż „Area” (patrz tabela 1). Powierzchnia zlodzenia (*extent*) jest wartością obserwowaną, rzeczywistość reagującą na zmiany kierunków i prędkości wiatrów oraz prądów, powierzchnia lodów (*area*) jest wartością obliczaną. Przepuszczalnie ten czynnik stanowi o zaznaczających się różnicach.

Analiza regresji ujawnia, że dla prawidłowego ustalenia związku między powierzchnią lodów a miesięcznymi wartościami DP wymagana jest w zmiennych niezależnych przynajmniej jedna zmienna pochodząca z okresu zimowego. Najczęściej istotną rolę odgrywa tu wartość DP z marca, czyli miesiąca największego rozwoju pokrywy lodowej. Przykładowo, dla średniej powierzchni zlodzenia z września ( $SII_{E09}$ , mln km<sup>2</sup>) model przybiera postać:

$$SII_{E09} = 7.020(\pm 0.130) - 0.086(\pm 0.021) \cdot DP_{08} - 0.053(\pm 0.018) \cdot DP_{09} - 0.036(\pm 0.016) \cdot DP_{03}. \quad [1]$$

W modelu tym zmienność  $DP_{08}$  objaśnia 22.6, zmienna  $DP_{09}$  – 18.8, a zmienna  $DP_{03}$  – 10.3% wariancji zmiennej zależnej. Samo równanie [1] jest wysoce istotne statystycznie ( $R = 0.72$ ,  $F(3,25) = 8.9$ ,  $p < 0.00035$ , BSE (błąd standardowy estymacji) = 0.59), objaśnia ono łącznie około 46% obserwowanej zmienności średniej powierzchni zlodzenia w miesiącu minimalnego rozwoju powierzchni lodów morskich (patrz ryc. 8).



Ryc. 8. Powierzchnia zlodzona (*extent*) w Arktyce we wrześniu ( $SII_{E09}$ ) jako funkcja miesięcznych wartości Dipola Arktycznego z sierpnia, września i marca. Wartości przewidywane względem obserwowanych (równanie [1])

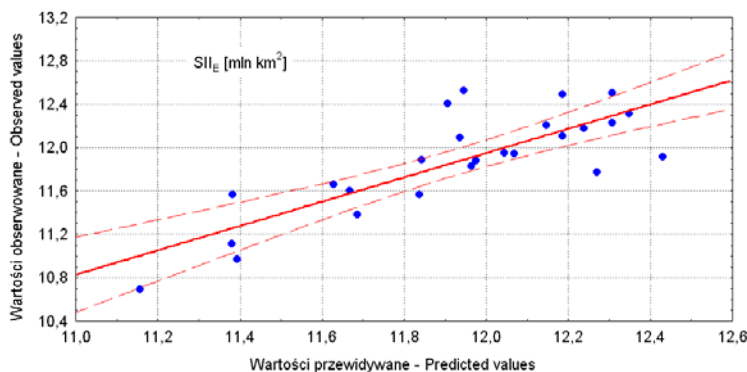
Fig. 8. Sea Ice Index in the Arctic in September ( $SII_{E09}$ ) as a function of monthly values of Arctic Dipole from August, September and March. The values are predicted in relation to the observed ones (equation [1])

Podobny charakter przybierają związki między uśrednionymi dla roku wartościami powierzchni pokrywy lodowej i powierzchni zlodzenia. Związek uśrednionej dla roku kalendarzowego (01-12)

powierzchni zlodzenia ( $SII_{E\text{RK}}$ ; mln km<sup>2</sup>) z charakterem zmienności miesięcznej wartości DP wykazuje, że główną rolę w kształtowaniu jej zmienności odgrywają, tak jak w ciepłej porze roku, wartości DP z września ( $DP_{09}$ ), sierpnia ( $DP_{08}$ ) i marca ( $DP_{03}$ ). Zależność przybiera postać:

$$SII_{E\text{RK}} = 12.100(\pm 0.085) - 0.032(\pm 0.012) \cdot DP_{09} - 0.046(\pm 0.014) \cdot DP_{08} - 0.025(\pm 0.010) \cdot DP_{03}, \quad [2]$$

i objaśnia (adj.  $R^2$ ) około 42% średniej rocznej zmienności powierzchni zlodzonej ( $R = 0.70$ ,  $F(3,23) = 7.3$ ,  $p < 0.00132$ ,  $BSE = 0.370$ ; patrz ryc. 9). Ponieważ niemal cała zmienność średniej rocznej powierzchni zlodzenia w Arktyce wynika ze zmienności w ciepłej porze roku, daleko posunięte podobieństwo obu modeli jest oczywiste.



Ryc. 9. Średnia roczna powierzchnia zlodzona (extent) w Arktyce jako funkcja miesięcznych wartości Dipola Arktycznego z sierpnia, września i marca. Wartości przewidywane względem obserwowanych (równanie [2])

Fig. 9. The mean annual ice extent ( $SII_E$ ) in the Arctic as a function of monthly values of Arctic Dipole from August, September and March. The values are predicted in relation to the observed ones (equation [2])

Ogólnie, analiza regresji wyjaśnia, że zmienność samej cyrkulacji atmosferycznej charakteryzowanej przez zmodyfikowany Dipol Arktyczny (zDA) tłumaczy ponad 40% międzyrocznej zmienności powierzchni pokrywy lodowej Arktyki w badanym okresie (1979-2007). Zarówno znaki współczynników korelacji, jak i współczynników regresji jednoznacznie wskazują, że wraz ze wzrostem wartości DP (a więc i zDA) zmniejsza się powierzchnia pokrywy lodowej, zarówno średniej rocznej, jak i w ciepłej porze roku.

Zaznaczanie się związku powierzchni zlodzenia (*extent*) i powierzchni lodów (*area*) w okresie ciepłym z wartością DA w marcu wskazuje, że w momencie największego rozwoju pokrywy lodowej cyrkulacja atmosferyczna musi „przygotować” pokrywę lodową (wprawić ją w ruch w odpowiednim kierunku), aby mogło w ciepłej porze roku dojść do odpowiedniego zmniejszenia jej powierzchni. W latach 2002, 2003 i 2005 wystąpiły w marcu bardzo silne dodatnie anomalie zDA (2.32, 2.38 i 1.55 odpowiednio). Stanowi to kolejny przyczynek do wyjaśnienia gwałtownego zmniejszania się powierzchni lodów po roku 2001.

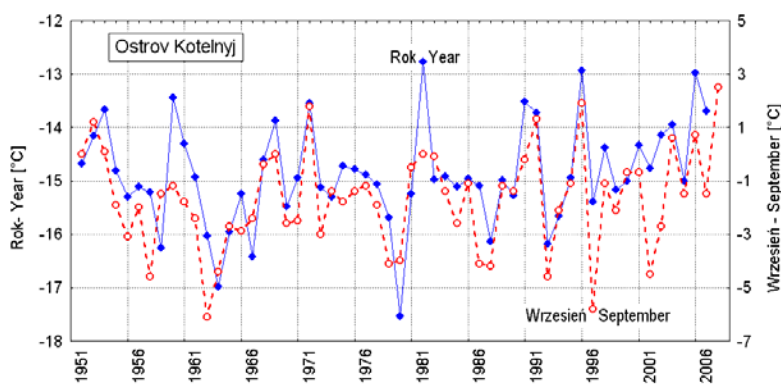
Główny odsetek zmienności pokrywy lodowej Arktyki tłumaczy jednak zmienność jej stanu poprzedniego. Zmiany powierzchni lodów mają charakter autoregresyjny – w danym momencie, oprócz wpływu

działania innych czynników wywierających wpływ na jej rozmiar, uzależniona jest od powierzchni lodów jaka była poprzednio. W modelu, w którym uwzględnia się jako zmienną niezależną powierzchnię lodów lub powierzchnię zlodzenia z miesiąca lub roku poprzedniego, przy dwu lub trzech zmiennych niezależnych charakteryzujących miesięczne wartości DA uzyskuje się około 70% lub większe objaśnienie wariacji wielkości pokrywy lodowej. Na przykład, przy szacowaniu średniej rocznej powierzchni lodów (*area*), zmienność powierzchni lodów z poprzedniego roku objaśnia 51%, zmienność DP<sub>03</sub> – 9.6, DP<sub>09</sub> – 5.7 a DP<sub>02</sub> – 6.7% wariacji. Tak więc w zmienności międzymiesięcznej zaznacza się działanie rocznego cyklu zmienności powierzchni lodowej wynikającego z rocznego dopływu radiacji i przebiegu temperatury powietrza oraz skumulowanego działania cyrkulacji atmosferycznej, w zmienności międzyrocznej – skumulowane działanie cyrkulacji atmosferycznej i wcześniejszych zmian powierzchni lodów.

### 3.2. Działanie czynnika termicznego

#### 3.2.1. Bezpośredni wpływ zmodyfikowanego Dipola Arktycznego na temperaturę powietrza w przypacyficznym sektorze Arktyki

Jednocześnie ze zmniejszaniem się powierzchni lodów, na stacjach położonych na wyspach i bezpośrednio na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego obserwuje się wzrost temperatury powietrza (patrz ryc. 10-12). Choć wzrost temperatury powietrza rozpoczął się na przełomie lat 1976-1978, co można wiązać ze zmianą reżimu cyrkulacyjnego półkuli północnej (Marsz 2007b), to z końcem lat 90. XX wieku wyraźnie przyspieszył.

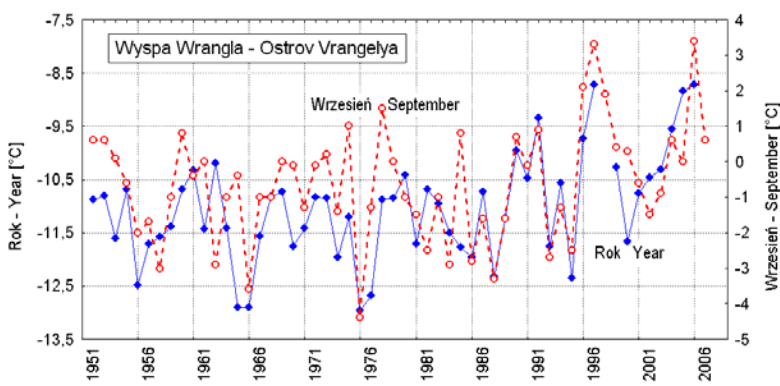


Ryc. 10. Przebieg rocznej i wrześniowej temperatury powietrza [°C] na stacji Ostrov Kotelnjy – pogranicze mórz Łaptiewów i Wschodniosyberyjskiego (1951-2007)

Fig. 10. The course of annual and September temperature [°C] at the Ostrov Kotelnjy station – the bordering region between the Laptev and East Siberian seas (1951-2007)

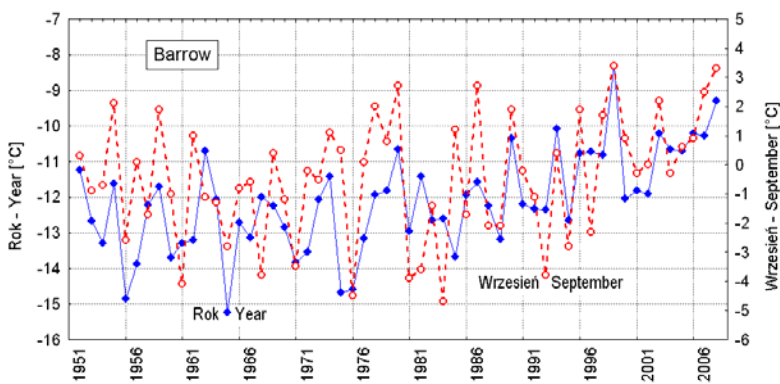
W okresie 1979-2004/7 między temperaturą roczną na stacjach leżących na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego, a średnią roczną powierzchnią lodów w Arktyce występują statystycznie istotne korelacje ujemne. Odwrotna, względna zgodność przebiegu temperatury powietrza

ze zmianami powierzchni lodów na omawianych akwenach wskazuje na występowanie związków między nimi. Stawia to pytanie – czy, i w jakim stopniu, obserwowany wzrost temperatury powietrza stanowi przyczynę redukcji powierzchni lodów na tych akwenach, czy też odwrotnie – wzrost temperatury powietrza stanowi rezultat zmniejszania się powierzchni lodów, lub też powodowany jest przez jeszcze inne przyczyny. Z innych przyczyn, które tu weźmie się pod uwagę będzie działanie czynnika cyrkulacyjnego, czyli zmodyfikowanego Dipola Arktycznego.



Ryc. 11. Przebieg rocznej i wrześniowej temperatury powietrza [°C] na stacji Ostrov Vrangelya – pogranicze mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego (1951-2007)

Fig. 11. The course of annual and September temperature [°C] at the Ostrov Vrangelya station – the bordering region between East Siberian and Chukcha seas (1951-2007)



Ryc. 12. Przebieg rocznej i wrześniowej temperatury powietrza [°C] na stacji Barrow – Alaska, pogranicze mórz Czukockiego i Beauforta (1951-2007)

Fig. 12. The course of annual and September temperature [°C] at the Barrow station – Alaska, the border between the Chukcha and Beaufort seas (1951-2007)

Podstawową kwestią jest zagadnienie bezpośredniego wpływu cyrkulacji sterowanej przez Dipol Arktyczny na zmiany temperatury powietrza. Z występowaniem dodatniej fazy DA w danym miesiącu,



jak na to wskazują mapy pola ciśnienia, powinien być powiązany napływ powietrza z sektora południowego nad omawiane akweny i ich wybrzeża. Taki kierunek adwekcji powinien prowadzić do wzrostu temperatury powietrza. Przeprowadzone analizy dla stacji położonych na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego, Czukockiego i Beauforta oraz w części – Morza Beringa, dla których autor posiada dane (przeważnie do lipca 2007)<sup>12</sup> wykazują istnienie bezpośrednich związków między zDA a temperaturą powietrza.

Na całym wybrzeżu wschodniej Syberii i Alaski, od Wyspy Kotelnyj (Ostrov Kotelnyj) do Barrow zaznaczają się dodatnie korelacje między zDA a temperaturą powietrza w większości miesięcy. Na położonych najdalej na zachód stacjach – Ostrov Kotelnyj i Mys Salaurowa w okresie od listopada do lutego korelacje temperatury powietrza z zDA są ujemne, co można wiązać z możliwością napływu tam wychłodzonego powietrza znad Syberii w czasie dodatnich faz zDA. Dodatkowo korelacje obejmują okres od marca do października. Na pozostałych stacjach, za wyjątkiem pojedynczych, słabych (od -0.18 do -0.07) korelacji w czerwcu i listopadzie (patrz tab. 2) zaznaczają się związki dodatnie. Mocniejsze, istotne statystycznie, związki grupują się w styczniu-lutym (marcu na zachodzie), maju oraz lipcu – sierpniu – wrześniu.

Tabela 2 – Table 2

Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięczną i roczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach wybrzeży wschodniej Syberii i Alaski a miesięcznymi i rocznymi wartościami wskaźnika zmodyfikowanego Dipola Arktycznego. n – minimalna liczba korelowanych par z okresu 1951-2007.

Wartości współczynników istotne na poziomie  $p < 0.05$  pogrubione

Values of coefficients of linear correlation between monthly and annual air temperature at some chosen stations on the coast of the East Siberia and Alaska and monthly and annual values of modified Arctic Dipole index;

n – minimal number of correlated pairs from the period 1951-2007.

Values of coefficients statistically significant with  $p < 0.05$  in bold

Stacja Station	n	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
O.Kot.	54	<b>-0.33</b>	-0.17	<b>0.33</b>	0.23	<b>0.31</b>	<b>0.39</b>	<b>0.46</b>	<b>0.41</b>	0.17	0.27	-0.02	-0.20	0.06
M.Sal.	53	<b>-0.27</b>	-0.21	<b>0.29</b>	0.27	<b>0.33</b>	0.25	0.10	0.15	0.09	<b>0.20</b>	-0.10	-0.16	0.06
B.Amb.	52	0.08	<b>0.31</b>	<b>0.41</b>	<b>0.31</b>	<b>0.35</b>	0.23	0.18	0.22	0.11	<b>0.29</b>	0.10	0.12	0.18
M.Shm.	55	<b>0.27</b>	<b>0.35</b>	0.16	0.18	0.21	-0.13	0.22	<b>0.45</b>	0.26	<b>0.32</b>	0.08	0.11	<b>0.32</b>
O.Vran.	54	<b>0.31</b>	<b>0.40</b>	0.18	0.19	<b>0.34</b>	0.02	<b>0.43</b>	<b>0.62</b>	<b>0.30</b>	<b>0.41</b>	0.15	0.09	<b>0.28</b>
M.Uele.	53	<b>0.28</b>	<b>0.47</b>	0.15	0.16	0.13	-0.15	0.04	<b>0.45</b>	0.24	0.25	-0.07	<b>0.34</b>	<b>0.30</b>
Kotze.	56	<b>0.26</b>	<b>0.42</b>	0.09	0.17	<b>0.29</b>	0.18	<b>0.52</b>	<b>0.44</b>	<b>0.51</b>	0.01	-0.13	<b>0.29</b>	<b>0.34</b>
Barrow	56	0.13	<b>0.46</b>	0.25	0.11	0.22	-0.16	0.10	<b>0.38</b>	<b>0.28</b>	0.02	-0.18	0.19	<b>0.28</b>

O.Kot. – Ostrov Kotelnyj, M.Sal. – Mys Salaurowa, B.Amb. – Bukhta Ambarčik, M.Shm. – Mys Shmidta,

O.Vran. – Ostrov Vrangelya, M.Uele. – Mys Uelen, Kotze. – Kotzebue

Występowanie istotnych statystycznie dodatnich korelacji między zDA a temperaturą powietrza w styczniu czy lutym, czyli okresie kiedy powierzchnia morza jest całkowicie pokryta lodem, dopływ promieniowania krótkofalowego jest tam bliski zera lub zerowy, a temperatura powietrza (luty) osiąga minimum roczne, nie może być interpretowane inaczej, niż jako wynik działania adwekcji. Potwierdza

<sup>12</sup> Analizowano okres od 1951 do 2007. Ze względu na pojedyncze braki danych obserwacyjnych temperatury powietrza, długości szeregów czasowych wynoszą od 52 do 56 lat.



to, że wystąpienie dodatnich faz DA pociąga za sobą adwekcyjny wzrost temperatury powietrza na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego. Inaczej należy traktować korelacje dodatnie występujące w miesiącach cieplej pory roku. Patrząc na sprawę formalnie, to istotne statystycznie związki temperatury powietrza z DA w sierpniu-wrześniu mogą reprodukować, czy też przenosić w czasie, wpływ zmniejszonej przez dynamiczne działanie DA powierzchni lodów na temperaturę powierzchni morza. Byłyby one w takim razie powiązane z działaniem Dipolu Arktycznego, ale ich występowanie nie mogłoby służyć jako bezdyskusyjny argument, przemawiający za adwekcyjnym charakterem wzrostu temperatury powietrza.

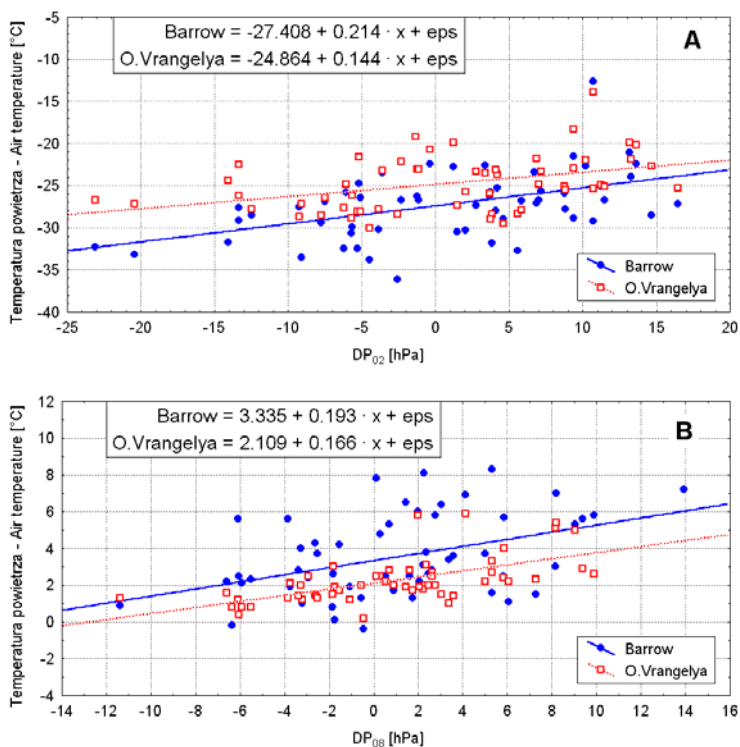
Można sądzić, że zimowe (styczeń-luty) wzrosty temperatury związane z wystąpieniem dodatniej fazy DA w niewielkim stopniu wpływają na późniejszą powierzchnię lodów. Jednak temperatura maja jest istotnie dodatnio powiązana na badanych stacjach z temperaturą września ( $r = 0.34$ ,  $p < 0.012$ ) i października ( $r = 0.36$ ,  $p < 0.008$ ). Sugeruje to, że wystąpienie wzrostów temperatury powietrza w maju w czasie dodatnich faz DP ma związek z przyspieszaniem topnienia lodów, mogąc w ten sposób wpływać na ich późniejszy zasięg (powierzchnię).

W tych miesiącach, w których na stacjach związki są statystycznie istotne, można oszacować wpływ różnic ciśnienia (DP) w Dipolu Arktycznym na zmiany temperatury powietrza. W lutym zmiana różnicy ciśnienia o 1 hPa w zmodyfikowanym Dipolu Arktycznym pociąga za sobą zgodną ze znakiem zmianę temperatury powietrza w Zatoce Ambarčik o  $0.121^{\circ}\text{C}$ , na Przylądku Shmidta o  $0.124^{\circ}\text{C}$ , na Wyspie Wrangla o  $0.144^{\circ}\text{C}$ , na Przylądku Uelen o  $0.253^{\circ}\text{C}$ , w Kotzebue o  $0.262^{\circ}\text{C}$  oraz w Brarrow o  $0.214^{\circ}\text{C}$  (patrz ryc. 13a). W marcu na Wyspie Kotelnyj temperatura zmienia się o  $0.088^{\circ}\text{C}$  przy DP zmieniającym się o 1 hPa, na Przylądku Salaurova o  $0.080^{\circ}\text{C}$ , a w Zatoce Ambarčik o  $0.178^{\circ}\text{C}$ . Zimą wystąpienie dodatnich faz zDA najsilniejszy wpływ na wzrost temperatury wywiera w rejonie Cieśniny Beringa – Morza Czukockiego. Na tym obszarze wystąpienie silnej dodatniej fazy zDA pociąga za sobą wyraźny wzrost temperatury, który jednak w tym okresie nie będzie miał wpływu na zmianę powierzchni lodów, zapisze się natomiast jako przejaw ocieplenia tego obszaru; zarówno sezonowego, jak i w średniej rocznej.

Latem zmiany zDA wywierają najsilniejszy wpływ na zmiany temperatury w rejonie Wyspy Wrangla (Ostrov Vrangelya), gdzie istotne statystycznie związki występują w zwartym 4-miesięcznym okresie od lipca do października, maksimum osiągając w sierpniu ( $+0.62$ ;  $p < 0.000$ ). Zmiana  $DP_{08}$  o 1 hPa pociąga tam za sobą zmianę temperatury sierpnia o  $0.166^{\circ}\text{C}$ . Na Wyspie Kotelnyj (zachodnia część rozpatrywanego obszaru) istotne statystycznie korelacje między temperaturą powietrza a zDA występują w okresie od maja do sierpnia, osiągając maksimum w lipcu ( $+0.46$ ,  $p < 0.000$ ). Tam zmiana DP o 1 hPa pociąga za sobą zgodną ze znakiem zmianę temperatury lipca o  $0.137^{\circ}\text{C}$ . Na stacji Mys Uelen (Cieśnina Beringa) istotne korelacje, poza okresem zimy (12-02) nie tworzą zwartych bloków. Jedyne istotne statystycznie współczynniki korelacji latem występuje w sierpniu ( $r = +0.39$ ,  $p < 0.003$ ), kiedy zmiana  $DP_{08}$  o 1 hPa pociąga za sobą zmianę temperatury powietrza o  $0.115^{\circ}\text{C}$ . W Barrow istotne statystycznie korelacje z DP występują w cieplej porze roku – w sierpniu ( $r = 0.38$ ,  $p < 0.004$ ) i wrześniu. W sierpniu zmiana DP o 1 hPa pociąga za sobą zmianę miesięcznej temperatury powietrza na tej stacji o  $0.193^{\circ}\text{C}$  (patrz ryc. 13b).

Patrząc na mapę pola ciśnienia w ekstremalnym pod względem dodatniej wartości DP okresie od kwietnia do września 2007 roku widać (patrz ryc. 14) nie tylko wykształcone pole ciśnienia Dipolu Arktycznego z wyżem nad Morzem Beauforta i niskim ciśnieniem w rejonie Tajmyru, ale również

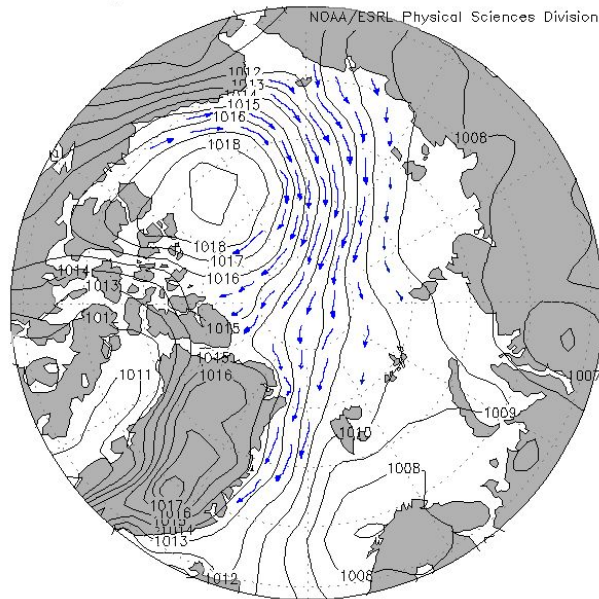
trwający przez ten okres „wrzut” ciepłego powietrza przez wschodnią Syberię nad Morze Wschodniosyberyjskie oraz napływ ciepłego powietrza nad Alaskę i wschodnią część Morza Czukockiego. To ostatnie powietrze pochodzi z szerokości umiarkowanych środkowej, kontynentalnej części Ameryki Północnej.



Ryc. 13. Związek temperatury miesięcznej lutego na stacjach Barrow i Ostrov Vrangelya z wartością DP w lutym (A) oraz temperatury miesięcznej sierpnia na stacjach Barrow i Ostrov Vrangelya z wartością DP w sierpniu (B)

Fig.13. The correlation between monthly temperature in February at Barrow and Ostrov Vrangelya stations with the values DP in February (A) and between monthly temperature in August at Barrow and Ostrov Vrangelya stations with the values DP in August (B)

Tak więc przeprowadzona analiza wskazuje wyraźnie, że ocieplenie obserwowane nad wybrzeżami mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego zawiera również wyraźną składową adwekcyjną, której działanie nad tym obszarem stanowi bezpośredni rezultat funkcjonowania Dipola Arktycznego. W silnych dodatnich fazach DP, jakie występowały po roku 2000, wartości wskaźnika DA w miesiącach cieplej pory roku często przekraczały 1.5 i dochodziły do 2.5, co oznacza, że średnie miesięczne różnice ciśnienia w Dipolu Arktycznym były od 9.5 do ponad 15 hPa większe od średnich. Powinno to skutkować wzrostami temperatury powietrza w tych miesiącach na stacjach od 1-2 do 3°C w stosunku do średnich wieloletnich. W okresach zimowych występujące w czasie silnych dodatnich faz DA wzrosty temperatury były równie silne, jak w okresie lata.



Ryc. 14. Średnie pole ciśnienia na poziomie morza (SLP) z okresu kwiecień - wrzesień 2007 roku w Arktyce. Mapa według NOAA/ESRL (Earth System Research Laboratory). Izobary prowadzone co 1.0 hPa. Skrajnie silna pozytywna faza Dipola Arktycznego. Po wystąpieniu tej fazy, we wrześniu 2007 roku odnotowano najmniejszą powierzchnię zlodzenia w Arktyce (4.28 mln km<sup>2</sup>) w czasie całego okresu obserwacji (1900-2007). Strzałki - kierunek dryfu lodów

Fig. 14. The mean pressure field at the sea level (SLP) from the period April-September 2007 in the Arctic. The map based on NOAA/ESRL (Earth System Research Laboratory). Isobars marked every 1.0 hPa. The extremely positive phase of the Arctic Dipole. After this phase was observed in September 2007, the least sea ice extent was noted in the Arctic (4.28 mln. km<sup>2</sup>) during the entire observation period (1900-2007). Arrows - the direction of the ice drift

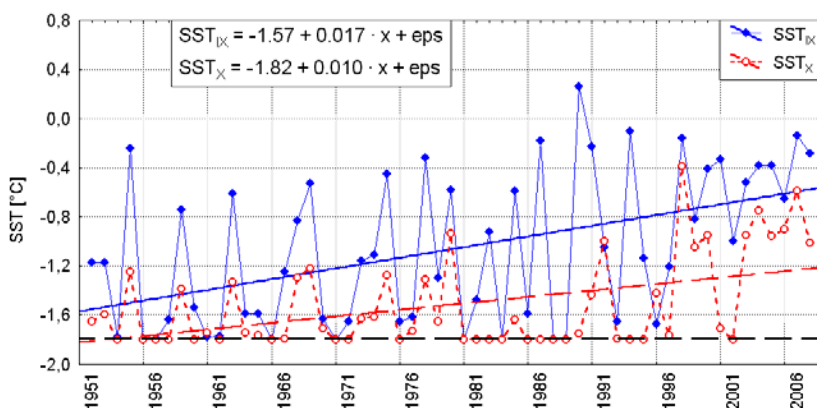
Na stacjach leżących na brzegach Morza Czukockiego związki między roczną wartością różnicy ciśnienia (DP) w Dipolu Arktycznym a temperaturą roczną są istotne. Oszacowane współczynniki regresji temperatury rocznej względem rocznej DP są dla Wyspy Wrangla równe  $0.134(\pm 0.061)^{\circ}\text{C}$ , Przylądka Uelen –  $-0.186(\pm 0.083)^{\circ}\text{C}$  i Barrow –  $-0.227(\pm 0.081)$ . Oznacza to, że w roku 2007, w którym roczna wartość DP osiągnęła wcześniej nie notowaną wartość 9.94 hPa, większą od średniej wieloletniej o 6.44 hPa, wymusiła wzrost rocznej temperatury powietrza od  $0.9^{\circ}\text{C}$  na Wyspie Wrangla do  $1.5^{\circ}\text{C}$  w Barrow w stosunku do wieloletniej średniej rocznej.

### 3.2.2. Pośredni wpływ zmodyfikowanego Dipola Arktycznego na temperaturę powietrza w przypacyficznym sektorze Arktyki

Problem związku temperatury powietrza z powierzchnią lodów w Arktyce, i powierzchni lodów z temperaturą powietrza, jest zagadnieniem o tyle skomplikowanym, że trudno jednoznacznie określić co jest skutkiem, a co przyczyną. Bez odpowiedniego spadku temperatury powietrza nie dojdzie do powstania lodu, co jest truizmem. Dla powstania lodu muszą jednak zostać wyczerpane zasoby ciepła w wodach. Zwiększone zasoby ciepła w wodach opóźniają tworzenie się lodów, umożliwiając tym

samym dłuższe funkcjonowanie strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery, które nie dopuszczają do głębokich spadków temperatury powietrza do momentu utworzenia się pokrywy lodowej o zwarciu 7 i większym. Po utworzeniu się zwartej pokrywy lodowej, lody stają się czynnikiem kształtującym zmiany temperatury powietrza w tym sensie, że „odcinając” strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, pozwalają na radiacyjne wychłodzenie powietrza i wytworzenie się głębokich inwersji, a po końcu nocy polarnej czynnie wpływają na bilans radiacyjny w kierunku dalszego utrzymywania się niskiej temperatury powietrza, ale i podtrzymywania swojego istnienia.

Na rozpatrywanych akwenach, w wyniku znacznego zmniejszenia się zasięgu lodów, a tym samym zwiększenia powierzchni wód wolnych od lodu, dochodziło w ostatnich latach do wzrostu zasobów ciepła w wodach powierzchniowych latem. Świadczy o tym wzrost temperatury powierzchni morza (SST – *sea surface temperature*), zwłaszcza konsekwentny po roku 2000 (patrz ryc. 15). Wzrosty SST zaznaczają się nie tylko w miesiącu, w którym SST w cyklu rocznym osiąga maksimum, ale również w miesiącach, w których dominują już straty ciepła z powierzchni wód (wrzesień, październik). Oznacza to, że zasoby ciepła w wodach wzrosły na tyle, że nawet jeszcze w październiku nie zostają wyczerpane i ciepło z oceanu w tym miesiącu przekazywane jest do atmosfery. Tym samym opóźnione tworzenie się lodów może stanowić przyczynę obserwowanego, zwłaszcza w ostatnich latach, silnego wzrostu temperatury powietrza (patrz ryc. 10-12).



Ryc. 15. Przebieg średniej miesięcznej temperatury powierzchni morza we wrześniu ( $SST_{ix}$ ) i październiku ( $SST_x$ ) w centralnej części Morza Czukockiego (lata 1951-2007; powierzchnia  $2 \times 2^\circ$  z centrum o współrzędnych  $170^\circ W$ ,  $74^\circ N$ ). Dane ze zbioru NOAA NCDC ERSST version 2. Oznaczone linie trendów. Przerywana linia na poziomie  $-1.78^\circ C$  oznacza temperaturę zamarzania wody morskiej o zasoleniu tam występującym

Fig. 15. The course of mean monthly sea surface temperature in September ( $SST_{ix}$ ) and October ( $SST_x$ ) in the central part of the Chukcha Sea (years 1951-2007; the area  $2 \times 2^\circ$  with the centre coordinates  $170^\circ W$ ,  $74^\circ N$ ). Data originating from NOAA NCDC ERSST data set version 2. Trend lines are marked. Dotted line at the level  $-1.78^\circ C$  denotes the freezing temperature of sea water of salinity observed in this region

Analiza zależności między temperaturą roczną a temperaturą poszczególnych miesięcy na stacjach położonych na wybrzeżach i wyspach omawianych akwenów wykazuje, że największy wpływ na zmienność temperatury rocznej wywiera zmienność temperatury powietrza w październiku i wrześ-

niu (1951-2007)<sup>13</sup>, co w zasadniczy sposób różni te stacje od stacji położonych nawet w niewielkiej odległości od linii brzegowej. Temperatura tych właśnie miesięcy w dużym stopniu zależy od opóźnionego tworzenia się lodów. Współczynnik korelacji między średnią temperaturą powietrza z września i października na stacji Ostrov Kotelnij a powierzchnią zlodzoną we wrześniu (SII; *extent*) jest równy  $-0.54$  ( $p < 0.003$ ), na Wyspie Wrangla  $-0.63$  ( $p < 0.000$ ), a w Barrow  $-0.69$  ( $p < 0.000$ ; 1979-2006;  $n = 28$ ). Na wymienionych stacjach podobne, nieco tylko mniejszej siły, korelacje występują między średnią temperaturą okresu wrzesień-październik a powierzchnią zlodzenia w sierpniu ( $-0.54$ ,  $-0.58$  i  $-0.63$  odpowiednio), czy powierzchnią zlodzenia w lipcu ( $-0.44$ ,  $-0.69$  i  $-0.63$  odpowiednio). Dowodzi to, że zmniejszenie się powierzchni zlodzenia w lipcu, sierpniu i wrześniu skutkuje wzrostem temperatury powietrza we wrześniu i październiku. Wzrost temperatury powierzchni morza w październiku na  $74^{\circ}\text{N}$  o  $1^{\circ}\text{C}$  pociąga za sobą wzrost rocznej temperatury powietrza o  $1.3\text{-}1.5^{\circ}\text{C}$  na stacjach położonych na wybrzeżu.

Można więc sądzić, że obserwowany wzrost temperatury na wybrzeżach mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego stanowi również, przynajmniej w części, rezultat zmniejszenia się powierzchni lodów na tych akwenach. Być może, na silny wzrost temperatury powietrza w Barrow dodatkowo wpływ wywiera istniejąca tam bardzo silna miejska wyspa ciepła (Hinkel i in. 2003, Hinkel i Nelson 2007), jednak wokół stacji na wyspach Wrangla i Kotelnij nie ma większych osad ludzkich, a wzrost temperatury powietrza po roku 1978 jest na nich niewiele mniejszy. Z kolei, zmniejszenie się powierzchni lodów na tym akwenie, jak wykazują wcześniej przedstawione wyniki badań, stanowi rezultat działania cyrkulacji atmosferycznej.

#### 4. Dyskusja wyników i wnioski

Przeprowadzone analizy wykazały, że specyficznie wykształcone pole ciśnienia nad Arktyką, określone przez Wu, Wang a i Walsh (2006) mianem Dipolu Arktycznego, a zmodyfikowane dla celów tej pracy przez autora, w swojej dodatniej fazie (patrz ryc. 5 i 14) pociąga za sobą zmniejszenie powierzchni zlodzonej (*extent*) i powierzchni lodów (*area*) w basenie Morza Arktycznego, szczególnie w sektorze pacyficznym i wschodniosyberyjskim. Zmniejszenie powierzchni lodów w okresie ich minimalnego rozwoju, jak również średniej rocznej powierzchni lodów w danym roku jest uzależnione przede wszystkim od wartości zDA jakie wystąpią w marcu, sierpniu i wrześniu (patrz ryc. 8 i 9). Zmiany wartości zDA w innych miesiącach odgrywają mniejszą rolę. Jeśli rozpatrywać zmienność międzyroczną, to zasadnicze znaczenie w kształtowaniu powierzchni lodów i powierzchni zlodzonej, oprócz wartości zDA ma ich stan poprzedni (poprzednich miesięcy, poprzedniego roku).

---

<sup>13</sup> Dla stacji, za wyjątkiem Mys Shmidta, Barrow i Kotzebue, brakuje w szeregach od 2 do 4 wartości temperatury rocznej, ze względu na braki danych średnich miesięcznych w pojedynczych latach (zwłaszcza ostatnich). Minimalna liczba par, dla których przeprowadzono analizy to 52 (Buchta Ambarčik). Zmienność temperatury września objaśnia np. 52% zmienności temperatury rocznej na stacji Ostrov Kotelnij, 55% na stacji Mys Salaurowa, 42% na Wyspie Wrangla (Ostrov Vrangelya), 31% w Buchcie Ambarčik, a października 40% i września 32% na stacji Barrow, oraz października 41% i września 28% na Mysie Shmidta. Na stacjach leżących na brzegach Morza Beringa np. Kotzebue czy Nome) podobnej prawidłowości już się nie obserwuje, podobnie jak na stacjach lądowych.

Fizyczny mechanizm wpływu zmian wartości zDA na ruch lodów jest jasny i prosty<sup>14</sup>. Silne dodatnie fazy zDA tworzą pas zwiększonego gradientu barycznego ciągnącego się niemal prostoliniowo (po kole wielkim) od mórz Czukockiego i Wschodniosyberyjskiego do rejonu Cieśniny Framy. Tej strefie gradientu odpowiada z dobrym przybliżeniem położenie Prądu Transarktycznego, nad którym zachodzi wzmożenie wiatru geostroficznego, prowadzącego powietrze z części pacyficznych Arktyki do atlantyckich (zachodnich). Taki układ pola ciśnienia porządkuje i przyspiesza ruch lodów morskich, kierując je w stronę Cieśniny Framy. Powstałe zimą u wybrzeży mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego, w niektórych latach również Morza Beauforta i/lub Morza Łaptiewów, lody pierwszoroczne w okresie topnienia kierowane są od brzegów w kierunku Prądu Transarktycznego, który wynosi je następnie w kierunku bieguna. Wobec zwiększonej prędkości wiatru ruch lodów jest szybki. W rezultacie działania takiego mechanizmu, przy powtarzających się co rok, dwa lata, silnych dodatnich fazach DA nie ma warunków do przekształcania się na tych akwenach lodów pierwszorocznych do postaci lodów dwu- i wieloletnich, dominują tam lody pierwszoroczne. Taka pokrywa lodowa, mimo jej znacznej grubości, łatwiej ulega zarówno połamaniu i dryfowi, jak i topnieniu.

Warunkiem sprawnego funkcjonowania takiego systemu jest jednak wcześniejsze zmniejszenie się koncentracji lodów wieloletnich w przyatlantyckiej i środkowej części basenu Morza Arktycznego, umożliwiające sprawny transport lodów w kierunku bieguna, a następnie eksport lodów z zachodniej (atlantyckiej) części basenu Morza Arktycznego do Cieśniny Framy i dalej na południe. W innym przypadku, w rezultacie działania dodatniej fazy (faz) zDA dojdzie do „przepełnienia” lodami centralnych części basenu Morza Arktycznego. W następstwie konwergencji wywołanej przez dryf lodów ze wschodniej części Arktyki granica lodów o dużym zwarcie będzie przesuwana się w sektorze pacyficznym Arktyki na południe. Letnie topnienie ograniczy się wtedy do relatywnie wąskiej strefy przybrzeżnej, na obszar której okresowo wkraczać będą tzw. „masywy lodowe”, a więc uzyska się obraz typowy dla cieplej pory roku lat 50. czy 70-80. XX wieku. Tak więc, oprócz dodatniej wartości zDA, już wcześniej (skala 2-3 letnia?), a potem jednocześnie (skala około półroczna), muszą być spełnione odpowiednie warunki po stronie cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Cieśniny Framy, umożliwiające tam „anomalnie” sprawny ruch dużych mas lodów na południe wraz z Prądem Wschodniogrenlandzkim. Od przełomu lat 1976-1978, wraz z przesunięciem się głównego ośrodka niskiego ciśnienia nad Islandię w rejon Lofotów (patrz Hilmer i Jung 2000), rozmiary eksportu lodów przez Cieśninę Framy zaczęły wykazywać wysoką dodatnią korelację z zimowym wskaźnikiem NAO. Na przełomie lat 80. i 90. XX wieku oraz w latach 90. XX wieku natężenie zimowej Oscylacji Północnego Atlantyku osiągnęło nie notowane wcześniej rozmiary. Doprowadziło to do wyprowadzenia ogromnych ilości lodów z zachodniej Arktyki, zmniejszenia koncentracji lodów wieloletnich w basenie Morza Arktycznego i, jak można sądzić, przygotowało grunt pod późniejsze gwałtowne cofanie się zasięgu lodów morskich po roku 2001 we wschodniej, przypacyficznej części Arktyki.

Wystąpienie dodatnich faz zmodyfikowanego Dipolu Arktycznego generuje ocieplenie nad obszarami mórz Wschodniosyberyjskiego i Czukockiego. Ocieplenie to ma dwójaki charakter – stanowi

---

<sup>14</sup> Kierunek dryfu lodów na akwenach o głębokości większej od 25-50 m i z dala od brzegów (wysp) jest zgodny z kierunkiem wiatru geostroficznego, przeciętny współczynnik prędkości ustabilizowanego dryfu lodów o zwartości 7-9 w Arktyce stanowi 0.012-0.013 prędkości wiatru na wysokości ~10 m nad lodem (wodą). Dokładniej prędkość dryfu lodów (Vdl; Mm/dobę) może być opisana formułą:  $Vdl = ((0.46 \cdot Vw) / zl) + 0.5$ ; gdzie Vw – średnia prędkość wiatru (węzły), zl – zwartość lodów (części dziesiąte; skala morska)

zarówno bezpośredni efekt adwekcji mas powietrza z południa, jak również wtórny rezultat redukcji pokrywy lodowej na tych morzach. Ocieplenie to najsilniej zaznacza się w lipcu, sierpniu, wrześniu i październiku, słabiej w innych miesiącach. Na stacjach zachodniej części omawianego obszaru, w rejonie Wysp Nowosyberyjskich (Ostrov Kotelnyj, Mys Salaurova), wzrostowi DP w okresie zimowym (grudzień-luty) towarzyszy spadek temperatury powietrza, dalej na wschód obserwuje się wzrost temperatury powietrza zimą wraz ze wzrostem wskaźnika zDA, nieco jednak słabszy, niż latem. Czy bezpośrednie i pośrednie działanie zDA jest jedynym czynnikiem powodującym wzrost temperatury nad omawianymi akwenami nie jest jasne. Być może działają tu również i inne czynniki, jednak ich działanie nie jest do tej pory zidentyfikowane<sup>15</sup>. Rozpatrując wpływ wzrostu temperatury powietrza na tym obszarze na zachowanie się powierzchni lodów, trzeba zauważyć, że latem współdziała on z dynamicznym działaniem Dipola Arktycznego, prowadząc do wzmocnionego zmniejszenia się pokrywy lodowej.

Przeprowadzone analizy wskazują, że głównej przyczyny gwałtownego zmniejszenia się powierzchni lodów morskich w ostatnich latach, w sektorze pacyficznym i wschodniosyberyjskim basenu Morza Arktycznego, należy dopatrywać się nie w działaniu czynnika termicznego (wzrostu temperatury powietrza), lecz w działaniu cyrkulacji atmosferycznej. Jest ona odpowiedzialna zarówno za gwałtowne zmniejszenie się powierzchni lodów na omawianych akwenach, jak i za następujący w tym samym czasie wzrost temperatury powietrza nad tymi akwenami. Innymi słowy, trudno dopatrywać się w obserwowanych procesach redukcji pokrywy lodowej bezpośrednich skutków (następstw) globalnego ocieplenia, natomiast omawiane procesy wnoszą do globalnego ocieplenia swój liczący się wkład.

Omawiany proces redukcji powierzchni lodów w Arktyce po roku 2000 nie stanowi przejawu nagłej i niespodziewanej zmiany, lecz jest rezultatem długo już przebiegającej, w skali całej Arktyki i jej otoczenia, ewolucji klimatu i dostosowywania się warunków fizyczno-geograficznych do zmian klimatu z jednej strony, a klimatu do zmieniających się warunków fizyczno-geograficznych z drugiej.

## Literatura

- Brooks C.E.P., 1926. *Climate through the Ages. A study of the climatic factors and their variations*. Ernest Benn Limited, London: 407 s.
- Comiso J.C., 2002. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29 (20); 1956, doi: 1029/2002GL015650.
- Comiso J.C., 2006. Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 33; L18504, doi:10.1029/2006GL027341
- Deser C., 1999. On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation". *Geophysical Research Letters*, 27 (6): 779-782.
- Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M., 2002, updated 2007. *Sea ice index*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

---

<sup>15</sup> Mając na uwadze kształtowanie się dominujących kierunków wiatru nad Morzem Beringa, jakie występują w czasie dodatniej fazy DA, można przypuszczać, że następuje wtedy wzrost przepływu wód przez Cieśninę Beringa do Morza Czukockiego. Powinno to prowadzić do zwiększenia zasobów ciepła w wodach Morza Czukockiego w czasie dodatnich faz DA, również przyczyniając się do wzrostu temperatury powietrza w pacyficznym sektorze Arktyki. Potwierdzenie lub odrzucenie tej hipotezy wymaga badań.

- Graversen R.G., 2006. Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic surface air temperature trend? *Journal of Climate*, 19 (20): 5422-5438
- Hilmer M., Jung T., 2000. Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, 27 (7): 989-992.
- Hinkel K.M., Nelson F.E., Klene A.E., Bell J.H., 2003. The urban heat island in winter at Barrow, Alaska. *International Journal of Climatology*, 23: 1889-1905.
- Hinkel K.M., Nelson F.E., 2007. Anthropogenic heat island at Barrow, Alaska, during winter: 2001-2005. *Journal of Geophysical Research*, 112: 10.1029/2006JD007837.
- Holland M.M., Bitz C.M., Tremblay B., 2006. Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 33, L23503, doi:10.1029/2006GL028024.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676-679.
- Johnson M. A., Polyakov I.V., 2001. The Laptev Sea as a source for recent Arctic Ocean salinity changes. *Geophysical Research Letters*, 28: 2017-2020.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Roy J.D.J., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3): 437-471.
- Lemke P., Harder M., Hilmer M., 2000. The response of Arctic sea ice to global change. *Climatic Change*, 46: 277-287.
- Lindsay R.W., Zhang J., 2005. The thinning of Arctic sea ice, 1988-2003: Have we passed a tipping point? *Journal of Climate*, 18: 4879-4894.
- 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, L09211, doi:10.1029/2004GL019858.
- Marsz A.A., 2007a. 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 AM, Gdynia: 145-193.
- Marsz A.A., 2007b. Czy w latach 1976-1978 nastąpiła zmiana reżimu cyrkulacyjnego i klimatycznego półkuli północnej? *Przegląd Geofizyczny*, 52 (1): 7-25.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006. O "arktycznych" i "atlantyckich" mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 47-89.
- 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.
- Nghiem S.V., Rigor I.G., Perovich D.K., Clemente-Colón P., Weatherly J.W., Neumann G., 2007. Rapid reduction of Arctic perennial sea ice. *Geophysical Research Letters*, 34, L19504, doi:10.1029/2007GL031138.
- 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.
- 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.
- Proshutinsky A.Y., Johnson, M.A., 1997. Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 102: 12493-12514.



- Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R., Gerdes R., Karcher M., Kauker F., Koeberle C., Hakkinen S., Hilber W., Holland D., Maqueda M., Holloway G., Hunke E., Maslowski W., Steele M., Zhang J., 2005. Arctic Ocean study: Synthesis of model results and observations. *EOS*, 86 (40): 368-371.
- Rigor I.G., Wallace J.M., Colony R.L., 2002. Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *Journal of Climate*, 15 (18): 2648–2663.
- Serreze M.C., Maslanik J.A., Scambos T.A., Fetterer F., Stroeve J., Knowles K., Fowler C., Drobot S., Barry R.G., Haran T.M., 2003. A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *Geophysical Research Letters*, 30; doi:10.1029/2002GL016406.
- Steele M., Boyd T., 1998. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 103(C5): 10419-10435.
- Stroeve J.C., Serreze M.C., Fetterer F., Arbetter T., Meier W., Maslanik J., Knowles K., 2005. Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophysical Research Letters*, 32, L04501, doi:10.1029/2004GL021810.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. 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*. Wydawnictwo AM, Gdynia: 111-144.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998. Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophysical Research Letters*, 25 (9): 1297-1300.
- Wang J., Ikeda M., 2000. Arctic Oscillation and Arctic Sea-Ice Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27 (9): 1287-1290.
- 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.
- Zhang J., Rothrock D.A., Steele M., 1998. Warming of the Arctic Ocean by a strengthened Atlantic inflow: Model results. *Geophysical Research Letters*, 25 (10): 1745-1748.

## Summary

The observed, at the turn of the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries, rapid decrease both in sea ice extent and its area in the Arctic raise a question regarding the real spectrum of reasons influencing this process. A number of works indicate that the increase in the air temperature in the Arctic resulting from the greenhouse effect, is not responsible for the decrease in sea ice cover but the reduction of the ice cover is one of the main causes of the increase in temperature. The aim of this article is to analyse the influence of atmospheric circulation on the process of reduction of the sea ice cover area in the Arctic in the same period. The break of the so far observed correlations between the AO and air temperature (see Overland and Wang 2005, Graverson 2006, Maslanik et al. 2007) indicates that the reason for the decrease in sea ice area should be searched in the activity of other circulation patterns than AO. Starting with the Wu, Wang and Walsh notion of the Arctic Dipole and carrying out simulation of the directions and rate of the drifting ice, a conclusion can be drawn that a simple index being a modification of the 'Arctic Dipole' formulated by Wu et al. 2006 (notation zDA) can be used to describe the maximum effectiveness of the transport of ice from the Arctic and the 'cleaning' of the Pacific Arctic from ice (the East Siberian, Chukcha and Beaufort seas). This index can be calculated as a standardised difference between SLP between the Beaufort Sea centre and the Tajmyr centre

(see Fig. 4). The presence of strong positive phases of zDA (see Fig. 5) is followed by a rapid increase in the export of ice from the Arctic and results in the decrease in the amount of many-year ice in the structure of the Arctic sea ice cover. The ice is then moved away from the coast of east Siberia and Alaska and equally fast moves along the great circle, along the Transarctic Current reaching the Fram Strait at the end. The presence of strong negative phase of zDA (see Fig. 5B) and the neutral phase (see Fig. 5C) creates favourable conditions for the increase in many-year ice in the sea ice cover and restricts the export of ice from the Arctic.

In the period between 1949-2007 a gradual increase in time with the extreme positive phases of zDA ( $zDA \geq 1 \sigma_n$ ) is observed, and the especially strong increase in the frequency of occurrence of extremely positive phases of zDA is noted in the years of the 21<sup>st</sup> century (see Fig. 6 and 7). The coefficient of correlation between sea ice extent in the Arctic in August and the number of months in a year with anomalously positive phases of zDA is equal  $-0.62$  ( $p < 0.001$ ,  $n = 27$ ; 1979-2007). The same correlation with the annual ice area in the Arctic equals  $(-0.50, p < 0.008)$ . The analysis of correlation of monthly differences in pressure (non-standardized) between the centre of the Beaufort Sea and the centre of the Tajmyr (notation DP) and the ice area in the Arctic indicates that statistically significant correlations occur if the periods they are averaged for, are longer (see Table 1). The condition is that the averaged period DP started earlier than the averaged sea ice area. The analysis of regression shows that in order to obtain a good model describing minimal (September) or mean annual sea ice extent in the Arctic the DP values from March, when the sea ice extent is the largest, should be taken into consideration as one of the independent variables. This gives explanation of the situation that for longer reduction of sea ice area during the summer season, atmospheric circulation favourable for ice export must appear with great advance (equations [1] and [2]). Changes in DP in the years 1979-2007 explain 42% of variances of mean annual sea ice area and 46% of minimal variances (September) in ice area in the Arctic. As the changes in sea ice area are controlled by the auto-regression process, the occurrence of the increased frequency of extremely positive zDA phases in the following years starting from 1988 (see Fig. 7), especially intensive in the years 2003, 2005 and 2007 resulted in the extreme record of minima of sea ice area, not noted before.

The atmospheric circulation described with zDA index forces the flow of air from the south to the Beaufort, Chukcha, East Siberian and Laptev seas (see Fig. 5A and Fig. 14). This direction of advection should lead to the increase in surface air temperature (SAT) over the coasts of the above mentioned sea areas. Strong increases in annual SAT can be observed at the stations located on the coasts of the above mentioned seas. The monthly distribution of SAT values indicates especially strong increases in the months from the end of summer and autumn (see Fig. 10-12). The analysis of correlations between DP and monthly SAT at the stations located in that part of the Arctic (see Table 2) indicates the presence of generally weak correlations between the monthly values of DP and SAT. During winter season at the stations located in the western part of the analysed region (Laptev Sea: Kotielyj Island, Mys Shalaurov) the correlations are negative which means that with the increase in differences of pressure between the region of the Beaufort Sea and the region of the Tajmyr (increase zDA) SAT decreases there (in January these correlations are statistically significant). This state can be explained as resulting from advection of air cooled to a great extent over the Siberia. Positive correlations between SAT and DP can be observed at the remaining stations in December, January and February, i.e. in the period when the short wave radiation is scarce, almost null or null and the solid/fast ice reaches the coast line. There is no other explanation of this phenomenon then as the effect of

advective increase in temperature. Similar positive correlations between DP (and in this way also zDA) and the air temperature are observed over the entire analysed region in the summer months and at the beginning of autumn (July-September). At a number of stations in particular months these correlations are statistically not significant, reaching their maximum value at Vrangel Island (in August;  $r = +0.6$ ; see Fig. 13). As the analysis indicates the summer and early autumn correlations are the direct effect of advection as well as indirect effect of zDA resulting in the area in the coastal waters free from ice. The increase in zDA is accompanied by the visible increase in SST in the summer and early autumn months, which consequently results in the increase in SAT in October. If the correlations between monthly temperature and DP are statistically significant then it is possible to carry out the analysis of regression. This analysis indicates that in the year 2007 in which zDA reached in the period from April to September extremely high values (see Fig.14), the increase in SAT which is influenced by atmospheric circulation, can be estimated as  $+0.9^{\circ}\text{C}$  at Vrangel Island and  $+1.5^{\circ}\text{C}$  in relation to mean many-year value at Barrow station. Thus, the influence of the atmospheric circulation defined by the zDA index in the Pacific sector of the Arctic indicates synergy – results both in the decrease in the sea ice area as well as in the increase in air temperature. Large restriction of sea ice area over summer season in these sea areas intensifies, in turn, the increase in SAT.

The carried out analysis indicates that the observed changes in the area and age structure of the sea ice in the Arctic at the turn of the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> centuries and during the first years of the 21<sup>st</sup> century are mainly connected with the activity of natural processes. The role of the greenhouse effect controlling the changes in sea ice cover of the Arctic, as the analysis shows, has been overestimated.