

## O „ARKTYCZNYCH” I „ATLANTYCKICH” MECHANIZMACH STERUJĄCYCH ZMIENNOŚCIĄ TEMPERATURY POWIETRZA NA OBSZARZE EUROPY I PÓŁNOCO-ZACHODNIEJ AZJI

ON 'ARCTIC' AND 'ATLANTIC' MECHANISMS CONTROLLING THE CHANGEABILITY  
IN AIR TEMPERATURE IN THE REGION OF EUROPE AND NW ASIA

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 omawia wpływ zmian ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej (dalej AA) na kształtowanie zmienności temperatury powietrza na obszarze Europy (na N od 40°N) i NW Azji (do 120°E). Wpływ zmian ciśnienia w AA na temperaturę powietrza zaznacza się we wszystkich, z wyjątkiem czerwca, miesiącach roku, tworząc charakterystyczny cykl z maksimum siły oddziaływania zimą. Zimowe (01–03) zmiany ciśnienia w AA objaśniają od kilkunastu do ponad 60% zmienności temperatury rocznej (z maksimum na obszarze wokół-bałtyckim; 1951–2000). W pracy analizuje się współdziałanie zmian ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej ze zmianami ciśnienia w Wyżu Syberyjskim w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza na obszarze Europy i NW Azji. Dyskutuje się również kwestie związków zmian ciśnienia w AA z NAO, AO oraz frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej wg klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Wyniki analiz wykazują, że o zimowych zmianach ciśnienia w AA decyduje wcześniejszy rozkład zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego.

**Słowa kluczowe:** zmiany temperatury powietrza, zmiany ciśnienia, zmiany temperatury wody powierzchniowej, NAO, AO, Oscylacja Eurazjatycka, Arktyka Atlantycka, NW Azja, Europa, Atlantyk Północny

### 1. Wprowadzenie

Spśród licznych czynników, których zmiany wywierają wpływ na zmienność temperatury powietrza na obszarze Europy na pierwszym miejscu wymienia się cyrkulację atmosferyczną. Po pracach Rogersa (1984) i Hurrella (1995) definiujących nowoczesne wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku, pojawiła się cała seria prac, których wyniki badań wykazały, że jednym z najważniejszych procesów, którego zmienność wprowadza istotną, zarówno międzyroczną jak i wieloletnią, zmienność warunków klimatycznych na wielkich obszarach Europy oraz północno-zachodniej Azji jest Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO). Wprowadzenie przez Thompsona i Wallace'a (1998) pojęcia Oscylacji Arktycznej (AO) i następnie przeprowadzone badania nad jej wpływem na kształtowanie się charakteru cyrkulacji w strefie umiarkowanej półkuli północnej (Thompson i Wallace 2000, 2001; Thompson, Wallace i Hegerl

2000) oraz jej wpływu na zmienność temperatury powietrza wykazały, że podobnie jak NAO, tryb pierścieniowy AO stanowi czynnik regulujący zmienność warunków termicznych na wielkich obszarach, w tym i Europie. Obecnie, te dwie, powiązane <sup>1</sup> ze sobą mody cyrkulacyjne: pierwsza – regionalna, druga – hemisferyczna, powszechnie są uważane za najważniejsze czynniki kształtujące zmienność temperatury powietrza na obszarze północnej i środkowej Europy.

W licznych pracach spotkać można stwierdzenia, że zmienność warunków pogodowych lub klimatu w Arktyce w dużym stopniu determinuje lub wpływa na przebieg zmian pogodowych i zmian klimatycznych w przylegającej do Arktyki strefie subarktycznej i umiarkowanej. Stwierdzenia te, w odniesieniu do obszarów Europy, nie zostały poparte konkretnymi przykładami, które wskazywałyby zmienność jakich elementów klimatycznych i jakich procesów cyrkulacyjnych zachodzących w Arktyce znajduje swoje odbicie w kształtowaniu odpowiedniej zmienności warunków klimatycznych Europy. Z tej przyczyny autorzy podjęli analizy mające na celu wyjaśnienie, czy istnieją związki między zmiennością niektórych elementów klimatycznych na obszarze Arktyki a ich zmiennością w Europie. Analizie poddano związki między temperaturą powietrza w Arktyce i Europie, ciśnieniem atmosferycznym nad oboma obszarami oraz związki między ciśnieniem atmosferycznym a temperaturą powietrza na obu obszarach.

Przeprowadzone analizy wykazały, że najsilniejsze i stabilne związki zaznaczają się między zmiennością ciśnienia atmosferycznego w jednym z obszarów Arktyki a temperaturą powietrza na rozległym obszarze Europy Północnej i NW Azji. Związki między temperaturą powietrza na obszarze Arktyki i Europy, tam gdzie zaznaczają się <sup>2</sup>, są stosunkowo słabe i niestabilne w funkcji czasu, a na większości obszarów związków takich brak. Nie stwierdzono również występowania silniejszych i stabilnych związków między ciśnieniem atmosferycznym na obszarze NW Europy a ciśnieniem w Arktyce, innych od znanych już związków, typowych dla NAO. Stwierdzono natomiast występowanie stabilnych i stosunkowo silnych związków ciśnienia atmosferycznego w Arktyce z ciśnieniem nad Morzem Śródziemnym. Ujemne korelacje między ciśnieniem w Arktyce a ciśnieniem nad wschodnią częścią Morza Śródziemnego występują od listopada do marca (5 miesięcy w roku;  $r$  od  $-0.61$  do  $-0.28$ ), a z ciśnieniem nad zachodnią częścią Morza Śródziemnego – od września do czerwca (10 miesięcy w roku;  $r$  od  $-0.73$  do  $-0.32$ ). Te ostatnie korelacje stanowią najprawdopodobniej wykryte już wcześniej przez Rogersa (1990) oscylacje SENA (Southern Europe – Northeast Atlantic). Zważywszy na czas ich występowania, przypuszczalnie nie są tożsame z oscylacją określaną przez Climate Prediction Center mianem „East Atlantic Jet” (EA-Jet), której działanie zaznacza się od kwietnia do sierpnia.

Celem tej pracy jest przedstawienie wstępnych wyników badań związków między zmianami ciśnienia w atlantyckiej Arktyce a zmianami temperatury powietrza w Europie i północo-zachodniej Azji oraz określenie wkładu zmian ciśnienia w atlantyckiej Arktyce w kształtowanie zmienności rocznej temperatury powietrza na tym obszarze. W pracy ograniczono się do przedstawienia związków synchronicznych.

---

<sup>1</sup> Powiązane statystycznie, powiązane lub nie powiązane funkcjonalnie. Dyskusja na temat wzajemnego stosunku obu oscylacji patrz: Ambaum i in. (2001), Deser (2000), Marsz (2002), Rogers i McHugh (2002).

<sup>2</sup> Pomija się tutaj znane już od dawna, powiązane z NAO, ujemne korelacje zimowej temperatury powietrza między stacjami zachodniogrenlandzkimi a skandynawskimi i niektórymi stacjami środkowoeuropejskimi (patrz van Loon i Rogers 1978).

## 2. Materiały źródłowe, metody badań

Podstawowymi rodzajami danych wykorzystanych w tej pracy są szeregi chronologiczne ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza oraz temperatury powierzchni oceanu. Jednorodność i jakość danych analizowanych w tym opracowaniu nie budzi wątpliwości i były już wielokrotnie sprawdzane.

Do badań wykorzystano ciągi wartości miesięcznego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza, opracowane przez NOAA i udostępnione przez IRI/LDEO Climate Data Library. Dane te zawarte są w zbiorze: NOAA.NCEP-NCAR.CDAS-1.MONTHLY.Intrinsic.MSL.pressure. Zbiór stanowi wynik reanalizy, szeregi rozpoczynają się od stycznia 1949 roku i są zorganizowane w postaci gridowej o rozdzielczości przestrzennej  $2.5 \times 2.5^\circ$ . Ze względu na to, że analizą objęto wysokie szerokości geograficzne, zmniejszono rozdzielczość danych wyjściowych do  $2.5^\circ \varphi \times 5^\circ \lambda$ , a od szerokości  $80^\circ \text{N}$  do  $2.5^\circ \varphi \times 10^\circ \lambda$ .

Szeregi miesięcznej temperatury powietrza stanowią dane stacyjne. Wykorzystano 211 stacji, których położenie pokazuje ryc.1. Podstawą były oficjalne dane instytutów lub urzędów meteorologicznych i hydrometeorologicznych poszczególnych państw oraz zweryfikowane dane ze zbioru GISTEMP (NASA GISS (Goddard Institute for Space Studies) Surface Temperature Analysis; Hansen i in. 1999, 2001). Dla obszaru krajów skandynawskich wykorzystano dane zawarte w zbiorze Nordklím (Nordic co-operation within Climate activities; Forland i in. 1998, Tuomenvirta i in. 2001). Dane z Rosji i innych krajów byłego Związku Radzieckiego pochodzą z RIHMI-WDC (Russian Research Institute of Hydro-meteorological Information – World Data Center, Obninsk), a dla niektórych stacji położonych w wysokich szerokościach – ze zbioru IARC (International Arctic Research Center – Arctic Air Temperature and Pressure Dataset; Polyakov i in. 2002, 2003). Szeregi chronologiczne wskaźników Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) i Oscylacji Arktycznej (AO) uzyskano przez ftp ze strony J. Hurrella<sup>3</sup> i serwerów JISAO<sup>4</sup>.

Dane zawierające wartości temperatury powierzchni oceanu (dalej TPO) pozyskano ze zbiorów Reynoldsa (Reynolds 1988, Reynolds i Marisco 1993, Reynolds i Smith 1994, Reynolds i in. 2002). Z tych ostatnich zbiorów obliczono następnie wartości anomalii TPO<sup>5</sup> względem średnich z okresu 1950–1979 (Reynolds i Roberts 1987).

Analizy związków ciśnienia w Arktyce z temperaturą powietrza przeprowadzono dla pełnego pięćdziesięciolecia 1951–2000. Badania nad przyczynami zmian ciśnienia w Arktyce i związków zmian ciśnienia z wcześniejszymi zmianami stanu termicznego wybranych akwenów Atlantyku Północnego objęły, ze względu na dostępność wiarygodnych danych o wartościach TPO, 30-lecie 1970/71–1999/2000 (szeregi anomalii TPO z lat 1970–1999, szeregi ciśnienia atmosferycznego z lat 1971–2000; badania z przesunięciem czasowym).

Zastosowane metody badawcze to powszechnie znane analiza korelacyjna, analiza regresji i analiza wariancji. Istotność statystyczna występujących związków była określana za pomocą standardowo

<sup>3</sup> <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>

<sup>4</sup> <http://jisao.washington.edu/data/aots/>

<sup>5</sup> Notacja anomalii TPO jest następująca: ANmm[DD,SS]; gdzie: symbol AN oznacza, że dalsze dane dotyczą anomalii TPO, mm jest numerem kolejnym miesiąca w roku (01 – styczeń, 02 – luty, 03 – marzec, ..., 12 – grudzień), liczby w nawiasach kwadratowych; DD – długość geograficzną zachodnią w stopniach, SS – szerokość geograficzną północną centralnego punktu powierzchni  $2 \times 2^\circ$ , z której anomalia ta pochodzi. W ten sposób zapis AN09[10,60] oznacza anomalię z września w polu o współrzędnych centrum  $10^\circ \text{W}$ ,  $60^\circ \text{N}$ .



Punkt ten położony jest około 75 km na WNW od wyspy Niedźwiedziej (Bjornoya) i około 170 km na SW od południowego cypla Spitsbergenu (Sorkappu). Leży on w rejonie styku mórz Norweskiego, Grenlandzkiego i Barentsa, niemal dokładnie nad osią ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego.

Zmiany miesięcznego ciśnienia atmosferycznego w tym punkcie wykazują istotne statystycznie, synchroniczne korelacje z miesięczną temperaturą powietrza, w zależności od obszaru występowania korelacji, w ciągu od 5 do 10 miesięcy w roku. Szczególnie wysokie korelacje między ciśnieniem w tym punkcie a temperaturą zaznaczają się w miesiącach zimowych, gdzie na niektórych stacjach stają się nieznacznie silniejsze od  $-0.8$ . Niemal na całości obszaru, na którym zaznaczają się istotne korelacje ciśnienia w punkcie  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{E}$  z temperaturą powietrza, maksimum siły związku jest przesunięte na okres końca zimy – początku wiosny (luty – kwiecień). Taki moment wystąpienia maksimum siły związków różni wykryty związek od NAO, dla którego charakterystyczne jest w badanym okresie (1951–2000) występowanie najsilniejszych związków z temperaturą powietrza w styczniu. Występują również, dość silnie zróżnicowane w przestrzeni, korelacje w cieplej porze roku, które w miesiącach o najwyższych wysokościach Słońca (czerwiec, lipiec) dodatkowo różnicują się na ujemne i dodatnie.

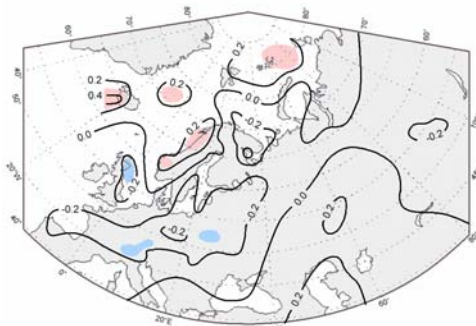
Na tym niewielkim obszarze (około 600 tys.  $\text{km}^2$ ) o współrzędnych  $72.5\text{--}80.0^{\circ}\text{N}$ ,  $10.0\text{--}25.0^{\circ}\text{E}$ , w obrębie którego znajduje się punkt, w którym zmiany ciśnienia objaśniają maksimum zmienności temperatury powietrza na ogromnych obszarach Europy i NW Azji ( $75.0^{\circ}\text{N}$ ,  $15.0^{\circ}\text{E}$ ) nie zaznacza się w polu ciśnienia żaden klimatyczny układ baryczny, którego zmienna aktywność może stanowić przyczynę występowania takich korelacji.

W odróżnieniu od oddziaływań NAO, gdzie czynnikiem regulującym zmienność temperatury powietrza jest dipol ciśnienia, w tym przypadku ujawnia się punkt stanowiący „centrum sterowania”, w którym zmiany ciśnienia regulują temperaturę powietrza. Jest to podobna sytuacja, jaką wykryli Kożuchowski i Degirmendżić (2002) w odniesieniu do sterowania zmiennością temperatury powietrza nad Polską przez zmiany ciśnienia w określonych punktach. W październiku, listopadzie i styczniu zmiennością temperatury powietrza nad obszarem Polski sterują zmiany ciśnienia w punkcie o współrzędnych  $60^{\circ}\text{N}$ ,  $10^{\circ}\text{E}$ , w maju, sierpniu i wrześniu – w punkcie o współrzędnych  $60^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E}$ , w kwietniu i czerwcu w punkcie o współrzędnych  $45^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E}$  (Kożuchowski i Degirmendżić 2002).

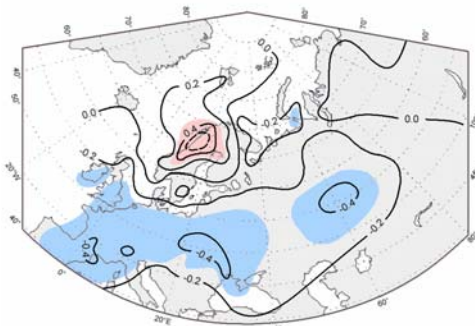
W dalszej części pracy, dla zmniejszenia objętości tekstu, ciśnienie w punkcie  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{E}$  będzie oznaczane symbolem P[75,15]; w przypadku, gdy zajdzie potrzeba zdefiniowania miesiąca – z dodatkowym indeksem numeru miesiąca (np. P[75,15]01 – ciśnienie w styczniu, P[75,15]01-03 – średnie ciśnienie z okresu styczeń – marzec, itd).

Rozkład przestrzenny związków P[75,15] z miesięczną temperaturą powietrza w kolejnych miesiącach roku przedstawiają mapy izokorelat (ryc. 2). Dla szeregów liczących 50 par graniczną wartością współczynnika korelacji osiagającym istotność statystyczną na poziomie  $p = 0.05$  (poziom ufności = 95%) jest  $|0.2777|$  (0.28),  $p = 0.001$  (poziom ufności 99.9%) jest  $|0.4500|$  (0.45), zaś  $p = 0.000\ 0001$  (poziom ufności 99.9999%) jest  $|0.6316|$  (0.63). Dwa pierwsze przedziały istotności oznaczone są na przedstawionych mapach. Można więc uważać, że na tych obszarach, na których wartości współczynnika korelacji są równe, większe od  $|0.45|$  związki P[75,15] z miesięczną temperaturą powietrza są wysoce istotne statystycznie, na obszarach, na których współczynniki korelacji mieszczą się w przedziale od  $|0.28|$  do  $|0.44|$  są przypuszczalnie istotne i istotne statystycznie. Ignorowano sytuacje, gdy w otoczeniu stacji, na których współczynniki korelacji nie przekraczały danego poziomu istotności pojawiały się pojedyncze stacje, na których współczynniki korelacji były wyższe. Korelacje takie traktowano jako przypadkowe.

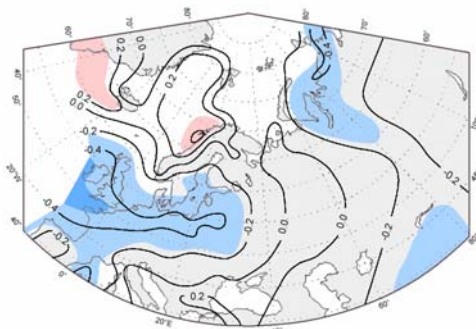
a. Czerwiec – June



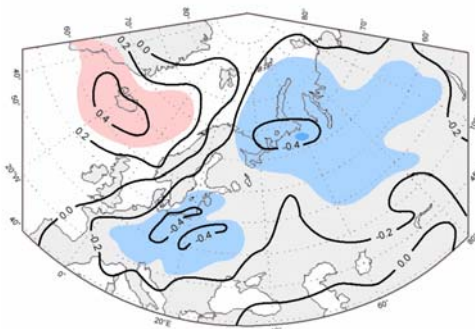
b. Lipiec – July



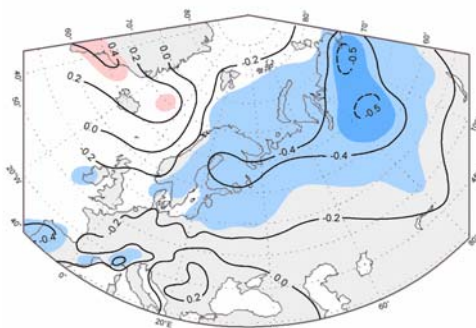
c. Sierpień – August



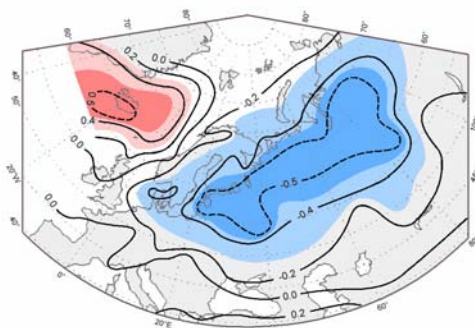
d. Wrzesień – September



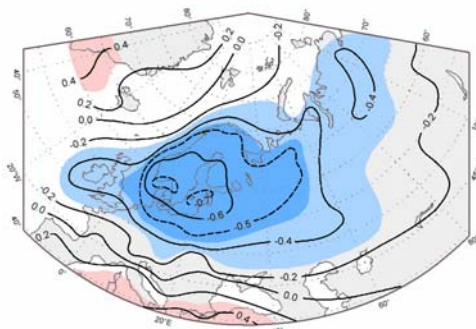
e. Październik – October



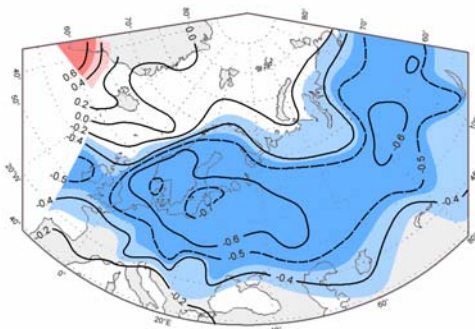
f. Listopad – November



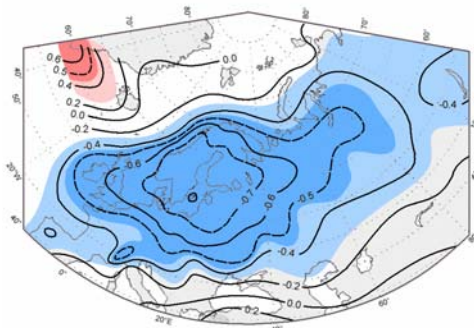
g. Grudzień – December



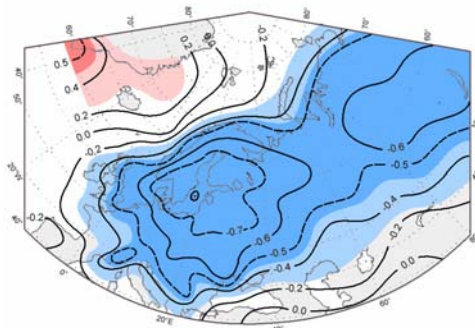
h. Styczeń – January



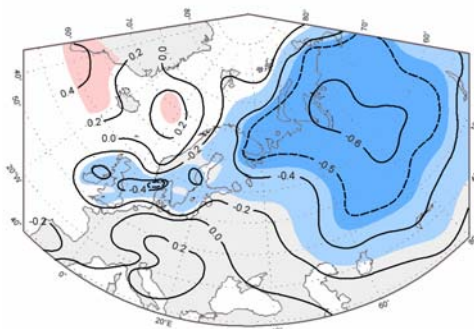
i. Luty – February



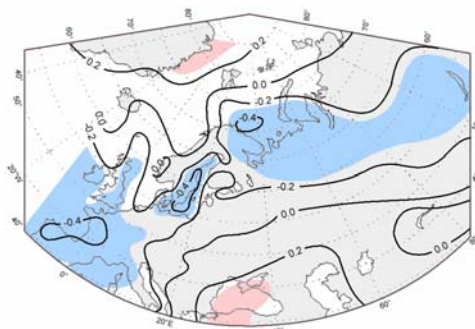
j. Marzec – March



k. Kwiecień – April



l. Maj – May



Ryc. 2 . Mapy izokorelat między miesięcznymi wartościami P[75,15] a miesięczną temperaturą powietrza na stacjach (1951–2000). Obszary, na których korelacje są istotne oznaczono barwą: na poziomie  $p < 0.05$  (jaśniejsza) i  $p < 0.001$  (ciemniejsza), dodatnie – na czerwono, ujemne – na niebiesko

Fig. 2 . Maps of isocorrelate between monthly values P[75,15] and air temperatures at the stations (1951–2000). Regions with correlations statistically significant at level  $p < 0.05$  are marked in lighter colour and those at level  $p < 0.001$  in darker shade), positive – red, negative – blue

Siła związków między miesięcznymi wartościami P[75,15] a temperaturą miesięczną wykazuje wyraźną i silną zmienność w cyklu rocznym (ryc. 2). Ponieważ najsłabsze związki zaznaczają się w czerwcu, kolejność omawiania map rozpocznie się od tego miesiąca, tak, aby nie dzielić sztucznie chłodnej pory roku, w której korelacje stają się bardzo silne, na dwie części.

### 3.1. Rozkład przestrzenny związków między ciśnieniem w punkcie 75°N, 15°E a temperaturą powietrza na obszarze Europy i NW częścią Azji w kolejnych miesiącach roku

#### Czerwiec

W czerwcu (ryc. 2a), poza kilkoma obszarami, na których istotne wskaźniki korelacji mogą być przypadkowe, na badanym obszarze brak związków między P[75,15] a temperaturą powietrza. Jedyną prawidłową zmianą jest wzrost siły dodatnich korelacji na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Skandynawskiego (Bergen: 0.34, Bodo: 0.34), które przekraczają tam granice poziomu istotności ( $p < 0.05$ ).

Zarówno na obszarze Europy, jak i Syberii dominują korelacje mieszczące się w przedziale od 0.00 do  $-0.21$ . Podobnie słabe i nieistotne korelacje, na dodatek o zmieniających się znakach, zaznaczają się nad całym obszarem Arktyki.

### **Lipiec**

W lipcu (ryc. 2b) tworzy się nad badanym obszarem nowy typ rozkładu związków między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza. Nad środkową i północną częścią Skandynawii formuje się ośrodek istotnych korelacji dodatnich (maksimum w Bodo: 0.57), od którego ciągnie się przedłużenie obszaru dodatnich, lecz nieistotnych korelacji w kierunku atlantyckiej Arktyki (Jan Mayen: 0.23, Svalbard-Lufthavn: 0.24). Od południowych części Wysp Brytyjskich i Półwyspu Iberyjskiego, przez Europę, po południowy Ural i NW Kazachstan ciągnie się pas korelacji ujemnych. Wewnątrz zasięgu izokorelaty  $-0.3$  na obszarze Europy największy zwarty obszar silniejszych korelacji rozciąga się od S i SE Polski po Odessę (Kraków:  $-0.42$ , Lwów, Odessa:  $-0.41$ ). Na obszarze Rosji najsilniejsze korelacje występują w rejonie południowego Urалу i pogranicza z Kazachstanem. (Swierdłowsk:  $-0.43$ , Orenburg, Kustanaj:  $-0.31$ ). Obszary silniejszych korelacji oddziela strefa obniżonych korelacji, których oś przybiera orientację zbliżoną do południkowej, ciągnie się ona w przybliżeniu na linii Wologda – Saratów – Astrachań.

### **Sierpień**

W sierpniu (ryc. 2c) skandynawski ośrodek korelacji dodatnich słabnie (Bodo: 0.44), europejski ośrodek ujemnych korelacji wzmacnia się i przemieszcza na północ obejmując całe Wyspy Brytyjskie i sięga środkowego Bałtyku, ośrodek południowo-uralski zanika. Na obszarze wschodniej części europejskiej Rosji i Syberii izokorelaty przybierają orientację zbliżoną do południkowej, przy czym pojawiają się dwa nowe ośrodki istotnych korelacji ujemnych: pierwszy na południe od Jeziora Bałchasz ( $-0.37$ ), drugi w rejonie ujścia Obu i Jeniseju ( $-0.37$ ,  $-0.39$ ). Występujący w lipcu południkowy pas obniżonych korelacji ujemnych Wologda – Astrachań przekształca się w pas bardzo słabych korelacji dodatnich (0.06–0.04) i znacznie się poszerza. Na południowej Grenlandii i południowej Islandii zaczyna formować się obszar występowania istotnych, dodatnich związków między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza (ośrodek grenlandzko-islandzki).

### **Wrzesień**

We wrześniu (ryc. 2d) europejski ośrodek ujemnych związków słabnie ( $r$  od  $-0.41$  do  $-0.30$ ) i przemieszcza się na wschód, lokując się na obszarach położonych na południe od wschodnich wybrzeży Morza Północnego i Bałtyku, na południu sięgając po Adriatyk i północną Ukrainę. Silnie rozbudowuje się natomiast ośrodek grenlandzko-islandzki, którego centrum lokuje się nad Islandią ( $r$  od  $+0.40$  do  $+0.45$ ). Południowa część grenlandzko-islandzkiego ośrodka korelacji dodatnich sięga po północne części Wysp Brytyjskich i zachodnie wybrzeża Półwyspu Skandynawskiego oraz nad środkowe części Morza Grenlandzkiego, gdzie występują bardzo słabe, ale dodatnie korelacje.

Istniejący w sierpniu ośrodek z centrum nad ujściem Obu silnie rozbudowuje się we wszystkich kierunkach, na zachód sięgając po Półwysep Kola, na wschód – po obszary położone na N od Bajkału, na południe – po południowy Ural. Centrum tego obszaru przemieszcza się jednak na zachód, lokując się nad północną częścią europejskiej Rosji (Kanin Nos, Narjan Mar, Hoseda-Hard:  $-0.43$ ). W Arktyce istotne statystycznie ujemne korelacje pojawiają się nad wschodnią częścią Morza Barentsa i Morzem Karskim.



## Październik

W tym miesiącu (ryc. 2e) występują dwa duże, zwarte obszary, na których związki między P[75,15] a temperaturą powietrza przekraczają próg istotności statystycznej. Pierwszy z nich ciągnie się od środkowych części Półwyspu Iberyjskiego na wschód, tworząc pas dochodzący do wschodnich krańców Alp. Maksymalne wartości współczynników korelacji na tym obszarze występują w Porto (−0.49) i Nicei (−0.44). Drugi, tworzy pas ciągnący się od Skagerraku przez Półwysep Skandynawski oraz wschodni i północny Bałtyk, przez północną część europejskiej Rosji i Nizinę Zachodniosyberyjską do Tajmyru i obszarów leżących na N od Bajkału. Pas ten sięga jeszcze dalej na wschód, już poza granice objęte analizą. Maksimum siły związków lokuje się na wschodzie – na obszarze Syberii (Chatanga: −0.52, Turuchańsk: −0.51). Na obszarze Arktyki obszar objęty istotnymi korelacjami jest stosunkowo duży – oprócz północnych krańców Europy i Azji obejmuje również Morze Barentsa (bez jego najbardziej północnych części) oraz Morze Karskie. W północnej Europie najsilniejsze związki P[75,15] z temperaturą w październiku zaznaczają się na terenie środkowej Finlandii (Kaajani: −0.44).

Obszar korelacji dodatnich między temperaturą powietrza a P[75,15] występuje na terenach między południową Grenlandią, Islandią, po południowe części Morza Grenlandzkiego. Korelacje na tym obszarze nie są silne (Prins Christian Sound: +0.28, Reykjavik: +0.22, Jan Mayen: +0.36, a obszary, na których siła związku przekracza próg istotności  $p < 0.05$  nie tworzą zwartych powierzchni).

## Listopad

W listopadzie (ryc. 2f) zanika obszar istotnych, ujemnych korelacji w południowej Europie, natomiast obszar silnych korelacji ujemnych ciągnących się od wybrzeży Morza Północnego po Syberię wzmacnia się i przesuwa na południe. W pasie od wschodnich wybrzeży Bałtyku Środkowego (Litwa, Łotwa) po wschodnią część Niziny Zachodniosyberyjskiej ciągnie się obszar, na którym współczynniki korelacji stają się większe od  $|0.50|$  (St. Petersburg: −0.57, Peczora: −0.55, Chanty-Mansijsk: −0.58). Na obszarach Arktyki występujące tam wcześniej istotne korelacje ujemne słabną; ich występowanie ogranicza się do południowej części Morza Barentsa i północnych partii wybrzeży kontynentu (jednak bez Tajmyru).

Wzmacnia się również i powiększa obszar, na którym występują dodatnie korelacje między P[75,15] a temperaturą powietrza. Centrum tego obszaru znajduje się w rejonie Islandii ( $r$  od +0.42 do +0.53), sięgając dość daleko na północ (Jan Mayen: +0.47).

## Grudzień

W tym miesiącu (ryc. 2g) główny obszar występowania silnych ujemnych korelacji między P[75,15] a temperaturą powietrza przesuwa się zdecydowanie na zachód. Największa siła związku zaznacza się na obszarach wokółbałtyckich (południowa Norwegia, południowa Szwecja, Dania, północna Polska, Republiki Nadbałtyckie, zachodnia część Finlandii), które znajdują się wewnątrz izokorelaty −0.6. We wnętrzu tego obszaru znajdują się powierzchnie, na których korelacje stają się silniejsze od −0.7 (Goeteborg: −0.71, Visby: −0.72, Vilsandi: −0.72). Na obszarze Syberii siła związków słabnie, jednak na wielkich powierzchniach korelacje te są jeszcze istotne statystycznie ( $r$  od −0.31 do −0.43). Zasięg izokorelaty −0.4 ku wschodowi sięga w przybliżeniu Uralu, na zachodzie obejmuje Wyspy Brytyjskie.

Występujący poprzednio w rejonie rozciągającym się od południowej Grenlandii przez Islandię po południowe części Morza Grenlandzkiego obszar istotnych korelacji dodatnich w grudniu rozmywa się, istotne dodatnie korelacje utrzymują się tylko na wybrzeżach południowej Grenlandii. Pojawia się

natomiast pas niezbyt silnych, ale istotnych statystycznie dodatnich korelacji na południu – nad obszarem Morza Śródziemnego (Ajaccio: +0.30, Kerkyra: +0.50) i Azji Mniejszej (Ankara: +0.44).

## Styczeń

W styczniu (ryc. 2h) na obszarze Europy zachodzi kontynuacja tego samego procesu, który był obserwowany w grudniu – rośnie tam siła korelacji. Korelacje na Syberii ponownie stają się silniejsze, ich zasięg ponownie rozszerza się na wschód, a cały pas najsilniejszych korelacji przemieszcza się na południe.

W Europie obszary objęte izokorelatą  $-0.6$  obejmują południową i środkową część Półwyspu Skandynawskiego, wschodnią część Morza Północnego, Półwysep Jutlandzki, północno-wschodnie Niemcy, Polskę, północną Ukrainę i Białoruś, Republiki Nadbałtyckie, Rosję od jeziora Ładoga i Onega po Kazań i Saratów. Wewnątrz tego obszaru, podobnie jak poprzednio, nad Skagerrakiem i Bałtykiem, lokują się powierzchnie, na których współczynniki korelacji mieszczą się w przedziale od  $-0.70$  do  $-0.76$  (Skagerrak – Oksoy Fyr:  $-0.76$ , Bałtyk: Visby:  $-0.73$ , Tallin:  $-0.75$ , Vilsandi:  $-0.76$ ). Na południu istotne statystycznie korelacje ( $-0.29$  do  $-0.56$ ) rozszerzają swój zasięg, obejmując północną część Półwyspu Bałkańskiego. W granicach opracowywanego obszaru niewielkie powierzchnie objęte występowaniem dodatnich korelacji lokują się na niektórych stacjach śródziemnomorskich (Palma: +0.44, Cagliari (Sardynia): +0.32, Kerkyra: +0.29), co zdaje się wskazywać, że w stosunku do grudnia pas „śródziemnomorski” dodatnich korelacji przesunął się również na południe.

Na Syberii powierzchnia objęta izokorelatą  $-0.6$  jest mniejsza, jej centrum znajduje się na południowym wschodzie Niziny Zachodniosyberyjskiej w rejonie Jenisejsk – Bor – Kołpaszewo. Wartości współczynników korelacji na tym obszarze mieszczą się w granicach od  $-0.60$  do  $-0.63$ . Zaznacza się również objęcie zasięgiem istotnych statystycznie korelacji obszarów od północnej części Morza Kaspijskiego przez jezioro Aralskie po obszary na północ od Jeziora Bałchasz.

Na obszarze Arktyki korelacje między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza stają się słabe i nieistotne ( $r$  od  $-0.09$  do  $-0.20$ ). Statystycznie istotne dodatnie korelacje na obszarze grenlandzko-islandzkim występują wyłącznie na stacjach najdalej na S wysuniętych częściach Grenlandii i są tam bardzo silne (Narsaruaq: +0.70, Prins Christian Sound: +0.71).

## Luty

W lutym (ryc. 2i) obszar objęty izokorelatą  $-0.5$  ciągnie się nieprzerwanym pasem od Wysp Brytyjskich po ujściowe odcinki rzeki Ob. W stosunku do poprzedniego miesiąca ós tego pasa nieznacznie przesuwa się na północ, a zasięg silnych korelacji zwiększa się ku zachodowi (izokorelata  $-0.6$  obejmuje środkową część Wysp Brytyjskich i wody położone na zachód od Półwyspu Skandynawskiego). Centrum siły związków objęte izokorelatą  $-0.7$  lokuje się nad Bałtykiem i obszarami otaczającymi Bałtyk – Półwyspem Skandynawskim (bez jego najdalej na N wysuniętych krańców, Jutlandią, północną Polską, północną Białorusią, Republikami Nadbałtyckimi, Rosją po Morze Białe, południową i środkową Finlandią. Maksimum siły związku występuje nad Gotlandią (Visby:  $-0.81$ ).

Na obszarze Rosji istotne statystycznie korelacje ujemne sięgają północnych części Morza Kaspijskiego, dalej ku wschodowi przesuwa się na północ w stosunku do zasięgów grudniowych. Drugorzędny ośrodek niezbyt silnych korelacji ( $-0.40$  do  $-0.45$ ) lokuje się wokół Jeziora Bajkał. Na obszarze Arktyki istotnych statystycznie korelacji brak, zaczyna odtwarzać się strefa istotnych dodatnich korelacji między południową Grenlandią (+0.64) i Islandią (+0.29).

## Marzec

W tym miesiącu (ryc. 2j) zaznacza się ponownie „grenlandzko-islandzki” obszar korelacji dodatnich ( $r$  od 0.56 na południowych krańcach Grenlandii; 0.21 do 0.28 na Islandii; 0.31 na Jan Mayen). Zasadniczy obszar występowania silnych korelacji ujemnych pozostaje w podobnych granicach jak w lutym, jednak w jego zachodniej części obserwuje się spadek siły związku, rośnie natomiast siła związków na wschodzie. Główne europejskie centrum siły związku lokuje się nadal nad Bałtykiem i obszarami otaczającymi. Tak jak w lutym obszar ten obejmuje izokorelata  $-0.7$ , a maksimum siły związku wykazują stacje leżące bezpośrednio w pobliżu linii brzegowej Bałtyku (Visby:  $-0.80$ , Sztokholm, Gdynia:  $-0.79$ ; Kalmar, Helsinki:  $-0.78$ ; Bornholm, Hel:  $-0.77$ , ...).

Na Syberii, obszar silniejszych korelacji, który zaczął się tworzyć w lutym w rejonie Bajkału gwałtownie się rozrasta, siła związków między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza rośnie dochodząc do  $-0.7$  (Bor:  $-0.7$ ; Irkuck, Brack, Kireńsk, Turuchańsk:  $-0.69$ ; Jenisejsk:  $-0.68$ , ...). W rejonie północnych wybrzeży rosyjskich, zarówno w Europie jak i Azji, siła korelacji rośnie (również na Tajmyrze), wszędzie przekraczając granicę progu istotności na poziomie  $p < 0.001$ .

## Kwiecień

W kwietniu (ryc. 2k) rozpoczyna się gwałtowna przebudowa pola związków między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza. Na obszarze Europy zasięg istotnych korelacji ulega silnej redukcji – występowanie istotnych statystycznie korelacji ujemnych ogranicza się do stosunkowo wąskiego pasa ciągnącego się od Wysp Brytyjskich przez południową Skandynawię, Bałtyk, Finlandię i północne części europejskiej Rosji. Pas ten ogranicza izokorelata  $-0.3$ , wewnątrz której znajduje się kilka drobnych powierzchni, na których korelacje stają się silniejsze od  $-0.4$ . Najsilniejsze korelacje ( $-0.54$ ) lokuje się nad Skagerrakiem (Oksoy Fyr). Jednocześnie na południu Europy pojawiają się słabe, nieistotne korelacje dodatnie. Centrum tego obszaru lokuje się nad północną częścią Półwyspu Bałkańskiego i Niziną Panońską, tam też siła związku rośnie na tyle, że na niektórych stacjach przekraczają one próg istotności na poziomie  $p < 0.05$  (Split:  $+0.31$ , Pecs:  $+0.30$ , Miskolc, Belgrad:  $+0.29$ ).

Na obszarze Syberii i wschodniej części europejskiej Rosji istotne korelacje zajmują nadal bardzo duże powierzchnie, a siła związków jest tam podobna jak w poprzednim miesiącu, wyraźnie większa niż nad Europą. Obszar maksimum siły związków leży nad Niziną Zachodniosyberyjską, gdzie wartości współczynników korelacji są większe od  $-0.6$  (Bor, Tarko-Sale:  $-0.65$ ; Jenisejsk, Kolpaszewo:  $-0.63$ ). Stosunkowo silne korelacje ujemne (od  $-0.35$  do  $-0.60$ ) pojawiają się również nad stacjami Arktyki Rosyjskiej (Mys Czeluskin:  $-0.42$ , Mare Sale:  $-0.60$ , Ostrov Dikson:  $-0.59$ , Małye Karmakuły:  $-0.53$ , ...). Na pozostałych stacjach arktycznych (za wyjątkiem Jan Mayen i wschodnich wybrzeży Grenlandii) korelacje są słabe i jeszcze ujemne ( $r$  od  $-0.10$  do  $-0.25$ ).

## Maj

W tym miesiącu (ryc. 2l) trwa dalsza przebudowa pola związków między ciśnieniem w punkcie  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{E}$  a temperaturą powietrza na omawianym obszarze. Pojawiają się obszary ujemnych korelacji o umiarkowanej sile nad Półwyspem Pirenejskim, Francją, częścią zachodnich Niemiec, które łączą się z podobnym obszarem nad Wyspami Brytyjskimi, tworząc południkowo zorientowany pas. Silny poprzednio ośrodek wokółbałtycki słabnie, zmienia układ dłuższej osi z równoleżnikowego na południkowy i jednocześnie oddziela się od ośrodka brytyjskiego. Wzdłuż zachodnich wybrzeży Pół-

wyspu Skandynawskiego korelacje słabną, a nawet miejscami zmieniają znak na dodatni. Na całym obszarze zachodniej i środkowej Europy wartości współczynników korelacji nie przekraczają  $-0.48$ .

Słabną również korelacje  $P[75,15]$  z temperaturą powietrza na Syberii i w północo-wschodniej Europie, co stanowi, że powierzchnia na której zaznaczają się istotne statystycznie związki wyraźnie maleje. Izokorelata  $-0.2$  zamyka pas obejmujący obszar od Półwyspu Kola po Bajkał. Wewnątrz tego pasa znajdują się dwa centra silniejszych i istotnych korelacji: jedno nad NW częścią Niziny Zachodniosyberyjskiej i północną częścią europejskiej Rosji ( $r$  od  $-0.44$  do  $-0.30$ ), drugie w rejonie Bajkału i na NW od tego jeziora ( $r$  od  $-0.38$  do  $0.30$ ). Silniejsze korelacje na obszarze Arktyki, które wystąpiły w kwietniu – w maju zanikają.

### **Wnioski z analizy przestrzennej**

Przedstawiony przegląd zmian związków między ciśnieniem w punkcie  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{E}$  a temperaturą powietrza na badanym obszarze pozwala na sformułowanie kilku wniosków. Po pierwsze zauważa się, że opisane zmiany związków z miesiąca na miesiąc tworzą pewien charakterystyczny cykl roczny, przerwany w czerwcu. Największą siłę osiągają i na największych przestrzeniach związki te zachodzą w szeroko pojętym okresie zimowym, przy czym zauważa się pewne opóźnienie występowania maksimum siły związków w Azji w stosunku do Europy.

W październiku zaczyna się formować zimowe pole związków, które po ewolucji w listopadzie i grudniu, w bardzo podobnej postaci trwa następnie przez styczeń, luty i marzec, aby następnie zmienić swój charakter nad obszarem Europy w marcu, zaś nad Azją w kwietniu. W maju zachodzi destrukcja resztek tego pola nad Azją, nad Europą formuje się jeden z nietrwałych typów rozkładu przestrzennego współczynników korelacji ciepłej pory roku. W czerwcu trudno mówić o polu związków, gdyż związków między  $P[75,15]$  a temperaturą powietrza praktycznie brak. Pola lipca, sierpnia i września mają tylko niektóre elementy wspólne (np. południkową strefę osłabionych związków między  $40$  a  $50^{\circ}\text{E}$ ), których ewolucję przestrzenną można prześledzić na kolejnych mapach (ryc. 2).

Ogólnie, w miesiącach ciepłej pory roku – maju, lipcu, sierpniu i wrześniu znacznie większą dynamikę zmian wykazuje pole związków na obszarze Europy niż Azji. Przejście między wrześniem a październikiem, czyli zamknięcie rozpatrywanego cyklu rocznego, sprowadza się do przesunięcia się już uformowanego europejskiego maksimum siły związków z obszaru Europy Centralnej na północny-wschód – nad Skandynawię i Bałtyk i połączenie się tego pola z polem nad północną Rosją.

Po wtóre trzeba zauważyć, że maksimum siły związków w cyklu rocznym występuje w końcu okresu zimowego – w marcu, jednocześnie w Europie i Azji. W ciągu całego roku obszarem, na którym związki te są najsilniejsze i najbardziej stabilne jest rejon otaczający Morze Bałtyckie. Na obszarze położonym w bezpośrednim otoczeniu punktu  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{E}$ , w atlantyckiej Arktyce, zmiany ciśnienia w tym punkcie nie wywierają liczącego się wpływu na zmiany temperatury powietrza w żadnym z miesięcy.

Po trzecie, zauważyć można, że na obszarze Europy i Azji w całym okresie zimowym związki zachowują taki sam charakter – spadkowi średniego miesięcznego ciśnienia nad pograniczem Morza Grenlandzkiego i Morza Barentsa odpowiada wyraźny wzrost temperatury powietrza. Uwzględniając charakter zmian cyrkulacji wynikający ze zmian ciśnienia w punkcie  $75^{\circ}\text{N}$ ,  $15^{\circ}\text{W}$ , przy jednoczesnym istnieniu klimatycznego Niżu Islandzkiego, takiego rodzaju zależność jest zrozumiała i prawidłowa dla obszarów Europy. Nie wyjaśnia to jednak związków  $P[75,15]$  z temperaturą powietrza na obszarze Syberii, nie wspominając o obszarach położonych na N od Morza Kaspijskiego czy południowym Uralu.

Ostatnią, i jak się wydaje istotną konkluzją jest stwierdzenie, że obszar Europy i Azji, na którym zachodzą istotne związki między P[75,15] a temperaturą powietrza w okresie zimowym rozciąga się na długościach geograficznych od 10°W do co najmniej 115°E, czyli na 125°. Stanowi to około 1/3 obwodu Ziemi. Na takim obszarze zmienność temperatury powietrza wykazuje istotny statystycznie związek ze zmianą ciśnienia atmosferycznego w jednym, znajdującym się w atlantyckiej Arktyce, punkcie.

O ile dość łatwo można wyobrazić sobie, że obniżenie się ciśnienia nad obszarem pogranicza mórz Norweskiego, Grenlandzkiego i Barentsa, mogące stanowić ewolucyjne „przedłużenie” klimatycznego Niżu Islandzkiego<sup>6</sup> może sterować zmianami temperatury powietrza nad obszarem dużej części Europy, a może nawet nad północo-zachodnią częścią Niziny Zachodniosyberyjskiej, to samodzielne sterowanie przez taki układ stwierdzonymi zmianami temperatury powietrza w oddalonym o ponad 5 000 km rejonie Syberii, położonym na N od Bajkału jest mało wiarygodne. Należy sądzić, że ze zmianami ciśnienia nad Morzem Barentsa współdziała inny aktywny klimatyczny ośrodek baryczny – przypuszczalnie Wyż Azjatycki (Syberyjski).

Rozstrzygnięcie tej kwestii wymaga w dalszej części pracy przedstawienia wyników przeprowadzonych badań, ukierunkowanych na wyjaśnienie stosunku zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E do równocześnie zachodzących zmian ciśnienia w Wyżu Syberyjskim. Wiązać to będzie zachodzące zmiany temperatury powietrza nad NW Europą z monsunem wschodnioazjatyckim. Równie istotną kwestią jest wyjaśnienie stosunku zmian P[75,15] do NAO i AO – oraz co wydaje się ważne – do kwestii Oscylacji Morza Barentsa, podnoszonej przez Skeie (1999, 2000).

Jednak niezależnie od wyjaśnienia cyrkulacyjnego mechanizmu opisywanego zjawiska, staje się jasne, że długookresowa zmienność P[75,15] reguluje zmienność temperatury powietrza na przeważającej części omawianego obszaru, w tym również nad Azją. Zbadanie współzależności między długookresową zmiennością P[75,15] a temperaturą powietrza pozwoli na wyjaśnienie kwestii roli zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa w kształtowaniu ocieplenia północnej Syberii (Thompson i Wallace 2001).

### **3.2. Związki rocznych i zimowych zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E z roczną temperaturą powietrza**

Najsilniejsze skorelowanie z temperaturą powietrza wykazują zmiany ciśnienia w punkcie P[75,15] w miesiącach zimowych – od grudnia do marca, na niektórych obszarach – od grudnia do kwietnia. Ponieważ na omawianym obszarze największą zmiennością temperatury charakteryzuje się okres zimowy, zmienność temperatury w tym okresie wywiera również najsilniejszy wpływ na zmienność temperatury rocznej. Temperatura roczna z kolei stanowi syntetyczny miernik zmian warunków termicznych w dłuższych przekrojach czasowych.

---

<sup>6</sup> Niż Islandzki jest układem klimatycznym, stanowiącym rezultat uśrednienia chwilowych pól ciśnienia. Realne układy niżowe (skala synoptyczna) kierujące się nad Islandię i dalej przemieszczające się w rejon pogranicza mórz Norweskiego, Grenlandzkiego i Barentsa oraz układy niżowe powstałe na froncie arktycznym i przechodzące na południe od Spitsbergenu kształtują ostatecznie średnią miesięczną wartość ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E. Z tej przyczyny, średnie miesięczne czy roczne ciśnienie w Niżu Islandzkim i w punkcie 75°N, 15°E powinno wykazywać związki. Odległość punktu 75°N, 15°E od centrum Islandii (65°N, 20°W) nie jest specjalnie duża, to zaledwie około 1696 km (po kole wielkim).

Rysuje się problem – w jakim stopniu zmienność P[75,15] objaśnia zmiany temperatury rocznej na omawianym obszarze. Podobny problem uwarunkowania zmian rocznej temperatury powietrza w północno-wschodniej Europie i północnej Syberii przez zimową cyrkulację atmosferyczną rozstrzygał Kryjov (2004), wykazując znaczący wpływ zmienności zimowych wskaźników NAO/AO na przebieg temperatury powietrza w następujących po zimie miesiącach, a w rezultacie – i na przebieg rocznej temperatury powietrza na tych obszarach. Na obszarze Polski autorzy już wcześniej wykazali (Marsz i Styszyńska 2001) zasadnicze znaczenie charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej, opisaną przez wskaźnik NAO Hurrella, dla kształtowania rocznej temperatury powietrza.

Porównanie roli, jaką odgrywa wkład zmienności zimowych<sup>7</sup> (01-03) i rocznych (01-12) wartości P[75,15] w kształtowanie zmienności rocznej temperatury powietrza pozwoli na ocenę ich wpływu krótko- i długoterminowego na kształtowanie reżimu termicznego obszarów podlegających wpływowi oddziaływania zmian ciśnienia w atlantyckiej Arktyce. Dla wyjaśnienia tej kwestii poddano analizie związku między średnim ciśnieniem rocznym (P[75,15]Rk) i średnim ciśnieniem z okresu od stycznia do marca (P[75,15]01-03) w punkcie 75°N, 15°E a roczną temperaturą powietrza na badanych stacjach (Tr(s)). Badania te przeprowadzono metodą analizy regresji, określając wartość poprawionego współczynnika determinacji (popr. R<sup>2</sup>, adjusted R<sup>2</sup>) równań liniowych jednej zmiennej typu:

$$(a) \quad Tr(s) = A + b \cdot P[75,15]Rk \text{ oraz}$$

$$(b) \quad Tr(s) = A + b \cdot P[75,15]01-03.$$

Wyniki tak przeprowadzonej analizy przedstawia rycina 3. Porównując ze sobą obie mapy nietrudno zauważyć, że na obszarze Europy roczne i zimowe zmiany P[75,15] objaśniają podobny odsetek zmienności rocznej temperatury powietrza w rejonie maksimum siły związku. Zasięg izolinii, która wyznacza 30% objaśnienie zmienności rocznej temperatury powietrza ( $R \sim 0.57$ ) przez zmienność rocznej P[75,15] sięga jednak w Europie znacznie dalej na wschód, niż w przypadku objaśnienia zmienności temperatury rocznej przez P[75,15]01-03. Podobnie, większa jest powierzchnia objęta izolinią objaśnienia 50% temperatury rocznej przez roczną wartość P[75,15]. Można więc twierdzić, że na obszarze Europy większą rolę w kształtowaniu temperatury rocznej odgrywa zmienność rocznych wartości P[75,15] niż zimowych wartości P[75,15]. Na obszarze Syberii zimowe zmiany P[75,15]01-03 objaśniają zdecydowanie większy odsetek zmienności rocznej temperatury powietrza, niż roczna zmienność P[75,15].

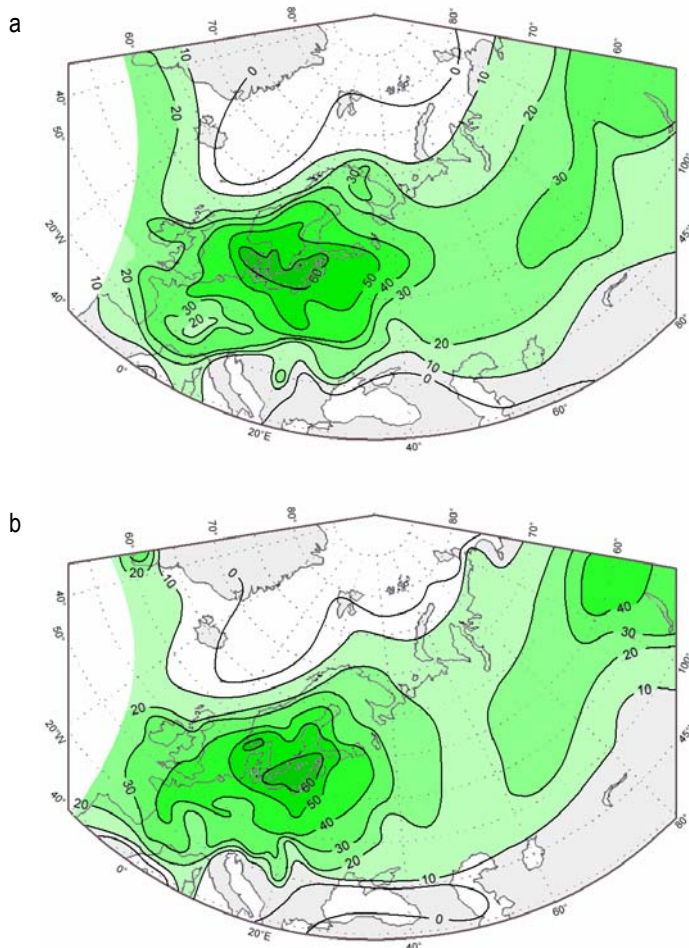
Rozkład wartości współczynnika determinacji temperatury rocznej przez zmienność P[75,15]01-03 przedstawia rycina 3b. Zauważa się, że maksimum wpływu zmienności P[75,15]01-03 lokuje się na obszarze ciągnącym się od wybrzeży Morza Północnego przez obszar południowej Skandynawii i Półwyspu Jutlandzkiego, Bałtyk Południowy i Środkowy po południową Finlandię oraz na południe od wybrzeży Bałtyku. Na tym obszarze zimowa zmienność ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E objaśnia 50 i więcej % wariacji temperatury rocznej ( $R > 0.7$ ). W tym pasie najwyższe wartości objaśnienia zmienności temperatury rocznej, osiągające i nieznacznie przekraczające 60% wykazują niemal wyłącznie stacje położone bądź na wyspach, bądź też w bezpośredniej bliskości linii brzegowej (Oksoy Fyr, Kalmar, Gdynia (ryc. 4), Hel – 0.60, Visby, Vilsandii, Kłajpeda, Bornholm – 0.61). Sugeruje to, że

---

<sup>7</sup> Przyjęcie w tym miejscu zimy za okres od stycznia do marca włącznie, a nie, tak jak się czyni tradycyjnie w klimatologii od grudnia do lutego wynika z dwóch przesłanek: a). Synchroniczności danych: temperatury rocznej obliczanej jako średnia (01-12) i zawierania się w tym samym okresie wartości P[75,12]01-03. Dla prawidłowej oceny wpływu zmienności P[75,15] z okresu zimy rozumianej jako okres od grudnia do lutego należałoby obliczyć temperaturę roczną jako wartość średnią z miesięcznych od grudnia do listopada, b). Faktu, że maksimum siły związków zmian P[75,15] z temperaturą powietrza lokuje się w drugiej połowie zimy, nie zaś w jej początku.

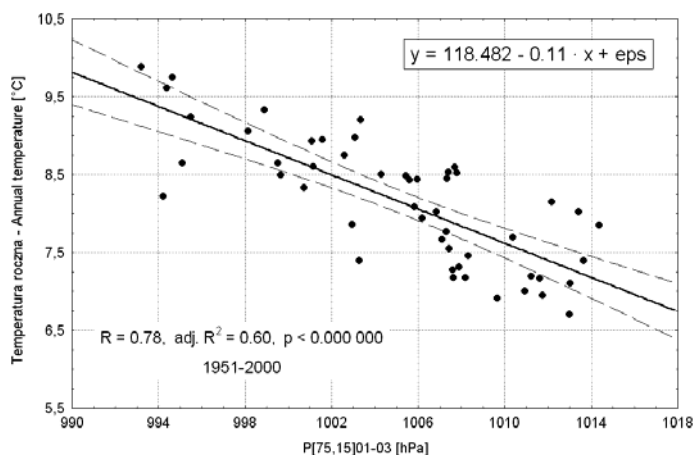
być może powierzchnia morza wywiera jakiś dodatkowy lokalny wpływ termiczny na siłę związku między zmiennością zimowych wartości  $P[75,15]$  a temperaturą roczną, który wzmacnia tę siłę.

W pasie maksymalnego wpływu (adj.  $R^2 > 0.5$ ) współczynniki regresji równania (b) zmieniają się stosunkowo słabo – od około  $-0.110$  (Hamburg, Gdynia, do  $-0.135$  (Vilsandii). Na północ od tego pasa wartości współczynników regresji rosną, w kierunku południowym – maleją, w małym stopniu jednak zmieniając się wraz ze wzrostem długości geograficznej. Oznacza to, że zimowe zmiany ciśnienia w punkcie  $75^\circ\text{E}$ ,  $15^\circ\text{E}$  wprowadzają stosunkowo duże zmiany temperatury rocznej na północ od strefy  $55\text{--}57^\circ\text{N}$ , mniejsze na południe od niej. W strefie szerokości  $55\text{--}57^\circ\text{N}$  zmiana średniego ciśnienia zimą (01-03) w punkcie  $75^\circ\text{N}$ ,  $15^\circ\text{E}$  o 1 hPa pociąga za sobą zmianę temperatury rocznej o  $0.11\text{--}0.14^\circ\text{C}$ .



Ryc. 3. Objasnienia zmienności (adj.  $R^2 \cdot 100\%$ ; współczynnik determinacji) temperatury rocznej przez:  
a – zmienność wartości rocznych  $P[75,15]$  oraz b – zmienność wartości zimowych (01-03)  $P[75,15]$

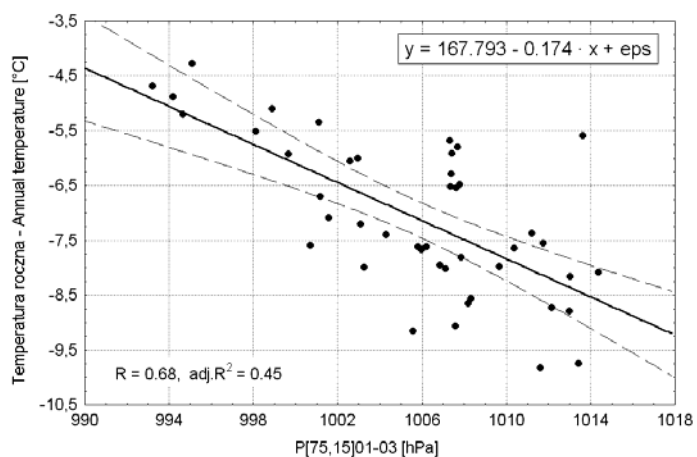
Fig. 3. Explanation regarding changeability (adj.  $R^2 \cdot 100\%$ ; determination coefficient) in annual air temperature:  
a – changeability in annual values  $P[75,15]$  and b – changeability in winter values (01-03)  $P[75,15]$



Ryc. 4. Związek rocznej temperatury powietrza w Gdyni z P[75,15]01-03 (1951–2000)

Fig. 4. Correlation between annual air temperature in Gdynia and P[75,15]01-03 (1951–2000)

Na Syberii maksimum siły związku P[75,15]01-03 z roczną temperaturą powietrza lokuje się na północ od Bajkału. W rejonie Kireńska zmienność P[75,15]01-03 objaśnia około 43% zmienności temperatury rocznej, Erbogacenu – 45% (patrz ryc. 5). Na tym obszarze współczynniki regresji dochodzą do  $-0.150$ ,  $-0.170$ . W kierunku NW od Bajkału, na południowej części Wyżyny Środkowosyberyjskiej objaśnienie zmienności temperatury rocznej przez P[75,15]01-03 spada do 35–30% a wartości współczynników regresji do  $-0.140 \div -0.120$ . Na obszarze Niziny Zachodniosyberyjskiej zima zmienność P[75,15] objaśnia od kilkunastu do 26–27% zmienności temperatury rocznej; współczynniki regresji wynoszą tam od  $-0.120$  do  $-0.100$ .

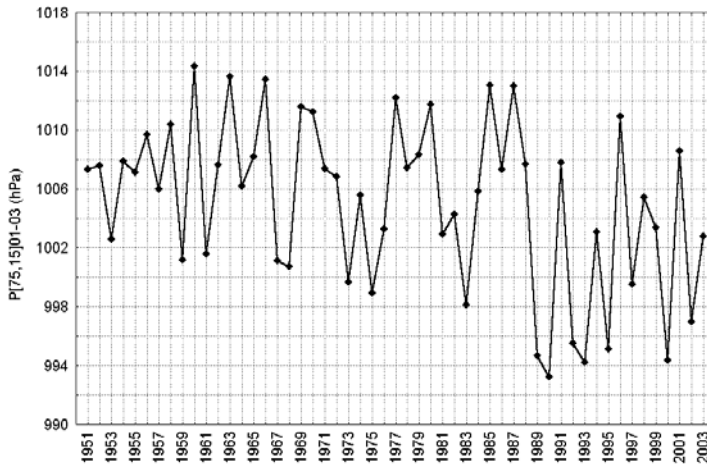


Rys. 5. Związek rocznej temperatury powietrza w Erbogacenu (Syberia, obszar na N od Jeziora Bajkał) z P[75,15]01-03 (1951–2000)

Fig. 5. Correlation between annual air temperature in Erbogacenu (Siberia, the region N of Baikal lake) and P[75,15]01-03 (1951–2000)



Między europejskim a syberyjskim rejonem maksimum siły związku rozciąga się ciągly obszar, na którym zmiany  $P[75,15]01-03$  objaśniają tylko kilkanaście % zmienności rocznej temperaturą powietrza ( $R > 0.32$ ; związek istotny wszędzie na poziomie  $p < 0.05$ ). Wartości współczynników regresji są tam wyraźnie obniżone – wynoszą od  $-0.100$  do  $-0.070$ . Tak więc i na obszarze Syberii oraz środkowej i wschodniej części europejskiej Rosji, podobnie jak i na obszarze Europy, brak liniowego związku współczynnika regresji z długością geograficzną.



Ryc. 6. Przebieg średniego ciśnienia z okresu styczeń - marzec w punkcie 75°N, 15°E

Fig. 6. Course of mean pressure from the period January- March measured at 75°N, 15°E

Dla wystąpienia wzrostów temperatury rocznej na omawianym obszarze zimowe ciśnienie w punkcie 75°N, 015°E powinno spadać. Śledząc przebieg wartości  $P[75,15]01-03$  (patrz ryc. 6) można zauważyć, że jeśli analizuje się przebieg obwiedni wartości minimalnych, to od roku 1963 do roku 1989–1990 kolejne wyraźnie zarysowane lokalne minima wartości  $P[75,15]01-03$  stają się coraz niższe. Tym samym, od roku 1963, co kilka lat, kolejne wartości temperatury rocznej na omawianym obszarze powinny być coraz wyższe. Ujemny trend  $P[75,15]01-03$  równy  $-0.153 \text{ hPa rok}^{-1}$  jest istotny statystycznie ( $p < 0.005$ ). Podobnie istotny ( $p < 0.006$ ) jest ujemny ( $-0.057 \text{ hPa rok}^{-1}$ ) trend rocznego ciśnienia w punkcie 75°N, 015°E. Szeregi  $P[75,15]Rk$  i  $P[75,15]01-03$  są ze sobą silnie ( $r = 0.82$ ) i wysoce istotnie ( $p < 0.000\ 000$ ) skorelowane. Zmienność  $P[75,15]01-03$  objaśnia 67% zmienności rocznego ciśnienia w  $P[75,15]$ . Wskazuje to, że zmiany (spadki) ciśnienia, jakie zachodzą w punkcie 75°N, 15°E w okresie zimowym wymuszają ujemny trend występujący w szeregu rocznych wartości ciśnienia. Tym samym można twierdzić, że zaznaczający się na całym omawianym obszarze wzrost temperatury powietrza w okresie 1951–2000 może być wiązany z zimowym spadkiem ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej.

#### 4. Związki $P[75,15]$ ze zmianami ciśnienia w Wyżu Azjatyckim (Syberyjskim)

Silne związki temperatury powietrza na południowo-wschodnich krańcach Europy i Syberii ze zmianami ciśnienia w atlantyckiej Arktyce w okresie zimowym, wobec znacznej odległości tego obszaru od punktu 75°N, 15°E sugerują, że w kształtowaniu zmian temperatury powietrza na tym obszarze może

zachodzić współdziałanie zmian P[75,15] ze zmianami ciśnienia w Wyżu Azjatyckim. Roczne przebiegi ciśnienia w atlantyckiej Arktyce i w Wyżu Syberyjskim są silnie skorelowane ( $r \sim -0.9$ ) i odwrócone w fazie, tworząc mocną, składającą się z dwóch faz sezonowych, oscylację roczną. Stosunek czasu trwania obu faz oscylacji jest jak 2:1 (zimowa : letnia).

Ciśnienie atmosferyczne w leżącym w Arktyce Atlantyckiej punkcie 75°N, 15°E wykazuje wyraźny bieg sezonowy. Śledząc przebieg średnich miesięcznych wartości ciśnienia w tym punkcie (patrz tab. 1) zauważa się, że najniższe ciśnienie występuje w grudniu i styczniu (odpowiednio 1002.5 i 1003.5 hPa), najwyższe w maju (1015.9 hPa).

Tabela 1 – Table 1

Wieloletnie (1951–2000) średnie miesięczne ciśnienie atmosferyczne w centrum Wyżu Syberyjskiego (P[45°N, 110°E]) i w atlantyckiej Arktyce (P[75°N, 15°E]), różnica ciśnienia (DELTA) między tymi ośrodkami oraz wartość średniego miesięcznego gradientu barycznego<sup>8</sup> (GRAD; hPa/1°)

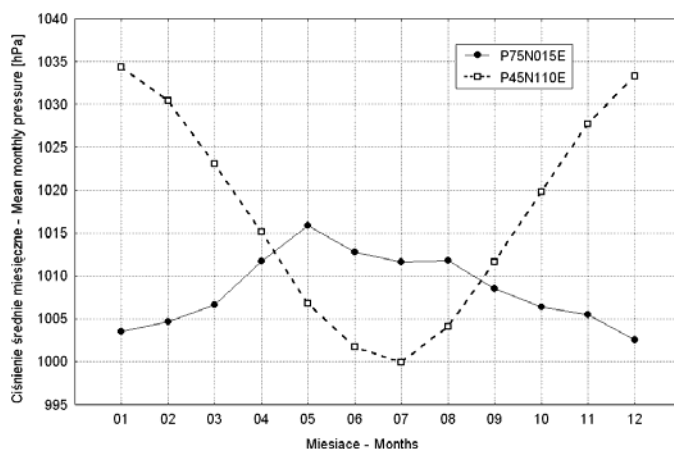
Many-year (1951–2000) mean monthly atmospheric pressure in the centre of the Siberian High (P[45°N,110°E]) and in the Atlantic part of the Arctic (P[75°N,15°E]), difference in pressure (DELTA) between these two centres and the value of the mean monthly pressure gradient (GRAD; hPa/1°)

Miesiąc Month	P[45°N, 110°E]	P[75°N, 15°E]	DELTA	GRAD
01	1034.4	1003.5	30.9	0.7105
02	1030.4	1004.7	25.7	0.5909
03	1023.1	1006.6	16.5	0.3794
04	1015.1	1011.7	3.4	0.0782
05	1006.8	1015.9	-9.1	-0.2092
06	1001.7	1012.8	-11.1	-0.2552
07	999.9	1011.6	-11.7	-0.2690
08	1004.1	1011.8	-7.7	-0.1771
09	1011.6	1008.5	3.1	0.0713
10	1019.8	1006.4	13.4	0.3081
11	1027.7	1005.5	22.2	0.5105
12	1033.3	1002.5	30.8	0.7082

Jeśli przyjąć, że obszar centralnych partii klimatycznego Wyżu Syberyjskiego rozciąga się w rejonie 40–50°N, 95–120°E, czyli nad Mongolią i Zabajkałem, za punkt charakteryzujący ciśnienie w centrum tego układu można przyjąć 45°N, 110°E. Ciśnienie w tym rejonie wykazuje również regularny cykl roczny. Wyż Syberyjski zaczyna się tworzyć w październiku (1019.8 hPa), w grudniu i styczniu ciśnienie w jego centrum osiąga maksimum (odpowiednio 1033.3 i 1034.4 hPa) i trwa do kwietnia (1015.1 hPa). Po kwietniu układ ten rozmywa się i nad Mongolią i Zabajkałem tworzy się obszar obniżonego ciśnienia. Ciśnienie w rejonie "byłego centrum" Wyżu Syberyjskiego spada do 999.9 hPa w lipcu (patrz ryc. 7).

W okresie od września do kwietnia między centrum Wyżu Syberyjskiego a P[75,15] różnice ciśnienia są dodatnie, co oznacza wymuszanie ruchu powietrza z W–SW w kierunku E–NE. Przez cztery miesiące (maj–sierpień) różnice ciśnienia są ujemne, co oznacza odwrócenie kierunku ruchu powietrza, jednak różnice ciśnienia są tu znacznie mniejsze (patrz tab. 1).

<sup>8</sup> Odległość w stopniach (48.16°) między punktami o podanych współrzędnych obliczona jako łuk koła wielkiego (ortodroma).



Ryc. 7. Przebieg średnich wieloletnich (1951–2000) wartości ciśnienia w punktach 75°N, 15°E (atlantycka Arktyka) i 45°N, 110°E (przybliżone centrum Wyżu Syberyjskiego)

Fig. 7. Course of mean many-year values of pressure measured at points 75°N, 15°E (the Atlantic part of the Arctic) and 45°N, 110°E (the centre of the Siberian High)

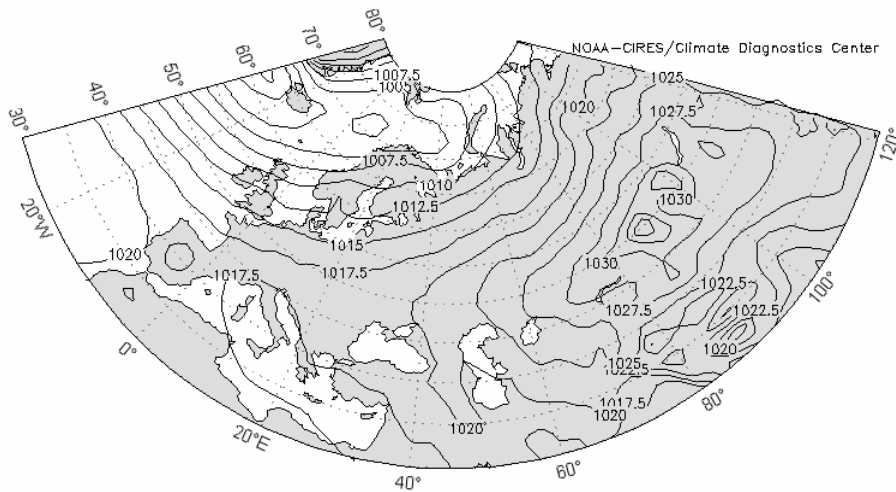
Tak więc, już samo istnienie odwróconych w fazie rocznych cykli zmiany ciśnienia o dużych amplitudach między Wyżem Syberyjskim a atlantycką Arktyką stwarza warunki dla intensywnego oscylacyjnego "pompowania" powietrza z zachodu i południowego zachodu nad obszar wschodniej części europejskiej Rosji i Syberii w okresie zimowym. Między listopadem a lutym różnice średniego miesięcznego ciśnienia między Wyżem Syberyjskim a atlantycką Arktyką wynoszą około 20–30 hPa, w październiku i marcu po kilkanaście (13–17) hektopaskali. Średni wieloletni rozkład ciśnienia atmosferycznego na obszarze między 30°W a 120°E w szerokościach 30–80°N dobrze wyjaśnia zimowy (grudzień–marzec (patrz ryc. 8) i styczeń–marzec) mechanizm transportu ciepłych mas powietrza z W i SW. Zimowy rozkład ciśnienia wskazuje, że w rezultacie działania takiego rodzaju oscylacji nad północne rejony Syberii trafia powietrze "pierwotnie" atlantyckie. Nad obszary Kazachstanu i południowej części środkowej Syberii trafia powietrze znad obszarów Azji Środkowej i Bliskiego Wschodu.

Międzyroczna zmienność średniego zimowego (01-03) ciśnienia w Wyżu Syberyjskim jest relatywnie niewielka. Średnie ciśnienie okresu styczeń-marzec wynosi tu 1029.3 hPa, a jego odchylenie standardowe 2.86 hPa. Zimowe ciśnienie w atlantyckiej Arktyce charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością międzyroczną. Średnie zimowe ciśnienie w punkcie 75°N, 15°E to 1004.9 hPa, a jego odchylenie standardowe jest równe 5.69 hPa. Średnia zimowa różnica ciśnienia między centrum Wyżu Syberyjskiego (45°N, 110°E) a P[75,15] jest równa 24.35 hPa, jej odchylenie standardowe to 6.01 hPa. Analiza regresji wykazuje, że zmienność ciśnienia w centrum Wyżu Syberyjskiego objaśnia 10.4% wariancji tej różnicy, zmienność P[75,15]01-03 objaśnia 77.5% jej wariancji.

Wyjaśnia to, że zasadnicze znaczenie dla kształtowania różnic ciśnienia zimą między Wyżem Syberyjskim a P[75,15] ma zmienność ciśnienia w atlantyckiej Arktyce. Tym samym, to zmienność ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej reguluje częstość i intensywność adwekcji z W–SW nad Rosję i Syberię, przez co steruje i zmianami temperatury powietrza w okresie zimowym na omawianych obszarach.

Pewnym problemem jest jednak zaznaczający się na obszarze Syberii silny związek temperatury kwietnia z miesięczną wartością P[75,15], w warunkach bardzo słabego gradientu ciśnienia (–0.08 hPa/1°).

Tak słaby gradient w niewielkim stopniu uzasadnia cyrkulacyjne uwarunkowania zmian temperatury w tym miesiącu. Można wstępnie postawić tezę, że główną przyczyną istnienia takiego związku jest inercja systemu klimatycznego. Ciśnienie w punkcie [75,15] w kwietniu wykazuje istotne statystycznie skorelowanie z ciśnieniem w tym samym punkcie w lutym ( $r = 0.4$ ,  $p < 0.004$ ) i marcu ( $r \sim 0.3$ ;  $p < 0.039$ ), co oznacza, że na Syberii po chłodniejszym końcu zimy wzrasta prawdopodobieństwo tego, że i kwiecień będzie chłodniejszy. Przymuszczalnie po chłodniejszym końcu zimy dłużej będzie utrzymywać się pokrywa śnieżna, wpływając aktywnie na obniżenie temperatury powietrza tego miesiąca. Może to wzmacniać siłę związków między zmianami ciśnienia w punkcie [75,15] a temperaturą powietrza w kwietniu na obszarze części Syberii i północnych skrajach europejskiej części Rosji. Kwestia ta, dla jej rzeczywistego wyjaśnienia wymaga przeprowadzenia odrębnych badań.



Ryc. 8. Średnie wieloletnie (1951–2000) ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza w okresie grudzień – marzec według danych NOAA–CIRES Climate Diagnostic Center (Zbiór CDAS-1; reanaliza)

Fig. 8. Mean many-year (1951–2000) atmospheric pressure measured at the sea level in the period December – March following data from NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center (Series CDAS-1; reanalyzed)

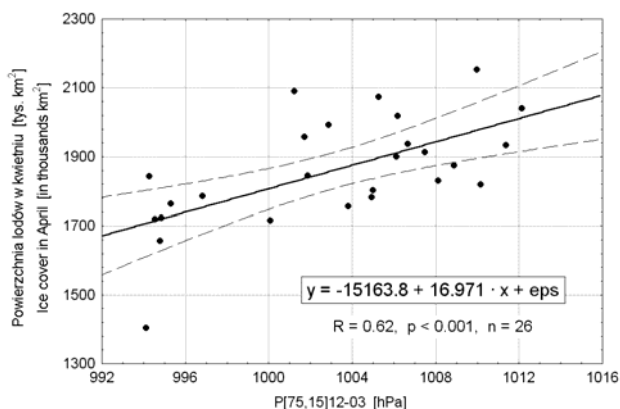
Zmiany ciśnienia w okresie ciepłym powinny spowodować odwrotny kierunek napływu mas powietrza – z północnych krańców Syberii Wschodniej nad obszar Kazachstanu, Azji Środkowej, południowych części Niziny Rosyjskiej. Jednak gradient baryczny jest w tym okresie bardzo mały, pole ciśnienia rozmyte, co czyni, że adwekcje z NE–E są słabe, przez co nie zapisują się wyraźniej w zmienności letniej temperatury powietrza na tych obszarach. W Europie, gdzie w okresie letnim gradient sterujący kierunkiem i intensywnością napływu mas powietrza warunkowany jest przez różnice ciśnienia między atlantycką Arktyką a obszarami podwyższonego ciśnienia w szerokościach 30–40°N (Wyż Azorski, obszar podwyższonego ciśnienia nad południową Europą), letnie zmiany ciśnienia na obszarze "byłego centrum" Wyżu Syberyjskiego są bez znaczenia dla kształtowania zmienności temperatury powietrza.

Monahan, Fyfe i Flato (2000) wykryli, po zastosowaniu nieliniowej analizy składowych głównych (NLPCA) pola ciśnienia półkuli północnej, oscylację podobnego charakteru. Oscylację tę nazwali

"Oscylacją Arktyczno-Eurazjatycką" ("Arctic-Eurasia Oscillation"). Zdaniem tych badaczy charakteryzuje ona znacznie lepiej zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej na półkuli północnej od Oscylacji Arktycznej.

Między niektórymi procesami o charakterze hydroklimatycznym zachodzącymi na Morzu Barentsa i Morzu Karskim a zmianami ciśnienia atmosferycznego w Wyżu Azjatyckim zachodzą stosunkowo silne związki. Gao i Wu (1998) opisują związek o charakterze typowych oscylacji między powierzchnią lodów na morzach Barentsa i Karskim a wskaźnikiem zimowego monsunu wschodnioazjatyckiego i ciśnieniem w centrum Wyżu Azjatyckiego. W okresach, w których następuje wzrost ciśnienia w Wyżu Syberyjskim (a więc i wzrost intensywności zimowego monsunu wschodnioazjatyckiego) obserwuje się spadek powierzchni lodów na tych morzach. Odwrotnie, wzrostowi powierzchni zimowego zlodzenia mórz Barentsa i Karskiego towarzyszy spadek ciśnienia w Wyżu Syberyjskim (korelacje ujemne). Oscylacje te charakteryzują się wyraźnie zaznaczoną okresowością dekadową (~10-letnią). Gao i Wu (1998) objaśniają te związki współoddziaływaniem pokrywy lodów z atmosferą, nie definiując jednak, co stanowić ma przyczynę, a co skutek i jaki jest mechanizm tych związków.

Opisany przez Gao i Wu (1998) związek sugeruje, że być może istnieje również związek o charakterze długookresowych oscylacji między P[75,15] a ciśnieniem w Wyżu Syberyjskim w okresie zimy. Przypuszczenie takie staje się tym bardziej prawdopodobne, gdyż zmiany powierzchni lodów na morzach Barentsa i Karskim od lutego do lipca są dodatnio skorelowane z P[75,15]01-03. Maksimum korelacje te osiągają w kwietniu i maju ( $r \sim 0.6$ ,  $n = 26$ , patrz ryc. 9). Wzrost P[75,15] w okresie zimowym pociąga za sobą wzrost powierzchni lodów na Morzu Barentsa i Morzu Karskim w końcowej fazie zimy i wiosną. Według schematu Gao i Wu (1998) powinno odpowiadać temu obniżenie się ciśnienia w Wyżu Syberyjskim.



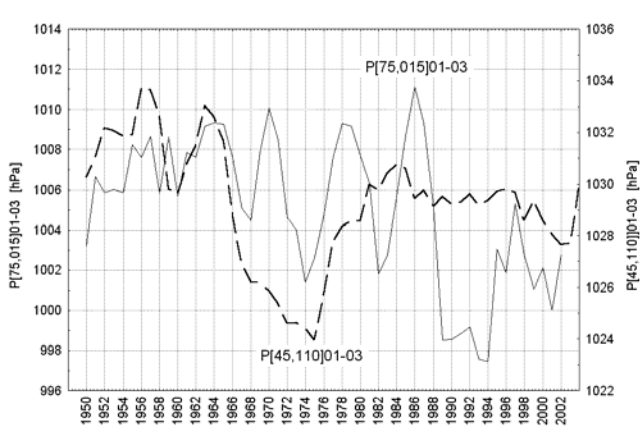
Ryc. 9. Związek między zimowym (12-03) ciśnieniem w punkcie 75°N, 15°E a powierzchnią lodów na morzach Karskim i Barentsa w kwietniu

Fig. 9. Correlation between winter pressure (12-03) measured at 75°N, 15°E and ice cover at the Kara and Barents seas in April

Przeprowadzone analizy nie wykryły istnienia związków o charakterze oscylacyjnym między zmianami zimowego ciśnienia w Arktyce Atlantycznej a ciśnieniem w centrum Wyżu Syberyjskiego.

Korelacje synchroniczne między P[75,15]01-03 a ciśnieniem w centrum Wyżu Syberyjskiego są bardzo słabe, nieistotne statystycznie i mają znak dodatni (+0.13,  $p < 0.381$ ,  $n = 50$ ; patrz ryc. 10). Analiza korelacji wzajemnych wykazała również brak istotnych korelacji asynchronicznych (z przesunięciami czasowymi).

W miarę przesuwania się na północ i północny-wschód od centrum Wyżu Syberyjskiego siła związków między P[75,15]01-03 a ciśnieniem w kolejnych punktach gridowych rośnie, przekraczając próg istotności statystycznej. Już 5° na północ od centrum Wyżu Syberyjskiego (110°E, 50°N) korelacje te stają się istotne ( $r = 0.31$ ,  $p < 0.031$ ,  $n = 50$ ), rosnąc powoli ku N i NE. Przykładowo, na szerokości 60°N i tej samej długości (110°E) współczynnik korelacji jest równy 0.55 ( $p < 0.000$ ), w punkcie 65°N, 130°E (poblize Jakucka) współczynnik korelacji jest równy 0.41 ( $p < 0.003$ ). Tak więc wraz ze wzrostem (spadkiem) ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej rośnie (spada) ciśnienie na północnych i północno-wschodnich skrajach Wyżu Syberyjskiego. Wzrost ten, lub spadek, jest stosunkowo słaby; wartości współczynników regresji równe są od około 0.3 do około 0.14 hPa przyrostu (spadku) ciśnienia na N i NE peryferiach Wyżu Syberyjskiego na 1 hPa przyrostu (spadku) ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E w Arktyce Atlantyckiej.



Ryc. 10. Przebiegi ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) w okresie styczeń – marzec w punktach: 75°N, 15°E (P[75,15]01-03) oraz 45°N, 110°E (P[45,110]01-03), wyrównane 3 pkt. średnią ruchomą

Fig. 10. Course of atmospheric pressure measured at the sea level (SLP) in the period January – March at points 75°N, 15°E (P[75,15]01-03) and 45°N, 110°E (P[45,110]01-03), smoothed by 3-point moving average

Wzajemny stosunek ciśnienia w obu ośrodkach jest więc odwrotny od opisanego przez Gao i Wu (1998) związku ciśnienia z powierzchnią lodów, korelacje są synchroniczne i dodatnie. Między zimowym ciśnieniem w atlantyckiej Arktyce a ciśnieniem w Wyżu Syberyjskim i na jego północnych obrzeżach nie występują oscylacje ani o okresie około 10-letnim, ani też innym. Wykryte związki zmian ciśnienia między oboma ośrodkami aktywności atmosfery nie potęgują, lecz osłabiają transfer ciepłego powietrza z W i SW nad obszar wschodniej części europejskiej Rosji i nad Syberię. W późniejszej pracy Wu (Wu i Wang 2002) znajduje się potwierdzenie istnienia dodatnich korelacji między zimowym ciśnieniem w Arktyce a ciśnieniem w Wyżu Syberyjskim.

Wydaje się celowe zaznaczyć w tym miejscu, że zmiany ciśnienia zimą na północnych skrajach Wyżu Syberyjskiego wykazują istotne, choć niezbyt silne skorelowanie ze wskaźnikiem NAO Hurrella. Są to korelacje ujemne, podobnej siły co i korelacje z P[75,15]01-03 (r od -0.35 do -0.53).

## 5. Związki P[75,15] z NAO, AO i Oscylacją Morza Barentsa (BO)

Olbrzymi zasięg przestrzenny oddziaływania zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E sugeruje, że mamy tutaj do czynienia procesami cyrkulacyjnymi o skali ponadregionalnej. Dla wyjaśnienia kwestii w jakim stopniu zmiany ciśnienia w gridzie 75N, 15E powiązane są z dominującymi typami (wzorcami) cyrkulacji atmosferycznej półkuli północnej jakimi są NAO i AO przeprowadzono analizę korelacyjną miesięcznych wartości ciśnienia w tym punkcie z najczęściej wykorzystywanymi wskaźnikami NAO (zimowym wskaźnikiem Hurrella (Lizbona – SW Islandia; Hurrell 1995), CRU (Gibraltar – SW Islandia; Jones i in. 1997), Rogersa (Azory – SW Islandia; Rogers 1984)) oraz miesięcznym wskaźnikiem AO. Rezultaty tej analizy zestawione są w tabeli 2.

Tabela 2 – Table 2

Współczynniki korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między miesięcznymi wartościami ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E a wskaźnikami AO i NAO: Hurrella (NAO<sub>H</sub>), CRU (NAO<sub>G</sub>) oraz Rogersa (NAO<sub>A</sub>).  
Badany okres 1951–2000, n = 50

Coefficients of linear correlation (r) and their statistical significance (p) between monthly values of pressure at point 75°N, 15°E and AO and NAO indices: Hurrell (NAO<sub>H</sub>), CRU (NAO<sub>G</sub>) and Rogers (NAO<sub>A</sub>).  
The examined period 1951–2000, n = 50

Wskaźnik Index		Miesiące – Months											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
NAO <sub>H</sub>	r	<b>-0.63</b>	<b>-0.59</b>	<b>-0.53</b>	<b>-0.37</b>	-0.16	-0.19	-0.10	<b>-0.45</b>	0.01	0.14	0.12	-0.30
	p	0.000	0.000	0.000	0.008	0.256	0.180	0.476	0.001	0.962	0.342	0.424	0.036
NAO <sub>G</sub>	r	<b>-0.71</b>	<b>-0.74</b>	<b>-0.68</b>	0.01	<b>-0.46</b>	<b>-0.49</b>	0.03	-0.25	-0.27	<b>-0.41</b>	<b>-0.37</b>	<b>-0.50</b>
	p	0.000	0.000	0.000	0.933	0.001	0.000	0.838	0.080	0.058	0.003	0.008	0.000
NAO <sub>A</sub>	r	<b>-0.64</b>	<b>-0.74</b>	<b>-0.71</b>	-0.13	<b>-0.47</b>	<b>-0.43</b>	-0.05	<b>-0.37</b>	-0.27	<b>-0.40</b>	<b>-0.38</b>	<b>-0.55</b>
	p	0.000	0.000	0.000	0.361	0.001	0.002	0.706	0.008	0.054	0.004	0.007	0.000
AO	r	<b>-0.83</b>	<b>-0.84</b>	<b>-0.80</b>	<b>-0.64</b>	<b>-0.79</b>	<b>-0.65</b>	<b>-0.55</b>	<b>-0.75</b>	<b>-0.68</b>	<b>-0.74</b>	<b>-0.68</b>	<b>-0.77</b>
	p	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Zauważa się, że P[75,15] jest w miesiącach zimowych – grudniu, styczniu, lutym i marcu silnie i istotnie skorelowane ujemnie ze wskaźnikami NAO<sub>G</sub> i NAO<sub>A</sub>. W tych miesiącach wartości wskaźników korelacji są większe od |0.50|. Najsilniejsze korelacje zaznaczają się w lutym (-0.74). Słabsze, choć wysoce istotne korelacje pojawiają się również w miesiącach jesiennych – październiku i listopadzie, oraz w miesiącach przełomu wiosny i lata – maju i czerwcu. Słabe, nieistotne statystycznie korelacje, wskazujące na brak związków między NAO a ciśnieniem w punkcie 75°N, 015°E występują w kwietniu, lipcu i wrześniu, przy czym P[75,15] ze wskaźnikiem NAO Gibraltar – Islandia nie wykazuje istotnych statystycznie korelacji również w sierpniu.

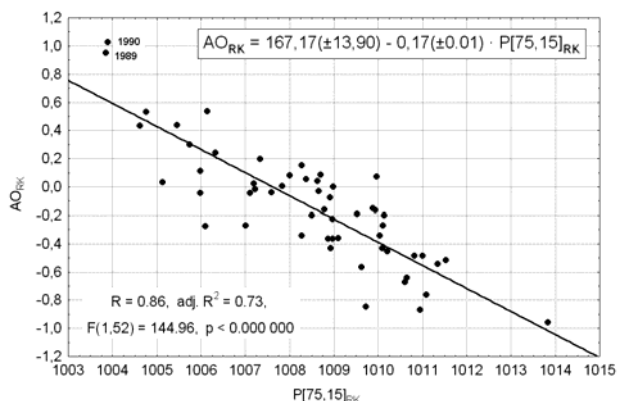
Wskaźnik NAO Hurrella (1995) oblicza się jako średni dla miesięcy zimowych – grudnia, stycznia, lutego i marca i datuje się go na rok stycznia. Z tego względu korelacje między ciśnieniem w punkcie 75°N, 15°E a tym wskaźnikiem występujące w styczniu, lutym i marcu traktować należy jako synchroniczne. Zwraca uwagę, że istotne korelacje ze wskaźnikiem NAO Hurrella zaznaczają się również

w miesiącach wykraczających poza okres jego obliczania – w kwietniu, sierpniu i grudniu. Oznacza to, że charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem Północnym i Morzami Nordyckimi wywiera w niektórych miesiącach opóźniony wpływ na kształtowanie się ciśnienia atmosferycznego nad pograniczem mórz Grenlandzkiego i Barentsa.

Brak ciągłych, istotnych statystycznie, synchronicznych związków między zmiennością NAO a zmiennością P[75,15] zdaje się wskazywać, że oba przebiegi należą do procesów różnych kategorii, choć charakter związków zmienności ciśnienia ze zmiennością NAO wskazuje, że w miesiącach jesiennych i zimowych obie zmienności mają duży ładunek wspólny, objaśniający od 55 do 14% ich zmienności.

Inaczej przedstawiają się związki zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E ze zmianami wskaźnika Oscylacji Arktycznej (AO)<sup>9</sup>. Bardzo silne, wysoce istotne, synchroniczne korelacje ujemne między oboma wielkościami występują we wszystkich miesiącach roku. Również i tu korelacje są najsilniejsze w okresie zimowym (styczeń-marzec;  $r > |0.8|$ ) osiągając maksimum w lutym ( $-0.84$ ), słabną nieco w miesiącach cieplej pory roku (minimum siły związku w lipcu;  $r = -0.55$ ;  $p \ll 0.001$ ), jednak w żadnym innym miesiącu roku ich wartość nie jest niższa od  $|0.64|$  ( $p < 0.000\ 001$ ). Tego rodzaju charakter związków sugeruje, że obie zmienności należą do tej samej kategorii procesów.

Używany w tej pracy wskaźnik AO jest artefaktem statystycznym stanowiącym uogólniony obraz zachowania się pola ciśnienia na części półkuli północnej położonej na północ od 20°N. Badane, punktowe zmiany ciśnienia w gridzie 75°N, 15°E objaśniają od 70% (w lutym) do 30% (w lipcu) wariacji miesięcznych wskaźników Oscylacji Arktycznej. Przez 11 miesięcy w roku (za wyjątkiem lipca) zmienność ciśnienia w tym jednym punkcie objaśnia ponad 40% wariacji miesięcznej wskaźnika Oscylacji Arktycznej. Zmienność średniej rocznej wartości P[75,15] objaśnia 73% zmienności rocznego wskaźnika AO ( $R = 0.86$ ; ryc. 11) a zmienność zimowa (12-03) P[75,15] – 78% zimowej zmienności Oscylacji Arktycznej ( $R = 0.88$ ).



Ryc. 11. Związek rocznego wskaźnika Oscylacji Arktycznej z rocznym ciśnieniem w punkcie 75°N, 015°E. Oznaczono lata 1989 i 1990 z wyjątkowo silnym rozwojem procesów cyrkulacji strefowej

Fig. 11. Correlation between annual Arctic Oscillation index and annual pressure measured at point 75°N, 015°E. The years 1989 and 1990 were marked by extremely strong development of zonal circulation processes

<sup>9</sup> Wykorzystano ciąg chronologiczny miesięcznych wskaźników AO opracowany i udostępniony przez NOAA NWS Climate Prediction Center. Wskaźniki te stanowią szereg czasowy wartości pierwszego wektora własnego (EOF) anomalii wysokości geopotencjału 1000 hPa na obszarze położonym na północ od 20°N.



Stanowi to zadziwiająco duży odsetek. Taki wynik zmusza do zastanowienia się czym jest, i co naprawdę charakteryzuje wskaźnik AO. W jakiej mierze może to być możliwe, aby roczne zmiany ciśnienia na poziomie morza w jednym punkcie objaśniały 73% mającej występować w skali półkuli północnej cyrkulacji "trybu pierścieniowego", obiegającej Arktykę, której natężenie ma na dodatek regulować wir stratosferyczny?

Tryb pierścieniowy (annular mode) Oscylacji Arktycznej wzbudza wśród badaczy poważne dyskusje i zastrzeżenia, różnej zresztą natury. Pojęcie Oscylacji Arktycznej wprowadzili Tompson i Wallace (1998). Ma to być nieokresowe osłabianie i wzmacnianie się strumienia przepływu zachodniego w środkowej i górnej troposferze szerokości umiarkowanych półkuli północnej (oś na 55°N), zachodzące pod wpływem oscylacyjnych zmian ciśnienia między subtropikami a obszarami Arktyki. W sytuacji spadku ciśnienia w tropikach i subtropikach następuje wzrost ciśnienia w Arktyce (strefie najwyższych szerokości), strumień przepływu zachodniego słabnie, Arktyka się ochładza, ułatwione są adwekcje powietrza z Arktyki w niższe szerokości. Temperatura powietrza w szerokościach umiarkowanych spada (faza chłodna AO; niskie wartości wskaźników AO). W sytuacji wzrostu ciśnienia w subtropikach ciśnienie nad Arktyką spada, strumień przepływu zachodniego w środkowej troposferze intensyfikuje się (wzrost natężenia cyrkulacji strefowej). Rośnie również częstość adwekcji powietrza z niższych szerokości do Arktyki, w związku z czym temperatura powietrza tam wzrasta. W rezultacie ograniczenia adwekcji chłodu z wysokich szerokości, temperatura powietrza w szerokościach umiarkowanych również podnosi się (faza ciepła AO, wysokie wartości indeksu AO). Głównym mechanizmem sterującym Oscylacją Arktyczną ma być intensywność wokółbiegunowego wiru stratosferycznego – jego intensyfikacja pociąga za sobą wystąpienie dodatniej (cieplej) fazy AO.

Oscylacja Arktyczna przejawia się wyłącznie jako twór statystyczny – nie są znane konkretne mechanizmy jej działania. O ile ciśnienie nad niemal całym obszarem Arktyki może spadać lub wzrastać niemal jednocześnie, to w tropikach i subtropikach półkuli północnej nie obserwuje się jednoczesnych, czyli na całym obwodzie Ziemi, wzrostów lub spadków ciśnienia. Prześledzenie układu fal długich wskazuje, że w tym samym czasie w jednym sektorze cyrkulacyjnym dominuje przewaga cyrkulacji strefowej, gdy w innym (innych) – przewaga cyrkulacji południkowej. Po prostu nie obserwuje się jednoczesnego, symetrycznego wzmocnienia intensywności przepływu strefowego w skali całej półkuli. Bardziej szczegółowo dyskusję i argumenty kwestionujące istotę Oscylacji Arktycznej zawierają cytowane prace Ambauma i in. (2001), Deser (2000) oraz Rogersa i McHugh'a (2002).

Znane są, i zrozumiałe, mechanizmy oscylacyjne regulujące charakter cyrkulacji nad konkretnymi, oceanicznymi sektorami cyrkulacyjnymi półkuli północnej – NAO, PNA (Pacific – North America Oscillation) i NPO (North Pacific Oscillation). Między fazami tych oscylacji nie obserwuje się związków – w okresie gdy jedna z nich znajduje się w fazie dodatniej, druga – może znajdować się w fazie ujemnej i odwrotnie (np. NAO i NPO). Zmienność temperatury powietrza oraz opadów na obszarze wschodniej części Ameryki Północnej, Europy, Syberii i Bliskiego Wschodu lepiej objaśnia zmienność NAO (patrz np. Hurrell 1995, 1996) niż zmienność AO (Tompson i Wallace 2000, 2001, Tompson, Wallace i Hegerl 2000). Podobnie, zmienność temperatury i opadów na obszarze zachodniej i środkowej części Ameryki Północnej wystarczająco dobrze wyjaśniają NPO i PNA (Hurrell i Van Loon 1997, Tremblay 2001), bez potrzeby odwoływania się do AO.

NAO, w odróżnieniu od NPO, jest bardzo silnie skorelowane z AO. Zmienność miesięcznych wskaźników NAO Rogersa (Azory – SW Islandia) objaśnia od 76–75 (luty – marzec) do 23–25% (wrzesień, październik) zmienności miesięcznych wskaźników AO. Zmienność wskaźnika NAO Hurrella objaśnia

69% zmienności wskaźnika AO dla okresu grudzień – marzec ( $r = 0.83$ ). Ponieważ wskaźniki NAO i AO są ze sobą silnie skorelowane, obrazy rozkładów współczynników korelacji czy determinacji AO – temperatura powietrza i NAO – temperatura powietrza są do siebie bardzo podobne, różniąc się często nieznacznie tylko siłą związku lub stopniem objaśnienia. Te fakty czynią, że wielu badaczy uważa NAO i AO za synonim.

Przeprowadzone porównania wykazują, że zmienność miesięcznych wartości P[75,15] objaśnia wyraźnie większy odsetek zmienności temperatury powietrza na stacjach wschodniej Europy i Syberii niż AO (patrz tab. 3) i znacznie większy niż miesięczne wartości, najsilniej skorelowanego z AO wskaźnika NAO (Azory – SW Islandia). Z kolei na stacjach zachodnioeuropejskich wyraźnie większy odsetek wariacji miesięcznej temperatury powietrza objaśnia NAO od AO, zaś P[75,15] objaśnia podobny, lub nieco tylko wyższy odsetek jak AO. Taki stan pozwala postawić pytanie – czy zmienność ciśnienia w atlantyckiej Arktyce nie stanowi o zmienności tego, co określa się Oscylacją Arktyczną? Jeśli tak, to czy w takim razie jest potrzebny do objaśniania rzeczywistości tryb pierścieniowy, z jego całym wysoce niejasnym i wzbudzającym wątpliwości aparatem pojęciowym? Czy zamiast szeregów czasowych pierwszego wektora EOF pola wysokości geopotencjału 1000 hPa w strefie szerokości od 20 do 90°N nie wystarczy szereg, nawet nieznormalizowany, miesięcznych wartości ciśnienia z gridu 75°N, 15°E lub pochodzący z bezpośrednich pomiarów szereg ze stacji Bjornoya?<sup>10</sup>.

Skeie (1999, 2000), analizując kolejne wektory własne empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF) pola ciśnienia półkuli północnej na północ od 20°N wykrył, że drugi wektor<sup>11</sup>, który opisuje trójosiowy układ ciśnienia ma silny charakter oscylacyjny. Oscylację tą nazwał Oscylacją Morza Barentsa (BO). Składa się na nią układ rozciągający się od północnej Kanady i Archipelagu Kanadyjskiego (Wyspy Wiktorii), przez Grenlandię i dalej kierujący się na południe w stronę Wysp Brytyjskich, któremu towarzyszą dwa układy przeciwnych znaków – jeden z centrum nad południowo-wschodnią częścią Morza Barentsa, rozciągający się daleko w głąb Azji i obejmujący również Europę Wschodnią, drugi z centrum nad wschodnią częścią Pacyfiku. Układ kanadyjsko-grenlandzko-brytyjski pełni rolę węzła. W okresie, gdy ciśnienie nad Morzem Barentsa i nad wschodnim Pacyfikiem rośnie, ciśnienie w ośrodku grenlandzko-brytyjskim spada (i odwrotnie). Zdaniem Skeie (1999), zimowe (12-03) zmiany ciśnienia w ośrodku nad Morzem Barentsa, wymuszone przez Oscylację Morza Barentsa rozciągają się nad obszarem Eurazji od Półwyspu Jutlandzkiego po nasadę Kamczatki i od północnych wybrzeży kontynentu po Morze Kaspijskie i Jezioro Bajkał, przyczyniając się tam do silnej regulacji temperatury powietrza<sup>12</sup>. Badania Skeie (1999, 2000) wykazują, że w szeregu czasowym BO (1958–1999) brak jest trendu.

Analiza przedstawionego przez Skeie'go materiału, wobec pewnych nieudolności, jest trudna. Trzeba zauważyć, że wskaźnik (indeks) Oscylacji Morza Barentsa został skonstruowany w ten sposób, że wzrostowi ciśnienia nad Morzem Barentsa odpowiada dodatnia wartość wskaźnika. Jest to stan odwrotny do konstrukcji wskaźnika AO, którego dodatnia wartość opisuje spadek ciśnienia nad Arktyką. Jednak, jak sam Skeie (2000) wskazuje, korelacje wskaźników BO z temperaturą powietrza na obszarze Eurazji są równe +0.56, gdy te same szeregi temperatury powietrza są skorelowane ze wskaźnikiem

---

<sup>10</sup> Współczynnik korelacji między miesięcznymi szeregami P[75,15] a szeregami miesięcznych wartości ciśnienia ze stacji Bjornoya (Wyspa Niedźwiedzia) z okresu 1951-2000 zawiera się w granicach od 0.994 (marzec; maksimum) do 0.978 (sierpień; minimum). Od października do maja współczynniki korelacji wynoszą 0.99.

<sup>11</sup> Pierwszym wektorem jest Oscylacja Arktyczna.

<sup>12</sup> 2.5 do 3.5K na jednostkę indeksu BO.

AO na podobnym poziomie (+0.63) i z tym samym znakiem. Trudno to zrozumieć, gdyż AO powinno wykazywać z temperaturą powietrza korelację dodatnie, BO – ujemne. Być może stanowi to błąd drukarski.

Niewątpliwie, co zresztą podnosi Skeie (1999), działanie Oscylacji Morza Barentsa daje na obszarze Eurazji w ostatnich dwudziestu latach bardzo podobne skutki termiczne jak AO. Ta kwestia stanowiła podstawę do dyskusji, w jakim stopniu Oscylacja Morza Barentsa stanowi odbicie rzeczywistości, a w jakim stopniu stanowi artefakt statystyczny.

Tabela 3 – Table 3

Porównanie współczynników korelacji miesięcznych wskaźników: NAO<sub>A</sub>, AO i P[75,15] z miesięczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach Europy i Azji. Współczynniki istotne statystycznie na poziomie  $p < 0.05$  oznaczone pogrubioną czcionką, istotne statystycznie na poziomie  $p < 0.001$  oznaczono dodatkowo gwiazdką. Analizowane szeregi 1951-2000 (n = 50)

Comparison of monthly correlation coefficients of indices: NAO<sub>A</sub>, AO and P[75,15] with monthly air temperature at some chosen stations of Europe and Asia. Statistically significant coefficients at  $p < 0.05$  printed in bold, statistically significant at  $p < 0.001$  additionally marked with asterisk. The analysed series 1951–2000 (n = 50)

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
<b>De Bilt</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.72*</b>	<b>0.50*</b>	<b>0.49*</b>	0.08	0.01	0.00	-0.08	0.19	<b>0.38</b>	0.27	0.16	<b>0.47*</b>
AO	<b>0.55*</b>	<b>0.51*</b>	<b>0.49*</b>	-0.04	0.16	0.10	0.26	<b>0.47*</b>	<b>0.33</b>	0.23	<b>0.33</b>	<b>0.51*</b>
P[75,15]	<b>-0.54*</b>	<b>-0.37</b>	<b>-0.53*</b>	-0.03	-0.20	-0.06	<b>-0.31</b>	<b>-0.39</b>	-0.13	-0.24	-0.20	<b>-0.44*</b>
<b>Bornholm</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.72*</b>	<b>0.59*</b>	<b>0.54*</b>	-0.01	-0.02	<b>0.29</b>	0.05	0.20	<b>0.47*</b>	<b>0.37</b>	<b>0.29</b>	<b>0.40</b>
AO	<b>0.64*</b>	<b>0.62*</b>	<b>0.61*</b>	0.05	0.28	0.24	<b>0.29</b>	<b>0.35</b>	0.24	0.23	<b>0.35</b>	<b>0.55*</b>
P[75,15]	<b>-0.67*</b>	<b>-0.75*</b>	<b>-0.77*</b>	-0.27	<b>-0.48*</b>	-0.18	-0.20	<b>-0.34</b>	-0.28	-0.11	<b>-0.38</b>	<b>-0.64*</b>
<b>Kijów</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.55*</b>	<b>0.39</b>	<b>0.47*</b>	-0.18	0.05	0.13	<b>0.32</b>	<b>0.41</b>	<b>0.38</b>	-0.04	0.05	<b>0.30</b>
AO	<b>0.46*</b>	<b>0.40</b>	<b>0.45*</b>	-0.06	-0.06	0.08	<b>0.30</b>	<b>0.29</b>	0.17	0.05	0.14	0.18
P[75,15]	<b>-0.59*</b>	<b>-0.56*</b>	<b>-0.65*</b>	-0.01	0.07	-0.27	<b>-0.36</b>	<b>-0.33</b>	<b>-0.36</b>	-0.10	<b>-0.37</b>	<b>-0.40</b>
<b>Vardoe</b>												
NAO <sub>A</sub>	0.27	<b>0.50*</b>	<b>0.44</b>	0.25	<b>0.37</b>	<b>0.48*</b>	<b>0.32</b>	0.21	<b>0.41</b>	<b>0.66*</b>	0.26	<b>0.36</b>
AO	<b>0.47*</b>	<b>0.59*</b>	<b>0.48*</b>	0.19	0.23	<b>0.45*</b>	0.18	0.17	0.26	0.28	0.12	<b>0.44</b>
P[75,15]	<b>-0.43</b>	<b>-0.58*</b>	<b>-0.53*</b>	<b>-0.45*</b>	<b>-0.44</b>	<b>-0.34</b>	-0.20	-0.15	<b>-0.32</b>	<b>-0.37</b>	<b>-0.31</b>	<b>-0.44</b>
<b>Astrachań</b>												
NAO <sub>A</sub>	0.25	0.09	0.05	<b>-0.32</b>	-0.18	-0.09	0.18	0.01	0.02	-0.27	<b>-0.30</b>	-0.05
AO	0.26	0.13	0.07	-0.03	<b>-0.30</b>	-0.29	0.16	-0.02	-0.15	0.04	0.05	0.05
P[75,15]	<b>-0.45*</b>	<b>-0.35</b>	<b>-0.34</b>	-0.17	0.27	0.18	-0.27	-0.09	-0.08	-0.10	-0.16	-0.24
<b>Omsk</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.32</b>	0.19	0.27	<b>-0.35</b>	-0.19	-0.21	0.01	0.09	0.14	-0.09	-0.13	-0.06
AO	<b>0.43</b>	0.27	<b>0.37</b>	0.16	0.15	<b>-0.29</b>	0.24	0.26	0.16	0.23	<b>0.33</b>	0.26
P[75,15]	<b>-0.55*</b>	<b>-0.40</b>	<b>-0.48*</b>	<b>-0.57*</b>	-0.11	0.12	-0.27	-0.24	-0.23	<b>-0.32</b>	<b>-0.41</b>	<b>-0.31</b>
<b>Tura</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.23</b>	0.29	<b>0.35</b>	-0.12	-0.07	0.10	-0.08	0.03	0.06	-0.02	0.09	0.21
AO	<b>0.47*</b>	<b>0.31</b>	<b>0.55*</b>	0.32	0.19	0.04	0.09	0.26	<b>0.30</b>	<b>0.51*</b>	<b>0.56*</b>	<b>0.40</b>
P[75,15]	<b>-0.50*</b>	<b>-0.37</b>	<b>-0.61*</b>	<b>-0.57*</b>	-0.16	-0.05	0.04	-0.14	<b>-0.27</b>	-0.41	-0.43	-0.24
<b>Brack</b>												
NAO <sub>A</sub>	<b>0.43</b>	0.27	<b>0.50*</b>	-0.08	-0.09	0.15	0.02	-0.10	-0.03	-0.17	-0.18	-0.14
AO	<b>0.53*</b>	<b>0.40</b>	<b>0.67*</b>	0.28	0.23	0.04	0.03	0.06	<b>0.36</b>	<b>0.45*</b>	<b>0.41</b>	<b>0.16</b>
P[75,15]	<b>-0.55*</b>	<b>-0.37</b>	<b>-0.69*</b>	<b>-0.51*</b>	<b>-0.34</b>	-0.07	0.20	-0.08	<b>-0.32</b>	-0.25	-0.24	-0.18

Tremblay (2001) dokonał analizy wzajemnego stosunku Oscylacji Arktycznej i Oscylacji Morza Barentsa. Wykazał on, że zastosowana metoda badawcza, jaką jest analiza empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF) pola ciśnienia może wyprodukować sztuczne trendy i/lub zmiany amplitudy głównych składowych (PC), jeśli sygnał jest niestacjonarny. W rezultacie poszczególne tryby zmienności (kolejne wektory EOF), mimo ich ortogonalności, nie mogą być rozważane niezależnie jeden od drugiego. W przypadku AO i BO, chociaż dwie pierwsze główne składowe są zupełnie niezależne od siebie (ortogonalne), jeśli całe ich szeregi czasowe rozbije się na dwie równe części, między pierwszymi częściami obu szeregów zachodzą bardzo wysokie korelacje ujemne, między drugimi częściami szeregów – bardzo wysokie, niemal doskonałe, korelacje dodatnie.

Przyczyną niestacjonarności pola ciśnienia była zdaniem Tremblay'a (2001) głównie gwałtowna zmiana położenia centrum działania atmosfery, jaka zaszła w połowie lat 70-tych XX wieku w rejonie Atlantyku Północnego. W okresie 1950–1977 główną rolę w kształtowaniu rozkładu pola ciśnienia odgrywał Niż Islandzki, po tym okresie główny ośrodek niskiego ciśnienia przesunął się gwałtownie z nad Islandii w rejon północo-wschodniej części Morza Norweskiego (Hilmer i Jung 2000)<sup>13</sup>. W rezultacie tej zmiany analiza EOF rozłożyła niestacjonarny proces do postaci stacjonarnych, ortogonalnych trybów. Oscylacja Morza Barentsa ujawnia się w tej analizie tylko jako jeden z typów niestacjonarnego pola ciśnienia Oscylacji Arktycznej, stanowiąc artefakt statystyczny.

Badania Monahana i in. (2000) wykazują, że zimą podstawowym rodzajem zmienności pola ciśnienia w wysokich szerokościach półkuli północnej jest wspomniana już Oscylacja Arktyczno-Eurazjatycka, dla której charakterystyczne jest występowanie górnego klina nad Europą Zachodnią. Okresowo, stan ten jest przerywany przez wystąpienie silnego górnego klina nad Ameryką Północną, z którym związany jest silny antycyklon dolny nad południową Grenlandią. Z wystąpieniem tego ostatniego typu rozkładu ciśnienia związane są poważne anomalie w charakterze przebiegu szeregu elementów klimatycznych, zwłaszcza w okresach zimowych. Oscylacja Arktyczna stanowi stan pośredni między tymi dwoma typami rozkładu ciśnienia, i jako taka, również stanowi artefakt statystyczny. Zdaniem Monahana i in. (2000) cyrkulacja wokół Arktyki jest asymetryczna, nie zaś symetryczna, jak zakładają to Thompson i Wallace (1998).

Szeregi czasowe rocznego i zimowego ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E, jak już wspomniano, wykazują statystycznie istotny trend ujemny. Różnią się tym od szeregu czasowego indeksu Oscylacji Morza Barentsa prezentowanego przez Skeie (1999).

## **6. Związki P[75,15] z makrotypami cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa**

Wskaźniki NAO wykazują związki z frekwencją dni z występowaniem makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa (Vangengejm 1952, Girs 1981). Szczególnie wyraźny jest związek między zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella a liczbą dni z występowaniem makrotypu W w okresie zimowym ( $r = 0.6830$ ,  $p < 0.000$ ,  $n = 100$ ) i miesięcznymi wskaźnikami NAO. Wskaźniki NAO CRU są istotnie dodatnio skorelowane z liczbami dni z występowaniem makrotypu W Wangengejma-Girsa w okresie od stycznia do marca ( $r$  od 0.51 do 0.72 w lutym) oraz w maju ( $r = 0.28$ ) i wrześniu ( $r = 0.31$ ), ujemnie z frekwencją makrotypu E w lutym ( $-0.48$ ) i marcu ( $-0.37$ ) oraz ujemnie z frekwencją

---

<sup>13</sup> Nie można również wykluczyć, że wpływ na niestacjonarność AO miało gwałtowne obniżenie zimowego ciśnienia w Wyżu Syberyjskim, które nastąpiło w latach 1977-1978 (Panagiotopoulos i in., 2005). Może to wyjaśniać tak daleko wysunięty na południe i wschód zasięg Oscylacji Morza Barentsa.

makrotypu C w grudniu (−0.40), styczniu (−0.29) i maju (−0.34). Wymaga to, dla uzyskania pełnego obrazu związków zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E zbadania związków jakie zachodzą między P[75,15] a frekwencją makroform cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa. Wyniki tej analizy są zestawione w tabeli 4.

Tabela 4 – Table 4

Współczynniki korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między miesięcznymi wartościami P[75,15] a frekwencją dni z występowaniem w danym miesiącu makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C Wangengejma-Girsa w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Korelowane dane z lat 1951–2000.

Współczynniki korelacji istotne statystycznie – pogrubione

Statistical significance (p) of coefficients of linear correlation (r) between monthly values of P[75,15] and the frequency of days in a given month during which the occurrence of mid-tropospheric circulation Wangengejm-Girs macro-types W, E and C were observed in the Atlantic-European circulation sector. Correlated data were taken from the period 1951-2000. The correlation coefficients statistically significant – in bold

		Miesiące – Months											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
W	r	<b>−0.68</b>	<b>−0.64</b>	<b>−0.70</b>	−0.23	<b>−0.48</b>	−0.17	0.18	0.09	−0.20	<b>−0.45</b>	<b>−0.39</b>	<b>−0.42</b>
	p	0.000	0.000	0.000	0.103	0.000	0.248	0.218	0.557	0.168	0.001	0.005	0.002
E	r	<b>0.52</b>	<b>0.50</b>	<b>0.45</b>	0.23	0.24	0.06	−0.10	0.10	−0.04	<b>0.41</b>	0.18	0.26
	p	0.000	0.000	0.001	0.108	0.099	0.685	0.507	0.517	0.802	0.003	0.221	0.063
C	r	0.12	0.12	0.26	−0.03	0.10	0.08	−0.02	−0.22	0.27	0.06	0.01	0.13
	p	0.386	0.414	0.069	0.875	0.447	0.569	0.892	0.130	0.059	0.676	0.920	0.382

Zwraca uwagę, że zmiany ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E wykazują, poza lipcem i sierpniem, ujemne skorelowanie z frekwencją fali długiej typu W, której występowanie wskazuje na istnienie w środkowej troposferze atlantycko-europejskiego sektora cyrkulacyjnego silnej cyrkulacji strefowej. Dla tego typu cyrkulacji w dolnej troposferze charakterystyczne jest duże natężenie cyklonogenezy nad Atlantykem Północnym i kierowanie się dolnych układów niżowych nad Islandię i dalej – w wyższe szerokości na NE–ENE – najczęściej nad Cieśninę Framę i/lub Morze Barentsa. Niżej te, dochodzące w wysokie szerokości najczęściej w stadium daleko zaawansowanej okluzji, dość często w strefie szerokości 70–75°N regenerują się, ciśnienie w nich ponownie spada. Pewien liczący się ich odsetek kieruje się następnie wzdłuż wybrzeży na wschód, przechodząc nad Morzem Karskim i dochodząc do Tajmyru, niekiedy nawet nad Morze Łaptiewów. Mniejsza ich liczba, przechodząc między wschodnimi wybrzeżami Grenlandii a Ziemią Franciszka Józefa, kieruje się w stronę okołobiegunowych, centralnych rejonów Arktyki.

Zagadnieniami statystyk cyklonów występujących w Arktyce zajmowali się Brümmer i in. (2000). Podstawą analizy tych autorów były sześciogodzinne mapy dolnego pola ciśnienia wykonywane przez ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) z okresu od 1 listopada 1986 do 31 października 1991 (5 lat; 7 304 mapy). Analizowane pięcioletnie obejmuje lata, w których nad Arktyką (i atlantycko-europejskim sektorem cyrkulacyjnym) występowały lata i sezony z wyraźnie obniżonym natężeniem cyrkulacji atmosferycznej (1986/1987) jak i z bardzo silną cyrkulacją (1989/1990). Pozwala to traktować badany okres jako wysoce reprezentatywny.

Badania wymienionych autorów wykazały, że nad Arktyką zdecydowanie przeważa cykloliza nad cyklonogenezą. Częstość występowania cyklonów nad Arktyką jest większa w okresie letnim (o 26%)

niż zimowym, jednak średnie ciśnienie w okresie letnim jest znacznie mniejsze niż w okresie zimowym. Minimalne wartości ciśnienia w cyklonach nad Arktyką występują zimą (grudzień - styczeń; ciśnienia w przedziale 920–965 hPa), gdy w okresie letnim minimalne ciśnienia utrzymują się w przedziale 960–980 hPa. Podobnie wyraźnie zaznacza się cykl roczny w kształtowaniu ciśnienia w antycyklonach; ciśnienia zimowe są wyższe (1020–1040) od letnich (1015–1030 hPa). Obszary, na których obserwuje się największą frekwencję układów niżowych nad Arktyką to sektory atlantycki i zachodniosyberyjski (90°W–130°E), z wyraźnie zaznaczonym maksimum nad morzami Grenlandzkim, Barentsa i Karskim. Zasadnicza część cyklonów występujących nad Arktyką to cyklony, które weszły na obszar powyżej 60°N z niższych szerokości. Zimą jedynym obszarem Arktyki, nad którym zachodzi cyklonogeneza to obszar Morza Grenlandzkiego, włączając Cieśninę Frama i zachodnią część Morza Barentsa.

Cieśnina Frama, została zdefiniowana przez Brümmera i in. (2000) jako obszar między 75 a 81°N i 20°W a 15°E. Punkt 75°, 15°E stanowi więc SE kraniec badanej przez tych autorów powierzchni. Na tym obszarze, w przeciwieństwie do pozostałych części Arktyki częstość występowania cyklonów jest większa w okresie zimy niż lata, a minimalne ciśnienie w nich, tak jak w całej Arktyce, jest znacznie niższe w okresie zimowym niż w letnim. Spadki ciśnienia w cyklonach przechodzących nad Cieśniną Frama i regenerujących się nad tym obszarem są dwa razy częstsze od wzrostów ciśnienia w okresie zimowym (średnio 54 przypadki spadków, 23 przypadki wypełniania się) niż w okresie letnim (21 przypadków spadków ciśnienia, 41 przypadków wypełniania się). Przyczyną takiego stanu rzeczy jest bardzo silna baroklinowość powodowana przez kontrasty termiczne między powierzchnią wody wolnej od lodu (Prąd Zachodniospitsbergeński) a powierzchniami pokrytymi lodami morskimi i powierzchniami lądowymi. Kontrasty te, bardzo silne w okresie zimowym, słabną latem.

Z przedstawionych głównych rezultatów pracy Brümmera i in. (2000) wynika, że o międzyrocznej zmienności ciśnienia miesięcznego czy sezonowego nad Arktyką Atlantycką decydować będą zarówno procesy funkcjonujące bezpośrednio nad tym obszarem (cyklonogeneza i regeneracja niżów), jak również – i to w zasadniczej mierze – nad obszarem położonym od Arktyki Atlantyckiej na południe. Zasadnicza część układów niżowych wnika bowiem nad obszar Arktyki Atlantyckiej znad Atlantyku Północnego.

Taki wpływ ułożenia fali długiej typu W na dolne procesy cyrkulacyjne wyjaśnia przyczynę występujących ujemnych korelacji między miesięcznym ciśnieniem w atlantyckiej Arktyce a frekwencją fali typu W. Wzrost w danym miesiącu frekwencji fali typu W Wangengejma-Girsa pociąga za sobą spadek P[75,15], gdyż większa liczba układów niżowych kierowana jest z Atlantyku do Arktyki. Dla spadku ciśnienia na poziomie morza w Arktyce Atlantyckiej potrzebny jest wzrost frekwencji układów niskiego ciśnienia, przychodzących nad ten obszar z Atlantyku, nie jest natomiast potrzebny wzmoczony okołobiegunowy wir stratosferyczny, jaki dla wzrostu natężenia Oscylacji Arktycznej (wysokiego indeksu) w okresie zimy przewidują Thompson i Wallace (1998, 2000).

Istotne statystycznie korelacje między frekwencją fali długiej typu W a P[75,15] występują przez 6 miesięcy bez przerwy w chłodnej porze roku (październik – marzec), przy czym w pierwszej połowie okresu zimnego (10-12) są one zdecydowanie słabsze ( $r$  od  $-0.39$  do  $-0.45$ ) od korelacji w drugiej połowie okresu chłodnego (01-03), kiedy to siła związku staje się najwyższa ( $r$  od  $-0.64$  do  $-0.70$ ). Poza okresem chłodnej pory roku istotne, choć niezbyt silne korelacje zaznaczają się dodatkowo w maju.

Związki P[75,15] z frekwencją makrotypu cyrkulacji E Wangengejma-Girsa są słabsze – ograniczają się do trzech miesięcy drugiej połowy okresu chłodnego (styczeń – marzec), największą siłą osiągając w styczniu ( $r = 0.52$ ). Dodatkowo pojawia się korelacja umiarkowanej siły między frekwencją makrotypu E a P[75,15] w październiku. Ze wzrostem frekwencji fali długiej typu E wiąże się słaby wzrost ciśnienia

w punkcie 75°N, 15°E. Taki obraz sugeruje, że zmiany frekwencji fali długiej typu E, poza okresem zimowym, nie wywierają liczącego się wpływu na zmiany ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E. Jednak skrócone w czasie i znacznie słabsze zimą powiązanie P[75,15] z frekwencją fali długiej typu E, niż z frekwencją fali typu W jest zaskakujące, gdyż między frekwencją makrotypów W i E w okresie całej zimy występują silne ( $r = -0.71$ ) i wysoce istotne korelacje ujemne.

Z występowaniem makrotypu C Wangengejma-Girsa P[75,15] nie wykazuje żadnych silniejszych związków. Ten typ układu fali długiej nie ma w żadnym miesiącu liczącego się wpływu na przebieg ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E.

Analiza zawartości tabeli 4 wskazuje, że powiązanie miesięcznych zmian P[75,15] z makrotypami cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa jest tylko nieznacznie słabsze i skrócone w czasie, niż podobne związki ze wskaźnikiem NAO CRU. Odmienne są również momenty wystąpienia najsilniejszych związków.

Z analizy wynika, że w okresie chłodnej pory roku częstość występowania makrotypu cyrkulacji W wywiera poważny, a w drugiej połowie zimy – decydujący – wpływ na zmienność P[75,15]. Z frekwencją tego samego makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej silnie powiązana jest w okresie zimowym wartość wskaźnika NAO. Wzrost względem normy klimatycznej frekwencji fali długiej typu W w okresie od grudnia do marca pociąga za sobą wystąpienie dodatniej fazy NAO, tym silniejszej, im bardziej zwiększona jest frekwencja makrotypu W Wangengejma-Girsa (Marsz, 2005a i b). Wyjaśnia to powiązanie przebiegu P[75,15] w okresie zimowym z NAO. Jednocześnie sugeruje to, że zimowy przebieg ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E musi być regulowany przez wcześniejszą zmienność stanu termicznego Atlantyku Północnego, ten bowiem determinuje zmienność frekwencji skorelowanych ze sobą makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W i E Wangengejma-Girsa, a tym samym – wartości miesięcznych i sezonowych indeksów NAO.

## 7. Przyczyny zmian ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E

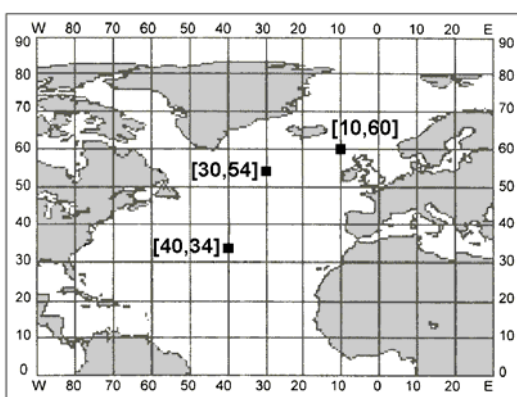
Jeśli zmiany ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej regulują zmiany temperatury powietrza na tak wielkim obszarze, nasuwa się pytanie – jakie czynniki mogą wywierać wpływ na kształtowanie się miesięcznych wartości ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E? Identyfikacja tych czynników przybliży do określenia przyczyn zachodzących w badanym okresie zmian klimatycznych, w tym przyczyn zaznaczającego się ocieplenia na obszarach N i NW Europy oraz Syberii.

Podstawowym czynnikiem kształtującym zmiany ciśnienia w punkcie [75,15] są zmiany frekwencji występujących nad obszarem Arktyki Atlantyckiej dolnych układów barycznych. Ta zaś jest uzależniona od charakteru cyrkulacji środkowotroposferycznej opisanej przez frekwencję określonych postaci fal długich. Związek zmian ciśnienia w tym punkcie z frekwencją makrotypu W cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa wskazuje, że zmienność P[75,15] może lub powinna wykazywać związki z temperaturą powierzchni oceanu (dalej TPO). Nie można również wykluczyć wpływów lokalnych, wywierających wpływ na przebieg procesów cyklonogenezy w samej atlantyckiej Arktyce.

Położenie tego punktu niemal dokładnie nad osią ciepłego Prądu Zachodniopolskiego sugeruje, że być może zmiany temperatury wód tego prądu stanowią przyczynę zmian P[75,15]. Przeprowadzona analiza wykazała jednak, że brak związków synchronicznych między zmianami temperatury wody a zmianami P[75,15]. Współczynniki korelacji między tymi wielkościami są niskie, nieistotne statystycznie i o zmieniających się znakach. W badanym 50-leciu wartości współczynników korelacji między temperaturą powierzchni wody na powierzchni oceanu 2x2° o współrzędnych punktu centralnego

74°N, 14°E zawierają się w granicach od 0.23 (styczeń) do 0.05 (czerwiec), przy czym w lutym, marcu, maju i lipcu współczynniki korelacji są ujemne (odpowiednio:  $-0.12$ ,  $-0.19$ ,  $-0.08$  i  $-0.07$ ). Nie udało się znaleźć również związków asynchronicznych, w których zmiany temperatury powierzchni wód Prądu Zachodniopitsbergeńskiego wyprzedzałyby zmiany ciśnienia. Tak więc, to nie zmiany stanu termicznego Prądu Zachodniopitsbergeńskiego sterują zmiennością ciśnienia atmosferycznego w punkcie 75°N, 15°E.

Analiza korelacji i regresji przeprowadzona dla okresu 1971–2002<sup>14</sup> wykazała, że zaznaczają się silne i istotne związki między zmiennością P[75,15] a wcześniejszą zmiennością stanu termicznego Atlantyku Północnego. Szczególnie silne związki między temperaturą powierzchni oceanu zaznaczają się z zimowym (12-03, 01-03) ciśnieniem w gridzie 75°N, 15°E. Średnie ciśnienie, jakie wystąpi zimą (12-03) w gridzie 75°N, 015°E uzależnione jest od stanu termicznego trzech akwenów (patrz ryc. 12):



Ryc. 12. Położenie akwenów, których wcześniejszy stan termiczny wywiera zasadniczy wpływ na kształtowanie się ciśnienia atmosferycznego w czasie nadchodzącej zimy w Arktyce Atlantyckiej

Fig. 12. Location of sea areas whose earlier thermal condition had significant influence on atmospheric pressure during the following winter in the Atlantic part of the Arctic

– wód subtropikalnych położonych w strefie szerokości 38–30°N w środkowej części Atlantyku Północnego (47–30°W), z okresu zakończenia letniego nagrzewania oceanu (średnia sierpień-wrzesień). Stan termiczny tych wód charakteryzuje grid kontrolny 40°W, 34°N. Korelacje między anomaliami TPO a P[75,15]12-03 są ujemne ( $-0.57$ ). Zmienna, charakteryzującą średnią anomalię z sierpnia i września w tym gridzie kontrolnym oznacza się jako AN89[40,34],

<sup>14</sup> Do analizy wykorzystano jednorodny z klimatologicznego punktu widzenia szereg chronologiczny anomalii TPO w tzw. „gridach kontrolnych” (gridy kontrolne – patrz Marsz, 2001). Dane te rozpoczynają się od roku 1970. Ponieważ związki między anomaliami TPO a P[75,15] są asynchroniczne, szereg anomalii TPO rozpoczynający się w roku 1970 posłużył do obliczenia współczynników korelacji i parametrów równań w szeregach ciśnienia atmosferycznego rozpoczynających się od roku 1971. Do badań wykorzystano po stronie TPO dane z okresu 1970-2002, po stronie ciśnienia dane z okresu 1971–2003 (33 lata).

„Gridy kontrolne” to powierzchnie oceanu o rozmiarach 2x2°, które charakteryzują zmiany temperatury oceanu zachodzące na znacznie większych od nich akwenach, względnie jednorodnych pod względem dynamicznym, o powierzchniach od kilkuset tysięcy do kilku milionów km<sup>2</sup>. Zostały one wyznaczone w wyniku zastosowania prostej procedury statystycznej (Marsz, 2001). Zasadnicze cechy zmienności pola TPO Atlantyku Północnego w szerokościach od 29 do 61°N charakteryzuje 10 „gridów kontrolnych”.



– wód strefy umiarkowanej w środkowej części Atlantyku Północnego (40–25W°) leżących na północ od Prądu Północnoatlantyckiego w strefie szerokości 48–58°N z okresu końca nagrzewania letniego (średnia z okresu sierpień -wrzesień). Stan termiczny tych wód charakteryzuje grid kontrolny 30°W, 54°N. Korelacje anomalii TPO w tym gridzie kontrolnym z P[75,15]12-03 są dodatnie (0.47). Zmienną, charakteryzującą średnią anomalię z sierpnia i września w tym gridzie oznacza się jako AN89[30,54],

– wód strefy umiarkowanej w rejonie podejścia Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej na NW–W od Szkocji (grid kontrolny 10°W, 60°N) z okresu wychładzania zimowego (średnia z okresu styczeń - marzec). Korelacje TPO z P[75,15]12-03 są tu również ujemne (około –0.40). Anomalie w tym gridzie informują o zasobie ciepła w głębszych warstwach wód atlantyckich. Wody te następnie, po przejściu przez Bramę Farero-Szetlandzką trafią do Prądu Norweskiego. Zmienną, charakteryzującą średnią anomalię z okresu od stycznia do kwietnia w tym gridzie kontrolnym oznacza się jako AN14[10,60].

Niskie wartości zimowe P[75,15] nastąpią wtedy, gdy wody subtropikalne w końcu okresu nagrzewania letniego oceanu poprzedzającego daną zimę będą miały zasoby ciepła większe od średniej klimatycznej, wody strefy umiarkowanej w tym samym momencie niższe od klimatycznych, zaś w wodach atlantyckich niesionych przez Prąd Północnoatlantycki w okresie poprzedzającej zimy zasoby ciepła będą większe od przeciętnych.

Dalsze analizy wykazały, że kluczową rolę w kształtowaniu zimowej wartości P[75,15] odgrywa poziomy gradient TPO między wodami strefy subtropikalnej a wodami strefy umiarkowanej występujący na środkowej części Atlantyku Północnego z końcem okresu letniego nagrzewania oceanu. Gradient ten oznaczyć można jako zmienną DX i zdefiniować jako:

$$DX = AN89[40,34] - AN89[30,54]. \quad (1)$$

Wraz ze wzrostem temperatury wód subtropikalnych i jednoczesnym spadkiem temperatury wartość DX rośnie (dodatnia wartość DX; gradient się zaostrza). Odwrotnie, wzrost temperatury wód strefy umiarkowanej i spadek temperatury wód subtropikalnych poniżej normy klimatycznej pociąga za sobą spadek wartości DX (ujemna wartość DX, zmniejszenie poziomego gradientu TPO).

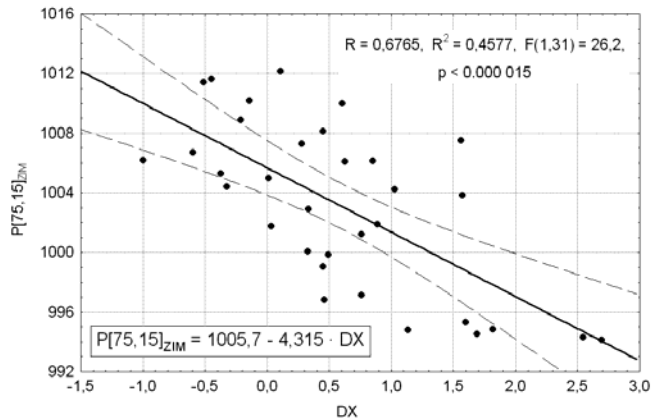
Współczynnik korelacji szeregu czasowego wartości DX (1970–2002) z szeregiem P[75,15]12-03 (1971–2003) jest równy –0.68, co oznacza, że zmienność DX objaśnia 46% wariacji szeregu ciśnienia. Wraz ze wzrostem południkowych poziomych gradientów TPO w powierzchni środkowej części Atlantyku Północnego w końcu lata, spada w czasie zimy, która ma nadejść, ciśnienie w Arktyce Atlantyckiej (ryc. 13).

Ten sam szereg czasowy zmiennej DX wykazuje skorelowanie z frekwencją w czasie następnej zimy makrotypu W ( $r = +0.54$ ) i makrotypu E ( $r = -0.47$ ) Wangengejma-Girsa oraz wskaźnikiem NAO Hurrella ( $r = 0.56$ ) jak również średnią wartością wskaźnika AO z okresu 12-03 następnej zimy ( $r = 0.58$ ). Wyjaśnia to, że zimowa zmienność P[75,15], NAO, Oscylacja Arktyczna oraz frekwencja makroform W i E Wangengejma-Girsa są procesami wzajemnie powiązаныmi, mającymi wspólną przyczynę, jaką jest zmienność zasobów ciepła w wodach na powierzchni środkowej części Atlantyku Północnego w okresie poprzedzającym daną zimę.

Estymacja parametrów równania regresji wielokrotnej, w którym P[75,15]12-03 stanowi funkcję zmiennych DX i AN14[10,60] z poprzedniego roku daje rezultat w postaci:

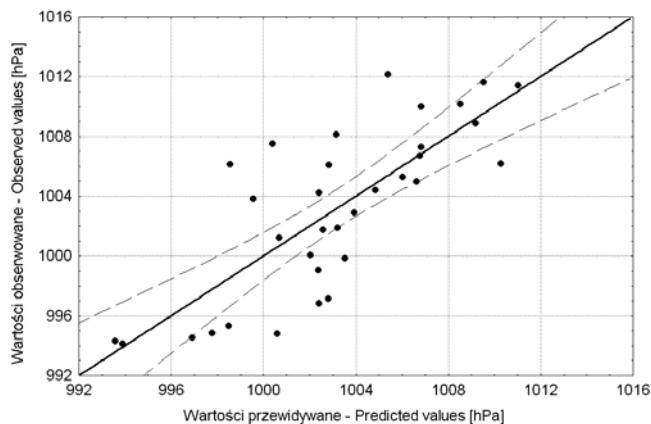
$$P[75,15]_{12-03} = 1005.89(\pm 0,76) - 4.63(\pm 0,74) \cdot DX - 5.60(\pm 2,12) \cdot AN14[10,60]. \quad (2)$$

Charakterystyka tego równania jest następująca:  $R = 0.75$ ,  $\text{adj. } R^2 = 0.58$ ,  $F(2,30) = 22.9$ ,  $p < 0.000\ 001$ ,  $\text{BSE} = 3.66$ , a wykres rozrzutu wartości estymowanych względem obserwowanych przedstawia ryc. 14. W równaniu tym zmienność  $DX$  objaśnia 51.2%, a zmienność  $AN14[10,60]$  – 9.2% zmienności zmiennej zależnej.



Ryc. 13. Związek między wartością  $DX$  opisującą południkowy gradient temperatury powierzchni oceanu między wodami subtropikalnymi a wodami strefy umiarkowanej w sierpniu i wrześniu a ciśnieniem atmosferycznym w punkcie  $75^\circ N$ ,  $15^\circ E$  w czasie nadchodzącej zimy (12-03)

Fig. 13. Correlation between value  $DX$  describing meridional gradient of SST of sub-tropical waters and waters of middle latitudes region in August and in September and atmospheric pressure measured at point  $75^\circ N$ ,  $15^\circ E$  during the following winter (12-03)



Ryc. 14. Wartości  $P[75,15]_{12-03}$  obliczone z anomalii TPO na Atlantyku Północnym za pomocą formuły (2) względem obserwowanych wartości  $P[75,15]_{12-03}$

Fig. 14. Values  $P[75,15]_{12-03}$  calculated from anomalies in SST of the North Atlantic with formula (2) in relation to the observed values  $P[75,15]_{12-03}$

Zależność (2) wyjaśnia, że w 33 kolejnych latach wcześniejsze zmiany stanu termicznego trzech powierzchni Atlantyku Północnego objaśniają 58%, czyli ponad połowę, zmienności<sup>15</sup> zimowego ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E. Te same zmienne (DX i AN14[10,60]) objaśniają około 48% zmienności wskaźnika NAO Hurrella w okresie mającej nadejść zimy (model bez wyrazu wolnego).

Można, i trzeba, postawić w tym miejscu pytanie o mechanizm takiego rodzaju zależności między wcześniejszym stanem termicznym powierzchni Atlantyku Północnego a następującą później, w czasie nadchodzącej zimy, cyrkulacją atmosferyczną. Mechanizm ten był kilkakrotnie wyjaśniany w pracach jednego z autorów (Marsz 2001, 2005a i b).

Zasoby ciepła w oceanie stanowią w okresie zimy, kiedy ze względu na rosnące różnice temperatury wody i powietrza może zachodzić intensywny transfer ciepła z oceanu do atmosfery, źródła ciepła astrefowego. Anomalie TPO występujące na danych akwenach są sygnałem wskazującym na rozmieszczenie (geograficzny rozkład) nadwyżek i niedoborów ciepła w oceanie. Wartości anomalii są sygnałem orientującym o rozmiarach tych nadwyżek czy niedoborów, a tym samym o potencjalnym czasie, w którym ciepło może być intensywnie przekazywane do atmosfery. Tam, gdzie z końcem okresu letniego nagrzewania oceanu występują anomalie dodatnie, transfer ciepła z oceanu do atmosfery może być intensywny i trwać dłużej, niż na akwenach, na których występują niedobory ciepła sygnalizowane przez anomalie ujemne. Wyższy od średniego klimatycznego transfer ciepła z oceanu do atmosfery ustanie, gdy albo ulegną wyczerpaniu zasoby ciepła zakumulowanego w oceanie, albo też temperatura powietrza (tp) wzrośnie na tyle w stosunku do temperatury wody (tw), że różnica  $tw - tp$  stanie się okołozerową lub ujemną.

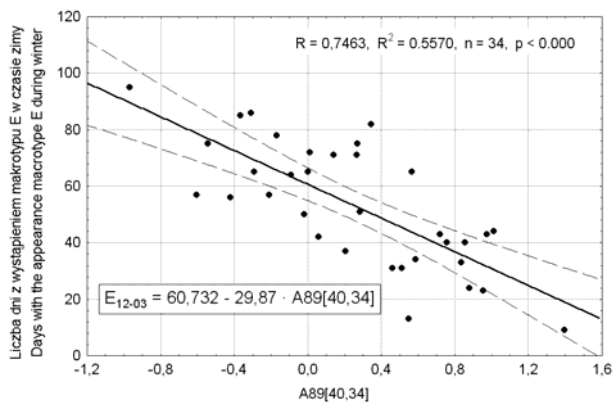
Nad obszarami masywnych anomalii dodatnich, w przypadku wejścia nad taki akwen powietrza znacznie chłodniejszego od wody, dojdzie do szybkiego ogrzania powierza przynajmniej do poziomu środkowej troposfery. W rezultacie nad takimi akwenami dochodzić będzie do regeneracji górnych klinów. Jeśli w odpowiednim położeniu w stosunku do anomalii dodatniej znajdować się będzie obszar "chłodu" (słabszego transferu ciepła z powierzchni oceanu), wytworzą się w środkowej troposferze odpowiednio duże poziome gradienty termiczne, sprzyjające przez pewien czas stabilizacji fali długiej. W rezultacie wzrośnie częstość występowania fali długiej o określonym położeniu osi górnych klinów i górnych zatok oraz o określonej amplitudzie, czyli jakiejś konkretnej postaci makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej (np. makrotypu E Wangengejma-Girsa). Ponieważ wzrost częstości występowania jednej postaci makrotypu zmniejsza częstość innego (innych) postaci, dojdzie nad danym obszarem do wyraźnej protekcji frekwencji jednego makrotypu, typowego dla występującego rozkładu anomalii TPO, kosztem innego (pozostałych) makrotypów. Wobec faktu, że układ fal długich steruje procesami cyrkulacji dolnej, taki wzrost frekwencji określonego położenia górnego klina czy górnej zatoki znajduje swoje odbicie w odpowiednim kształtowaniu struktury dolnych procesów synoptycznych (np. zwiększeniu częstości występowania quasistacjonarnego antycyklonu na jednym obszarze, wzrostu częstości występowania niżów, przemieszczających się w określonym kierunku na innym obszarze, lub w rezultacie odcięcia fali - wystąpienie np. quasistacjonarnego układu niskiego ciśnienia).

Wcześniej wykazano, że zmiany ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E w okresie zimy są stosunkowo silnie powiązane dodatnio z frekwencją makrotypu W Wangengejma-Girsa i słabiej, ujemnie, z frekwencją makrotypu E. Oba te makrotypy są ze sobą silnie skorelowane ujemnie, co oznacza, że wraz ze wzrostem frekwencji jednego spadać musi frekwencja drugiego.

---

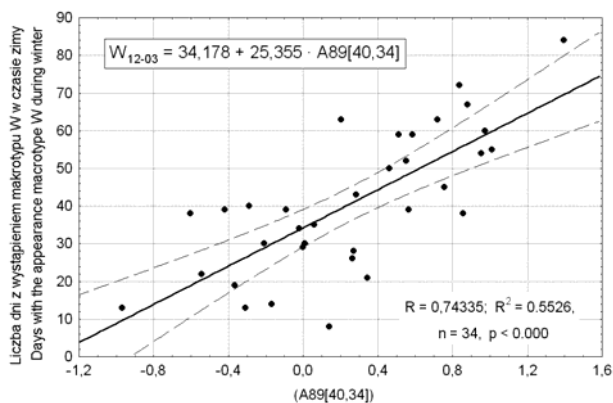
<sup>15</sup> Jako miarę objaśnienia zmienności zmiennej niezależnej przez zmienne zależne przyjmuje się poprawiony na liczbę stopni swobody współczynnik determinacji (adjusted  $R^2$ ). Jest on mniejszy od zwykłego kwadratu współczynnika korelacji wielorakiej, tym mniejszy, im więcej zmiennych niezależnych znajduje się w równaniu.

Jednym z akwenów, którego stan termiczny określa przyszłe zmiany ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E są wody subtropikalne środkowej części Atlantyku Północnego (AN89[40,34]). Ze stanem termicznym tych właśnie wód jest silnie powiązana frekwencja obu wymienianych makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej. Frekwencja makrotypu W Wangengejma-Girsa w czasie zimy jest powiązana dodatnio ( $r = 0.74$ ,  $p < 0.000$ ,  $n = 34$ ) z AN89[40,34], frekwencja makrotypu E – ujemnie ( $r = -0.74$ ,  $p < 0.000$ ,  $n = 34$ ; patrz ryc. 15–16).



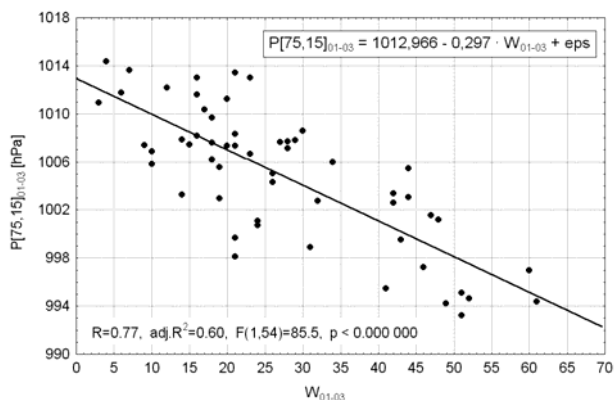
Ryc. 15. Zależność liczby dni z wystąpieniem makrotypu W Wangengejma-Girsa w czasie nadchodzącej zimy (12-03) od wartości anomalii TPO na wodach subtropikalnych w środkowej części Atlantyku Północnego (grid 34°N, 040°W) z końca okresu letniego nagrzewania oceanu (sierpień-wrzesień) – A89[40,34]

Fig. 15. Correlation between the number of days with the occurrence of Wangengejm-Girs W- macrotype during the following winter and the values of anomalies in SST in the sub-tropical waters of the central part of the North Atlantic (grid 34°N, 040°W) taken from the end of the summer warming period (August-September)



Ryc. 16. Zależność liczby dni z wystąpieniem makrotypu E Wangengejma-Girsa w czasie nadchodzącej zimy od wartości anomalii TPO na wodach subtropikalnych w środkowej części Atlantyku Północnego (grid 34°N, 040°W) z końca okresu letniego nagrzewania oceanu (sierpień-wrzesień)

Fig. 16. Correlation between the number of days with the occurrence of Wangengejm-Girs E- macrotype during the following winter and the values of anomalies in SST in the sub-tropical waters of the central part of the North Atlantic (grid 34°N, 040°W) taken from the end of the summer warming period (August-September)



Ryc. 17. Zależność średniego zimowego (01-03) ciśnienia atmosferycznego w punkcie 75°N, 15°E od liczby dni z występowaniem makrotypu W Wangengejma-Girsa ( $W_{01-03}$ ) w tym samym okresie (1949–2004)

Fig. 17. Correlation between mean winter (01-03) atmospheric pressure at 75°N, 15°E and the number of days during which the occurrence of mid-tropospheric circulation Wangengejm-Girs W- macrotype was observed in the same period (1949–2004)

Wzrost w końcu lata temperatury tych wód ponad ich normę klimatyczną przyczyni się do protekcji frekwencji makrotypu W w czasie nadchodzącej zimy i jednocześnie do silnego obniżenia frekwencji makrotypu E w czasie tej samej zimy. Frekwencja makrotypu W nie jest statystycznie istotnie powiązana z wartością AN14[10,60], która wchodzi w skład formuły (2), jednak frekwencja makrotypu E jest z tą zmienną powiązana ujemnie ( $r = -0.34$ ,  $p < 0.030$ ,  $n = 34$ ). Tak więc staje się zrozumiałe, że wzrosty TPO na wodach subtropikalnych i na wodach podejścia Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej jednocześnie tłumią występowanie makrotypu E i protegują wzrost frekwencji makrotypu W w czasie nadchodzącej zimy, a tym samym powodują wzrost częstości wkraczania dolnych układów niżowych na obszar Atlantyckiej Arktyki, przyczyniając się tym samym do spadku ciśnienia w punkcie 75°N, 15°E (ryc. 17).

## 8. Dyskusja wyników i wnioski

Przedstawiony zasięg terytorialny i siła wpływu zmian  $P[75,15]$  na zmiany temperatury powietrza wskazują, że zmienność procesów atmosferycznych w atlantyckiej Arktyce stanowi dominujący czynnik regulujący zmiany klimatyczne na wielkich obszarach strefy umiarkowanej i subarktycznej Eurazji. Wpływ ten zaznacza się głównie w chłodnej porze roku, chociaż wstępne badania (tu nie przedstawione) wskazują, że ze zmiennością rocznej wartości  $P[75,15]$  powiązane są również zmiany temperatury maksymalnej na obszarze zachodniej i środkowej części Europy<sup>16</sup>. Mimo, że sterowanie zmianami temperatury powietrza na obszarze Eurazji odbywa się przy współdziałaniu zmian ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej ze zmianami ciśnienia w wyżach Azorskim i Syberyjskim, to o intensywności adwekcji mas powietrza na E i NE decyduje zmienność ciśnienia w atlantyckiej Arktyce.

<sup>16</sup> Stwierdzony związek zmienności rocznych wartości  $P[75,15]$  z maksymalną miesięczną temperaturą w roku osiąga największą siłę w pasie od atlantyckich wybrzeży Francji po środkowe Niemcy, gdzie objaśnia 30–40% zmienności temperatury maksymalnej (1951–2000). Dalej obszar silnych, istotnych związków rozciąga się na wschód, w kierunku Morza Bałtyckiego. Istota tych zależności nie została wyjaśniona i wymaga zbadania.

Szczególnie wysoki stopień uzależnienia zmian temperatury powietrza od zmian ciśnienia w atlantyckiej Arktyce zaznacza się nad Bałtykiem i obszarami wokółbałtyckimi (patrz ryc. 3). Przyczyn takiego stanu rzeczy można dopatrywać w występującej interferencji faz Oscylacji Północnego Atlantyku z fazami zimowej Oscylacji Arktyczno-Eurazjatyckiej. W sytuacji, w której ciśnienie w Wyżu Syberyjskim wykazuje zimą minimalne zmiany międzyroczne, o intensywności napływu powietrza z nad Atlantyku decydują zmiany ciśnienia w atlantyckiej Arktyce. Ciśnienie nad tym obszarem spada silnie wtedy, kiedy i spada ciśnienie nad Islandią, co uwarunkowane jest występowaniem w tym samym czasie zwiększoną frekwencją makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej typu W Wangengejma-Girsa. Ponieważ spadkowi ciśnienia nad Islandią towarzyszy wzrost ciśnienia i rozbudowa Wyżu Azorskiego, występuje wtedy dodatnia faza NAO. W rezultacie dochodzi do skojarzenia dodatniej fazy NAO ze spadkiem ciśnienia nad atlantycką Arktyką i aktywizacją Oscylacji Arktyczno-Eurazjatyckiej. Oscylacja Północnego Atlantyku transportuje ciepłe, słabo przetransformowane powietrze morskie nad Europą Środkową i rejon bałtycki, przyczyniające się do wydatnego wzrostu temperatury powietrza. Następnie, z obszaru bałtyckiego i wschodniej części Europy Środkowej, Oscylacja Arktyczno-Eurazjatycka przenosi to, stopniowo transformujące się powietrze dalej na wschód, nad północną Syberię. Wytwarza się wtedy dwuczłonowy "pas transmisyjny" z połączonych szeregowo i działających zgodnie w fazie oscylacji. Gdyby wyobrazić sobie sytuację funkcjonowania wyłącznie Oscylacji Arktyczno-Eurazjatyckiej, bez istnienia NAO, należałoby oczekiwać zimą nad Europą Środkową i obszarem bałtyckim zwiększonych częstości adwekcji powietrza Arktyczno-morskiego z NW w sytuacjach spadków ciśnienia nad atlantycką Arktyką.

Interesująco przedstawia się porównanie rozkładu izokorelat zimowej temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO Hurrella oraz zimowej temperatury powietrza ze standaryzowaną zimową różnicą ciśnienia między centrum Wyżu Syberyjskiego a P[75,15]. W miarę przesuwania się na wschód wysokie wartości współczynników korelacji między zimową temperaturą powietrza a NAO stopniowo maleją, wzrastają natomiast powoli wartości wskaźników korelacji między zimową temperaturą powietrza a standaryzowaną różnicą ciśnienia między Wyżem Syberyjskim a P[75,15] – dalej skrót dp[WS-AA]. Na linii łączącej Visby, z Voru (Estonia) wartości obu współczynników korelacji się wyrównują (0.74:0.73), i na wschód od tej linii sytuacja się zmienia – współczynniki korelacji temperatury powietrza z dp[WS-AA] stają się większe od korelacji z NAO.

W sytuacji, w której wskaźniki NAO, w tym i wskaźnik NAO Hurrella, są silnie skorelowane z P[75,15] nie wydaje się możliwe oddzielenie od siebie efektów działania oraz zasięgów obu oscylacji. Można przypuszczać, że wielkie rozciągnięcie na wschód wpływu NAO na temperaturę powietrza (Hurrell 1995), stanowi sumaryczny efekt obu oscylacji, nie zaś wyłącznego działania NAO.

Przeprowadzone analizy wykazują, że zimowe zmiany ciśnienia w Atlantyckiej Arktyce, "rządzące" zmiennością temperatury powietrza na wielkich powierzchniach Europy i NW Azji mają swoją genezę przede wszystkim w procesach oceanicznych działających na Atlantyku Północnym. Wniosek o znaczącej lub zasadniczej roli procesów oceanicznych w kształtowaniu niektórych cech termiki Arktyki Atlantyckiej był już wcześniej sformułowany w innych pracach autorów (Styszyńska 2004a, b i c, 2005, Marsz i Styszyńska 2005). Obecnie można sformułować tezę, że procesy współdziałania oceanu i atmosfery na Atlantyku Północnym, poprzez powiązane z nimi procesy cyrkulacji atmosferycznej funkcjonujące w atlantyckiej Arktyce, w czytelny sposób przenoszone są do wnętrza Azji. Szereg czasowy obliczony ze zmiennych niezależnych wchodzących w skład formuły (2), bez wartości współczyn-

ników regresji<sup>17</sup>, koreluje istotnie ( $p < 0.05$ ) z zimową temperaturą powietrza na obszarze europejskiej części Rosji i na Syberii. W równaniach liniowych  $Tz(s) = f(\text{NAz})$ , gdzie  $Tz(s)$  jest temperaturą zimy (12-03) na stacji  $s$ , wcześniejsze wartości anomalii TPO na Atlantyku Północnym objaśniają: w Mińsku – 27.6, w Moskwie – 31.8, Kazaniu 15.3, Swierdłowsku (Jekaterinburgu) – 23.8, Tobolsku – 22.0, Omsku – 21.4, Jenisiejsku – 27.9, Bracku – 16,2, Irkucku – 16.4, w Turze (środkowa część Wyżyny Środkowosyberyjskiej) – 25.3 % zmienności temperatury zimy. W Wierchojańsku, uważanym za "biegun" chłodu i kontynentalizmu półkuli północnej, te same anomalie TPO sprzed kilku miesięcy objaśniają jeszcze 9.8% zmienności temperatury zimy ( $R = 0.354$ ,  $F(1,32) = 4.9$ ,  $p < 0.04$ ). Tak więc do Wierchojańska, za pośrednictwem atlantyckiej Arktyki, sięgają jeszcze wymierne wpływy klimatyczne Atlantyku.

## Literatura

- Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B., 2001, Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14 (16): 3495–3507.
- Brümmer B.S., Thiemann S., Kirchgäßner A., 2000, A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75 (3–4): 233–250.
- Deser C., 2000, On the teleconnectivity of the "Arctic Oscillation." *Geophysical Research Letters*, 27 (6): 779–782.
- Forland E.J. (ed.), Alexandersson P., Frich P., Hanssen-Bauer I., Heino R., Helminen J., Jónsson T., Nordli Ø., Palsdottir T., Schmidh T., Tuomenvirta H., Tveito O.E., 1998, REWARD: Relating extreme weather to atmospheric circulation using a regionalised dataset. The Final Report. DNMI Report KLIMA 17/98: 23 s.
- Gao D., Wu B., 1998, A preliminary study on decadal oscillation and its oscillation source in the sea-ice-air system in the Northern Hemisphere. *Polar Meteorology and Glaciology*, 12: 68–78.
- Girs A.A., 1981, K voprosu o formakh atmosfernoj cirkuljacii i ich prognostičeskom ispolzovanii. *Trudy AANII*, 373: 4–13.
- Hansen J., Ruedy R, Glascoe J., Sato M., 1999, GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 104: 30997–31022, doi:10.1029/1999JD900835.
- Hansen J.E., Ruedy R., Sato Mki., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001, A closer look at United States and global surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 106: 23947–23963, doi:10.1029/2001JD000354.
- Hilmer M., Jung T., 2000, Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, 27 (7): 989–982.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269: 676–679.
- Hurrell J. W., 1996, Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23 (6): 665–668.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36 (3–4): 301–326
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17 (13): 1433–1450.

---

<sup>17</sup> Obliczony jako suma  $\text{DX}$  i  $\text{A14}[10,60]$ . Oznaczenie tej sumy NAz (Północny Atlantyk; zima).

- Kożuchowski K., Degirmendžić J., 2002. Wskaźniki cyrkulacji a temperatura w Polsce. [w:] red. A.Marsz i A.Styszyńska; *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. AM, Gdynia: 111–128.
- Kryjov V.N., 2004, Searching for circulation patterns affecting North Europe annual temperature. *Atmospheric Science Letters*, 5 (1–4): 23–34.
- Marsz A., 2001, Rozkład anomalii temperatury na powierzchni Północnego Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku – problem prognozy wartości wskaźnika. *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni* 12: 161–217.
- Marsz A.A., 2002, Wprowadzenie (Istota NAO, historia, wskaźniki). [w:] red. A.Marsz i A.Styszyńska; *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Wyd. Uczelniane AM, Gdynia: 11–29.
- Marsz A.A., 2005a, O oceanicznych uwarunkowaniach cyrkulacyjnego i termicznego charakteru zimy w Polsce i środkowej Europie. Wyd. Uczelniane AM, Gdynia: 63 s.
- Marsz A., 2005b, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna? [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*. wyd. PTGeof. i IMGW, Warszawa: 32–52.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*. Wyd. Uczelniane WSM Gdynia: 101 s.
- Marsz A., Styszyńska A., 2005, Czynniki "pozaarktyczne" kształtujące zmienność przebiegu rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie (1890–2003). [w:] *Polish Polar Studies, XXXI Sympozjum Polarne*, Kielce: 115–124.
- Monahan A.H., Fyfe J.C., Flato G.M., 2000, A regime view of Northern Hemisphere atmospheric variability and change under global warming. *Geophysical Research Letters* 27 (8): 1139–1142.
- Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D.B., 2005, Observed trends and teleconnections of the Siberian High: A recently declining center of action. *Journal of Climate*, 18 (9): 1411–1423.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Bekrayaev 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:10.29/2001GL011111).
- Polyakov I.V., Bekrayaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas 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.
- Reynolds R.W., 1988, A real-time global sea surface analysis. *Journal of Climate*, 1 (1): 75–86.
- Reynolds R.W., Marisco D., 1993, An improved real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 6 (1): 114–119.
- Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C., Wang W., 2002, An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15 (13): 1609–1625.
- Reynolds R.W., Roberts L., 1987, Global Sea-Surface Temperature Climatology from in-situ, Satellite and Ice Data, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter (CIMPAP)*, 37: 15–17.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994, Improved global sea-surface temperature analyses. *Journal of Climate*, 7 ( 6): 927–948.
- Rogers J.C., 1984, A comparison of the mean winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. [w:] ed. H. v. Loon: *Studies in climate*. NCAR Technical Note 227 STR, Boulder, Co.: 208–241.
- Rogers J.C., 1990, Patterns of low-frequency monthly sea-level pressure variability (1899–1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate*, 3 (12): 1364–1379.



- Rogers J.C., McHugh M.J., 2002, On the separability of the North Atlantic oscillation and Arctic oscillation. *Climate Dynamics*, 19 (7): 599–608.
- Skeie P., 1999, Cold air outbreak variability over Nordic Seas: The Barents Sea Oscillation. Norwegian Institute for Air Research, Kjeller, Norway (PT4), RegClim General Technical Report No. 3: 87–94.
- Skeie P., 2000, Meridional flow variability over Nordic seas in the Arctic Oscillation framework. *Geophysical Research Letters*, 27 (16): 2569–2572.
- Styszyńska A., 2004a, Stan termiczny Atlantyku Północnego a zlodzenie mórz Barentsa i Grenlandzkiego (1973–1994). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 39–57.
- Styszyńska A., 2004b, Wpływ zmian temperatury wody na Prądzie Norweskim na kształtowanie rocznej temperatury powietrza w Atlantyckiej Arktyce i notowane tam ocieplenie w okresie ostatniego 20. lécia. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 69–78.
- Styszyńska A., 2004c, Współzależności zmian klimatycznych w Arktyce w XX wieku z procesami oceanicznymi. *Polish Polar Studies*, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia: 357–368.
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982–2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. Uczelniane AM*, Gdynia: 109 s.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25 (9): 1297–1300.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13 (5): 1000–1016.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2001, Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 293: 85–89.
- 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.
- Tremblay L.B., 2001, Can we consider the Arctic Oscillation independently from the Barents Oscillation? *Geophysical Research Letters*, 28 (22): 4227–4230.
- Tuomenvirta H., Drebs A., Førland E., Tveito O.E., Alexandersson H., Laursen E.V., Jónsson T., 2001, Nordklim data set 1.0 – description and illustrations. *DNMI Report KLIMA 08/01*: 27 s.
- van Loon H., Rogers J.C., 1978, The seesaw in winter temperature between Greenland and northern Europe. Part I: General Description. *Monthly Weather Review*, 106 (3): 296–310.
- Vangengejm G.Ya., 1952, Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgrosrochnykh meteorologičeskikh prognozov dlya Arktiki. *Trudy AANII*, 34: 314 s.
- Wu B., Wang J., 2002, Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian Winter Monsoon and sea-ice extent. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19 (2): 297–320.

## Summary

The research on relations between climatic elements of Europe and the Arctic has indicated that there are significant correlations between changes in atmospheric pressure in the Atlantic part of the Arctic and air temperature in northern Europe and NW Asia. The strongest correlations are observed between changes in pressure over relatively small area of the Atlantic part of the Arctic (72.5 – 80.0°N, 10.0 – 25.0°E), in addition, the point over which changes in pressure explain most of changes in air temperature is located 75.0°N, 015.0°E. Pressure at this point is further referred as P[75,15] with an index denoting a month (e.g. P[75,15]03 denotes mean pressure in March and P[75,15]01-03 defines

mean pressure at this point from the period January till March). Over the Atlantic part of the Arctic within the pressure area there is no marked climatic centre which could be regarded as the centre of atmospheric activity.

The research made use of monthly series of SLP values (reanalysis: set NOAA.NCEP–NCAR. CDAS-1.MONTHLY.Intrinsic.MSL.pressure) and the values of monthly air temperature from 211 stations (Fig. 1). The observational period common for both elements covers 50 years, i.e. the period from January 1951 to December 2000.

The character of correlations between P[75,15] and air temperature in the following months, from June to May, and their spatial distribution have been presented by isocorrelates maps (Fig. 2). Changes in the strength of correlations between P[75,15] and the temperature over Europe and NW Asia form a clear annual cycle interrupted in June. In June the correlations between P[75,15] and air temperature became very weak and not significant over the most of the area and not continuous in space. During the months after June these correlations got stronger and stronger reaching their maximum during cold season (from November to April). This maximum is located in the region adjacent to the Baltic Sea, where annual and winter (01-03) changes in P[75,15] explain from more than 60% to 50% of annual temperature variances (Fig. 3) The strongest correlation between P[75,15] and air temperature in Siberia is located N of Baikal, where winter (01-03) changes in P[75,15] explain 43–45% of annual temperature variances. At the end of the cold season a visible delay of the decrease in the strength of correlation is observed in the region of Siberia in relation to the European region (in Europe after March, in Siberia after April).

Variability in winter and annual values of pressure at 75°N, 015°E also indicates relatively strong correlations with the changeability in temperature of the warmest month in the year in the west and central region of Europe. The annual variability in P[75,15] explains from 40% to 30% changeability of maximum temperature in the region extending from the Atlantic coast of France to central Germany. This belt extends farther east towards the Baltic Sea. The latter correlation has not been explained in this work.

The analysis of correlations of changes in pressure at 75°N, 15°E with NAO indicates to the occurrence of statistically significant correlations during months of cold season in the year (October – March, May and June; Tab. 2). Similar analysis of correlations of changes in P[75,15] with AO index (Arctic Oscillation) shows strong and highly statistically significant correlations in all months of the year with maximum falling in January and February. Annual changes in P[75,15], i.e. in pressure at one point explain 73% annual changeability in AO index ( $r = 0.86$ ) and the winter changeability in (December – March) P[75,15] explains 78% of winter changeability in AO index ( $r = 0.88$ ) which is the first vector EOF of pressure field (1000 hPa) covering the area from 20°N to the North Pole (90°N), that is the most area of the Northern Hemisphere. This analysis shows that the changes in pressure at the point 75°N, 15°E result in intensification of cyclogenesis over west and central part of the North Atlantic and the consequent long waves (waves of W type following Wangengejm-Girs classification) cause that anticyclones formed over the Atlantic will direct towards Fram Strait through the region of Iceland. The above process has nothing or almost nothing to do with the form of changeability in polar strato-spheric eddy, as assumed by Tomphson and Wallace (1998, 2000, Thompson, Wallace, Hegerl 2000) to be essential for the Arctic Oscillation functioning.

Occurrence of correlations between P[75,15] and air temperature over vast areas from 10°W to 130°E suggests that also changes in pressure in the Siberian High are engaged in this process. The

analysis shows that in a yearly process, changes in pressure in the Atlantic part of the Arctic and in the Siberian High occur in opposite phases (see Tab.1). Barometric gradient between the Atlantic part of the Arctic and the Siberian High becomes extremely strong during the cold season of the year contributing to 'pumping' air from eastern Europe to the far end of the Siberia. During the summer season the gradient becomes very weak as the about-turn takes place. The cooperation of changes in pressure in the Atlantic part of the Arctic and pressure in region located farther Baikal – Mongolia results in very strong oscillation which partly can be identified with Euro-Asian Oscillation (Monahan et al. 2000). During winter season interannual changes in pressure in the Siberian High are relatively small and explain 10.4% variances of barometric gradient between P[75,15] and point 45°N, 110°E (the region of the centre of the Siberian High), whereas the interannual changes in P[75,15] explain 77.5% of variances in this gradient. This means that in the cold season of the year the intensity of air transfer from the west towards Asian land depends on variability in pressure in the Atlantic part of the Arctic.

Because in the months of the cold season of the year NAO is the strongest and significantly correlated with changes in P[75,15] therefore, a two-element, with the same phase 'conveyor belt' is formed, which during positive phases of NAO transfers the air from over the Atlantic to Europe (NAO) and then towards and into the Siberia (Euro-Asian Oscillation). P[75,15] during cold season months of the year (01-03) indicates statistically significant negative trend ( $-0.153$  hPa/year;  $p < 0.006$ ) which enables to state that the observed, over the years 1951–2000, increase in air temperature in the Siberia can be, in great extent, attributed to the activity of the above described circulation mechanism.

The analysis of reasons for interannual changes in P[75,15] has indicated that there are strong and significant correlations between variability in P[75,15] and the earlier variability in the thermal conditions of the Atlantic Ocean. A very important role in this relation plays thermal condition of three sea areas, i.e. waters of the subtropical region of central part of the North Atlantic (characterized by SST anomalies in grid 34°N, 40°W from August and September), waters of the middle latitudes zone of the central part of the North Atlantic (characterized by SST anomalies from August and September in grid 54°N, 30°W) and waters of the North Atlantic Current from the approach to the Farero-Shetland Passage (characterized by SST anomalies from January and April in grid 60°N, 10°W). Thermal state of these three sea water areas (see formulas [1] and [2]) explains 58% changeability in P[75,15] which will be observed in the following winter (DJFM). The cause of the described correlation is attributed to the fact that the earlier thermal state of the above mentioned sea areas controls the occurrence of long waves, of W and E Wangengejm-Girs type during the following winter. Further, these waves influence the occurrence of low cyclones over the Atlantic part of the Arctic during winter resulting in adequate changes in mean monthly pressure. As a result, it can be stated that the interannual variability in air temperature over vast areas of Europe and over NW Asia is influenced by the processes observed over the North Atlantic and the Atlantic part of the Arctic. The research covers years 1971–2003 (anomalies in SST taken from 1970–2002) due to the fact that the data have been not only accessible and reliable but also homogeneous with respect to climatological data of SST (CACSSST data set (Reynolds and Roberts 1987, Reynolds 1988) and SST OI v.1. (Reynolds et al. 2002).

