

**ROZKŁAD PRZESTRZENNY ORAZ SKALA OCIEPLENIA ARKTYKI
ATLANTYCKIEJ W 30-LECIU 1980-2009 I JEJ PORÓWNANIE
Z "WIELKIM OCIEPLENIEM ARKTYKI" LAT 30. XX WIEKU**

SPATIAL DISTRIBUTION AND THE SCALE OF THE ATLANTIC ARCTIC WARMING
IN A 30-YEAR PERIOD FROM 1980 TO 2009 AND ITS COMPARISON WITH
THE "GREAT WARMING OF THE ARCTIC" IN THE 30-TIES OF THE 20TH CENTURY

Andrzej A. Marsz, Anna Styszyńska

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

Zarys treści. Praca analizuje procesy zmian temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej, jakie zachodziły w czasie współczesnego ocieplenia Arktyki (1980-2009). Przeprowadzono analizę trendów rocznych i sezonowych, obliczono również roczne i sezonowe różnice temperatury między średnimi z lat 2007-2009, a średnimi z lat 1980-1982. Analiza wykazała silne, wykazujące znaczne zróżnicowanie regionalne, wzrosty temperatury rocznej i sezonowej. Najsilniejszy wzrost w badanym okresie następował w okresie jesieni i zimy. Najsilniejsze trendy temperatury powietrza jesienią ($\geq 0.15^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) występują w rejonie północo-zachodniej części Morza Karskiego oraz w rejonie Spitsbergenu. Zimą wartości najsilniejszych trendów przesuwały się ku zachodowi w rejon Spitsbergenu, a same trendy ulegają wzmocnieniu ($>0.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). W okresie lata wartości trendów są niewielkie ($+0.04-0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), ale nad obszarami morskimi są statystycznie istotne. W okresie wiosny, poza pojedynczymi stacjami, trendów statystycznie istotnych brak.

Nad obszarami lądowymi Eurazji, za wyjątkiem Półwyspu Skandynawskiego, trendy temperatury we wszystkich sezonach (porach roku) są słabe i przeważnie nieistotne. Znacznie silniejsze, i na ogół statystycznie istotne, trendy temperatury (poza okresem wiosny) występują nad obszarami morskimi, zwłaszcza tymi, do których jest swobodny dopływ wód atlantyckich. Zmiany rozkładu przestrzennego trendów i ich wartości w okresie jesiennym i zimowym wskazują, że wzrost temperatury powietrza jest powiązany ze strumieniami ciepła z oceanu do atmosfery.

Porównanie sezonowego rozkładu trendów temperatury powietrza w czasie współczesnego ocieplenia z podobnym rozkładem trendów, jaki zaznaczał się w czasie „ocieplenia Arktyki lat 30. XX wieku”, wykazało, że na obszarze Arktyki Atlantyckiej w obu fazach ocieplenia Arktyki rozkład ten jest taki sam. Nie znajduje potwierdzenia na obszarze Arktyki Atlantyckiej wielokrotnie sformułowana w literaturze przedmiotu teza, że w czasie obecnego ocieplenia Arktyki najsilniejsze trendy występują wiosną. Podobnie regionalny rozkład zmian temperatury powietrza zachodzący w czasie współczesnego ocieplenia jest taki sam, jak ten, który wystąpił w Arktyce Atlantyckiej w czasie ocieplenia Arktyki „lat 30. XX wieku”. Najsilniejsze ocieplenie w obu fazach wzrostu temperatury w Arktyce Atlantyckiej wystąpiło nad tym samym obszarem, w którym w czasie ochłodzenia Arktyki w latach 60. XX wieku wystąpiło najsilniejsze ochłodzenie. Bezwzględna skala zmian temperatury i jej rozkład regionalny, jaka nastąpiła w latach 1980-2009 na obszarze Arktyki Atlantyckiej jest niemal taka sama, jak w czasie fazy ocieplenia „lat 30. XX wieku”. Pozwala to twierdzić, że między oboma fazami ocieplenia tej części Arktyki brak jest różnic.

Słowa kluczowe: temperatura powietrza, trendy temperatury, ocieplenie Arktyki Atlantyckiej.

1. Sformułowanie zagadnienia

W okresie ostatnich około 130-150 lat temperatura powietrza w Arktyce zmieniała się znacznie silniej niż nad innymi częściami naszej planety (Alekseev 2003, Budyko 1974, Overland i in. 2004, Polyakov i in. 2002b, Przybylak 2000, 2007; IPCC 2007). W długookresowym przebiegu temperatury Arktyki (1880-2009) występuje statystycznie istotny trend dodatni ($+0.076^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Ponad dwukrotnie szybsze tempo wzrostu temperatury powietrza w Arktyce niż temperatury średniej globalnej jest objaśniane przez działanie mechanizmu "wzmocnienia arktycznego" (Arctic Amplification). Przegląd literatury na temat wzmocnienia arktycznego i szeroką dyskusja tego zagadnienia zainteresowany czytelnik znajdzie w artykule Serreze'a i Francis (2006).

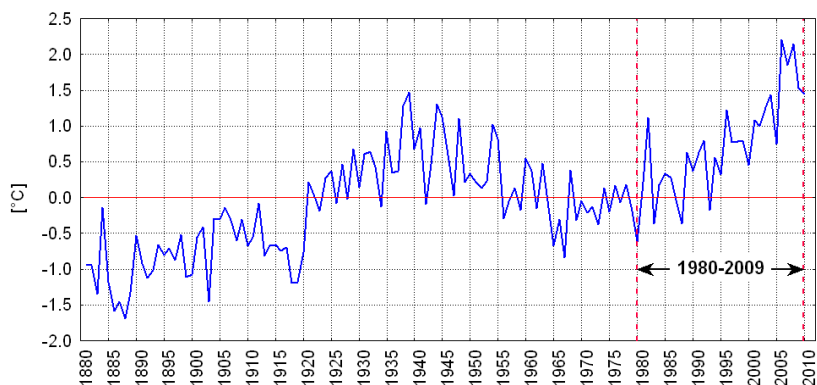
Wzrost temperatury w Arktyce nie jest ciągły; w krótszych, około 20-30-letnich okresach, znaki trendów zmieniają się (Przybylak 2000, Przybylak i Usowicz 2002, Polyakov i in. 2002a, 2002b, 2003; Dzyuba 2009), wskazując na wystąpienie kolejnych faz ociepleń i ochłodzeń. Na tle generalnego trendu wzrostowego zaznaczają się dwa okresy przyspieszonego wzrostu temperatury w Arktyce. Pierwszy rozpoczął się około roku 1918-1920 i trwał do roku 1938, po którym rozpoczął się nieregularny spadek temperatury (patrz ryc. 1). Ten okres gwałtownego wzrostu temperatury został nazwany przez Budyko (1971) "wielkim ociepleniem Arktyki", obecnie powszechnie określa się go mianem "ocieplenia lat 30. XX wieku". Początek współczesnego, drugiego z kolei ocieplenia Arktyki, jakie rozpoczęło się w XX wieku i trwa w pierwszej dekadzie XXI wieku, może być datowany na rok 1980 (Johannessen i in. 2004, Marsz i in. 2008). Współczesne ocieplenie trwa dłużej niż tak zwane "wielkie ocieplenie Arktyki" z lat 20-30. XX wieku, ale jego wzrost temperatury jest wolniejszy niż w czasie ocieplenia lat 30. XX wieku (Polyakov i in. 2002b, 2003; Dzyuba 2009). Dopiero w roku 2003 temperatura powietrza zbliżyła się, a w 2005 przekroczyła rozmiary "ocieplenia lat 30. XX wieku" (Przybylak 2007). Najwyższa temperatura powietrza w całej Arktyce¹ została odnotowana w latach 2005 i 2007 (anomalie $+2.21$ i 2.11°C odpowiednio), po roku 2007 zaznaczył się spadek temperatury (anomalie 1.52 w roku 2008 i 1.46°C w roku 2009). W czasie ocieplenia Arktyki lat 30. XX wieku najwyższa anomalia temperatury to $+1.50^{\circ}\text{C}$, która została odnotowana w roku 1938, tak więc, mimo pewnego spadku temperatury w Arktyce, obecna faza trwającego ocieplenia jest cieplejsza od najcieplejszego momentu ocieplenia lat 30. XX wieku. Nie jest obecnie jasne, czy odnotowany w ostatnich dwu latach spadek temperatury powietrza w Arktyce stanowi sygnał świadczący o tym, że kulminacja ocieplenia już nastąpiła, czy też że wzrost temperatury w Arktyce będzie jeszcze trwał i pojawią się w następnych kilku latach nowe, wyższe od obserwowanych w roku 2005 wartości anomalii². Niektóre fakty pozwalają sądzić, że kulminacyjna faza współczesnego ocieplenia rzeczywiście już osiąga swój szczyt.

Na temat genezy pierwszego ocieplenia Arktyki wśród badaczy panuje ograniczony konsensus. Ograniczony w tym sensie, że wszyscy są zgodni, iż ocieplenie lat 30. XX wieku było wynikiem działania procesów naturalnych. Nie ma natomiast zgodności co do mechanizmów, które doprowadziły do wzrostu temperatury powietrza, gwałtownego zmniejszenia się powierzchni lodów morskich w Arktyce

¹ Za "całą" Arktykę rozumie się, za Hansenem i in. (1999) strefę od 64 do 90°N . Cytowane w tej pracy wartości rocznych anomalii temperatury powietrza, obliczanych względem średniej z okresu 1951-1980 dla tej strefy zawiera zbiór GISTEMP ZonAnn.Ts.txt (patrz: <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata/ZonAnn.Ts.txt>).

² Już po zakończeniu tej pracy uzyskano dane o wartości anomalii temperatury powietrza w Arktyce w roku 2010, jest ona równa $+2.24^{\circ}\text{C}$. Jest to najwyższa odnotowana wartość dodatniej anomalii temperatury w strefie $64-90^{\circ}\text{N}$ w całym okresie obserwacji instrumentalnych.

i innych zmian środowiskowych w tym okresie. Poglądy na temat mechanizmów prowadzących do zaistnienia ocieplenia Arktyki lat 30. XX wieku przedstawiają prace Bengtssona i in. (2004), Johannessena i in. (2004), w języku polskim – Styszyńskiej (2005), co zwalnia od referowania ich w tym miejscu.



Ryc. 1. Przebieg rocznych anomalii temperatury powietrza [°C] nad obszarem 64-90°N (cała Arktyka) w okresie 1880-2009 według danych GISTEMP (zbiór ZonAnn.Ts.txt). Oznaczony okres „współczesnego ocieplenia Arktyki (1980-2009)

Fig. 1. Course of annual air temperature anomalies [°C] over the area 64-90°N (the entire Arctic) during the period 1880-2009 according to data GISTEMP (set ZonAnn.Ts.txt). Marked period of "contemporary warming of the Arctic (1980-2009)

W przypadku współczesnego ocieplenia Arktyki, zdecydowana większość badaczy uważa, że stanowi ono przejaw antropogenicznego globalnego ocieplenia (AGW – Anthropogenic Global Warming), będącego rezultatem wzrostu koncentracji CO₂ w troposferze. Wielu badaczy zwraca jednak uwagę na fakt, że oprócz wzrostu temperatury w Arktyce, stanowiącego efekt działania AGW, na zmiany temperatury w Arktyce wpływają również czynniki naturalnej zmienności klimatu. Spośród tych ostatnich wymieniane są najczęściej cyrkulacja atmosferyczna przejawiająca się w bezpośrednim lub pośrednim działaniu AO, NAO i PNA (Dickson i in. 2000, Rigor i in. 2000, Rigor i Wallace 2004, Rogers i in. 2004, Semenov 2006, Overland i in. 2008, Alekseev i in. 2009), długookresowa oscylacja temperatury i cyrkulacji wód arktycznych, powierzchni lodów i atmosfery nad Arktyką (LFO – Low-frequency Oscillation; Polyakov i in. 2004), zmiany aktywności słonecznej (Perovich i in. 2007) oraz multidekadowa oscylacja Atlantyku (AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation; Chylek i in. 2009). Znacznie mniejsza liczba prac wskazuje na działanie czynników naturalnych jako głównej przyczyny współczesnego ocieplenia Arktyki. Tu, jako podstawowe mechanizmy wymuszające wymienia się zmiany aktywności słonecznej (Soon 2005) albo sterowany przez AMO, wzmożony transport wód atlantyckich, wnoszących ciepło do Arktyki (Styszyńska 2005, Marsz i Styszyńska 2009).

Według szeregu badaczy (patrz np. Johannessen i in. 2004, Overland i in. 2008), między ociepleniem Arktyki lat 30. XX wieku a współczesnym ociepleniem Arktyki zachodzą zasadnicze różnice, zarówno w przestrzennym przebiegu ocieplenia, jak i rozkładzie w czasie trendów temperatury powietrza. Ocieplenie lat 30. XX wieku było najsilniejsze w Arktyce Atlantyckiej, znacznie słabsze w sektorze pacyficznym, zaś najsilniejsze trendy temperatury powietrza występowały w okresie zimy i jesieni. W okresie współczesnego ocieplenia Arktyki najsilniejsze wzrosty temperatury powietrza zaznaczają

się w sektorze pacyficznym Arktyki (wybrzeża mórz Beauforta, Czukockiego, Wschodniosyberyjskiego), zaś najsilniejsze trendy temperatury powietrza w Arktyce występują w okresie wiosennym.

Trzeba tu jednak zwrócić uwagę, że wspomniane różnice rozkładu przestrzennego ocieplenia Arktyki w obu jego fazach są w dużej mierze hipotetyczne. Na obszarze Arktyki Kanadyjskiej pierwsze stacje rozpoczęły pracę w końcu lat 40. XX wieku. Większość stacji na wybrzeżach Syberii rozpoczęła pracę w okresie od schyłku lat 20. do połowy lat 30. XX wieku. Jedyną stacją w Arktyce na wybrzeżu Morza Beauforta była stacja Barrow, która nominalnie rozpoczęła pomiary w roku 1901, ale względnie ciągły zapis temperatury rocznej daje dopiero od 1926 roku. Stacje, które wykorzystywano do oszacowania wzrostu temperatury w okresie "wielkiego ocieplenia Arktyki" na obszarze pacyficznego sektora Arktyki były w zdecydowanej większości stacjami nie arktycznymi, lecz subarktycznymi, na dodatek znaczna ich liczba była położona wewnątrz kontynentu (stacje syberyjskie), o czym przekonuje mapa w pracy Scherhaga (1939).

Najsilniejszy wzrost temperatury w okresie ocieplenia lat 30. nastąpił w jego początkowej fazie. W ciągu 5 lat, między rokiem 1918 a 1923 nastąpił na Spitsbergenie wzrost rocznej temperatury powietrza o 5.5°C , z -9.5 do -4.0°C (Humlum i in. 2005). Drinkwater (2006) szacuje wzrost średniej rocznej temperatury w rejonie Spitsbergenu i Morza Barentsa między latami 1920 a 1940 o 4°C , a nad północną Islandią o 6°C . Danych dla tego okresu na obszarze przypacyficznej Arktyki (jeśli nie liczyć stacji nad Morzem Beringa w Nome, Kotzebue i Anadyrze oraz wewnątrzkontynentalnych w Markovo i Wierchojańsku) praktycznie brak, stąd i rzeczywiste rozmiary ocieplenia, jakie wystąpiło w tym sektorze Arktyki są po prostu nieznanne. Przedstawiane na mapach Lamba (1972) i Scherhaga (1939) izolinie charakteryzujące wzrost temperatury powietrza w latach 1921-1930 na obszarach przypacyficznej Arktyki stanowią rezultat bardzo swobodnej interpolacji. Wobec nieznanymi wartości temperatury sprzed rozpoczęcia ocieplenia na obszarze pacyficznego sektora Arktyki, później rozpoczęte pomiary (w latach 1930-1935), pozwalają jedynie określić moment wystąpienia kulminacji ocieplenia lat 30. XX wieku, nie pozwalają natomiast na określenie rozmiarów tego ocieplenia, ani też na przedstawienie rzeczywistego rozkładu trendów temperatury w poszczególnych sezonach. Porównując przebiegi temperatury rocznej ze stacji leżących na wybrzeżach wschodniej Syberii i Alaski, można stwierdzić, że kulminacja ocieplenia lat 30. XX wieku na tych obszarach nastąpiła z opóźnieniem w stosunku do Arktyki Atlantyckiej – w latach 1940-1943 (np. w Barrow, Inuvik i na Wyspie Wrangla w latach 1940 i 1943, w Nome w roku 1941, przy czym na tej ostatniej stacji podobnie wysokie temperatury roczne wystąpiły również wcześniej – w latach 1913 i 1927).

Na zachodnim wybrzeżu Grenlandii i w otoczeniu Zatoki Baffina pierwszy gwałtowny wzrost temperatury, który można wiązać z ociepleniem lat 30. XX wieku, nastąpił już w latach 1916-1917, czyli w tym samym momencie, kiedy w rejonie Spitsbergenu, Półwyspu Skandynawskiego i Europy Środowej nastąpił gwałtowny spadek temperatury. Od roku 1918 do 1922 na zachodnim wybrzeżu Grenlandii wystąpił gwałtowny spadek temperatury, poczym dopiero od roku 1923 rozpoczęła się faza wzrostu, która swoją pierwszą kulminację osiągnęła już w roku 1929, a następne w latach 1936, 1941 i 1947. Najwyższa roczna temperatura powietrza wystąpiła tam w roku 1941 ($+1.2^{\circ}\text{C}$ w Godthåb; obecnie Nuuk) i do tej pory, mimo postępującego współczesnego ocieplenia, nie przekroczyła tam poziomu osiągniętego w roku 1941³. W drugiej połowie lat 80. i w pierwszej połowie lat 90. XX wieku,

³ Według uzyskanych w ostatnim czasie, niezwyfikowanych jeszcze danych (GISTEMP) roczna temperatura powietrza, obliczana jako średnia od grudnia do listopada, w 2010 roku wyniosła w Nuuk $+2.4^{\circ}\text{C}$, a więc już przekroczyła granicę ocieplenia z 1941 roku.

kiedy na obszarze od wschodnich wybrzeży Grenlandii po Syberię postępowo ocieplenie, w rejonie Zatoki Baffina, Cieśniny Davisa i na zachodnich wybrzeżach Grenlandii nastąpił spadek temperatury do poziomu obserwowanego na tym obszarze w schyłkowej fazie Małej Epoki Lodowej (Grumet i in. 2001)⁴. Początek współczesnego ocieplenia w tej części Arktyki może być datowany na lata 1997-1997, czyli nastąpił z kilkunastoletnim opóźnieniem w stosunku do "średniej" z Arktyki.

Taki rozkład przestrzenny danych, za pomocą których można scharakteryzować rozmiary ocieplenia Arktyki oraz znaczne regionalne odrębności w przebiegu zmian temperatury czyni, że rzeczywiste porównanie obu faz ociepleń w Arktyce może być dokonane tylko na obszarze Arktyki Atlantyckiej oraz na zachodnich wybrzeżach Grenlandii.

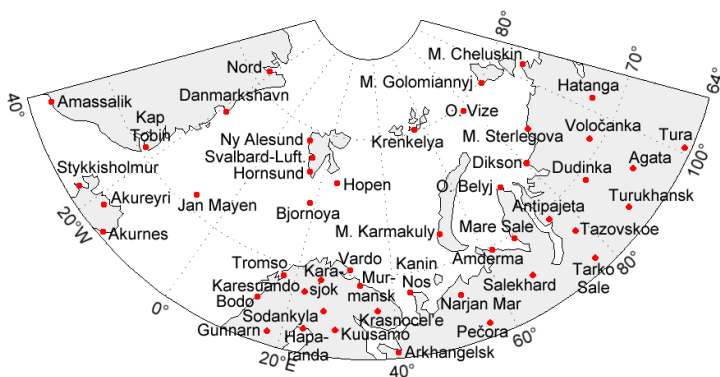
Celem tej pracy jest określenie rozmiarów i charakteru współczesnego ocieplenia (1980-2009) na obszarze Arktyki Atlantyckiej oraz jego porównanie z ociepleniem lat 30. XX wieku. Za "Arktykę Atlantycką" przyjmuje się dalej obszary położone na północ od 64°N, rozciągające się od wschodnich wybrzeży Grenlandii na zachodzie, po zachodnie wybrzeża wysp Ziemi Północnej na wschodzie (~100°E). Na północy obszar ten ograniczony jest równoleżnikiem 82°N. W jego skład wchodzi północna część Morza Norweskiego, Morze Grenlandzkie (wraz z Cieśniną Duńską), Morze Barentsa i Morze Karskie oraz obszary lądowe leżące na północ od równoleżnika 64°N. Cechą charakterystyczną klimatu tego obszaru jest zaznaczający się na jego niemal całej powierzchni silny wpływ termiczny morza. System cyrkulacji oceanicznej Atlantyku Północnego, przez prądy Norweski, Zachodniospitsbergeński, Nordkapski i Imlingera transportuje wraz z wodami atlantyckimi do tej części Arktyki wielkie, zmienne w czasie, ilości ciepła. W rezultacie zimowa granica pokrywy lodów morskich jest tu w skali półkuli północnej przesunięta najdalej na północ, a w okresie zimowym wielkie powierzchnie północnej części Morza Norweskiego, południowych części Morza Barentsa i wschodnich części Morza Grenlandzkiego są wolne od lodów, co umożliwia bardzo intensywny przepływ ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery (Zakharov 1981, Bengtsson i in. 2004, Styszyńska 2005, Semenov 2008).

2. Dane wyjściowe i metody ich opracowania

Do analizy wykorzystano szeregi czasowe średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z 48 stacji (patrz ryc. 2), położonych w Subarktyce i Arktyce. Liczbę wykorzystywanych stacji z kontynentalnych obszarów subarktycznych Europy i NW Azji ograniczono, tak, aby zagęszczenie stacji na tych obszarach było zbliżone do gęstości stacji w Arktyce. Badaniami objęto lata 1980-2009, czyli okres od początku współczesnego ocieplenia Arktyki (patrz Johannessen i in. 2004). Szeregi obserwacyjne są kompletne i wiarygodne, dane pochodzą z baz danych meteorologicznych państwowych służb meteorologicznych (Danii, Finlandii, Islandii, Norwegii, Rosji, Szwecji) oraz, w odniesieniu do Hornsundu – z Instytutu Geofizyki PAN.

Temperaturę roczną i temperatury sezonowe (zima, wiosna, lato, jesień) obliczano jako zwykle średnie arytmetyczne z temperatur miesięcznych. Wartości trendów obliczano metodą najmniejszych kwadratów, jako współczynniki regresji jednej zmiennej (numerów kolejnych lat), ich istotność statystyczną określano przy pomocy testu t. Jako granicę istotności statystycznej przyjęto wartość $p = 0.05$ (poziom ufności 95%). Ponieważ błędy standardowe trendów są silnie zróżnicowane, a nie wszystkie wartości trendów są statystycznie istotne ($p < 0.05$), wartości zmian temperatury w 30-leciu 1980-2009

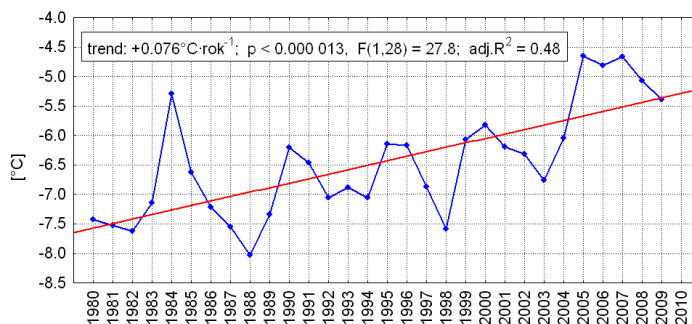
⁴ Była to konsekwencja wystąpienia ekstremalnie silnych dodatnich faz NAO w tych latach.



Ryc. 2. Rozmieszczenie stacji meteorologicznych wykorzystanych w opracowaniu

Fig. 2. Location of meteorological stations used in this study

na poszczególnych stacjach obliczono dodatkowo jako bezwzględną różnicę temperatury sezonowej i rocznej między średnimi arytmetycznymi z trzech końcowych lat szeregu (2007-2009), a średnimi z trzech lat początkowych szeregu (1980-1982), co pozwala traktować tak obliczone różnice jako charakterystyczne dla okresu 1981-2008. Przebieg średniej rocznej temperatury obszarowej, obliczonej z 20. równomiernie rozłożonych na omawianym obszarze stacji (patrz ryc. 3) uzasadnia poprawność takiego działania. Mapy rozkładu przestrzennego trendów i zmian temperatury w 30. leciu zostały wykreślone automatycznie (program Surfer v.9), przy wykorzystaniu metody zwykłego krigingu (ordinary criging).



Ryc. 3. Przebieg rocznej temperatury powietrza w okresie współczesnego ocieplenia Arktyki nad omawianym obszarem (średnia z 20 stacji równomiernie rozmieszczonych na obszarze przedstawionym na ryc. 2)

Fig. 3. Course of annual air temperature in the period of the contemporary Arctic warming over the examined area (average of 20 stations evenly distributed over the area shown in Fig. 2)

3. Trendy temperatury powietrza i rozmiary ocieplenia

3.1. Wiosna

Rozkład przestrzenny trendów temperatury powietrza w okresie wiosennym (marzec-maj) przedstawia ryc. 4 A1. Zwraca uwagę fakt, że na całym obszarze opracowania trendy są dodatnie, na ogół słabe i tylko punktowo istotne statystycznie. Najsilniejsze trendy ($0.098^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) występują na południowej części wschodniego wybrzeża Grenlandii (Amassalik), niektórych wyspach (Hopen 0.088°C ;

Jan Mayen, Ostrov Vize, $\sim 0.07^{\circ}\text{C}$) oraz na Syberii ($0.07^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Najsłabsze trendy występują nad obszarem północnej części europejskiej Rosji, północną częścią Półwyspu Skandynawskiego oraz wschodnią Islandią ($0.01\text{-}0.04^{\circ}\text{C}$). Pole bezwzględnych rozmiarów ocieplenia w okresie wiosny nie pokrywa się z polem wartości trendów (patrz ryc. 4 A2), co stanowi rezultat zróżnicowania rozkładu błędów standardowych, z jakimi oszacowane są trendy. Największe ocieplenie jakie nastąpiło wiosną w latach 1981-2008, przekraczające 3°C , obejmuje środkową część Nowej Ziemi i przylegające do niej niewielkie powierzchnie mórz Barentsa i Karskiego oraz północną część Wyżyny Środkowo-syberyjskiej. Duży, zwarty obszar obejmujący Morze Barentsa i jego południowe wybrzeża, Morze Karskie i ciągnący się dalej na wschód nad Syberię ocieplił się w rozpatrywanym okresie wiosną o $2\text{-}3^{\circ}\text{C}$. Na pozostałych obszarach, w tym nad morzami Norweskim i Grenlandzkim, Cieśniną Duńską wiosenny wzrost temperatury był niewielki ($0\text{-}2^{\circ}\text{C}$), a nad wybrzeżami północnej Grenlandii (stacje Danmarkshavn i Nord) nastąpiło w tym czasie nieznaczne ochłodzenie.

3.2. Lato

Rozkład przestrzenny wartości trendów temperatury powietrza w okresie lata (czerwiec-sierpień) przedstawia ryc. 4 B1. Trendy temperatury lata na całym rozpatrywanym obszarze są dodatnie, ich wartości są niewielkie ($0.01\text{-}0.07^{\circ}\text{C}$). Zwraca uwagę wyraźny podział obszaru na część, na której trendy temperatury lata są statystycznie istotne i statystycznie nieistotne. Obszar, na którym współczynniki trendów są istotne rozciąga się od wschodnich wybrzeży Grenlandii, przez Morze Grenlandzkie i Norweskie, i obejmuje cały Półwysep Skandynawski, Morze Barentsa, jednak bez jego południowych części oraz środkowe i północne części Morza Karskiego. Znaczna część trendów temperatury lata na tym obszarze to trendy wysoce istotne ($p < 0.001$) statystycznie.

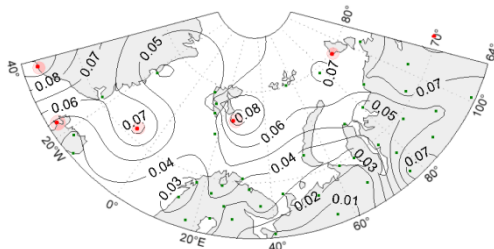
Północny i wschodni zasięg trendów istotnych statystycznie pokrywa się ze średnią granicą zasięgu lodów morskich występujących latem w badanym okresie. Przebiega on od $\sim 74^{\circ}\text{N}$ przy wschodnim wybrzeżu Grenlandii, na północ od Spitsbergenu, tuż na południe od archipelagu Ziemi Franciszka Józefa, dalej na wschód między Wyspą Vize a Ziemią Północną. Trendy statystycznie nieistotne występują nad obszarami Morza Arktycznego (Oceanu Arktycznego) pokrytego w okresie letnim lodami morskimi, również pokrytą przez lody wschodnią częścią Morza Karskiego oraz nad obszarami lądowymi Syberii i północnej części Europejskiej Rosji. Na uwagę zasługuje fakt, że nad południową częścią Morza Barentsa i południowo-zachodnią częścią Morza Karskiego występują trendy statystycznie nieistotne. Na tych silnie wysłodzonych na powierzchni akwenach zaznacza się bardzo duża zmienność międzyroczna zasięgu i czasu trwania lodów morskich w pierwszej połowie lata, co wywiera wpływ na zmienność temperatury powietrza.

Rozkład przestrzenny występowania istotnych i nieistotnych trendów zdaje się wskazywać, że istotne trendy występują na tych obszarach, które poddane są bezpośredniemu lub silnemu pośredniemu oddziaływaniu wód atlantyckich kontaktujących się z atmosferą. Tam, gdzie kontakt taki jest ograniczony przez występowanie pokrywy lodowej, izolującej warstwy Powierzchniowych Wód Arktycznych oraz na obszarach lądowych oddalonych od adwekcji powietrza morskiego, trendy temperatury powietrza w okresie lata stają się nieistotne.

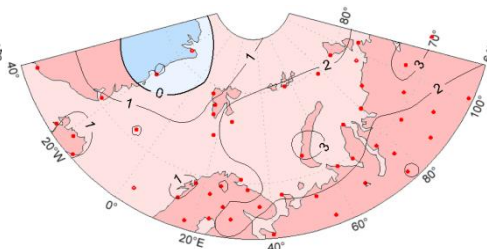
W rozpatrywanym okresie (1981-2008) letnie wzrosty temperatury na badanym obszarze wykazują małe zróżnicowanie przestrzenne i są niewielkie (patrz ryc. 4 B2), mieszcząc się niemal na całym obszarze w przedziale od 0 do 2°C . Najsilniejsze ocieplenie, nieznacznie przekraczające 2°C wystąpiło

Wiosna (III-V) – Spring (MAM)

A1. Trendy – Trends

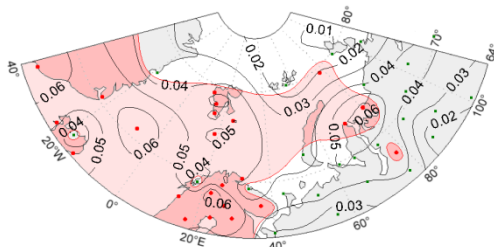


A2. (2007-2009) – (1980-1982)

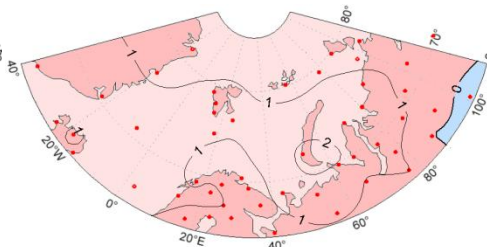


Lato (VI-VIII) – Summer (JJA)

B1. Trendy – Trends

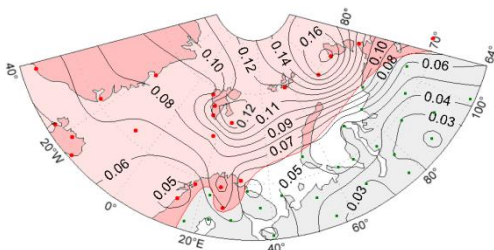


B2. (2007-2009) – (1980-1982)

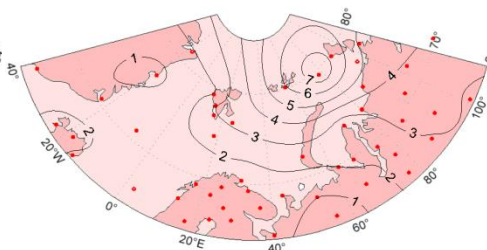


Jesień (IX-XI) – Autumn (SON)

C1. Trendy – Trends

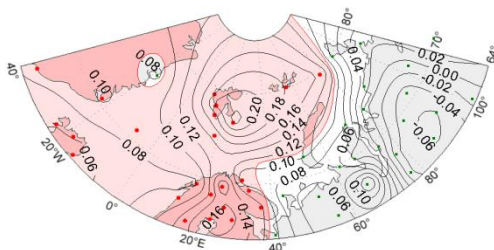


C2. (2007-2009) – (1980-1982)

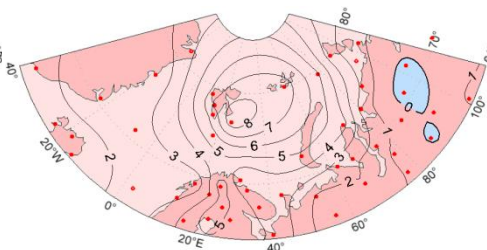


Zima (XII-II) – Winter (DJF)

D1. Trendy – Trends



D2. (2007-2009) – (1980-1982)



Ryc. 4. Rozkład przestrzenny sezonowych trendów temperatury powietrza [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$] w okresie: A1 – wiosny, B1 – lata, C1 – jesieni, D1 – zimy i ich istotność statystyczna (kolor czerwony) oraz sezonowe wartości określające bezwzględne zmiany temperatury między rokiem 1981 a 2008 (różnica średniej temperatury powietrza z lat 2007-2009 i 1980-1982 na poszczególnych stacjach [$^{\circ}\text{C}$] w okresie: A2 – wiosny, B2 – lata, C2 – jesieni i D2 – zimy (różnice ze znakiem „+” – kolor czerwony, różnice ze znakiem „-” – kolor niebieski)

nad południową częścią Nowej Ziemi i Wajgaczem. Obszary, na których ocieplenie mieści się w przedziale od 1 do 2°C pokrywają się z dość dobrym przybliżeniem z obszarami, na których trendy są istotne statystycznie. Na pozostałych obszarach ocieplenie w okresie lata jest znikome.

3.3. Jesień

Rozkład przestrzenny trendów temperatury powietrza jesienią przedstawia ryc. 4 C1. Na całym rozpatrywanym obszarze trendy są dodatnie, jednak w odróżnieniu od trendów występujących wiosną i latem, jesienią wartości trendów silnie wzrastają. Najsilniejsze trendy, przekraczające $0.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, występują w wysokich szerokościach – na północ od 75°N . W tej strefie zaznacza się wystąpienie dwóch "ognisk" wyjątkowo silnych trendów. Silniejsze ognisko lokuje się nad północną i północno-wschodnią częścią Morza Karskiego z maksimum w rejonie Ostrova Gołomiannyj (trend $+0.173 (\pm 0.054)^{\circ}\text{C}$) i obejmuje obszar od północnych krańców Tajmyru po Ziemię Franciszka Józefa (trend $\geq 0.12^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), słabsze – nad rejonem Spitsbergenu (trend $\geq 0.10^{\circ}\text{C}$) z maksimum w rejonie Wyspy Hopen ($+0.12^{\circ}$). Rejon, na którym trendy są istotne obejmuje całą zachodnią (po Półwysep Skandynawski) i północną część rozpatrywanego obszaru, nieistotne trendy występują nad obszarami południowych części Morza Barentsa, południowo-zachodnią częścią Morza Karskiego i obszarami lądowymi Eurazji w granicach opracowania.

Wzrost temperatury jesienią nastąpił na całym obszarze poddanym analizie, choć jego skala wykazuje znaczne zróżnicowanie regionalne. Bezwzględne różnice temperatury jesieni między średnimi z lat 2007-2009 a 1980-1982 (patrz ryc. 4 C2) są największe w rejonie północnej części Morza Karskiego, gdzie izolinia ocieplenia 6° obejmuje obszar od Ziemi Północnej po Ziemię Franciszka Józefa (Ostrov Vize - $+7^{\circ}$). Na całej północnej, północno-wschodniej i wschodniej części omawianego obszaru ocieplenie jesienią jest większe od 2° , na pozostałych obszarach wzrost temperatury mieści się w granicach od 1 do 2°C .

Rejony występowania najsilniejszych trendów oraz rejony najsilniejszego ocieplenia jesienią nad obszarami morskimi wykazują wyraźny związek z rejonami, na których jesienią dochodzi do opóźnionego tworzenia się zwartej pokrywy lodów morskich. Na obszarze wschodniej części Morza Karskiego (Ostrov Gołomiannyj) trendy jesieni są silniejsze od trendów zimy, a jeśli uwzględnić błędy standardowe estymacji trendów, nie można wykluczyć, że i w rejonie Ostrova Vize trend jesienią jest silniejszy od trendu zimowego. Analiza codziennych map lodowych wykazuje, że w ostatnich latach (2007-2010) na obszarze wschodniej i północnej części Morza Karskiego lody w październiku i listopadzie nie tworzyły jeszcze zwartej pokrywy, konsolidacja pokrywy lodowej następowała dopiero w pierwszej połowie grudnia.

Fig. 4. Spatial distribution of seasonal air temperature trends [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$] in the period: A1 – spring, B1 – summer, C1 – autumn, D1 – winter and their statistical significance (red) and the absolute values for the seasonal temperature change in the period between 1981 and 2008 (average air temperature difference from the years 2007-2009 and 1980-1982 at particular stations [$^{\circ}\text{C}$] in the period: A2 – spring, B2 – summer, C2 – autumn and D2 – winter (the difference with a "+" – red, the difference with the sign "-" – blue)

3.4. Zima

W okresie zimowym na omawianym obszarze rozkład przestrzenny trendów zmienia się w stosunku do jesieni. Trendy stają się znacznie silniejsze, a na części obszaru zmieniają znak, wskazując na wystąpienie ochłodzenia (patrz ryc. 4 D1). Najsilniejsze trendy, przekraczające $0.14^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ rozciągają się od obszaru północo-zachodniej części Morza Karskiego (Ostrov Vize; $+0.158(\pm 0.074)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) przez północną część Morza Barentsa (Ziemia Franciszka Józefa $+0.178(\pm 0.070)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) do wschodniej części Morza Grenlandzkiego na zachód od Bjornoi ($+0.149(\pm 0.049)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i Spitsbergenu (Svalbard-Lufthavn: $+0.211(\pm 0.068)$, Homsund: $+0.174(\pm 0.058)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Największą wartość trend zimy osiąga na Hopen: $+0.228(\pm 0.078)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, co daje wzrost temperatury zimy około 2.5°C w ciągu dekady. Drugi obszar silnych trendów występuje w Subarktyce, na obszarze Półwyspu Skandynawskiego. Od Morza Białego, przez Morze Peczorskie, południową część Nowej Ziemi, obszar na północ od Ziemi Północnej, biegnie wschodnią granicą występowania trendów istotnych statystycznie. Nad obszarami lądowymi, południową częścią Morza Barentsa, południową i wschodnią częścią Morza Karskiego występujące trendy tracą istotność. Nad Syberią, na wschód od ujścia Obi, trendy zmieniają znak, stając się ujemne. Najsilniejsze, ale nieistotne trendy ujemne ($\sim -0.06^{\circ}$) lokują się w rejonie dolnego i środkowego biegu Jeniseju.

Na całym omawianym obszarze, za wyjątkiem fragmentów Syberii (patrz ryc. 4 D2) nastąpiło ocieplenie. Jeśli przyjąć za granicę silnego ocieplenia w okresie zimowym wartość wzrostu temperatury równą 4°C , czyli powyżej 1° na dekadę, to strefa takiego ocieplenia obejmuje Półwysep Skandynawski, a na północ od Nordkapu rozszerza się, obejmując Morze Barentsa bez jego południowych krańców, północną część Morza Karskiego i wschodnie skraje Morza Grenlandzkiego. Najsilniejszy bezwzględny wzrost temperatury w okresie zimowym w okresie współczesnego ocieplenia nastąpił na tym samym obszarze, na którym występują najsilniejsze trendy, czyli w rejonie między Ziemią Franciszka Józefa a Spitsbergenem oraz nad północną częścią Morza Barentsa. Tam, w okresie ostatnich ~ 30 lat temperatura wzrosła zimą powyżej 7° (patrz ryc. 4 D2). Na obszarach północnej części Morza Norweskiego i pozostałej części Morza Grenlandzkiego zimowy wzrost temperatury powietrza mieści się w przedziale od > 1 do 4° . Najślabsze ocieplenie mieszczące się w przedziale od 0 do 2° zaznaczyło się na Syberii.

3.5. Rok

O rozkładzie przestrzennym trendów rocznych decydują trendy tych sezonów, w których są one najsilniejsze, czyli zimy i jesieni. Rozkład przestrzenny trendów rocznej temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej (patrz ryc. 5A) jest najbardziej zbliżony do rozkładu trendów jesienią. Podobnie przebiega granica między trendami istotnymi, a nieistotnymi statystycznie, w tych samych rejonach lokują się również maksymalne trendy roczne. Najsilniejsze trendy, o wartościach $\geq 0.08^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, występują w rejonie północnej części mórz Karskiego i Barentsa oraz wschodniej części Morza Grenlandzkiego. W obrębie tej strefy lokują się dwa "ogniska" najsilniejszych trendów rocznych: pierwsze w rejonie północo-zachodniej części Morza Karskiego między Ostrovem Vize ($+0.109(\pm 0.029)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) a Ziemią Franciszka Józefa (GMO im. Krenkelya na Wyspie Rudolfa – trend $+0.096(\pm 0.030)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), drugie – w rejonie Spitsbergenu – Hopen z trendami rocznymi $0.11-0.12^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Svalbard-Lufthavn $+0.120(\pm 0.026)$, Hopen $+0.129(\pm 0.030)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Te bardzo wysokie trendy roczne są również wysoce

istotne statystycznie ($p < 0.001$). Nad pozostałymi obszarami morskimi, za wyjątkiem południowej części Morza Barentsa i południowo-zachodniej części Morza Karskiego, trendy są statystycznie istotne i wynoszą od 0.05 do $0.08^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Zdecydowanie słabsze, nieistotne statystycznie trendy (0.01 - $0.05^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) występują nad obszarami lądowymi Eurazji, na wschód od Morza Białego i przylegającymi do nich akwenami.

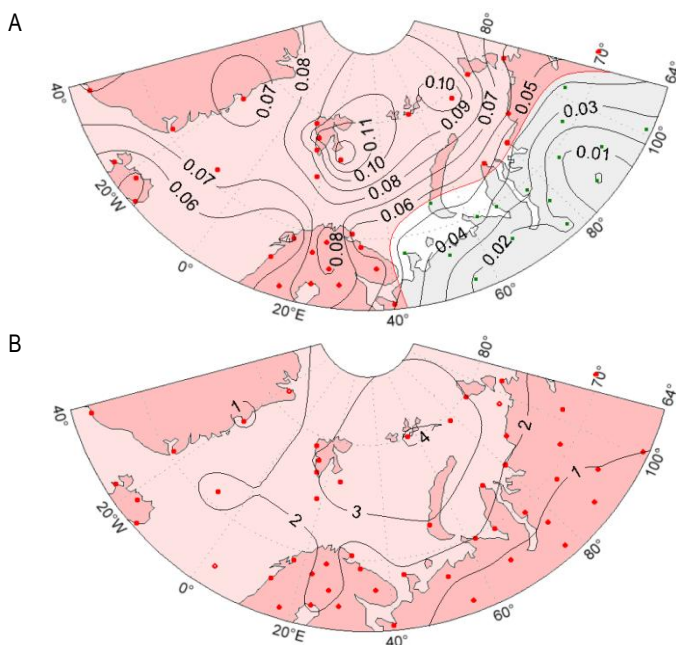


Fig. 5. Rozkład przestrzenny: A – trendów rocznej temperatury powietrza [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$] i ich istotność statystyczna (kolor czerwony) oraz B – rocznych wartości określających bezwzględne zmiany temperatury [$^{\circ}\text{C}$] między rokiem 1981 a 2008 (różnica średniej temperatury powietrza z lat 2007-2009 i 1980-1982 na poszczególnych stacjach), różnice ze znakiem „+” – kolor czerwony

Fig. 5. A – spatial distribution of annual air temperature trends [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$] and their statistical significance (red) and B – the absolute values for changes in annual temperature [$^{\circ}\text{C}$] in the period between 1981 and 2008 (average air temperature difference from the years 2007-2009 and 1980-1982 at particular stations), the difference with a “+” – red

Rozkład obliczonych bezwzględnych różnic temperatury rocznej w okresie 1981-2009 jest mało skomplikowany (patrz ryc. 5B). Największy wzrost rocznej temperatury powietrza w ostatnim 30. leciu, przekraczający nieco 4° , obserwuje się w rejonie Ziemi Franciszka Józefa – Wyspy Vize. Na bardzo dużym obszarze, rozciągającym się od zachodnich brzegów Spitsbergenu do wschodnich wybrzeży Ziemi Północnej, przez rejon cieśniny Matoczkin Szar na Nowej Ziemi w kierunku Bjornoi i dalej na powrót do Spitsbergenu, wzrost temperatury rocznej przekroczył 3° . Na całym pozostałym obszarze, za wyjątkiem oddalonych od linii brzegowej części Eurazji, gdzie wzrost rocznej temperatury powietrza jest niższy od 1° , zaznaczył się wzrost temperatury rocznej od 1 do 3° . Taka jest skala współczesnego ocieplenia w Arktyce Atlantyckiej.

4. Porównanie współczesnego ocieplenia z ociepleniem lat 30' XX wieku w Arktyce Atlantyckiej

Wymieniane przez licznych badaczy różnice jakie zachodzą między współczesnym ociepleniem a ociepleniem lat 30. XX wieku to, jak już wspomniano, różnice regionalne w najsilniejszych wzrostach temperatury powietrza oraz odmienny rozkład w czasie najsilniejszych trendów sezonowych. W przypadku porównywania obu faz ocieplenia w Arktyce Atlantyckiej można porównać rozkłady w czasie oraz rozkłady przestrzenne ocieplenia, jakie wystąpiły na tym obszarze.

Analiza podobieństw przebiegów rocznych i sezonowych zmian temperatury na stacjach w granicach opracowania (grupowanie metodą Warda, odległość (1-r)) wykazała, że zmiany temperatury zachodziły względnie jednolicie na zwartych terytorialnie obszarach, między którymi zaznaczają się dość duże i istotne różnice. Wyniki grupowania wskazują na występowanie w przebiegach temperatury dwóch dużych odrębnych zgrupowań – regionów klimatycznych.

Pierwszy z nich obejmuje obszar Arktyki Atlantyckiej *sensu stricto*; w tym zgrupowaniu występują cztery wyraźnie wyodrębniające się podgrupy, które traktuje się jako subregiony klimatyczne:

- Svalbardzki, obejmujący północną część Morza Norweskiego, północną część Morza Barentsa bez jego wschodnich partii, zachodnią i środkową część Morza Grenlandzkiego, po Jan Mayen,
- Karski, obejmujący obszar północo-wschodnich części Morza Barentsa oraz Morze Karskie, bez jego południowo-zachodniej części, łącznie z wąskim pasem lądu ciągnącego się wzdłuż wybrzeży środkowych i wschodnich części Morza Karskiego i Ziemi Północnej,
- Grenlandzko-Islandzki, rozciągający się wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii i północnych wybrzeży Islandii, obejmujący zachodnią część Morza Grenlandzkiego i Cieśninę Duńską,
- Półwyspu Skandynawskiego, obejmujący Morze Norweskie, bez jego północnych krańców, południowo-zachodnią część Morza Barentsa i Półwysep Skandynawski.

Drugą grupę (region) określono mianem Regionu Arktyki Eurazjatyckiej. Dzieli się on (w granicach opracowania) na dwa subregiony:

- Europejsko-Uralski, rozciągający się na wschód od długości geograficznej Archangielska po rejon ujścia Obu, wraz z południowo-wschodnimi częściami Morza Barentsa i południowo-zachodnimi częściami Morza Karskiego,
- Syberyjski, obejmujący północne obszary Niziny Zachodnio-Syberyjskiej, Tajmyr bez jego wybrzeży, zachodnie fragmenty Niziny Północnosyberyjskiej, Putoranę i północną część Wyżyny Środkowo-Syberyjskiej. Ten ostatni subregion może wykazywać w rzeczywistości większe zróżnicowanie regionalne, gdyż liczba stacji, która go charakteryzuje jest niewielka.

Przedstawiając wyniki obliczeń wartości trendów rocznych i sezonowych pogrupowano stacje w „bloki”, odpowiadające podziałowi regionalnemu (tab. 1).

Pierwszym, najważniejszym rezultatem analizy trendów jest stwierdzenie, że poza jedną stacją (Turukhansk), na całym rozpatrywanym obszarze występują dodatnie trendy temperatury rocznej, choć o zróżnicowanym stopniu istotności statystycznej. Drugim stwierdzeniem jest to, że poza stacjami reprezentującymi subregion syberyjski, w których zimą występują nieistotne statystycznie trendy ujemne, na wszystkich pozostałych stacjach we wszystkich sezonach występują w badanym okresie dodatnie trendy temperatury powietrza.

Analiza rozkładu wartości trendów sezonowych (patrz tab. 1) wskazuje, że w okresie współczesnego ocieplenia najsilniejsze dodatnie trendy temperatury powietrza nad obszarami morskimi Arktyki Atlantycznej i jej wybrzeżami, za wyjątkiem obszarów Syberii, wystąpiły w okresie zimy i jesieni. Na rozległych obszarach trendy te są statystycznie istotne (patrz ryc. 4 C1 i D1).

Nie znajduje tu potwierdzenia wielokrotnie sformułowane w literaturze stwierdzenie, że w Arktyce najsilniejsze trendy w czasie współczesnego ocieplenia zaznaczają się w okresie wiosennym (III-V). Jedynym obszarem w granicach opracowania, na którym trendy wiosny są silniejsze niż trendy w innych porach roku jest obszar Syberii na wschód od Obu (patrz tab. 1; blok stacji od Tarko-Sale do stacji Tura). Na tym obszarze na żadnej ze stacji trendy wiosny nie są jednak istotne statystycznie, a obszar ten, za wyjątkiem jego najdalej na północ wysuniętych części, nie może być zaliczony⁵ do Arktyki. Na dodatek, na przeważającej części tego obszaru zaznacza się występowanie ujemnych trendów temperatury powietrza zimą, co jest wyraźną odrębnością w stosunku do obszaru Arktyki Atlantycznej. Na obszarze lądowym położonym na zachód od Obu, obejmującym zachodnie skraje Niziny Zachodniosyberyjskiej i północną część europejskiej Rosji, po długość geograficzną Archan-gielska oraz nad południowo-wschodnią częścią Morza Barentsa i południowo-zachodnimi krańcami Morza Karskiego trendy wiosny są z kolei mniejsze od trendów wszystkich pozostałych sezonów (tab. 1; blok od stacji Małe Karmakuly do stacji Mare-Sale).

Stwierdzenie, że najsilniejszymi trendami na obszarze Arktyki Atlantycznej w okresie współczesnego ocieplenia są trendy zimy i jesieni prowadzi do konkluzji, że jest to taki sam rozkład siły trendów sezonowych, jaki nastąpił w okresie poprzedniego ocieplenia Atlantycznej Arktyki.

Jak można odczytać z map Scherhaga (1937, 1939) oraz pracy Lamba (1972), najsilniejszy wzrost temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej w okresie ocieplenia lat 30' XX wieku nastąpił w rejonie wschodniej części Morza Grenlandzkiego, północnej części Morza Barentsa i północno-zachodniej części Morza Karskiego, ciągnącym się od Jan Mayen przez Spitsbergen do Ziemi Franciszka Józefa – Nowej Ziemi⁶. W ciągu 10 lat, między rokiem 1921 a 1930, średnia temperatura zimy (XI-III) wzrosła o 3.5°C w rejonie Spitsbergenu – Ziemi Franciszka Józefa, o powyżej 2°C nad środkową i północną częścią Morza Barentsa (z Nową Ziemią łącznie), 2.0-1.8°C nad południową częścią Morza Barentsa i południowymi krańcami Nowej Ziemi. Podobny wzrost temperatury w tym 10. leciu (~ +1.8°C) notowano w rejonie Jan Mayen i północnych krańców Islandii (Scherhag 1939; ryc. 6).

Od początku ocieplenia (1918-1919) do kulminacji ocieplenia (1938-1940) temperatura roczna wzrosła nad rejonem Spitsbergenu – Ziemi Franciszka Józefa – północnymi krańcami Nowej Ziemi o 3° (nieco ponad 3.5° według Scherhaga), a średnia temperatura zimy (liczonej od grudnia do marca) o 6-6.5°C. Słabszy, około 2-2.5. stopniowy wzrost temperatury rocznej nastąpił w środkowej i południowej części Morza Barentsa, północnej części Morza Norweskiego (Bjornoya) i na Morzu Grenlandzkim (w rejonie Jan Mayen). Silny wzrost temperatury zimy (~4-5°), nieco słabszy temperatury rocznej (~2°C) zaznaczył się również na stacjach północnej części Półwyspu Skandynawskiego, w tym na stacjach położonych na północ i północno-wschód od północnego krańca Zatoki Botnickiej. Są to te same obszary, na których zaznacza się najsilniejszy wzrost temperatury powietrza w czasie współ-

⁵ Między innymi ze względu na to, że jest to strefa tajgi. Występujący tam klimat jest klimatem kontynentalnym chłodnym (strefa klimatów lasów borealnych; klimat Df według klasyfikacji W.Köppena).

⁶ W czasie gdy Scherhag (1937, 1939) analizował zmiany temperatury w Arktyce, nie było jeszcze wielu obecnie istniejących stacji meteorologicznych, a z tych, które rozpoczęły pracę w połowie lat 30. XX wieku, dane jeszcze nie były upublicznione.

czesnego ocieplenia. Również skala zmian temperatury w ociepleniu lat 30. XX wieku i we współczesnym ociepleniu na tych obszarach jest bardzo podobna.

Tabela 2 – Table 2

Trendy roczne i sezonowe w Arktyce Atlantyckiej. Trendy istotne statystycznie na poziomie $p < 0.05$ pogrubiono, istotne statystycznie na poziomie $p < 0.001$ – oznaczone dodatkowo *

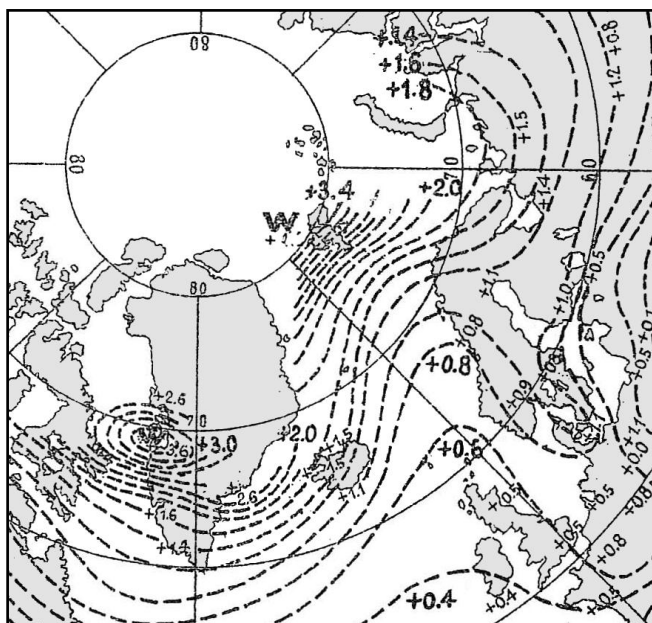
Annual and seasonal trends in Atlantic Arctic. Trends significant at $p < 0.05$ level in bold, at $p < 0.001$ level additionally marked with *

Stacja Station	Trendy – Trends [$^{\circ}\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$]				
	Rok – Year [I - XII]	Jesień – Autumn [IX-XI]	Zima – Winter [XII-II]	Wiosna – Spring [III-V]	Lato – Summer [VI-VIII]
Arktyka Eurazjatycka, subregion Europejsko-Uralski – Eurasian Arctic , European-Uralic subregion					
Male Karmakuly	+0.053	+0.051	+0.103	+0.037	+0.032
Kanin Nos	+0.046	+0.050	+0.066	+0.031	+0.045
Archangielsk	+0.050	+0.062	+0.103	+0.009	+0.029
Pechora	+0.018	+0.031	+0.041	+0.002	+0.022
Narjan-Mar	+0.035	+0.043	+0.046	+0.021	+0.045
Amderma	+0.046	+0.056	+0.061	+0.027	+0.052
Salekhard	+0.017	+0.028	+0.148	+0.015	+0.040
Mare Sale	+0.035	+0.054	+0.031	+0.021	+0.049
Arktyka Eurazjatycka, subregion Syberyjski – Eurasian Arctic , Siberian subregion					
Tarko Sale	+0.022	+0.038	-0.040	+0.078	+0.039
Tazovskoe	+0.018	+0.028	-0.034	+0.055	+0.049
Antipajeta	+0.033	+0.044	+0.018	+0.044	+0.047
Dudinka	+0.010	+0.029	-0.051	+0.050	+0.034
Turukhansk	-0.002	+0.016	-0.062	+0.064	+0.011
Voločanka	+0.026	+0.044	-0.049	+0.077	+0.043
Agata	+0.013	+0.035	-0.060	+0.058	+0.028
Hatanga	+0.039	+0.057	-0.007	+0.074	+0.044
Tura	+0.027	+0.044	-0.011	+0.064	+0.022
Arktyka Atlantycka, subregion Półwyspu Skandynawskiego – Atlantic Arctic, Scandinavian subregion					
Gunnarn	+0.066	+0.058	+0.135	+0.035	+0.051
Haparanda	+0.077*	+0.048	+0.168	+0.039	+0.051
Kuusamo	+0.075*	+0.061	+0.164	+0.022	+0.058
Bodo	+0.052*	+0.045	+0.084	+0.024	+0.058
Sodankyla	+0.082*	+0.071	+0.162	+0.030	+0.061
Krasnocel'e	+0.066	+0.055	+0.122	+0.038	+0.045
Karesuando	+0.077*	+0.065	+0.125	+0.043	+0.071
Tromso	+0.047*	+0.053	+0.077	+0.029	+0.033
Karasjok	+0.094*	+0.091	+0.184	+0.053	+0.039
Vardo	+0.055*	+0.052	+0.079	+0.042	+0.044
Murmańsk	+0.053	+0.045	+0.108	+0.028	+0.027
Arktyka Atlantycka, subregion Karski – Atlantic Arctic, Kara subregion					
GGO Krenkelya	+0.096	+0.119	+0.178	+0.060	+0.009
Ostrov Vize	+0.109*	+0.166	+0.158	+0.075	+0.021
Mys Golomiannyj	+0.082	+0.173	+0.068	+0.063	+0.010
Mys Cheluskin	+0.058	+0.123	+0.024	+0.061	+0.017
Mys Steriegova	+0.058	+0.097	+0.028	+0.070	+0.039
Ostrov Dikson	+0.042	+0.060	+0.003	+0.042	+0.064
Ostrov Belyj	+0.055	+0.046	+0.082	+0.054	+0.060

Arktyka Atlantycka, subregion Svalbardzki – Atlantic Arctic, Svalbard subregion					
Jan Mayen	+0.078*	+0.066	+0.090	+0.076	+0.071*
Bjornoya	+0.086*	+0.085	+0.149	+0.046	+0.054
Hopen	+0.129*	+0.133	+0.228	+0.088	+0.051*
Hornsund	+0.093*	+0.111	+0.174	+0.045	+0.031
Barentsburg	+0.094*	+0.078	+0.172	+0.071	+0.044
Svalbard-Lufthavn	+0.120*	+0.120	+0.211	+0.074	+0.064*
Ny Alesund	+0.089*	+0.085	+0.176	+0.044	+0.043*
Arktyka Atlantycka, subregion Grenlandzko-Islandzki – Atlantic Arctic, Greenland-Iceland subregion					
Amassalik	+0.081*	+0.062*	+0.086	+0.099	+0.067*
Kap Tobin	+0.080*	+0.078	+0.105	+0.061	+0.060*
Danmarkshavn	+0.060*	+0.083	+0.075	+0.038	+0.031
Stykkisholmur	+0.056*	+0.060	+0.062	+0.048	+0.053
Akureyri	+0.048*	+0.065	+0.064	+0.038	+0.027
Akurnes	+0.050*	+0.068*	+0.046	+0.038	+0.045*

Ryc. 6. Fragment mapy Scherhaga (1939). Odchylenie średniej temperatury [°C] miesięcy zimowych (XI-III) dekady 1921-1930 względem średniej wieloletniej

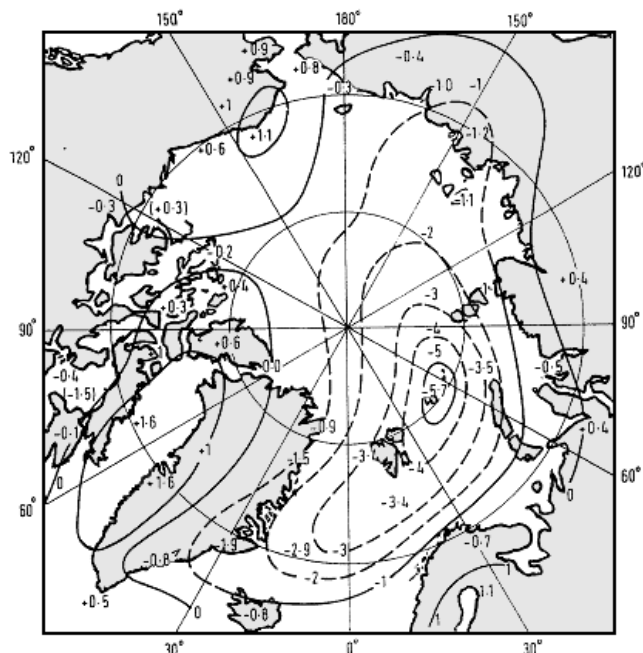
Fig. 6. Part of Scherhag chart (1939). Deviation of the mean winter months (November-March) temperature [°C] of the decade from 1921 to 1930 relative to the mean long-term



Warto dodać, że w czasie ochłodzenia Arktyki lat 60-70. XX wieku na tym samym obszarze, na którym w obu ociepleniach Arktyki nastąpił najsilniejszy wzrost temperatury, zaznaczył się najsilniejszy spadek temperatury (Lamb 1995). Rodewald (za Dicksonem i in. 1996; patrz ryc. 7) maksimum zimowego (XII-III) spadku temperatury, równe -5.7°C znaczy nad Wyspą Vize, a izoterma spadku temperatury zimowej -3° rozciąga się od Ziemi Północnej, przez Spitsbergen i Bjornoyę, po Jan Mayen.

W świetle powyższego teza o odmienności ocieplenia lat 30' XX wieku od współczesnego ocieplenia na obszarze Arktyki Atlantyckiej wydaje się być nie do utrzymania. Na obszarze Arktyki Atlantyckiej zarówno rozkład wartości trendów sezonowych, jak i regionalne zróżnicowanie wzrostu temperatury oraz skala ocieplenia były w obu fazach ocieplenia XX i XXI wieku niemal takie same.

Takie sformułowanie, stojące w sprzeczności z powszechnie wyrażanymi w literaturze przedmiotu opiniami, wymaga dyskusji podstaw, na których sformułowano tezę o odmienności obu faz ociepleń Arktyki w XX wieku i początku wieku XXI.



Ryc. 7. Średnie różnice temperatury powietrza [°C] miesięcy zimowych (grudzień-marzec) między dekadą 1951-1960 a 1961-1970 w Arktyce (Rodewald 1972; za Dicksonem i in. 1996)

Fig. 7. The average differences of air temperature [°C] in winter months (December-March) between 1951-1960 and 1961-1970 decade in the Arctic (Rodewald 1972; for Dickson *et al.* 1996)

5. Dyskusja zagadnienia "najsilniejszych trendów temperatury w okresie wiosny" w czasie współczesnego ocieplenia Arktyki

Przyczyna formułowanych w licznych pracach tez o różnicach w rozkładzie sezonowych trendów temperatury powietrza między obiema fazami ociepleń Arktyki w XX i XXI wieku jest banalna – wynika ona z samej istoty analizy trendów. Jak wiadomo, analiza trendów nie jest dobrym i możliwym do zaakceptowania w każdych warunkach narzędziem badawczym. Współczynnik trendu jest uzależniony od wyboru początku i końca badanego okresu, stąd, mimo takiego samego mianowania (°C na rok czy przeliczonego na dekadę), praktycznie porównanie trendów może dotyczyć tylko tych przypadków, w których rozpatruje się identyczny okres, a współczynnik trendu obliczony jest z danych o takiej samej rozdzielczości czasowej i dokładnie dla takiego samego obszaru, jeśli szacuje się trendy "obszarowe".

Jednymi z pierwszych prac, w których sformulowano tezę o występowaniu najsilniejszych trendów w Arktyce Atlantyckiej w okresie wiosennym był artykuł Hansen-Bauer i Førlanda (1998), a w całej Arktyce Rigora i in. (2000). Hansen-Bauer i Førland analizowali między innymi sezonowe trendy temperatury od roku 1912 do 1996, stwierdzając, że w całym tym okresie brak statystycznie istotnych trendów temperatury rocznej, a z sezonowych trendów jedynie trendy temperatury wiosny są statystycznie istotne. Nie ma w tej pracy stwierdzenia, że dodatni i statystycznie istotny trend temperatury

wiosny jest charakterystyczny dla okresu współczesnego ocieplenia tej części Arktyki⁷, a tym bardziej – całej Arktyki. Rigor, Colony i Martin (2000) analizowali roczne i sezonowe trendy temperatury powietrza w Arktyce na podstawie szeregów czasowych z lat 1979-1997 (19 lat), przekształcając następnie trendy w nich występujące do postaci danych powierzchniowych. "Arktyka" została zdefiniowana w tej pracy jako strefa między 60 a 90°N. W skład tak pojmowanej "Arktyki" wchodziły wielkie obszary lądowe Azji i Ameryki Północnej leżące na południe od północnej granicy lasu – Syberia, Alaska, Terytoria Północno-Zachodnie (Northwest Territories) i południowe części Nunavut. Znaczne ich obszary w żaden sposób nie stanowią części tego, co pojmujemy pod mianem "Arktyka".

Silne trendy dodatnie ($> 2.5^\circ$ na dekadę) w okresie wiosny według Rigora i in. (2000) występują w latach 1979-1997 na obszarach Syberii między 50 a 120°E, również na południe od 70°N (patrz fig. 9, sekcja Spring w pracy Rigora i in. 2000), gdzie siłą rzeczy zajmują największe powierzchnie. Drugi obszar występowania silnych trendów dodatnich wiosną to syberyjskie morza szelfowe i partie Morza Arktycznego między 90°E a 180°. Na tym ostatnim obszarze trendy zostały wyznaczone w oparciu o przetworzenie nieciągłych obserwacji dokonywanych na radzieckich/rosyjskich stacjach dryfujących SP (Severnyj Polyus – Biegun Północny). W tak zarysowanej "Arktyce", obszary o silnych trendach wiosennych zajmują największą powierzchnię – około 1/4 strefy 60-90°, jednak ponad połowa tej powierzchni leży na szerokościach niższych od 70°N.

W pierwszym roku (1978) szeregu badanego przez Rigora i in. (2000) wiosna w sektorze przy-pacyficznym Arktyki, na obszarze środkowej i wschodniej Syberii, na Alasce była stosunkowo chłodna. Następnie, do roku 1990 temperatura nieregularnie wzrastała. Po roku 1990 zaznaczyły się na tym obszarze znaczne, bezkierunkowe wahania temperatury wiosny, jednak niemal cały czas temperatura była wyższa niż pierwszy wyraz szeregu. W ostatnim, 1997 roku, temperatura na tym obszarze spadła, ale poprzedni rok (1996) był drugim, po 1990 roku, najcieplejszym rokiem szeregu. Rezultatem takiego przebiegu temperatury nad środkową i wschodnią Syberią, oraz przypuszczalnie nad Morzem Łaptiewów i Wschodniosyberyjskim był silny dodatni trend wiosny. W skali całej tak pojmowanej "Arktyki", trendy wiosny, po uśrednieniu obszarowym, okazały się być najsilniejsze.

Sformułowanie Rigora i in. (2000) było cytowane i powtarzane w licznych późniejszych pracach. Dodatkowo zostało rozbudowane w pracy Overlanda i in. (2002), bazującej na materiałach obserwacyjnych i reanalizach z wydłużonego o dwa lata w stosunku do pracy Rigora i in. okresu (1978-1998). Badania Overlanda i in. (2002) nie obejmowały całej Arktyki, ale jej zachodnią część – od krańców wschodniej Syberii po północno-wschodnią Kanadę. Szereg badany przez Overlanda i in. (2002) rozpoczął się w roku 1978, którego wiosna była w sektorze pacyficznym Arktyki tylko nieco cieplejsza od roku 1979, stanowiącego podstawę obliczania trendów przez Rigora i in. (2000). Ostatnim rokiem szeregu badanego przez Overlanda i in. (2002) był 1998. W tym roku nad północną częścią Ameryki Północnej, rejonem Zatoki Hudsona, Archipelagiem Kanadyjskim, wschodnią Syberią, morzami

⁷ Stwierdzenie I. Hansen-Bauer i J.E. Førlanda rozpoczynające abstrakt „Observations from the Norwegian Arctic show positive trends in annual mean temperatures from 1912 to the 1930s and from the 1960s to 1996. Between these periods there was a negative trend, and there is no statistically significant trend in the record as a whole. The present temperature is approximately the same as in the 1920s, and lower than during the 1930s and 1950s. Spring is the only season which shows a statistically significant warming from 1912 to 1996.” Nie zmienia to faktu, że w kilku pracach różnych autorów jest przywołanie artykułu Hansen-Bauer i Førlanda (1998), jako wykazującego występowanie najsilniejszych trendów temperatury wiosny w okresie ostatniego ocieplenia Arktyki.

Beringa, Beauforta, Czukockim wystąpiła wyjątkowo silna dodatnia anomalia temperatury powietrza ($> 3^{\circ}\text{C}$ w skali temperatury średniej rocznej)⁸. Wzrost temperatury znacznie powyżej średniej klimatycznej rozpoczął się w marcu i trwał do końca jesieni, przy czym najsilniejsze dodatnie odchylenia wystąpiły nad Ameryką Północną, Archipelagiem Kanadyjskim i Morzem Beauforta w marcu-kwietniu oraz w sierpniu-październiku. Ze względu na wystąpienie bardzo wysokiej wartości temperatury wiosny jako ostatniego wyrazu szeregu, z której obliczano trendy, trend wiosny dla okresu 1978-1998 był wyjątkowo silny i statystycznie istotny. W ten sposób wyniki badań Overlanda i in. (2002) potwierdziły i ugruntowały tezę Rigora i in. (2000) o występowaniu w Arktyce najsilniejszych trendów w okresie wiosny.

Te same tezy, o występowaniu najsilniejszego dodatniego trendu temperatury powietrza w okresie wiosny (a faktycznie w jej środkowym miesiącu – kwietniu) zostały powtórzone w pracy Overlanda i in. (2004, patrz fig. 11). W późniejszych latach cytowana była już najczęściej praca Overlanda i in. z roku 2004 wskazująca na występowanie wyjątkowo silnych trendów temperatury w okresie wiosennym, a stosunkowo niedawno tezy te zostały kolejny raz powtórzone w pracy Overlanda, Wanga i Salo (2008), ze stwierdzeniem, że podobne, silne, dodatnie trendy zimy i wiosny występowały (w przeciwieństwie do innych dekad (?)) nad wschodnią Syberią i Morzem Wschodniosyberyjskim oraz nad wschodnią Kanadą i Zatoką Baffina w latach 2000-2005.

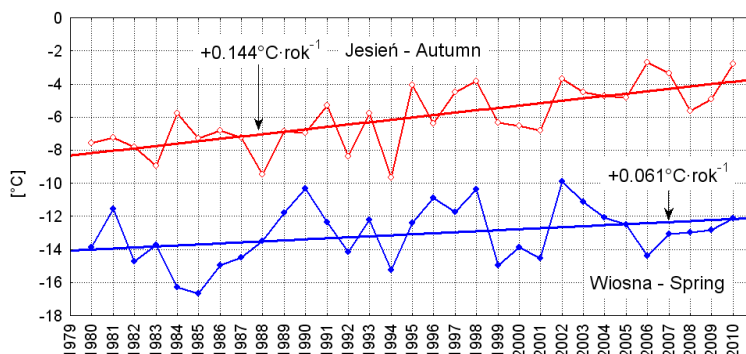
W rzeczywistości do tej pory nie dokonano bardziej szczegółowej analizy rozkładu przestrzennego i czasowego trendów temperatury powietrza w całej Arktyce i dla całego okresu współczesnego ocieplenia, łącznie z okresem ostatnich 10-12 lat. Stwierdzone występowanie silnych dodatnich trendów temperatury okresu wiosennego na obszarze wschodniej Syberii i Morza Wschodniosyberyjskiego oraz wschodniej Kanady w latach 1978-1998 zostało w literaturze zgeneralizowane – rozciągnięto te cechy wiosennego wzrostu temperatury na całą Arktykę oraz na cały okres współczesnego ocieplenia Arktyki. Za dodatkowy argument mający wskazywać na występowanie bardzo silnych trendów temperatury powietrza w okresie wiosennym przyjęto również obserwowane po roku 2000 na morzach Wschodniosyberyjskim, Czukockim i Beauforta oraz w przypacyficznej części Morza Arktycznego gwałtowne cofnięcie się pokrywy lodowej w okresie letnim. Fakt ten potraktowano jako skutek silnego wzrostu temperatury powietrza wiosną, przywołując jako poparcie tej tezy prace Rigora i in. (2000) i Overlanda i in. (2004) – np. Serreze i in. (2003), Comiso i in. (2008) – co tylko w części odpowiada rzeczywistości (patrz Nghiem i in. 2007). Stwierdzenia dotyczące występowania najsilniejszych trendów w okresie wiosennym zostały następnie przyjęte jako cecha mająca odróżniać współczesne ocieplenie od ocieplenia lat 30. XX wieku (patrz np. Johannessen i in. 2004, Overland i in. 2008).

Tymczasem, jak dowodzi tego przeprowadzona analiza sezonowych trendów na obszarze Arktyki Atlantyckiej, nie jest to cecha typowa dla całego okresu współczesnego ocieplenia, a w skali całej Arktyki wykazuje dodatkowo dużą zmienność w przestrzeni. Na obszarze przypacyficznej części Arktyki badanej przez Overlanda i in. (2002), na stacjach leżących na wybrzeżu mórz Czukockiego i Wschodniosyberyjskiego w latach 1980-2009 najsilniejszy i wysoce istotny trend temperatury powietrza zaznacza się nie wiosną⁹, ale podobnie jak w subregionie karskim Atlantyckiej Arktyki jesienią (patrz

⁸ W licznych pracach (tu nie przywoływanych) wystąpienie niezwykle silnych dodatnich anomalii temperatury powietrza na wymienionym obszarze w roku 1998 związane jest z wyjątkowo silną i długotrwałą fazą El Nino.

⁹ Na stacji Barrow, dla której dysponuje się kompletnymi i nie budzącymi wątpliwości danymi, obliczone sezonowe trendy temperatury powietrza w okresie 1980-2009 to: wiosna $+0.060(\pm 0.036)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p < 0.105$; lato $+0.047(\pm 0.021)^{\circ}\text{C}$, $p < 0.038$; jesień $+0.214(\pm 0.043)^{\circ}\text{C}$, $p < 0.00003$; zima $+0.051(\pm 0.035)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p < 0.158$. Tak

ryc. 8). Jest on przeciętnie 2-3 razy silniejszy od trendu temperatury wiosny, i bez wyjątku statystycznie istotny. Na stacjach przypacyficznej części Arktyki leżących na wybrzeżu Morza Beringa (np. Nome, Kotzebue, ...) trendy temperatury wiosny, tam gdzie są one dodatnie, są również wyraźnie słabsze od trendów jesieni, chociaż wartości trendów jesieni i trendów wiosny nie są istotne statystycznie.



Ryc. 8. Przebieg sezonowej temperatury powietrza wiosny (III-V) i jesieni (IX-XI) w okresie ostatniego ocieplenia Arktyki na stacjach przypacyficznej Arktyki (wartości temperatury sezonowej uśrednione ze stacji: Inuvit, Barrow, Kotzebue, Uelen, Mys Schmidta, Ostrov Wrangel) i jej trendy (1980-2009)

Fig. 8. Course of seasonal spring (March-May) and autumn (September-November) air temperatures during the last warming of the Arctic at the stations pacific sector to the Arctic (averaged seasonal temperatures from stations: Inuvit, Barrow, Kotzebue, Uelen, Mys Schmidt, Ostrov Wrangel) and its trends (1980-2009)

6. Podsumowanie

Przeprowadzona analiza rozmiarów wzrostu temperatury na obszarze Arktyki Atlantyckiej, jaki zachodził w fazie współczesnego ocieplenia Arktyki (1980-2009) wykazuje występowanie wydatnego wzrostu temperatury na całym tym obszarze. Największy wzrost rocznej temperatury powietrza w czasie współczesnego ocieplenia, przekraczający 3°C, nastąpił w rejonie rozciągającym się od Spitsbergenu po Ziemię Północną, obejmującym północną i środkową część Morza Barentsa i północno-zachodnią część Morza Karskiego. Centrum tego ocieplenia lokuje się w rejonie Ziemi Franciszka Józefa – Wyspy Vize, gdzie w ciągu 28-30 lat średnia temperatura roczna wzrosła nieco powyżej 4°C. Najmniejszy wzrost temperatury w badanym okresie, mniejszy od 1°C, zaznaczył się nad obszarami lądowymi północo-wschodniej Europy i Niziny Syberyjskiej, oddalonymi od linii brzegowej kontynentu.

Analiza rozkładów trendów sezonowych wykazała, że najsilniejsze wzrosty temperatury powietrza nastąpiły nad obszarami Arktyki Atlantyckiej w okresie jesieni (IX-XI) i zimy (XII-II). Obszar występowania najwyższych wartości trendów jesienią ($\geq 0.15^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) lokuje się w północno-wschodniej części Morza Karskiego (rejon Wyspy Vize – Wyspy Oktyabrskoi Rewolucji na Ziemi Północnej). Na obszarze od Spitsbergenu, przez północną część Morza Barentsa, północne krańce Nowej Ziemi, po nasadę

więc najsilniejszy, statystycznie wysoce istotny trend występuje jesienią. Istotny statystycznie trend występuje również latem. Trend wiosny, mimo tego, że jest nieco silniejszy od trendu lata i zimy, jest statystycznie nieistotny. Również na stacjach Inuvit, Ostrov Vrangelya, Mys Schmidta, Uelen najsilniejszy trend sezonowy zaznacza się jesienią (odpowiednio: $+0.134$, $+0.156$, $+0.183$ i $+0.113^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$).

Tajmyru występują trendy temperatury jesieni $\geq 0.10^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, czyli $+1^{\circ}\text{C}/\text{dekadę}$. Słabe i nieistotne trendy jesieni ($< 0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) występują nad obszarami lądowymi północnej Europy i Syberii oraz nad południowymi częściami mórz Barentsa i Karskiego. Podobnej siły trendy ($+0.05 - +0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) nad Morzem Norweskim i Morzem Grenlandzkim oraz Cieśniną Duńską są statystycznie istotne. Obszar występowania najsilniejszych trendów w okresie zimy również występuje w wysokich szerokościach ($75-80^{\circ}\text{N}$), ale przesuwa się na zachód. Najsilniejszy trend temperatury powietrza lokuje się w rejonie Spitsbergenu – Ziemi Franciszka Józefa ($\geq 0.18^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), osiągając najwyższe wartości w rejonie wyspy Hopen ($\geq 0.20^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Oznacza to wzrost temperatury zimy w rejonie Spitsbergenu – Ziemi Franciszka Józefa o około 6°C . Drugie „ognisko” bardzo silnych trendów lokuje się nad północną częścią Półwyspu Skandynawskiego ($\geq 0.15^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), gdzie w rozpatrywanym okresie nastąpił wzrost temperatury zimy o $4-5^{\circ}\text{C}$. Słabe i nieistotne trendy temperatury powietrza lokują się nad Europą (jednak bez Półwyspu Skandynawskiego) oraz Syberią, a także nad południowo-wschodnią częścią Morza Barentsa i Morzem Karskim. Nad obszarem mórz Norweskiego, Grenlandzkiego, Cieśniną Duńską, południowo-zachodnią częścią Morza Barentsa, trendy temperatury powietrza w okresie zimowym są wyraźnie silniejsze niż w okresie jesiennym.

Taki rozkład w przestrzeni zmian wartości trendów między jesienią a zimą wskazuje, że w ich kształtowaniu główną rolę odgrywają strumienie ciepła z oceanu do atmosfery. Z chwilą utworzenia się zwartej pokrywy lodów morskich odcinających strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, bardziej intensywny wzrost temperatury ustaje (SE część Morza Barentsa, S i SE część Morza Karskiego). Również fakt, że wraz ze spadkiem temperatury powietrza, czyli wzrostem różnicy temperatury między powierzchnią oceanu a powietrzem, wartości trendów nad otwartymi, nie pokrytymi lodem powierzchniami oceanu wzrastają (zima) przemawia za taką interpretacją.

Wzrost temperatury lata jest powolny, ale konsekwentny. Wartości trendów są niewielkie – nad obszarami Cieśniny Duńskiej, mórz Norweskiego i Grenlandzkiego, północnej i środkowej części morza Barentsa, północno-zachodniej części Morza Karskiego osiągają one wartość od $+0.04$ do $+0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i są z reguły wysoce istotne statystycznie. Nad obszarami północnej Grenlandii, akwenami Morza Arktycznego pokrytego lodem, południowymi częściami Morza Barentsa, południowo-zachodnimi i wschodnimi częściami Morza Karskiego oraz nad obszarami lądowymi Europy (bez Półwyspu Skandynawskiego) i Syberią trendy lata są statystycznie nieistotne. Jedynym sezonem (porą roku), w którym nad Arktyką Atlantycką trendy temperatury powietrza nie wykazują uporządkowania przestrzennego, ani też istotności statystycznej, jest wiosna. Tylko na kilku stacjach (patrz ryc. 4 A1) tworzących pas ciągnący się od wschodnich wybrzeży Grenlandii (Amassalik) przez Islandię, Jan Mayen, Hopen po Mys (Ostrov) Golomiannyj na Ziemi Północnej trendy temperatury wiosny w badanym okresie przekraczają próg istotności statystycznej. W takiej sytuacji, można jedynie szacować (patrz ryc. 4 A2), że w okresie wiosny nad badanym obszarem zaznaczył się bardzo słaby wzrost temperatury powietrza, przy czym najsilniejszy wzrost, około 3°C w trzydziestoleciu, wystąpił nad środkową częścią Nowej Ziemi i nad Putoraną (Syberia).

Porównanie rozkładu sezonowego trendów oraz regionalnego zróżnicowania zmian temperatury między ociepleniem Atlantyckiej Arktyki „lat 30’ XX wieku” (1918-1938) a „współczesnym” ociepleniem Arktyki (1980-2009) wskazuje, że obie fazy ocieplenia Atlantyckiej Arktyki są bardzo podobne do siebie. Najsilniejsze wzrosty temperatury powietrza wystąpiły nad tymi samymi rejonami (Spitsbergen – Ziemia Franciszka Józefa). Najsilniejsze trendy temperatury powietrza wystąpiły w tych samych sezonach – jesienią i zimą. Nie znajduje potwierdzenia w przebiegu temperatury w Arktyce Atlantyckiej

teza, że współczesne ocieplenie Arktyki od „ocieplenia lat 30. XX wieku” różni się tym, że najsilniejszy wzrost temperatury powietrza następuje wiosną.

Skala wzrostu temperatury w poszczególnych sezonach i roku, na tyle na ile pozwala ocenić to materiał obserwacyjny z niezbyt gęstej sieci obserwacyjnej lat międzywojennych, jest niemal taka sama. Bezwzględne wartości temperatury w okresie współczesnego ocieplenia Arktyki Atlantyckiej są wyższe od temperatury z ocieplenia Atlantyckiej Arktyki „lat 30.”, ale trzeba zwrócić uwagę na fakt, że po „ociepleniu lat 30. XX wieku” temperatura w Arktyce Atlantyckiej spadła, jednak nie osiągnęła poziomu z okresu poprzedzającego to ocieplenie (lat 1912-1917), lecz pozostała wyższa. Oba okresy ociepleń Arktyki Atlantyckiej różni czas trwania fazy wzrostu temperatury. Ocieplenie Arktyki „lat 30. XX wieku” trwało 20-21 lat, współczesne ocieplenie Arktyki trwa już 30 lat, i nie jest jasne, czy ta faza ocieplenia już zakończyła się.

Teza o zasadniczych różnicach między oboma fazami ocieplenia całej Arktyki, sformułowana w pierwszych latach XXI wieku, a więc przed zakończeniem „współczesnego” ocieplenia Arktyki, powinna, jak się wydaje, zostać obecnie poddana weryfikacji. Dotyczy to zarówno różnic w rozkładzie siły sezonowych trendów temperatury powietrza, jak i zasadniczych różnic w regionalnym wykształceniu wzrostu temperatury. W czasie ocieplenia „lat 30.” najsilniejszy wzrost temperatury powietrza wystąpił w Arktyce Atlantyckiej, w czasie współczesnego ocieplenia Arktyki najsilniejszy wzrost temperatury ma występować w przypacyficznej części Arktyki. Pobieźna analiza trendów i bezwzględnych wartości wzrostu temperatury powietrza wskazuje, że i w czasie współczesnego ocieplenia Arktyki najsilniejsze wzrosty temperatury powietrza zaznaczają się w Arktyce Atlantyckiej – w rejonie Spitsbergenu – Ziemi Franciszka Józefa, a więc w tym samym rejonie, w którym doszło w czasie ochłodzenia Arktyki lat 60-70. XX wieku do najsilniejszego spadku temperatury.

Literatura

- Alekseev G.V., 2003. Issledovaniya izmenenij klimata Arktiki v XX stoletii. Trudy AANII, 446: 6–21.
- Alekseev G.V., Pnushkov A.V., Ivanov N.E., Ashik I.M., Sokolov V.T., Golovin P.N., Bogorodsky P.V., 2009. Kompleksnaya ocenka klimaticeskikh izmenenij v morskoj Arktike s ispolzovaniem dannykh MPG 2007/2008. Problemy Arktiki i Anarktiki, 1 (87): 7–14.
- 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.
- Budyko M.I., 1971. *Klimat i žizn'*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 472 s.
- Budyko M.I., 1974. *Izmeneniya klimata*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 279 s.
- 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.
- Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L., 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
- Dickson R., Lazier J., Meincke J., Rhines P., Swift J., 1996. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38: 241–295.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvig B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., 2000. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13 (15): 2671–2696.
- Drinkwater K.F., 2006. The regime shift of the 1920s and 1930s in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 68 (2-4): 134–151.

- Dzyuba A.V., 2009. Formalizaciya zavisimosti temperaturunogo režima Atlantiko-Evrazjatskoj pripolyarnoj zony ot severoatlantičeskogo kolebaniya. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 2009 (5): 16–33.
- Grumet N.S., Wake C.P., Mayewski P.A., Zielinski G.A., Whitlow S.I., Koerner R.M., Fisher D.A., Woollett J.M., 2001. Variability of Sea-Ice Extent in Baffin Bay over the Last Millennium Climatic Change, 49 (1-2): 129–145.
- 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-Bauer I., Førland E.J., 1998. Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *Climate Research*, 10 (2): 143–153.
- Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H. Heinemeier J., 2005. Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene* 15 (3): 396–407.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Andrei P. Nagurnyi A.P., Victor F. Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability. *Tellus A*, 56 (4): 328–341.
- Lamb H.H., 1972. *Climate: Present. Past and Future*. Methuen & Co Ltd., London: 613 s.
- Lamb H.H., 1995. *Climate, history and the modern world*. Routledge, London: 410 s. (reprint wydania z roku 1982).
- Marsz A., Styszyńska A., 2009. Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point of view for the reasons of changes in the Arctic climate. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 7–31.
- Marsz A., Styszyńska A., Zblewski S., 2008. Rozmiary i przebieg współczesnego ocieplenia Arktyki w rejonie mór Barentsa i Karskiego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 18: 35–67.
- 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., Spillane M.C., Percival D.B., Muyin Wang, Mofjeld H.O., 2004. Seasonal and regional variation of pan-arctic surface air temperature over the instrumental record. *Journal of Climate*, 17 (17): 3263–3282.
- Overland J.E., Wang M., Bond N.A., 2002. Recent temperature changes in the western Arctic during spring. *Journal of Climate*, 15 (13): 1702–1716.
- Overland J.E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period. *Tellus A*, 60 (4): 589–597.
- Perovich D. K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V., 2007. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophysical Research Letters*, 34, L19505, doi: 10.1029/2007GL031480.
- Polyakov I., Akasofu S.-I., Bhatt U., Colony R., Ikeda M., Makshtas A., Swingley C., Walsh D., Walsh J., 2002a. Trends and variations in Arctic climate system. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 83 (47): 547–548.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R.L., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin, A.V., 2002b. Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 29 (18), 1878, doi:10.1029/2001GL011111.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmonds 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.

- Przybylak R., 2000. Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic. *International Journal of Climatology*, 20 (6): 587–614.
- Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology*, 46 (1): 316–324.
- Przybylak R., Usowicz J., 2002. Zmienność temperatury powietrza w Atlantyckim regionie Arktyki. [w:] Wójcik G., Marciniak K. (red.), *Działalność naukowa Profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*. Toruń: 175–185.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000. Variations in surface air temperature observations in Arctic, 1979-1997. *Journal of Climate*, 13 (5): 896–914.
- Rigor I.G., Wallace J.M., 2004. Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 31, L09401, doi:10.1029/2004GL019492.
- Rodewald M., 1972. Temperature conditions in the North Atlantic during the decade 1961-1970. ICNAF Special Publication No. 8. Symposium on Environmental Conditions in NW Atlantic 1960-1969: 9–34 (cytowanie za: Dickson i in. 1996).
- Rogers J.C., Wang S.H., Bromwich D.H., 2004. On the role of the NAO in the recent north-eastern Atlantic Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.
- Scherhag R., 1937. Die Erwärmung der Arktis. *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 12: 263–276.
- Scherhag R., 1939. Die Erwärmung des Polargebiets. *Annalen der Hydrographie und Maritime Meteorologie*, 67: 57–67.
- Semenov V.A., 2006. Struktura izmenčivosti temperatury v vysokikh širotakh Severnogo polušariya. *Izvestiya RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 43 (6): 744–753.
- Semenov V.A., 2008. Vliyaniye okeaničeskogo pritoka v Barencovo morye na izmenčivost' klimata v Arktike. *Izvestiya RAN*, 418 (1): 106–109.
- Serreze M.C., Francis J.A., 2006. The Arctic Amplification Debate. *Climatic Change*, 76 (3-4): 241–264.
- 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.
- Soon W.W.-H., 2005. Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years. *Geophysical Research Letters*, 32, L16712, doi:10.1029/2005GL023429.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. AM, Gdynia*: 109 s.
- Zakharov V.F., 1981. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. *Gidrometeoizdat, Leningrad*: 135 s.

Wpłynęło: 11 marca 2011, poprawiono: 16 sierpnia 2011

Summary

This work examines processes of changes in air temperature in the Arctic Atlantic which occurred during the contemporary Arctic warming (1980-2009, Fig. 1 and 2). An analysis of annual and seasonal trends has been carried out, as well as, calculations of the annual and seasonal temperature differences between the average of the years 2007, 2008 and 2009, and the average temperatures of the years 1980, 1981 and 1982. The analysis indicated strong, but showing considerable

regional variation, increases in annual temperature and seasonal temperature (see Fig. 4 A2, B2, C2, D2 and 5B). The strongest increase in air temperature over the examined period was observed during the autumn and winter (Fig. 4 C2 and D2). The strongest trends of air temperature in autumn ($\geq 0.15^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$) occur in the north-western part of the Kara Sea (between Franz Josef Land and Northern Land) and in the region of Spitsbergen (see Fig. 4 C1). In winter the strongest trends are moving westward into the region of Spitsbergen (Fig. 4 D1) and the same trends are strengthening ($> 0.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$). During summer the values of trends are small ($+0.04-0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$) but above the sea area these trends are statistically significant (Fig. 4 B1). In the spring, apart from individual stations, statistically significant trends are not noted (Fig. 4 A1). Over land areas of Eurasia, with the exception of the Scandinavian Peninsula, the temperature trends in all seasons (seasons of the year) are weak and mostly insignificant. Much stronger, and generally statistically significant, trends in temperature (apart from spring) occur over the sea areas, especially those where the Atlantic waters flow freely. Changes in the spatial distribution of trends and their values in the autumn and winter periods indicate that the increase in air temperature is correlated with heat flows from the ocean to the atmosphere. Comparison of seasonal distribution of temperature trends during the contemporary warming trend with a similar distribution, which was observed during the "Arctic warming in the 30-ties 'of the twentieth century'", indicated that the distribution is the same in the Arctic Atlantic in both phases of the Arctic warming. There is no proof of the thesis, so popular in literature, that trends are strongest in the contemporary Arctic warming in spring. Similarly, the regional distribution of air temperature changes occurring during the contemporary warming is the same as that which occurred in the Atlantic Arctic during the Arctic warming "in the 30-ties of the twentieth century" (see Fig. 6). The Arctic in the 60-ties of the twentieth century experienced the strongest cooling (Fig. 7).

The absolute scale of temperature changes and its regional distribution, which occurred in the years 1980-2009 in the Atlantic Arctic, is almost the same as during the warming phase "of the 30-ties of the twentieth century." This allows to state that there is no difference between those two phases of warming in this part of the Arctic.

Key words: air temperature, temperature trends, the Atlantic Arctic warming.