

**ROLA MIĘDZYSTREFOWEJ CYRKULACJI POŁUDNIKOWEJ
NAD WSCHODNIĄ CZĘŚCIĄ ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO
W KSZTAŁTOWANIU NIEKTÓRYCH CECH KLIMATU ARKTYKI ATLANTYCKIEJ**

ROLE OF INTERZONAL MERIDIONAL CIRCULATION OVER THE EASTERN PART OF THE NORTH
ATLANTIC IN FORMATION OF SOME FEATURES OF THE ATLANTIC ARCTIC CLIMATE

Andrzej A. Marsz

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

Zarys treści: Artykuł omawia występowanie silnych adwekcji powietrza z szerokości umiarkowanych i pogranicza stref subtropikalnej i umiarkowanej do Arktyki Atlantyckiej (1950-2009). Te przepływy międzystrefowe stanowią przyczynę krótkookresowych (miesiąc, rzadziej 2 miesiące) silnych wzrostów temperatury w Arktyce Atlantyckiej, które znajdują następnie odbicie we wzroście temperatury rocznej. Osłabienie takich postaci cyrkulacji w dłuższych okresach prowadzi do spadku temperatury w Arktyce Atlantyckiej. Przepływy międzystrefowe stanowią kombinację silnej cyrkulacji strefowej nad środkową częścią Atlantyku i silnej cyrkulacji południkowej nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego, Europą Środkową i Półwyspem Skandynawskim. Są słabo powiązane z AO i NAO, natomiast bardzo silnie ze wskaźnikami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Spitsbergenu. Największą intensywność, ale i największą zmienność przepływów międzystrefowych, obserwuje się w chłodnej porze roku (październik-marzec). Ze zmiennością przepływów międzystrefowych silnie powiązana jest temperatura powietrza miesięcy chłodnej pory roku w środkowej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej, a w centralnej części Arktyki Atlantyckiej również bardzo silnie większość innych niż temperatura elementów klimatycznych (wilgotność względna, zachmurzenie ogólne, miesięczne sumy opadów, liczba dni z opadem, etc.). Pozwala to traktować zmienność intensywności przenosu międzystrefowego jako jeden z istotnych mechanizmów kształtujących zmienność klimatu w środkowej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej. Analiza jednak wykazuje, że zmiany intensywności przenosu międzystrefowego nie są przyczyną obserwowanego ocieplenia w tej części Arktyki.

Słowa kluczowe: Arktyka Atlantycka, cyrkulacja atmosferyczna, adwekcje, gwałtowne ocieplenia.

1. Sformułowanie zagadnienia

Problem mechanizmów zmian klimatycznych w Arktyce od lat stanowi przedmiot dużego zainteresowania klimatologów (Budyko 1974, Przybylak 1996, 2003, 2006; Polyakov i Johnson 2000, Polyakov i in. 2002, 2003a, 2003b; Bengtsson i in. 2004, McBean i in. 2004, Johannessen i in. 2004, Soon 2005). Jednym z częściej dyskutowanych problemów w tej dziedzinie jest kwestia roli zmienności wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności klimatu Arktyki. Liczne prace (np. Thompson i Wallace 1998, Rigor i in. 2000, Thompson i in. 2000, Comiso 2003, Overland i in. 2008, Wood i Overland 2010) dużą rolę w kształtowaniu zmian temperatury powietrza w Arktyce

przypisują działaniu hemisferycznej mody cyrkulacyjnej jaką jest Oscylacja Arktyczna (dalej AO albo inaczej NAM – Northern Annular Mode; Thompson i Wallace 1998, 1999; Thompson i in. 2000) lub regionalnej modzie cyrkulacyjnej jaką jest NAO (Oscylacja Północnego Atlantyku). Prace te opierają się na badaniach stosunkowo krótkich szeregów czasowych¹.

Badania związków temperatury w Arktyce ze wskaźnikami NAO i AO w dłuższych, kilkudziesięcioletnich interwałach czasowych wykazują jednak, że związki te są słabe i na dodatek niestabilne w czasie. W różnych okresach znaki związków i ich siła zmieniają się (patrz np. Polyakov i in. 2003b, Overland i Wang 2005, Styszyńska 2005, Polyakova i in. 2006, Jia i in. 2008, Semenov 2008), co może wskazywać, że przyczyną występowania nawet silnych związków w krótszych okresach jest chwilowa, przypadkowa zgodność trendów w szeregach temperatury powietrza i AO/NAO (Cohen i Barlow 2005). To samo dotyczy związków innych elementów klimatycznych w Arktyce z AO i NAO. Jedynym wyjątkiem jest ciśnienie atmosferyczne, które na znacznych obszarach Arktyki, zwłaszcza w Arktyce Atlantycznej, wykazuje w ciągu całego roku silne i statystycznie istotne związki z AO i słabsze, przez 7 miesięcy w roku, związki z NAO.

Zmienność temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej wnosi bardzo poważny wkład w zmienność anomalii średniej rocznej temperatury powietrza w całej Arktyce. Zmiany temperatury rocznej na jednej tylko stacji z Arktyki Atlantycznej – Svalbard-Lufthavn – w okresie 1912-2009 (97 lat) objaśniają 42% wariancji rocznych anomalii temperatury powietrza w Arktyce².

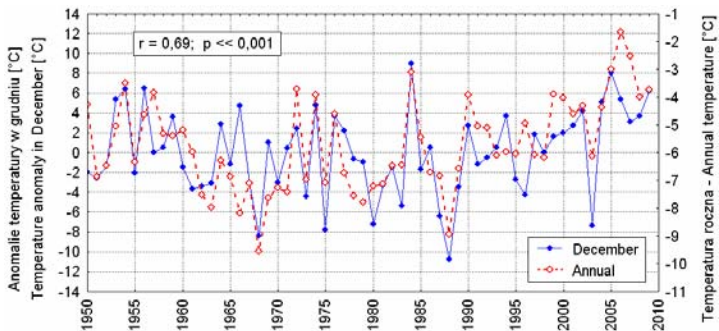
Temperatura powietrza w Arktyce Atlantycznej wykazuje bardzo dużą zmienność międzyroczną. W przebiegu temperatury powietrza w tej części Arktyki, zwłaszcza w chłodnej porze roku (październik-marzec) pojawiają się w niektórych miesiącach lub dłuższych okresach – dwu-, rzadko trzymiesięcznych – gwałtowne wzrosty, rzadziej spadki, mocno odbiegające od przebiegów przeciętnych. Są one tak silne, że wywierają poważny wpływ na wartość temperatury rocznej, dając w efekcie jej gwałtowne zmiany (patrz ryc. 1). Geneza takich bardzo silnych, krótkookresowych wahań temperatury powietrza musi być związana z działaniem cyrkulacji atmosferycznej, gdyż nie znajduje się w znanych mechanizmach kształtujących zmiany temperatury powietrza innych procesów, które dawałyby podobne skutki. Te gwałtowne wzrosty i spadki temperatury powietrza nie znajdują żadnego konsekwentnego powiązania ze wskaźnikami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej (patrz ryc. 2), co dowodzi trafności stwierdzeń o braku związków między temperaturą powietrza w Arktyce a wielkoskalowymi modami cyrkulacyjnymi AO/NAO.

Powstaje zatem problem – jakie mechanizmy cyrkulacyjne kształtują tak silną zmienność temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej? Analiza średnich miesięcznych map rozkładu ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (dalej SLP) wykazuje, że silnym wzrostem temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej odpowiada gwałtowny wzrost natężenia cyrkulacji południkowej, przy czym przenos powietrza ma charakter międzystrefowy. W takich przypadkach dominującymi są sytuacje, w których średnie miesięczne pole ciśnienia wykształcone jest w taki sposób, że masy powietrza formujące się w szerokościach umiarkowanych, lub nawet na pograniczu strefy subtropikalnej i umiarkowanej, z dużą prędkością transportowane są na północ lub północno-wschód, do Arktyki Atlantycznej,

¹ Patrz np. praca Rigora i in. (2000), w której badania nad związkami temperatury z AO ograniczono do okresu 1979-1997).

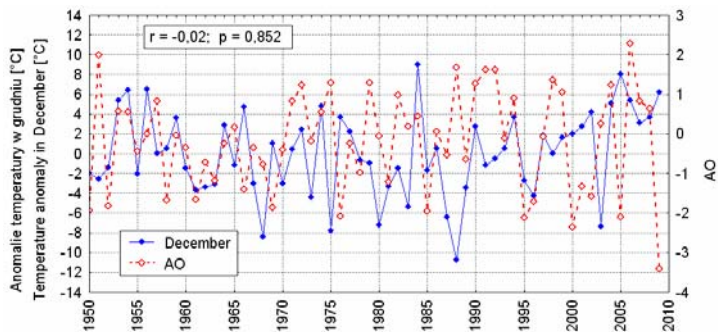
² Anomalie temperatury w strefie 64-90°N (patrz Hansen i Lebedeff 1987, Hansen i in. 1999); dane według NASA GISSTEMP. Zbiór ZonAnn.Ts.txt. Źródło: <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/tabledata/>

sięgając szerokości 80°N. Spadkom temperatury w Arktyce Atlantyckiej odpowiadają rozkłady pola ciśnienia, w których dopływ powietrza z niższych szerokości jest zablokowany, czyli przepływy międzystrefowe ustają, lub też rzadziej, w których przepływ powietrza przybiera odwrotny kierunek (z N na S). W tym ostatnim przypadku nie można mówić o przepływach międzystrefowych, gdyż napływające nad obszar Arktyki Atlantyckiej pochodzi z tej samej strefy klimatycznej.



Ryc. 1. Przebieg anomalii temperatury grudnia i temperatury rocznej w Svalbard-Lufthavn (1950-2009). Bardzo silne wzrosty temperatury w grudniu (np. lata 1954, 1974 i 1984; anomalie odpowiednio +6,4; 4,8 i 9,0°C) oraz podobnie silne spadki temperatury w grudniu (np. lata 1968 i 1988; anomalie odpowiednio -8,4 i -10,8°C) znajdują odbicie w temperaturze rocznej

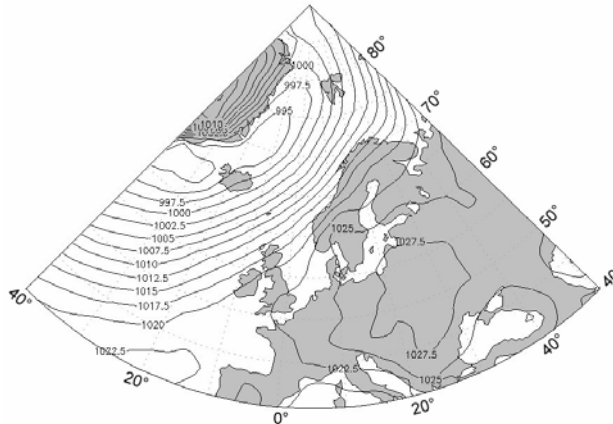
Fig. 1. Course of temperature anomaly in December and of annual temperature at Svalbard-Lufthavn (1950-2009). Such high increases in temperatures in December (e.g. in the years 1954, 1974 and in 1984; anomalies +6.4, 4.8 and 9.0°C respectively) and the temperatures drops in December (e.g. in the years 1968 and 1988; anomalies -8.4 and -10.8°C respectively) are reflected in annual temperature



Ryc. 2. Przebieg anomalii temperatury powietrza w grudniu w Svalbard-Lufthavn i wartości grudniowego indeksu AO (1950-2009)

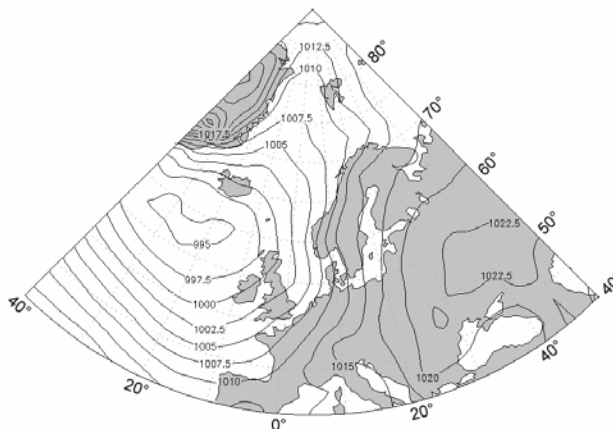
Fig. 2. Course of temperature anomaly in December at Svalbard-Lufthavn and December AO index (1950-2009)

Wśród przypadków silnych przepływów międzystrefowych (strefa umiarkowana → Arktyka Atlantycka) można wyróżnić dwa podstawowe typy – "atlantycki" (patrz ryc. 3) i "śródlądowo-środkoeuropejski" (patrz ryc. 4), między którymi występuje szereg typów (postaci) pośrednich. Stosunkowo częste jest przechodzenie jednego typu w drugi w kolejnych miesiącach.



Ryc. 3. Pole ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w styczniu 2006 r. Przykład sytuacji barycznej wymuszającej silny międzystrefowy napływ powietrza z szerokości umiarkowanych do Arktyki Atlantyckiej (typ "atlantyczny"). Anomalia temperatury miesięcznej stycznia w 2006 roku na stacji Svalbard-Lufthavn wynosiła $+11,2^{\circ}\text{C}$

Fig. 3. The atmospheric pressure field at the sea level in January 2006. An example barometric situation causing strong interzonal air flow from mid-latitudes to the Atlantic Arctic ('Atlantic' type). Anomalies of the monthly temperature in January 2006 noted at Svalbard-Lufthavn reached $+11.2^{\circ}\text{C}$



Ryc. 4. Pole ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w listopadzie 1984 r. Przykład sytuacji barycznej wymuszającej silny międzystrefowy napływ powietrza z pogranicza strefy subtropikalnej i umiarkowanej do Arktyki Atlantyckiej (typ "śródziemnomorsko-środkowoeuropejski"). Anomalia temperatury miesięcznej listopada w 1984 r. na stacji Svalbard-Lufthavn wynosiła $+4,1^{\circ}\text{C}$

Fig. 4. The atmospheric pressure field at the sea level in November 1984. An example barometric situation causing strong interzonal air flow from the border of sub-tropical and sub-polar zones to the Atlantic Arctic ('the Mediterranean – central European' type). Anomalies of the monthly temperature in November 1984 noted at Svalbard-Lufthavn reached $+4.1^{\circ}\text{C}$

W typie "atlantycznym" masy powietrza napływające nad obszar Arktyki Atlantyckiej formują się nad Atlantykiem Północnym w szerokościach 35-55°N jako typowe masy powietrza polarno-morskiego (PPm) po czym szybko transportowane są na NE nad morza Norweskie, Barentsa i Grenlandzkie,

niekiedy dalej na północ – w głąb obszaru Morza Arktycznego. W czasie drogi nad powierzchnią chłodniejszych wód Mórz Nordyckich i Morza Barentsa transformacja tego powietrza zachodzi tylko w jego dolnej warstwie, przy czym temperatura w warstwie kontaktu z powierzchnią morza nie może spaść poniżej temperatury powierzchni morza. Z adwekcjami międzystrefowymi typu "atlantyckiego" związane są duże dodatnie anomalie miesięcznej temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej.

W typie "śródziemnomorsko-środkowoeuropejskim" napływające nad obszar Arktyki Atlantyckiej powietrze pochodzi zazwyczaj z obszaru śródziemnomorskiego, ale przechodząc nad obszarem lądowym Europy Środkowej, basenem Bałtyku i Półwyspem Skandynawskim ulega znacznie silniejszej transformacji – zimą radiacyjnemu wychłodzeniu i osuszeniu. Powtórna transformacja tego powietrza w powietrze morskie zachodzi nad Morzem Barentsa i północnymi częściami Morza Norweskiego. Z tego względu jego temperatura i zasób pary wodnej w dużym stopniu uzależnione są od zasobów ciepła w tych akwenach. Jeśli zasoby ciepła w wodach mórz Barentsa i Norweskiego są duże, o czym świadczy wyższa od normy klimatycznej temperatura powierzchni morza (dalej SST), następuje szybka transformacja powietrza i nad obszar Arktyki Atlantyckiej wnika powietrze relatywnie ciepłe i wilgotne. W przypadku, gdy zasoby ciepła w wodach Morza Barentsa i północnej części Morza Norweskiego są przeciętne lub niższe od normy klimatycznej, procesy transformacji nad wodami zachodzą wolniej i ocieplenie nad obszarem Arktyki Atlantyckiej jest słabsze. Ogólnie, dodatnie anomalie miesięcznej temperatury powietrza nad Arktyką Atlantycką generowane przez przenos międzystrefowy typu "śródziemnomorsko-środkowoeuropejskiego" są wyraźnie mniejsze od anomalii generowanych przez typ "atlantycki".

Analiza miesięcznych map pola SLP wykazuje, że intensyfikacja przenosu międzystrefowego skierowanego na północ w rejonie długości 40°W – 50°E, czyli w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym następuje w sytuacji, gdy nad obszarem środkowej i wschodniej części Atlantyku Północnego występuje rozległy obszar niskiego ciśnienia, nad obszarem europejskiej części Rosji lub/i obszarem Europy Środkowej silny układ wysokiego ciśnienia o dużej rozciągłości południkowej. Odpowiada to wystąpieniu blokady nad kontynentem przy redukcji ciśnienia w Wyżu Azorskim, lub wytworzeniu się strefy wysokiego ciśnienia ciągnącej się od szerokości ~40°N na środkowej części Atlantyku Północnego w kierunku Europy i dalej na wschód, do ~60°N na granicy wschodnich krańców Europy. Tak rozległe układy pola ciśnienia zaliczyć trzeba do układów makroregionalnych, a więc wielkoskalowych.

Występowanie takiego rozkładu SLP powoduje, że w szerokościach umiarkowanych nad Atlantykiem Północnym dominuje silna lub bardzo silna cyrkulacja strefowa, zamieniająca się w równie silną cyrkulację południkową wzdłuż północo-wschodnich krańców Atlantyku Północnego, nad Półwyspem Skandynawskim, basenem Bałtyku i (niekiedy) Europą Środkową. Jeśli przyjąć, że granica między strefą umiarkowaną a Arktyką przebiega na tym obszarze w przybliżeniu na szerokości ~65°N, to główny strumień powietrza z szerokości umiarkowanych do Arktyki przecina tę granicę w obu typach przepływów międzystrefowych między długościami ~5°W a ~25°E.

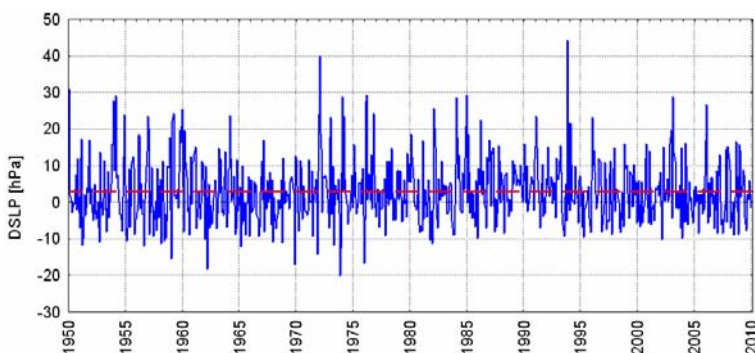
Przedstawione wyżej fakty stawiają szereg dalszych problemów. Po pierwsze, jak ocenić rozmiary przenosu międzystrefowego w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym i jak przenos powietrza ze strefy umiarkowanej do Arktyki zachowuje się w funkcji czasu. Po wtóre – jaki jest jego wpływ na zasięg zmian temperatury powietrza w Atlantyckiej Arktyce, i ogólniej – na zmiany klimatu Arktyki Atlantyckiej. Po trzecie, czy, a jeśli tak – to w jakim stopniu – przenos międzystrefowy w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym może generować obserwowane ocieplenie Arktyki Atlantyckiej.

Czy zmiany intensywności międzystrefowego przepływu powietrza są przyczyną występowania dodatnich trendów temperatury powietrza w Arktyce? Przedstawienie głównych rezultatów badań nad tymi zagadnieniami stanowi cel tej pracy.

2. Międzystrefowy przepływ powietrza na profilu 65°N między 5°W a 25°E, jego właściwości i powiązanie z istniejącymi typologiami cyrkulacji atmosferycznej

Jako miarę intensywności przepływów międzystrefowych przyjęto "surowe" różnice miesięcznych wartości SLP na 65°N między 25°E a 5°W. Różnicę tę oznaczono jako DSLP z indeksem numeru miesiąca (np. $DSL P_{01}$ – ze stycznia). Wartości DSLP mianowane są w hPa, nie poddano ich standaryzacji, ani też innym zabiegom przejścia na wartości względne. Danymi wyjściowymi do obliczenia DSLP były wartości SLP zaczerpnięte ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure. Są to dane gridowe (2.5 x 2.5°), stanowiące wyniki reanalizy (Kalnay i in. 1996). Dane z tego zbioru są powszechnie stosowane, ich jakość dla szerokości sześćdziesiątych półkuli północnej nie jest kwestionowana. Zbiór CDAS-1 Monthly Intrinsic MSL pressure rozpoczyna się od stycznia 1949, w tej pracy wykorzystano dane z okresu od stycznia 1950 do grudnia 2009 roku, czyli pełen 60-letni szereg. Wartości roczne DSLP obliczono jako zwykłą średnią arytmetyczną z miesięcznych wartości DSLP.

Dodatknie wartości DSLP wskazują na przepływ powietrza w 30-stopniowym sektorze między 5°W a 25°E na 65°N w kierunku północnym, ujemne – w kierunku południowym. Sama wielkość różnicy SLP pośrednio³ informuje o intensywności międzystrefowego przepływu w danym kierunku. Średnia wieloletnia miesięczna wartość DSLP to 2,83 hPa, co wskazuje, że przez cały badany okres (1950-2009) w profilu między 5°W a 25°E na 65°N zaznacza się przewaga transferu mas powietrza na północ. Odchylenie standardowe (σ) jest kilkakrotnie większe (8,49 hPa) od średniej, co wskazuje na bardzo dużą zmienność intensywności przepływów międzystrefowych w kolejnych miesiącach. Przebieg miesięcznych wartości DSLP przedstawia ryc. 5.

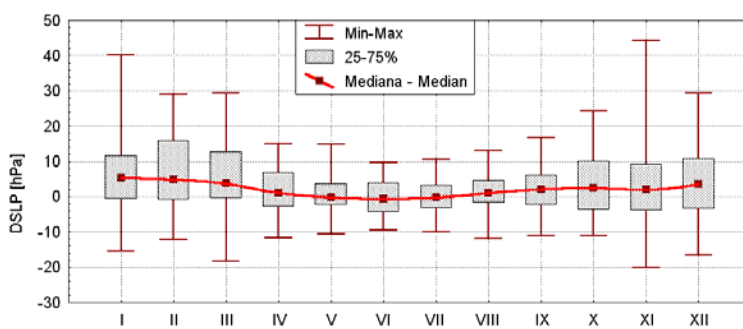


Ryc. 5. Przebieg miesięcznych wartości DSLP w okresie od stycznia 1950 roku do grudnia 2009 roku. Linia przerywana – oznaczona średnia miesięczna wieloletnia wartość DSLP

Fig. 5. The course of monthly values of DSLP over the period January 1950 – March 2010. Dotted line – mean monthly value of DSLP over many year period

³ Wartości miesięcznych DSLP nie można utożsamiać z miesięcznym gradientem barycznym.

Przebieg uśrednionych miesięcznych wartości DSLP w ciągu roku wykazuje występowanie w nim wyraźnego cyklu (patrz ryc. 6). Od października do marca przepływy międzystrefowe wykazują znacznie większą zmienność i większą intensywność niż w pozostałych miesiącach (patrz tab. 1). Średnie miesięczne wieloletnie DSLP największe wartości osiągają w styczniu (6,35), lutym (7,22) i marcu (5,19 hPa). Zwraca uwagę, że mimo iż średnie wartości DSLP w listopadzie i grudniu są mniejsze niż w okresie od stycznia do marca, to odchylenia standardowe są również duże (~10 hPa) w całym okresie od listopada do marca. Największy zakres zmienności DSLP występuje w listopadzie (tab. 1, ryc. 6). Najniższe dodatnie wartości DSLP występują w maju (0,78 hPa) i sierpniu (1,31 hPa). Ujemne wartości DSLP, wskazujące na bardzo słabą przewagę przepływów z północy na południe, w przebiegu wieloletnim zaznaczają się jedynie w czerwcu (-0,44 hPa) i w lipcu (-0,14 hPa). W tych samych miesiącach zakres zmienności DSLP jest również najmniejszy.



Ryc. 6. Średnie miesięczne wieloletnie (1950-2009) wartości DSLP i zakresy ich zmienności

Fig. 6. Mean monthly values of DSLP over many year period (1950-2009) and ranges of their variability

Tabela 1 – Table 1

Średnie, minimalne (Min) i maksymalne (Max) wartości DSLP [hPa] w okresie 1950-2009

Mean, minimum (Min) and maximum (Max) values of DSLP [hPa] in period 1950-2009

Miesiąc Month	Średnia Mean	σ	Min	Max
I	6,35	10,58	-15,47	40,04
II	7,22	10,94	-12,20	29,00
III	5,19	10,06	-18,41	29,28
IV	1,67	6,63	-11,77	15,06
V	0,78	5,27	-10,65	14,66
VI	-0,44	5,06	-9,42	9,62
VII	-0,14	4,89	-9,83	10,55
VIII	1,31	5,29	-12,02	12,99
IX	2,05	6,08	-10,99	16,63
X	3,26	8,41	-11,11	24,22
XI	2,96	10,68	-20,16	44,26
XII	3,82	10,37	-16,63	29,25
Rok – Annual	2,83	2,74	-1,95	9,68

σ – odchylenie standardowe – standard deviation

W wieloletnim (1950-2009) przebiegu średnich miesięcznych wartości DSLP nie występuje trend – współczynnik trendu jest równy $+0,000082$ hPa miesiąc⁻¹. Szeregi miesięczne DSLP, za wyjątkiem października, również nie wykazują trendów – wszystkie wartości współczynników trendów są statystycznie nieistotne, a same współczynniki trendów zmieniają znaki. Zmiana znaków współczynników trendów w ciągu roku wykazuje pewien porządek – od grudnia do marca współczynniki trendów są dodatnie, w maju i czerwcu – ujemne, w lipcu, sierpniu i wrześniu – dodatnie, w październiku i listopadzie – ujemne. Jedynym miesiącem, w którym zaznacza się istotny statystycznie, ujemny trend o dość dużej wartości ($-0,144$ hPa rok⁻¹) jest październik.

Wyrównany średnią kroczącą 36. punktową przebieg miesięcznych wartości DSLP w latach 1950-2009 ujawnia okresy osłabienia i wzmocnienia przenosu międzystrefowego (patrz ryc. 7). Przede wszystkim rzuca się w oczy okres silnego osłabienia, praktycznie zahamowania, transferu powietrza ze strefy umiarkowanej do Arktyki w latach 60' XX wieku. Odpowiada on okresowi silnego ochłodzenia w Arktyce Atlantyckiej i całej Arktyce (Rodewald 1972, Kelly i in. 1982; Przybylak 2006). Po tym osłabieniu przenosu południkowego zaznacza się dwufazowy okres wyraźnego nasilenia transferu powietrza z szerokości umiarkowanych do Arktyki, rozpoczynający się w pierwszych latach 70' i trwający do połowy lat 90' XX wieku. Obie fazy nasilonego przenosu międzystrefowego oddziela krótkotrwałe, ale silne jego osłabienie przypadające na przełom lat 1970. i 1980. W ostatnim okresie, od połowy 1990. lat, intensywność transferu powietrza do Arktyki Atlantyckiej jest słabsza, na tym tle wyróżniają się lata 2002-2004, w których nastąpił krótkotrwały gwałtowny wzrost transferu, nie osiągający jednak poziomu z przełomu lat 80' i 90' i pierwszej połowy lat 90' XX wieku.



Ryc. 7. Przebieg miesięcznych wartości DSLP (01.1959-12.2009) wyrównanych 36. punktową średnią kroczącą. Widoczny silny spadek intensywności przenosu międzystrefowego w latach 60' i maksimum intensywności przenosu międzystrefowego na przełomie lat 80' i 90' oraz w pierwszej połowie lat 90' XX wieku

Fig. 7. The course of monthly values of DSLP adjusted by 36-point moving average (01.1959 – 12.2009). Clearly seen heavy drop in the intensity of interzonal flow in the 60-ties of 20th century and the maximum intensity of the interzonal flow at the turn of the 80-ties and 90-ties and in the first part of the 90-ties of the 20th century

Taki przebieg wyrównanych wartości DSLP przypomina w generalnych zarysach przebieg indeksów NAO i silnie skorelowanych z nimi wskaźników AO. Dla wyjaśnienia stosunku DSLP do obu tych wielkich mód cyrkulacyjnych i sterujących NAO frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Vangengejma-Girsa (Vangengejm 1952, Girs 1981) przeprowadzono w rozpatrywanym okresie analizę rozkładów współczynników korelacji (tab. 2).

Tabela 2 – Table 2

Wartości współczynników korelacji między miesięcznymi wartościami DSLP (1950-2009) a miesięcznymi indeksami AO i NAO CRU oraz makrotypami cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Vangengejma-Girsa (W_{WG} , E_{WG} , C_{WG}). Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$ pogrubiono, istotne na poziomie $p \leq 0.001$ oznaczono *

The values of coefficient of correlation between monthly DSLP values (1950-2009) and monthly AO and NAO CRU indexes and macro-types of mid-tropospheric circulation following Vangengejm-Girs classification (W_{WG} , E_{WG} , C_{WG}). Correlation coefficients significant at $p < 0.05$ level – in bold, at $p \leq 0.001$ additionally marked with *

Miesiąc Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
AO	0,26	0,33	0,31	0,22	0,30	0,60*	0,47*	0,48*	0,01	0,13	0,04	0,26
NAO	0,22	0,23	0,33	0,47*	0,26	0,24	0,24	0,35	-0,03	0,42	0,38	0,40
W_{WG}	-0,30	-0,26	-0,26	-0,46*	-0,33	-0,32	-0,36	-0,52*	-0,36	-0,47*	-0,41	-0,19
E_{WG}	0,22	0,28	0,27	0,27	0,28	0,28	0,22	0,36	0,19	0,35	0,45*	0,31
C_{WG}	0,07	-0,04	-0,05	0,12	-0,07	-0,02	0,03	0,18	0,20	0,18	-0,21	-0,22

Analiza wykazuje, że związki DSLP ze wskaźnikiem⁴ AO i wskaźnikiem NAO CRU (Jones i in. 1997) są statystycznie istotne przez większość miesięcy w roku, ale relatywnie słabe. W większości przypadków, tam gdzie współczynniki korelacji są istotne, ich wartości są ≤ 0.4 . Korelacje z AO najsilniejsze są latem (czerwiec-sierpień; patrz tab. 2), wtedy, gdy intensywność przenosu między-strefowego jest najmniejsza. W rozkładzie współczynników korelacji DSLP z NAO nie widać większego porządku. Podobnie słabo, ale dłużej, bo przez 11 miesięcy w roku, DSLP jest istotnie powiązana z frekwencją makrotypu W Vangengejma-Girsa. Korelacje te są ujemne – makrotyp W cyrkulacji środkowotroposferycznej wymusza silne dolne przepływy strefowe, gdy DSLP opisuje cyrkulację południkową. Przez 9 miesięcy w roku DSLP wykazuje słabe, ale istotne statystycznie powiązania z makrotypem E. Makrotyp E cyrkulacji środkowotroposferycznej steruje silną dolną cyrkulacją południkową, stąd dodatnie korelacje są takie, jakich należało oczekiwać. Makrotyp cyrkulacji środkowotroposferycznej C Vangengejma-Girsa również steruje bardzo silną cyrkulacją południkową, ale o odmiennym niż makrotyp E rozkładzie przestrzennym górnych klinów i górnych zatok w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Z frekwencją makrotypu C intensywność DSLP nie wykazuje żadnych związków.

Takie słabe związki DSLP z AO, NAO i frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej można najprawdopodobniej objaśnić tym, że intensywność DSLP łączy ze sobą jednocześnie postaci silnej cyrkulacji strefowej i silnej cyrkulacji południkowej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, gdy wymienione indeksy charakteryzują bądź cyrkulację strefową (AO+, NAO+, frekwencja makrotypu W), bądź cyrkulację południkową (AO-, NAO-, frekwencja makrotypów E i C). Przeprowadzona analiza wyjaśnia, że intensywność DSLP jest słabo powiązana z wymienionymi modami cyrkulacyjnymi, ale nie jest z nimi tożsama i reprezentuje odmienny proces. Rzeczywisty obraz cyrkulacji atmosferycznej okazuje się na tyle skomplikowany, że nie daje się opisać za pomocą pojedynczych wskaźników.

⁴ Miesięczne wskaźniki AO ze zbioru NCEP NOAA monthly.ao.index.b50.current.ascii.table. Indeks AO stanowi 1 PC miesięcznego pola SLP w strefie od 20°N do 90°N.

Dla rejonu Spitsbergenu, Niedźwiedź (1992, 2001, 2006, 2007a, 2007b) opracował regionalne wskaźniki cyrkulacji. Jest to wskaźnik S charakteryzujący cyrkulację południkową (dodatnia wartość wskaźnika S – przewaga napływów południowych, ujemna – północnych), wskaźnik W charakteryzujący cyrkulację strefową (dodatnia wartość wskaźnika W – przewaga napływów zachodnich, ujemna – wschodnich) oraz wskaźnik C – cykloniczności. Wskaźnik C przybiera dodatnie wartości w przypadku przewagi cyrkulacji cyklonalnej, ujemne – cyrkulacji antycyklonalnej. Badania przeprowadzone przez autora tej pracy wykazały, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej opisana przez wskaźniki Niedźwiedzia (1992, 2003, 2007a i 2007b) dobrze charakteryzuje nie tylko rejon Spitsbergenu i jego najbliższego otoczenia, ale i procesy cyrkulacyjne funkcjonujące na większości powierzchni Arktyki Atlantyckiej. Analiza korelacji między miesięcznymi wartościami DSLP a miesięcznymi wskaźnikami cyrkulacji Niedźwiedzia wykazała, że między tą klasyfikacją procesów cyrkulacyjnych a DSLP zachodzą silne, statystycznie istotne i stabilne w czasie związki (patrz tab. 3).

Tabela 3 – Table 3

Korelacje między miesięcznymi wartościami DSLP a wskaźnikami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w Arktyce Atlantyckiej T. Niedźwiedzia S, W i C (1992) w okresie 1950-2009. Wartości współczynników korelacji istotnych na poziomie $p < 0.05$ oznaczono pogrubionym drukiem, istotne na poziomie $p \leq 0.001$ oznaczono dodatkowo *

Correlations between monthly values of DSLP and the T. Niedźwiedź (1992) indexes S, W and C of regional atmospheric circulation in the Atlantic Arctic over the period 1950-2009.

Correlation coefficients significant at $p < 0.05$ level – in bold, at $p \leq 0.001$ additionally marked with *

Miesiąc Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
S	0,64*	0,43*	0,55*	0,54*	0,45*	0,68*	0,51*	0,56*	0,55*	0,65*	0,70*	0,68*
W	0,58*	0,73*	0,78*	0,40	0,44*	0,46*	0,65*	0,46*	0,58*	0,51*	0,62*	0,59*
C	0,27	0,30	0,33	0,07	0,23	0,33	0,45*	0,38	-0,12	0,08	-0,12	0,18

Jeśli traktować zmiany wielkoskalowego pola barycznego wymuszającego zmienność wartości DSLP jako przyczynę zmian charakteru cyrkulacji na obszarze środkowej części Arktyki Atlantyckiej, to wzrost DSLP pociąga za sobą wzrost składowych południowych i zachodnich w przepływach powietrza nad środkową częścią Arktyki Atlantyckiej, spadek DSLP – wzrost składowych północnych i wschodnich. Nie ma tutaj związków DSLP z cyrkulacją strefową czy południkową w Arktyce Atlantyckiej, są związki sektorowe. Przy wzroście intensywności przepływów międzystrefowych występują związki dodatnie z sektorem napływów "ciepłych" (sektory S i W; patrz Niedźwiedź 2007a) i ujemne z sektorami napływów "chłodnych"⁵ (sektory N i E). Związki DSLP z charakterem cyrkulacji – cykloniczną lub antycykloniczną są słabsze; latem wzrost wartości DSLP proteguje wyraźniej występowanie cyrkulacji cyklonalnej nad obszarem środkowej części Arktyki Atlantyckiej, nieco słabiej w okresie od stycznia do marca. W pozostałych miesiącach, w tym jesienią i na początku zimy (w grudniu) praktycznie brak związków.

Przeprowadzona analiza wykazuje, że przepływy międzystrefowe charakteryzowane przez DSLP i regionalna cyrkulacja atmosferyczna w Arktyce Atlantyckiej charakteryzowana przez wskaźniki cyрку-

⁵ Współczynniki korelacji DSLP ze wskaźnikami S i W Niedźwiedzia są dodatnie. Przy przewadze napływów z sektorów N i E oba wskaźniki (S i W) przyjmują wartości ujemne.

lacji Niedźwiedzia są ze sobą stabilnie i silnie statystycznie powiązane. Ponieważ między zmiennością wskaźników cyrkulacji Niedźwiedzia, a elementami klimatycznymi w Arktyce Atlantyckiej zachodzą silne związki, muszą również występować silne powiązania między DSLP a elementami klimatycznymi w Arktyce Atlantyckiej.

3. Związki między przepływami międzystrefowymi a zmiennością klimatu Arktyki Atlantyckiej

Pierwszym zagadnieniem, które zostanie wyjaśnione jest kwestia jaki jest zasięg klimatycznego oddziaływania przenosu międzystrefowego w Arktyce Atlantyckiej i jak kształtuje się jego rozkład w ciągu roku. Analiza korelacji miesięcznych wartości DSLP z temperaturą powietrza na stacjach Arktyki Atlantyckiej wykazuje, że statystycznie istotne związki między tymi wielkościami wykazują wyraźne zróżnicowanie w przestrzeni (tab. 4).

Tabela 4 – Table 4

Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi wartościami DSLP a temperaturą miesięczną na wybranych stacjach Arktyki Atlantyckiej. Wspólny okres 1950-2009. Wartości współczynników korelacji statystycznie istotnych na poziomie $p < 0.05$ pogrubiono, współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.001$ oznaczone dodatkowo *

Values of coefficient of linear correlation between monthly DSLP values and monthly temperature at depicted stations of the Atlantic Arctic. Common period 1950-2009. Correlation coefficients significant at $p < 0.05$ level – in bold, at $p \leq 0.001$ additionally marked with *

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Akureyri	0,61*	0,54*	0,72*	0,62*	0,34	0,38	0,43*	0,52*	0,59*	0,59*	0,63*	0,62*
Angmagssalik	0,53*	0,34	0,52*	0,30	0,01	-0,09	-0,25	-0,08	0,24	0,40	0,42*	0,54*
KapTobin	0,63*	0,30	0,49*	0,44*	0,18	-0,06	0,05	0,14	0,24	0,30	0,45*	0,62*
Jan Mayen	0,61*	0,48*	0,64*	0,69*	0,27	0,18	0,06	0,23	0,62*	0,67*	0,64*	0,65*
Ny Alesund	0,58*	0,31	0,41*	0,43*	0,20	-0,10	-0,22	0,05	0,38	0,53*	0,49*	0,62*
Svalbard-Luft.	0,59*	0,31	0,39	0,41*	0,17	-0,12	-0,33	0,12	0,41*	0,52*	0,48*	0,60*
Barentsburg	0,61*	0,34	0,43*	0,41*	0,23	-0,13	-0,29	0,09	0,40	0,56*	0,48*	0,62*
Bjomoya	0,58*	0,45*	0,58*	0,52*	0,36	0,43*	0,46*	0,49*	0,35	0,56*	0,51*	0,63*
Hopen	0,56*	0,36	0,45*	0,43*	0,26	0,33	0,28	0,31	0,26	0,47*	0,39	0,60*
M. Karmakuly	0,19	0,39	0,25	-0,05	0,05	-0,16	-0,14	-0,04	-0,04	0,21	0,14	0,40
Vardoe	0,32	0,20	0,39	0,29	0,32	0,45*	0,30	0,35	0,17	0,41*	0,13	0,46*

Istotne związki DSLP z temperaturą powietrza występują między ~ 65 a $\sim 80^\circ\text{N}$, od wschodnich wybrzeży Grenlandii ($30\text{-}20^\circ\text{W}$) po $\sim 30^\circ\text{E}$. Wpływ przenosu międzystrefowego na kształtowanie się temperatury zanika w rejonie położonym na wschód od środkowych części Morza Barentsa i praktycznie nie obejmuje już obszaru Nowej Ziemi i Ziemi Franciszka Józefa. Istotne statystycznie dodatnie korelacje są tam słabe i ograniczają się do dwóch miesięcy w roku – grudnia i stycznia bądź grudnia i lutego. W pozostałych miesiącach korelacje są bardzo słabe i chaotycznie zmieniają znaki.

Najsilniejsze związki DSLP z temperaturą powietrza występują na północnych wybrzeżach Islandii oraz na wyspach leżących na południe od Spitsbergenu (Bjomoya i Hopen). Istotne, dodatnie korelacje DSLP z temperaturą zaznaczają się tam w ciągu całego roku. W okresie od października do kwietnia (7 miesięcy w roku) związki te są silne i na ogół wysoce istotne. Kwestii, czy oba wymienione rejon

stanowią jeden obszar występowania silnych związków, wobec braku stacji między nimi, nie można rozstrzygnąć, choć miesięczne rozkłady SLP zdają się wskazywać na taki rozkład przestrzenny wystąpienia najbardziej stabilnych w czasie korelacji.

Na wschodnim wybrzeżu Grenlandii istotne dodatnie korelacje DSLP z temperaturą powietrza występują w strefie między 65 a 70°N od października do kwietnia (7 miesięcy w roku), największą siłę osiągając w grudniu i styczniu. Powyżej 70-72°N korelacje gwałtownie słabną i wystąpienie istotnych korelacji dodatnich ogranicza się do dwóch miesięcy w roku (grudzień, styczeń), w lipcu siła korelacji wzrasta, stają się one istotne, ale zmieniają znak na ujemny (Danmarkshavn; 76.77°N). Na Jan Mayen i stacjach spitsbergeńskich (Ny Alesund, Svalbard-Lufthavn, Barentsburg) istotne dodatnie korelacje temperatury powietrza z DSLP obejmują okres od września do kwietnia (8 miesięcy w roku), osiągając największą siłę w grudniu i styczniu. W maju na Jan Mayen i Spitsbergenie związki DSLP z temperaturą gwałtownie słabną, pozostając dodatnie. W czerwcu i lipcu te słabe korelacje na większości stacji grenlandzkich i Spitsbergenie zmieniają znak na ujemny, a na niektórych stacjach ich siła na tyle wzrasta, że przekraczają próg istotności statystycznej (Barentsburg, Svalbard-Lufthavn). Przyczyny zmiany znaku korelacji można doszukiwać się w związkach DSLP z zachmurzeniem ogólnym – w czerwcu i lipcu wzrost DSLP pociąga za sobą istotny wzrost zachmurzenia ogólnego, który z kolei jest ujemnie powiązany z temperaturą powietrza.

Tak więc zasięg oddziaływania przenosu międzystrefowego w Arktyce Atlantyckiej na temperaturę powietrza obejmuje jej zachodnią i centralną część, nie zaznacza się wyraźniej na wschodzie (wschodnia część Morza Barentsa, Morze Karskie). Najdalej na północ sięga w rejonie Spitsbergenu. Najsilniejszy wpływ na temperaturę powietrza przepływy międzystrefowe wywierają w chłodnej porze roku – od września-października do kwietnia, z wyraźnym pikiem w grudniu i styczniu. Na całym obszarze oddziaływania zaznacza się osłabienie siły związku DSLP z temperaturą powietrza w lutym. Przyczyna tego przejściowego osłabienia siły związku jest niejasna. W okresie cieplej pory roku (od maja do sierpnia-września) na niektórych stacjach wpływ przenosu międzystrefowego na temperaturę powietrza może być uważany za pomijalnie mały. Nie dotyczy obszarów położonych powyżej ~200-400 m n.p.m., znajdujących się powyżej poziomu inwersji związanej z transformacją masy ciepłego powietrza nad chłodną powierzchnią morza⁶.

Znaczenie przenosu międzystrefowego dla kształtowania innych niż temperatura powietrza elementów klimatycznych można oszacować na przykład dla Hornsundu. Istniejące dane obejmują tam krótszy okres niż poprzednio przeprowadzona analiza – bo tylko lata 1979-2009, z tym, że w niektórych latach występują braki danych. Uwzględniając dane, dla których istnieją pełne miesięczne serie w danym roku można przeprowadzić analizę dla szeregów liczących 31 (temperatura, opady) lub 29 lat (wilgotność, zachmurzenie, usłonecznienie, etc). Ponieważ poszczególne elementy klimatyczne, takie jak temperatura, zachmurzenie ogólne, miesięczne sumy opadowe, liczby dni z opadem, są przez większość miesięcy w roku na ogół istotnie, choć z różną siłą, skorelowane na stacjach spitsbergeńskich oraz na Bjorno i Hopen, takie długości szeregów pozwalają na analizę statystyczną, której wyniki można uważać za reprezentatywne dla obszaru centralnej części Arktyki Atlantyckiej. Wyniki przeprowadzonej analizy zestawione są w tablicy 5.

⁶ Taki przypadek wystąpienia silnej inwersji adwekcyjnej latem 2005 roku w rejonie Hornsundu opisuje Drzeniecka-Osiadacz i in. (2007).

Elementy klimatyczne rozpatrywane w tabeli 5 należą do dwóch grup – termicznych (Tm, Tmax, Tmin, FDD, PDD) oraz higrycznych, w ten czy inny sposób związanych z zawartością pary wodnej w powietrzu (e, f, N, DP, DCh, RR, RRM, Ldo, Ld10). Dodatkowym elementem jest usłonecznienie, którego zmienność regulowana jest przez zmienność zachmurzenia ogólnego. Poprzez powiązanie prężności pary wodnej w powietrzu (e) z temperaturą powietrza, elementy te nie są niezależne.

Tabela 5 – Table 5

Współczynniki korelacji między miesięcznymi wartościami DSLP a niektórymi elementami klimatycznymi obserwowanymi na Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (lata z okresu 1979-2009). Wartości współczynników korelacji istotnych na poziomie $p < 0.05$ pogrubione

Correlation coefficients between monthly values of DSLP and some climatic elements observed at the Polish Polar Station at Hornsund (over the years 1979-2009). Correlation coefficients significant at $p < 0.05$ level – in bold

Element Variable	n	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	LIST
Tm	31	0,55	0,27	0,50	0,49	0,17	0,12	-0,31	0,15	0,49	0,40	0,48	0,57	8/12
Tmax	29	0,50	0,37	0,49	0,51	0,20	0,00	-0,26	0,21	0,56	0,53	0,47	0,59	8/12
Tmin	29	0,45	0,24	0,36	0,46	0,13	0,01	-0,19	0,08	0,55	0,42	0,46	0,54	6/12
FDD	29	0,47	0,31	0,42	0,49	0,08	-0,07	#	-0,05	0,42	0,45	0,42	0,56	7/11
PDD	29	0,57	0,06	0,45	0,28	0,20	0,06	-0,26	0,15	0,57	0,42	0,56	0,52	6/12
N	29	0,59	0,46	0,56	0,45	0,09	0,47	0,66	0,23	0,38	0,58	0,44	0,59	10/12
DPo	29	-0,50	-0,28	-0,17	-0,18	0,06	-0,22	-0,46	-0,30	-0,25	-0,32	-0,37	-0,57	4/12
DCh	29	0,59	0,33	0,68	0,49	0,09	0,45	0,62	0,11	0,43	0,49	0,50	0,50	9/12
U	29	#	-0,20	-0,35	-0,41	-0,27	-0,39	-0,67	-0,20	-0,54	-0,08	#	#	4/9
e	29	0,54	0,36	0,47	0,45	0,31	0,29	0,24	0,33	0,60	0,57	0,53	0,60	7/12
f	29	0,49	0,43	0,50	0,33	0,39	0,43	0,50	0,33	0,49	0,65	0,61	0,60	10/12
RR	31	0,69	0,70	0,52	0,40	0,05	0,77	0,66	0,44	0,68	0,50	0,61	0,38	11/12
RRm	31	0,61	0,48	0,36	0,23	0,04	0,63	0,42	0,16	0,44	0,15	0,26	0,14	6/12
Ldo	31	0,54	0,58	0,49	0,36	-0,14	0,51	0,58	0,18	0,44	0,24	0,39	0,44	9/12
Ld10	31	0,70	0,54	0,21	0,38	0,07	0,58	0,56	0,49	0,59	0,26	0,47	0,14	8/12
LIST		14/14	7/15	11/15	11/15	1/15	8/15	10/14	2/15	14/15	10/15	13/14	12/14	

Objaśnienia: n – liczba korelowanych par wartości, Tm – temperatura średnia, Tmax – średnia dobową temperatura maksymalna, Tmin – średnia dobową temperatura minimalna, FDD – stopniodni mrozu, PDD – stopniodni ciepła, N – zachmurzenie ogólne [oktanty], DPo – liczba dni pogodnych ($N \geq 2,0/8$), DCh – liczba dni pochmurnych ($N \geq 7,0/8$), U – usłonecznienie [godziny], e – prężność pary wodnej, f – wilgotność względna, RR – suma opadów [mm], RRM – maksymalna suma dobową opadu [mm], Ldo – liczba dni z opadem, Ld10 - liczba dni z opadem ≥ 10 mm, LIST – liczba istotnych korelacji w miesiącu lub przypadków wystąpienia istotnych korelacji / liczba miesięcy lub przypadków, w których potencjalnie korelacje takie mogą wystąpić, # – element nie występuje

Explanations: n – number of correlated pairs of values, Tm – mean temperature, Tmax – mean daily maximum temperature, Tmin – mean daily minimum temperature, FDD – frost degree day, PDD – positive degree day, N – cloudiness [octas], DPo – number of sunny days ($N \geq 2,0/8$), DCh – number of cloudy days ($N \geq 7,0/8$), U – sunshine duration [hours], e – water vapour pressure, f – relative humidity, RR – atmospheric precipitation [mm], RRM – daily maximum precipitation [mm], Ldo – number of days with precipitation, Ld10 – number of days with precipitation ≥ 10 mm, LIST – number of significant correlations in a month or cases of significant correlations / number of months or cases in which such correlations may be observed, # – element is not present in a given month

Analiza zawartości tabeli 5 wykazuje, że wszystkie wymienione w niej elementy klimatyczne wykazują przez dłuższy lub krótszy odsetek roku istotnie statystycznie związki z DSLP. W tabeli 5 ostatnia kolumna i ostatni wiersz, oznaczone jako LIST zawierają liczbę istotnych korelacji. Wartość LIST w wierszu informuje o tym, przez ile miesięcy (licznik) w stosunku do maksymalnie możliwych w roku (mianownik) dany element jest istotnie skorelowany z DSLP. Pozwala to wyrobić sobie pogląd, jaki jest wpływ DSLP na kształtowanie zmienności danego elementu w ciągu roku. Wartość LIST w kolumnie informuje (licznik), w jakim stopniu warunki klimatyczne danego miesiąca determinowane są przez zmienność DSLP w stosunku do maksymalnie możliwej liczby analizowanych elementów (mianownik).

Zwraca uwagę, że elementy "higryczne" powiązane są silniej ze zmiennością DSLP niż elementy "termiczne". Miesięczne sumy opadów są przez 11 miesięcy w roku istotnie skorelowane z DSLP, a zachmurzenie ogólne i wilgotność względna przez 10 miesięcy w roku. Temperatura miesięczna i średnia miesięczna z dobowych wartości temperatury maksymalnej wykazują takie powiązania tylko przez 8 miesięcy w roku.

W przypadku rozkładu w czasie nietrudno zauważyć, że najsilniejsze powiązania zmienności warunków klimatycznych w Hornsundzie z DSLP występują w okresie od września do kwietnia, z przejściowym osłabieniem w lutym. Na tle pozostałych miesięcy roku wyróżniają się maj i sierpień (patrz tab. 5). W maju tylko 1 element (wilgotność względna) wykazuje statystycznie istotny związek z DSLP, w sierpniu na potencjalnie 14 możliwych obserwuje się wystąpienie tylko 2 istotnych korelacji. Praktyczny zanik wpływu przenosu międzystrefowego na kształtowanie się zmienności warunków klimatycznych w Hornsundzie w maju objaśnić można objęciem w tym miesiącu środkowej części Arktyki Atlantycznej przez obszar wysokiego ciśnienia powiązany z Wyżem Grenlandzkim (Niedźwiedź 2007c). Przyczyna podobnego osłabienia wpływu DSLP na zmienność elementów klimatycznych w sierpniu jest niejasna.

Prosta analiza korelacji liniowych wykazuje, że w okresie ostatniego 30.letnia oprócz temperatury powietrza, z miesięcznymi wartościami DSLP są stosunkowo silnie i wysoce istotne skorelowane przebiegi również innych elementów klimatycznych (patrz tab. 5). Analiza wskazuje, że DSLP steruje rozmiarami strumienia pary wodnej (e) wnoszonej do tej części Arktyki. W ciągu całego roku współczynniki korelacji są dodatnie, a istotne statystycznie korelacje między miesięcznymi wartościami DSLP a miesięcznymi wartościami prężności pary wodnej (e) w Hornsundzie rozpoczynają się we wrześniu i trwają do kwietnia (z przerwą w lutym), czyli przez 7 miesięcy. W lutym i od maja do sierpnia te dodatnie związki stają się statystycznie nieistotne. O tym, że strumień pary wodnej kierowany w rejon Hornsundu związany jest w pierwszym rzędzie z adwekcjami powietrza z południa, wiadomo było już wcześniej (Marsz 2007). Wyniki prezentowanych tutaj badań wykazują, że geneza tego strumienia wiąże się z przenosem pary wodnej z szerokości umiarkowanych.

Z prężnością i temperaturą powietrza powiązana jest wilgotność względna. Wilgotność względna wykazuje z DSLP statystycznie istotne korelacje od września do marca oraz w maju, czerwcu i lipcu (istotne korelacje przez 10 miesięcy w roku), przy czym najsilniejsze korelacje zaznaczają się jesienią i z początkiem zimy (r od 0,60 do 0,65). Z DSLP silnie (10 miesięcy w roku; od września do kwietnia oraz w czerwcu i lipcu) związana jest zmienność zachmurzenia ogólnego (N). Ponieważ zachmurzenie ogólne reguluje usłonecznienie, to nic dziwnego, że usłonecznienie wykazuje ujemne korelacje z DSLP, przy czym w kwietniu, czerwcu i lipcu oraz we wrześniu korelacje te są statystycznie istotne (z maksimum siły związku w lipcu ($r = -0,67$)).

Bardzo silnie z DSLP powiązane są miesięczne sumy opadów. Korelacje są dodatnie, statystycznie istotne przez 11 miesięcy w roku. Najsilniejszy wpływ przepływów międzystrefowych na miesięczne sumy opadów obserwuje się w Hornsundzie w czerwcu ($r = 0,77$), lipcu (0,66), wrześniu (0,68), styczniu (0,69) i lutym (0,70). W tych samych miesiącach zaznacza się wyraźny związek DSLP z maksymalnymi dobowymi sumami opadów w miesiącu i liczbą dni z opadem w miesiącu. Związki miesięcznych sum opadowych z DSLP są silniejsze od związków sum opadów ze wskaźnikiem S i słabsze od takich samych związków ze wskaźnikiem cyrkulacji W Niedźwiedzia.

Wartości DSLP wykazują również w niektórych miesiącach istotne statystycznie związki z frekwencją występowania wiatru z określonych kierunków w Hornsundzie. Najsilniejsze, dodatnie korelacje występują w miesiącach chłodnej pory roku (październik-marzec) z kierunkami wiatru z S, SW i W, przy czym największą siłą korelacje te osiągają w styczniu (współczynnik korelacji z S = 0,75, z SW = 0,72, z W = 0,59). Nie wykrywa się natomiast konsekwentnych związków między miesięcznymi wartościami DSLP a prędkością wiatru. Ponieważ kształtowanie się struktury kierunkowej wiatru w Hornsundzie stanowi w znacznej mierze wynik topografii i orografii otoczenia tej stacji (patrz Styszyńska 2007), pełniejsze objaśnienie istniejących związków kierunku wiatru z DSLP wymaga dalszych analiz. W tym miejscu sygnalizuje się jedynie istnienie takich związków.

Przeprowadzone analizy wskazują, że przepływy międzystrefowe wywierają poważny wpływ na kształtowanie się i zmienność najważniejszych elementów klimatycznych w Arktyce Atlantyckiej. Tym samym można uważać zmienność intensywności przepływów międzystrefowych za istotny mechanizm kształtujący cały kompleks warunków klimatycznych w środkowej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej, a nie tylko zmienności temperatury powietrza.

4. Rola przepływów międzystrefowych w kształtowaniu ocieplenia Arktyki Atlantyckiej

Adwekcje ciepłego powietrza ze strefy umiarkowanej do środkowej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej muszą w konsekwencji prowadzić do wzrostów temperatury powietrza. Osłabienie intensywności takich adwekcji – odwrotnie – powinno prowadzić do spadku temperatury powietrza. W ten sposób zmiany intensywności przenosu międzystrefowego powinny wpływać na kształtowanie się temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej.

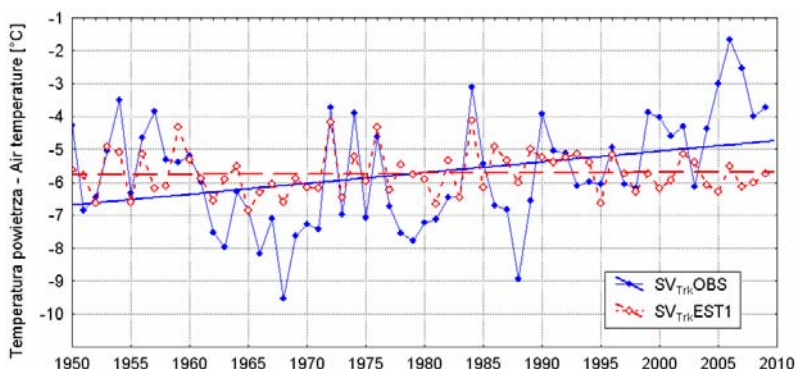
W całej Arktyce Atlantyckiej od przełomu lat 70' i 80' XX wieku obserwuje się postępujące ocieplenie. Jest ono silne i statystycznie istotne. W centralnej części Arktyki Atlantyckiej, na stacji Svalbard-Lufthavn⁷, od momentu, w którym po roku 1950 roczna temperatura powietrza osiągnęła minimum (1968 rok; $-9,5^{\circ}\text{C}$) do roku 2009, temperatura powietrza wzrosła o $5,8^{\circ}\text{C}$, a jej trend roczny osiąga wartość $+0,089^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Trend temperatury rocznej na tej samej stacji w ostatnim 30-leciu (1980-2009) jest równy $+0,120^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($p \ll 0,001$). Wcześniejsza analiza (patrz część 2) wykazuje, że wpływ DSLP na temperaturę powietrza jest przestrzennie ograniczony do centralnej i zachodniej części tego obszaru. W rejonie Ziemi Franciszka Józefa czy na obszarze północnych części Morza Karskiego (stacja Ostrov Vize), gdzie nie obserwuje się wpływu DSLP na kształtowanie zmian temperatury powietrza, również występuje statystycznie istotny wzrost temperatury powietrza. W okresie

⁷ Przebiegi rocznej i miesięcznej temperatury powietrza na stacjach Arktyki Atlantyckiej wykazują bardzo silne i statystycznie istotne skorelowanie. Z tej przyczyny wnioski na temat zmian temperatury na stacji Svalbard-Lufthavn można rozciągnąć na większy obszar.

1980-2009 trendy rocznej temperatury powietrza wynoszą tam od $+0,103$ (GMO im. E.T.Krenkelya) do $+0,115^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Ostrov Vize) i są porównywalne z trendami na obszarze gdzie wpływ DSLP jest najsilniejszy.

W wieloletnim (1950-2009) przebiegu miesięcznych wartości DSLP nie obserwuje się występowania trendu. Podobnie w ostatnim 30.letniu trend rocznych wartości DSLP jest bliski zeru ($-0,048$ hPa rok $^{-1}$; $p = 0,360$). W przebiegu temperatury powietrza występuje statystycznie istotny trend dodatni. Już samo porównanie rocznych trendów temperatury powietrza i rocznych trendów DSLP oraz występowanie bardzo silnego ocieplenia na obszarach, gdzie wpływ DSLP na temperaturę powietrza jest istotny i na tych obszarach, gdzie wpływ jest nieistotny wskazuje, że zmiany intensywności DSLP nie mogą być przyczyną obserwowanego ocieplenia Arktyki Atlantyckiej. Jednocześnie można sądzić, że zmiany DSLP powinny wywierać wpływ na zmiany temperatury powietrza, przynajmniej tam, gdzie występują związki między temperaturą powietrza a DSLP. Pojawia się zatem sprzeczność między wyobrażeniami o przebiegu procesów, a ich rzeczywistym przebiegiem. Sprzeczność ta jest pozorna, gdyż przenos międzystrefowy nie jest jedynym czynnikiem warunkującym zmiany temperatury w Arktyce Atlantyckiej.

Analiza regresji (tu przedstawiona tylko w odniesieniu do temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn) wykazuje, że zmiany rocznych wartości DSLP objaśniają około 14% wariacji obserwowanej temperatury rocznej. Estymacja parametrów równania⁸, w którym zmienną zależną jest roczna temperatura na stacji Svalbard-Lufthavn (SV_{Trk}), a zmienną niezależną (objaśniającą) roczna wartość DSLP (DSL_{Prk}), pozwala na obliczenie wartości SV_{Trk} w kolejnych latach jako funkcji DSL_{Prk} . Przebieg tak obliczonych wartości SV_{Trk} na tle obserwowanych wartości SV_{Trk} przedstawia ryc. 8.



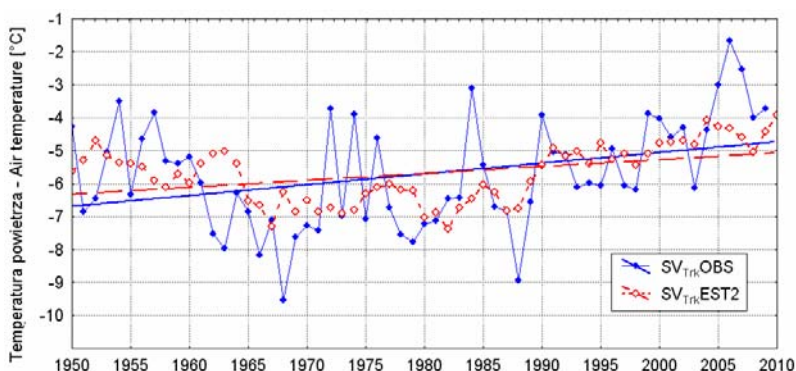
Ryc. 8. Przebieg temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn ($SV_{Trk,OBS}$) i temperatury rocznej na tej samej stacji obliczonej z równania regresji, w którym temperatura roczna stanowi funkcję liniową rocznych wartości DSLP ($SV_{Trk,EST1}$). Lata 1950-2009

Fig. 8. The course of annual air temperature at Svalbard-Lufthavn station ($SV_{Trk,OBS}$) and annual temperature at the same station calculated with regression equation, where the annual temperature is the linear function of annual values of DSLP ($SV_{Trk,EST1}$). Period over 1950-2009

⁸ Równanie to, i kolejno dalej omawiane równania regresji są wysoce istotne statystycznie ($p \ll 0.001$). Samych równań regresji i ich charakterystyk statystycznych tu nie przytacza się.

Można zauważyć, że estymowany przebieg temperatury rocznej ($SV_{Trk}EST1$) nie odtwarza istniejącego trendu w przebiegu temperatury rocznej (SV_{Trk}) oraz epizodów spadków temperatury rocznej. Bardzo silne spadki temperatury rocznej w latach 1968 i 1988 nie znajdują żadnego odbicia w przebiegu obliczonej $SV_{Trk}EST1$. Dość dobrze natomiast zostały odtworzone epizody gwałtownych wzrostów temperatury rocznej na tej stacji, w tym gwałtowne wzrosty temperatury w latach 1984, 1973 i 1976. Pozwala to sądzić, że przynajmniej niektóre epizody gwałtownego wzrostu temperatury powietrza w środkowej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej w swojej genezie powiązane są z DSLP. W końcowej części szeregu (lata 1998-2009) różnice między wartościami obserwowanymi, a obliczonymi stają się szczególnie duże. Tę rozbieżność można wiązać z osłabieniem DSLP w ostatnich kilku latach (patrz ryc. 7).

Najważniejszym czynnikiem określającym kształtowanie się temperatury powietrza w Arktyce jest strumień ciepła wprowadzany wraz z wodami atlantyckimi do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną (Styszyńska 2005, Jia i in. 2008, Marsz i Styszyńska 2009). Działanie tego czynnika jest wielostronne i skomplikowane, odbywa się przez bezpośrednie oddziaływanie termiczne wód, jak przede wszystkim poprzez kształtowanie pionowego profilu struktury termohalicznej wód arktycznych (Zakharov 1981, 1987, 1997), która wpływa na możliwości rozwoju pokrywy lodowej i w konsekwencji na rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery. O ilości ciepła kierowanego ze strefy subtropikalnej Atlantyku Północnego przez cyrkulację oceaniczną na północ, w tym do Arktyki, informuje wskaźnik nazwany DG_{3L} (objaśnienie konstrukcji wskaźnika patrz Marsz i Styszyńska 2009). Równanie regresji, w którym temperatura roczna na stacji Svalbard-Lufthavn (SV_{Trk}) jest funkcją zasobów ciepła w wodach atlantyckich kierowanych na północ (funkcją wskaźnika DG_{3L}) objaśnia około 25,5% zmienności SV_{Trk} w latach 1950-2009. Równanie to pozwala na oszacowanie SV_{Trk} w poszczególnych latach rozpatrywanego okresu. Przebieg oszacowanej w ten sposób rocznej temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn ($SV_{Trk}EST2$) na tle obserwowanej temperatury przedstawia ryc. 9.

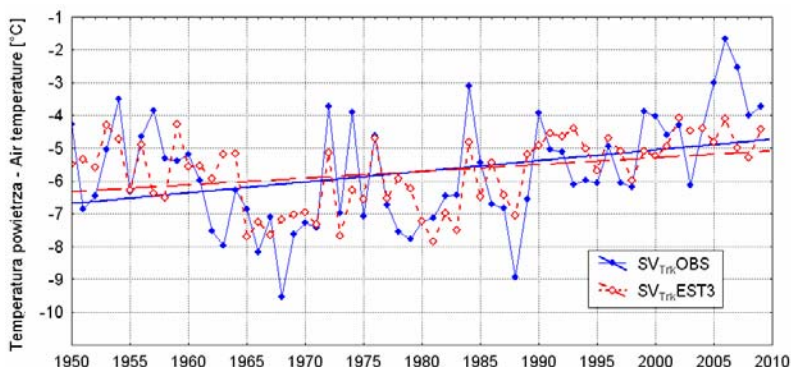


Ryc. 9. Przebieg temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn ($SV_{Trk}OBS$) i temperatury rocznej na tej samej stacji obliczonej z równania regresji, w którym temperatura roczna stanowi funkcję liniową rocznych wartości DG_{3L} z poprzedniego roku ($SV_{Trk}EST$). Lata 1950-2009

Fig. 9. The course of annual air temperature at Svalbard-Lufthavn station ($SV_{Trk}OBS$) and annual temperature at the same station calculated with regression equation, where the annual temperature is the linear function of annual values of DG_{3L} from the preceding year ($SV_{Trk}EST$). Period over 1950-2009

Nietrudno zauważyć, że "zrekonstruowany" przebieg jest silnie zgeneralizowany, nie odtwarza on prawidłowo ani krótkookresowych wzrostów, ani też spadków temperatury powietrza, a jedynie z grubym przybliżeniem. Przebieg estymowanych z równania regresji wartości $SV_{TRK}EST2$ wykazuje natomiast istnienie w nim dodatniego trendu, nieco tylko słabszego (o $0,012^{\circ}C \cdot rok^{-1}$) od obserwowanego trendu temperatury powietrza. Co ważne – w przebiegu $SV_{TRK}EST2$ zaznaczają się subtrendy, w przybliżeniu zgodne z przebiegiem obserwowanej temperatury rocznej – do początku lat 80' XX wieku subtrend ujemny, później dodatni. Można to interpretować, że zmiany ciepła wprowadzane do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną decydują o długookresowych zmianach temperatury powietrza i występujących kierunkach zmian (trendach) temperatury.

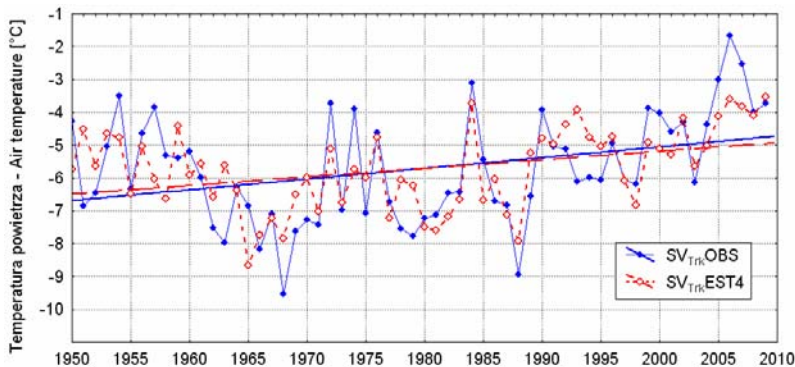
Jaka jest zatem wypadkowa kombinacji zmian natężenia przepływów międzystrefowych (składowa atmosferyczna) i ilości ciepła wprowadzanego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną (składowa oceaniczna)? Można w uproszczeniu przyjąć, że roczna temperatura na stacji Svalbard-Lufthavn stanowi liniową funkcję dwu zmiennych – intensywności rocznych przepływów międzystrefowych ($DSLPRK$) i ciepła wprowadzanego przez cyrkulację oceaniczną do Arktyki (DG_{3L}). Estymacja parametrów regresji wielokrotnej, w której zmiennymi niezależnymi były $DSLPRK$ i DG_{3L} pozwala na oszacowanie temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn w badanym okresie. Wspólna zmienność DG_{3L} i $DSLPRK$ objaśnia w regresji wielokrotnej ~42% zmienności rocznej temperatury na stacji Svalbard-Lufthavn ($R = 0,65$), w tym zmienność DG_{3L} objaśnia 26,7%, a $DSLPRK$ 15,8% wariancji SV_{TRK} . Przebieg wartości SV_{TRK} obliczonych w ten sposób ($SV_{TRK}EST3$) przedstawia ryc. 10. Zauważyć można, że estymowany z dwu zmiennych niezależnych przebieg temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn ($SV_{TRK}EST3$) odtwarza zarówno trend, jak i silne, krótkookresowe wzrosty temperatury. Nie odtwarza natomiast dobrze faz ochłodzeń i zmian temperatury w ostatnich kilku latach. Odtworzona wartość trendu temperatury rocznej jest jednak mniejsza od obserwowanego o $0,012^{\circ}C \cdot rok^{-1}$ i różnica ta jest statystycznie istotna.



Ryc. 10. Przebieg temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn ($SV_{TRK}OBS$) i temperatury rocznej na tej samej stacji obliczonej z równania regresji, w którym temperatura roczna stanowi funkcję liniową rocznych wartości DG_{3L} z poprzedniego roku oraz $DSLPRK$ ($SV_{TRK}EST3$). Lata 1950-2009

Fig. 10. The course of annual air temperature at Svalbard-Lufthavn station ($SV_{TRK}OBS$) and annual temperature at the same station calculated with regression equation, where the annual temperature is the linear function of annual values of DG_{3L} from the preceding year and $DSLPRK$ ($SV_{TRK}EST3$). Period over 1950-2009

Takie wyniki regresji wskazują, że liczba zmiennych objaśniających jest zbyt mała dla prawidłowego objaśnienia przebiegu temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn. Oznacza to po prostu, że w analizie nie uwzględniono czynników, które również w istotny sposób wpływają na kształtowanie zmienności temperatury rocznej. Do takich czynników na pierwszym miejscu należy zaliczyć zmiany SST na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Norweskim oraz powiązaną z nią zmienność pokrywy lodowej na morzach Grenlandzkim, Barentsa i Karskim. Już samo uwzględnienie rocznej SST ze środkowej części Morza Grenlandzkiego (powierzchnia $2 \times 2^\circ$, punkt centralny 76°N , 0°) jako trzeciej zmiennej niezależnej podnosi objaśnienie wariancji SV_{Trk} do 53% ($R = 0,75$). W równaniu tym DG_{3L} objaśnia 26,7%, $DSLPRK$ 15,8%, a SST na Morzu Grenlandzkim 13% wariancji SV_{Trk} . Przebieg obliczonych z równania o trzech zmiennych niezależnych wartości SV_{Trk} (SV_{TrkEST4}) przedstawia ryc. 11. Nie trudno zauważyć, że przebieg "zrekonstruowanej" temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn jest jeszcze bliższy do przebiegu obserwowanego, a trend tego szeregu zbliża się do obserwowanego trendu temperatury (różnica $-0,0068^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$, statystycznie nieistotna).



Ryc. 11. Przebieg temperatury rocznej na stacji Svalbard-Lufthavn (SV_{TrkOBS}) i temperatury rocznej na tej samej stacji obliczonej z równania regresji, w którym temperatura roczna (SV_{TrkEST4}) stanowi funkcję liniową 3 zmiennych: rocznych wartości DG_{3L} z poprzedniego roku, $DSLPRK$ i rocznej SST ze środkowej części Morza Grenlandzkiego [76°N , 0°]. Lata 1950-2009

Fig. 11. The course of annual air temperature at Svalbard-Lufthavn station (SV_{TrkOBS}) and annual temperature at the same station calculated with regression equation, where the annual temperature (SV_{TrkEST4}) is the linear function of three variables: annual values of DG_{3L} from the preceding year, $DSLPRK$ and annual value of SST from the central part of the Greenland Sea [76°N , 0°]. Period over 1950-2009

Przeprowadzona analiza regresji pozwala na ocenę roli przepływów międzystrefowych w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej w ostatnich 60 latach. Potwierdza ona, że przepływy międzystrefowe nie są przyczyną ocieplenia Arktyki Atlantyckiej (patrz ryc. 8), ale wywierają wpływ na międzyroczną zmienność temperatury powietrza w centralnej i zachodniej części Arktyki Atlantyckiej. Silne wzrosty natężenia przepływów międzystrefowych, zwłaszcza w chłodnej porze roku nakładają się na długookresowe zmiany temperatury powietrza wymuszane przez zmiany ilości ciepła wnoszonego do Arktyki przez cyrkulację oceaniczną i związane z nimi, opóźnione zmiany SST na morzach Atlantyckiej Arktyki (patrz np. Levitus i in. 2009), modulując te wolnozmiennie przebiegi.

Wpływ przepływów międzystrefowych na temperaturę powietrza w kombinacji z SST i zasobami ciepła w wodach mórz Arktyki Atlantyckiej nie jest "symetryczny". W okresach, w których SST jest wysoka, a zasoby ciepła w wodach duże, długotrwała adwekcja ze strefy umiarkowanej do Arktyki Atlantyckiej da stosunkowo silny wzrost temperatury. W takich samych warunkach nawet porównywalnie silny napływ wychłodzonego powietrza z centralnych części Arktyki lub z nad Grenlandii da stosunkowo słaby spadek temperatury powietrza, ponieważ nad wolną od lodów powierzchnią morza nastąpi bardzo szybka transformacja powietrza połączona z wydatnym wzrostem jego temperatury. Źródłem ciepła dla wzrostu temperatury tego powietrza jest ciepło przekazane z powierzchni morza (oceanu). W przypadku, gdy zasób ciepła w wodach mórz arktycznych będzie niewielki, nawet gdy początkowo SST będzie wysoka, po kilku adwekcjach chłodu zasoby ciepła w wodach jeszcze bardziej się zmniejszą, SST się obniży i procesy transformacji zachodzącej będą wolniej – temperatura powietrza nie wzrośnie tak szybko, spadek temperatury będzie silniejszy. Po wyczerpaniu zasobów ciepła z wód na wymianę z atmosferą, SST spadnie do granicy krzepnięcia, zacznie tworzyć się lód morski, a po powstaniu względnie zwartej pokrywy lodowej procesy transformacji powietrza praktycznie ustaną. W takich warunkach spadki temperatury powietrza przy adwekcjach z głębi Arktyki nad Arktykę Atlantycką będą bardzo głębokie. W takich samych warunkach, przy adwekcjach powietrza ze strefy umiarkowanej procesy transformacji obejmą, jak już wspomniano wcześniej, tylko najniższą warstwę powietrza (równowaga skrajnie stała), w której temperatura nie może być niższa od temperatury wody, tak długo, jak powietrze przepływa nad morzem nie pokrytym zwartą (≥ 7) pokrywą lodu morskiego. W rezultacie, przy napływie powietrza ze strefy umiarkowanej nad otwartą wodą lub pokrytą rozrzedzonym lodem nastąpi wzrost temperatury powietrza w Arktyce Atlantyckiej, choć nie tak silny, jak w warunkach dużych zasobów ciepła w wodach.

To skrócone omówienie procesów wyjaśnia, że zmiany temperatury powietrza zachodzące jako rezultat działania przenosu międzystrefowego faktycznie są nieliniowe i nie mogą być rozpatrywane wyłącznie jako funkcja zmian DSLP. Jednocześnie pozwala zrozumieć, z jakiej przyczyny krótkotrwały wzrost intensywności przepływu międzystrefowego może dać tak silne ocieplenie w Arktyce Atlantyckiej, gdy przepływ wewnątrzstrefowy (z Arktyki do Arktyki Atlantyckiej) o takiej samej intensywności, bez przepływu nad powierzchnią pokrytą lodem morskim nie da porównywalnie silnego ochłodzenia.

Literatura

- 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., 1974. *Izmeneniya klimata*. Gidrometeoizdat, Leningrad: 279 s.
- Cohen J., Barlow M., 2005. The NAO, the AO, and Global Warming: How Closely Related? *Journal of Climate*, 18 (21): 4498–4513.
- Comiso J., 2003. Warming trends in the Arctic from clear sky satellite observations. *Journal of Climate*, 16 (21): 3498–3510.
- Drzeniecka-Osiadacz A., Mięka K., Sikora S., 2007. Cechy warstwy granicznej atmosfery w rejonie Hornsundu w lipcu i sierpniu 2005. [w:] R. Przybylak, M. Kejna, A. Araźny, P. Głowacki (red.): *Abiotyczne środowisko Spitsbergenu w latach 2005–2006 w warunkach globalnego ocieplenia*, Toruń: 131–146.
- Girs A.A., 1981. K voprosu o formakh atmosfernoj cirkulacii i ikh prognostičeskom ispolzovanii. *Trudy AANII*, 373: 4–13.

- Hansen J.E., Lebedeff S., 1987. Global trends of measured surface air temperature. *Journal of Geophysical Research*, 92 (D11): 13345–13372.
- Hansen J.E., Ruedy R., Glascoe J., Sato M., 1999. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D24): 30997–31022.
- Jia W., Meibing J., Takahashi J., Suzuki T., Polyakov I.V., Mizobata K., Ikeda M., Saucier F.J., Meier M., 2008. Modeling Arctic Ocean heat transport and warming episodes in the 20th century caused by the intruding Atlantic Water. *Chinese Journal of Polar Science*, 19 (2): 159–167.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56 (4): 328–341.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17 (13): 1433–1450.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa L., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *BAMS (Bulletin of the American Meteorological Society)*, March, 1996: 124 s.
- Kelly P.M., Jones P.D., Sear C.B., Cherry B.S.G., Tavakol R.K., 1982. Variations in Surface Air Temperatures: Part 2. Arctic Regions, 1881-1980. *Monthly Weather Review*, 110 (2): 71–83.
- Levitus S., Matisov G., Seidov D., Smolyar I., 2009. Barents Sea multidecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 36, L19604, doi:10.1029/2009GL039847.
- McBean G., Alekseev G., Chen D., Førland E., Fyfe J., Groisman P.Y., King R., Melling H., Vose R., Whitfield P.H., 2004. Arctic Climate: Past and Present. [w:] red. The ACIA International Scientific Symposium On Climate Change in the Arctic. Reykjavik, 2004: 22–60.
- Marsz A.A., 2007. Wilgotność powietrza. [w:] A. Marsz i A. Styszyńska (red.): *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 176-183.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009. Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point of view for the reasons of changes in the Arctic climate. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 7–31.
- Niedźwiedz T., 1992. Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergenu. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2: 77–84.
- Niedźwiedz T., 2001. Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7–26.
- Niedźwiedz T., 2006. Główne cechy cyrkulacji atmosferycznej nad Spitsbergenem. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 91–105.
- Niedźwiedz T., 2007a. Cyrkulacja atmosferyczna [w:] A. Marsz i A. Styszyńska (red.): *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 45–63.
- Niedźwiedz T., 2007b. Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej T. Niedźwiedzia występujących w rejonie Spitsbergenu. [w:] A. Marsz i A. Styszyńska (red.): *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 371–376.
- Niedźwiedz T., 2007c. Ciśnienie atmosferyczne. [w:] A. Marsz i A. Styszyńska (red.): *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 65–69.
- Overland J.E., Wang M., 2005. The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 32, L06701, doi:10.1029/2004GL021752.
- Overland J.E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period. *Tellus A*, 60 (4): 587–597.

- Polyakov I.V., Johnson M.A., 2000. Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, 27 (24): 4097–4100.
- 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., 2002. 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., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Walsh D., Yulin A.V., 2003a. Long-term ice variability in Arctic marginal seas. *Journal of Climate*, 16(12): 2078–2085.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.I., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth Ø., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E., 2005. One more step toward a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*, 32, L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
- Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D., 2003b. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *Journal of Climate*, 16 (12): 2067–2077.
- Polyakova E., Journel A., Polyakov I.V., Bhatt U.S., 2006. Changing relationship between the North Atlantic oscillation index and key North Atlantic climate parameters. *Geophysical Research Letters*, 33, L03711. doi:10.1029/2005GL024573.
- Przybylak R., 1996. Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie obserwacji instrumentalnych w Arktyce. UMK, Toruń: 279 s.
- Przybylak R., 2003. *The climate of the Arctic*. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, 26, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London: 288 s.
- Przybylak R., 2006. Współczesne zmiany klimatu w Arktyce. [w:] A.A. Marsz i A. Styszyńska (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia: 93–110.
- Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology*, 46 (1): 316–324.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000. Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979–97. *Journal of Climate*, 13 (5): 896–914.
- Rodewald M., 1972. Einige hydroklimatische Besonderheiten des Jahrzehnts 1961–1970 im Nordatlantik und im Nordpolarmeere. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 25 (3); DOI: 10.1007/BF02226692.
- Semenov V.A., 2008. Vliyaniye okeanicheskogo pritoka v Barentsovo more na izmenchivost' klimata v Arktike. *Doklady Akademii Nauk*, 418 (1): 106–109.
- 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, 5 PP, doi:10.1029/2005GL023429.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wydawnictwo Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni*: 109 s.
- Styszyńska A., 2007. Wiatr. [w:] A. Marsz i A. Styszyńska (red.): *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 71–86.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25 (9): 1297–1300.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1999. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13 (5): 1000–1016.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate*, 13 (5): 1018–1036.

- Vangengejm G.Ya., 1952. Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologičeskikh prognozov dlya Arktiki. Trudy AANII, 34: 314 s.
- Wood K.R., Overland J.E., 2010. Early 20th century Arctic warming in retrospect. *International Journal of Climatology*, 30 (9): 1269–1279.
- Zakharov V.F., 1981. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. Gidrometeoizdat, Leningrad: ss 135.
- Zakharov V.F., 1987. Morskie l'dy i klimat. [w:] V.M. Kotlyakov i M.G. Grosvald (red.): Vzaimodejstvie oledeniya s atmosferoj i okeanom. Nauka, Moskva: 66–90.
- Zakharov V.F., 1997. Sea Ice in the Climate System. Arctic Climate System Study. World Climate Research Programme, WMO/TD-No.782, World Meteorological Organization, Geneva. ss. 80.

Wpłynęło: 6 września 2010; poprawiono: 24 października 2010

Summary

The article describes the phenomenon of strong air advection from the subpolar latitudes and the regions between subtropical and subpolar zones to the Atlantic Arctic (1950-2009). These interzonal flows are responsible for the short time periods (one month or less frequently two month periods) strong increases in temperature of the Atlantic Arctic which later on are reflected in the rise in the annual temperature. The decrease in these types of circulation over longer periods results in the decrease in temperature of the Atlantic Arctic.

The interzonal flows are combination of strong zonal circulation over the central part of the Atlantic and strong meridional circulation over the eastern part of the North Atlantic, central Europe and the Scandinavian Peninsula. They are weakly correlated with AO and NAO but very strongly correlated with the indexes of the regional atmospheric circulation in the region of Spitsbergen. The greatest intensity and the most varied changeability in the interzonal flows can be observed in the cold season of the year (October – March).

The air temperature of the cold season of the year in the central and western part of the Atlantic Arctic is significantly connected with the changeability in the interzonal flows and in the central part of the Atlantic Arctic it is not only temperature that is strongly correlated with the variability but also other climatic elements (relative humidity, overall cloudiness, monthly precipitation, number of days with precipitation, etc.). That is why the variability in the intensity of interzonal flow can be treated as one of the important mechanisms responsible for the changes in the climate in the central and western part of the Atlantic Arctic. However the analysis indicates that changes in the intensity of interzonal flow are not the cause of warming of this part of the Arctic.

Key words: Atlantic Arctic, atmospheric circulation, advection, rapid warming.