

NAO A CYRKULACJA ATMOSFERYCZNA W REJONIE PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU I EUROPY

Mirosław Miętus

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Oddział Morski w Gdyni

Główne układy cyrkulacyjnych telekoneksji na półkuli północnej

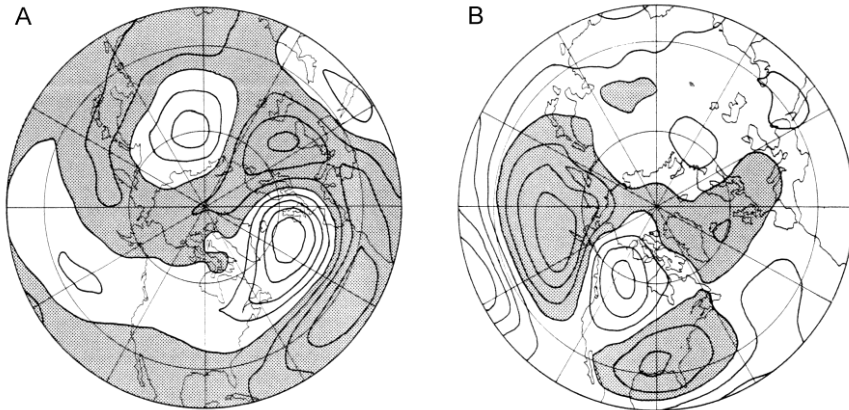
Liczne analizy wieloletnich serii czasowych zawierających informacje na temat cyrkulacji atmosferycznej wskazują na występowanie wielkoskalowych korelacji pomiędzy przepływem mas powietrza w wielu odległych miejscach. Występujące fluktuacje mają charakter niskoczęstotliwościowych, tzn. należą do procesów długookresowych i nazywane są telekoneksjami, aby podkreślić tę ich cechę, która wskazuje na to, że ich natura związana jest z występowaniem korelacji w funkcji odległości. Telekoneksje są zlokalizowane w poszczególnych punktach i przyjmują postać "fal stojących", o ustalonej nodzie i antynodzie oscylacji w zakresie niskich częstotliwości. Są one często zorientowane w taki sposób, aby podkreślać związek pomiędzy długookresowym transferem w strefie tropikalnej i umiarkowanych szerokościach. Teoria wspomnianych telekoneksji jest niekompletna, jednakże szereg badaczy uważa, że są one związane z propagującymi się falami Rossby'ego (patrz dyskusja w James 1994).

Wang (2002) wskazuje na silny związek NAO z intensywnością cyrkulacji w komórkach Hadley'a i Ferrela na półkuli północnej w oparciu o analizę rezultatów reanalizy atmosferycznej (NCEP/NCAR) i reanalizy SST (NCEP) z lat 1949-1999.

Walker i Bliss (1932) analizując oscylacje ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) w związku z próbą wyjaśnienia wzajemnych relacji pomiędzy ciśnieniem w Adelaidzie i na Tahiti oraz istoty monsunów stwierdzili, że poza oscylacją południową występują również oscylacje ciśnienia pomiędzy Stykkisholmur (Islandia) a Lizboną.

Wallace i Gutzler (1981) zastosowali technikę klasycznej analizy korelacyjnej do analizy wysokości powierzchni 500 hPa w sezonie zimowym w okresie od zimy 1962/63 do zimy 1976/77 (wykorzystano dane dla 45 zimowych miesięcy). Przyjmując, że punkt bazowy zlokalizowany jest w centralnej części północnego Atlantyku (55°N, 20°W) otrzymali oni mapę, na której wyraźnie zaznaczony jest obszar występowania silnych korelacji mający kształt elipsy o południkowej rozciągłości około 2000 km z centrum poniżej punktu bazowego (rys. 1a). Korelacje z punktami położonymi w rejonie Pacyfiku oraz południowo-wschodniej Azji są małe. Jednocześnie na południe od obszaru, w którym występują wysokie, dodatnie wartości współczynników korelacji zlokalizowany jest obszar, w którym współczynniki korelacji przyjmują wartości wysokie, ale przeciwnego znaku. Warto tutaj zaznaczyć, że w przypadku, gdy punkt centralny zlokalizowany jest w rejonie centralnego Pacyfiku

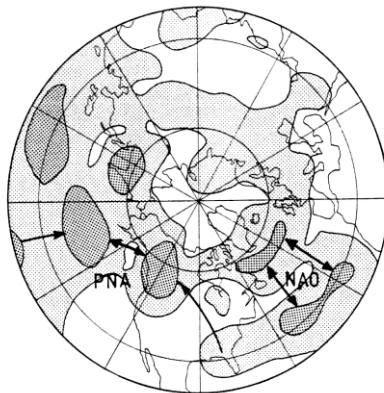
(20°N, 160°W), struktura przestrzenna występowania dodatnich i ujemnych wartości współczynników korelacji jest dużo bardziej czytelna (rys. 1b). Rejony występowania dużych wartości współczynnika korelacji zlokalizowane są w rejonie północnego Pacyfiku (nad Wyspami Aleuckimi), nad północno-zachodnią częścią kontynentu amerykańskiego oraz nad południową i wschodnią częścią Stanów Zjednoczonych. W stosunku do obszarów nad Atlantykiem i Azją korelacje są bardzo małe.



Rys. 1. Mapy korelacji bazujące na miesięcznych wartościach geopotencjału 500hPa dla 45 miesięcy zimowych od 1962/63 do 1976/77 wykonane dla: A – punktu bazowego w 55°N, 20°W i B – punktu bazowego w 20°N, 160°W. Kontury poprowadzono co 0,2, obszar występowania wartości ujemnych zacieniowano.

Rysunek za: Wallace i Gutzler 1981

Te szczególne punkty zostały wybrane w sposób zamierzony, gdyż uwidaczniają one bardzo dobrze zarysowane układy telekoneksji (rys. 2). Dobrze zdefiniowane w ten sposób telekoneksje to: Oscylacja Północnoatlantycka (NAO) oraz układ pacyficzno-północnoatlantycki (PNA). Inne zidentyfikowane, dużo jednak słabsze układy telekoneksji nie są prawdopodobnie statystycznie istotne.

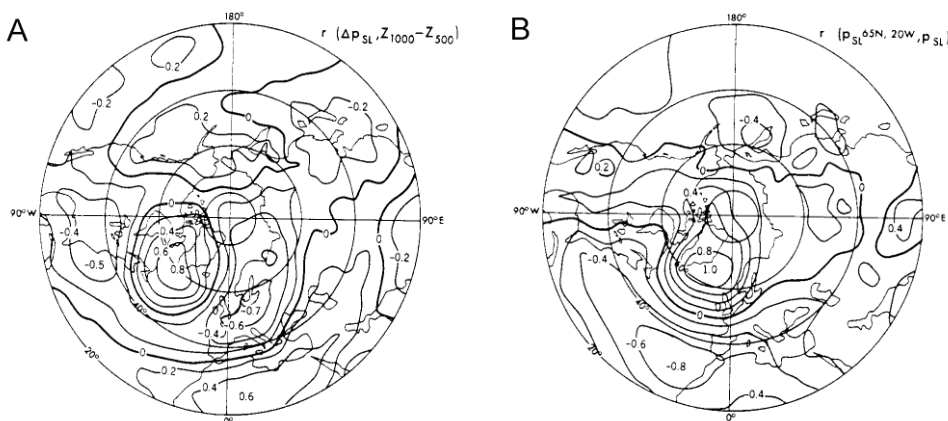


Rys. 2. Główne układy telekoneksji na półkuli północnej w okresie zimy. *Rysunek za: Wallace i Gutzler 1981*

Oba wymienione układy telekoneksji związane są zasadniczo z procesami zachodzącymi pomiędzy umiarkowanymi szerokościami geograficznymi a rejonami tropikalnymi lub subtropikalnymi. Teoria baroklinowa sugeruje, że wspomniane układy telekoneksji mogą być traktowane jako szereg fal Rossby'ego generowany przez niektóre obszary źródłowe w strefie zwrotnikowej.

Przedstawiona analiza korelacyjna daje informacje na temat struktury przestrzennej telekoneksji, nie pozwala jednak nic wiarygodnego powiedzieć o charakterystycznych dla poszczególnych układów skalach czasowych.

Fakt, że układ Oscylacji Północnoatlantyckiej związany jest z występowaniem dodatnich korelacji w rejonie, gdzie zazwyczaj zlokalizowane jest centrum Niżu Islandzkiego oraz silnych ujemnych korelacji w okolicach występowania centrum Wyżu Azorskiego świadczy o istnieniu współzależności pomiędzy podstawowymi układami barycznymi w rejonie Atlantyku i Europy. Przeciwny znaki korelacji oznaczają, że silnemu spadkowi ciśnienia w centrum Niżu Islandzkiego towarzyszy silny wzrost wartości ciśnienia w centrum Wyżu Azorskiego. Natomiast, gdy Niż Islandzki jest słaby, słaby jest także Wyż Azorski. Pierwszy przypadek oznacza występowanie silnego, południkowo zorientowanego gradientu ciśnienia atmosferycznego, stowarzyszonego z silnym zachodnim wiatrem w centralnej części północnego Atlantyku oraz ze szczególnie silną adwekcją chłodnych mas powietrza polarnego nad zachodnią Grenlandię i szczególnie intensywnym napływem ciepłych tropikalnych mas powietrza z południa nad Europę Północną i Zachodnią. Jednocześnie w Europie Północnej występują wyższe, a w Europie Południowej i Środkowej niższe niż zwykle opady atmosferyczne. Sytuacja, gdy Niż Islandzki i Wyż Azorski są słabe powoduje występowanie znacznie słabszych wiatrów w centralnej części północnego Atlantyku, słabszy niż zwykle napływ powietrza z północy nad zachodnią Grenlandię oraz słabszy strumień ciepłego powietrza płynącego z południa nad kontynent europejski. Jednocześnie zimne powietrze arktyczne może znacznie częściej wtargnąć nad Europę docierając zdecydowanie bardziej na południe. Opady cechują się dokładnie odwrotnym rozkładem przestrzennym niż miało to miejsce we wcześniej omawianym przypadku.



Rys. 3. Oscylacja Północnoatlantycka. A – mapa korelacji pomiędzy różnicą ciśnienia (65°N, 20°W) a 30°N 20°W) i grubością warstwy 1000-500 hPa we wszystkich punktach gridowych na równoleżniku 20N. B – mapa korelacji pomiędzy ciśnieniem na poziomie morza w punkcie 65°N, 20°W a ciśnieniem we wszystkich punktach gridowych położonych na północ od równoleżnika 20°N. Rysunek za: Wallace i Gutzler 1981

Fakt ten potwierdza mapa telekoneksji (rys. 3a) pomiędzy różnicą ciśnienia w punktach 65°N, 20°W i 30°N, 20°W a grubością warstwy 1000-500hPa, która jest miarą średniej temperatury w dolnej troposferze (van Loon i Rogers 1978, Wallace i Gutzler 1981). Poza wspomnianymi już charakterystycznymi układami telekoneksji, na mapie dolnej (rys. 3b) widoczny jest także nieco słabszy układ nazywany Oscylacją Euroazjatycką (EU).

Barnston i Livezey (1987) opracowali procedurę, która może być wykorzystywana do identyfikacji układów telekoneksji. Metoda ta, bazująca na technice obracanych głównych składowych (RPCA) pozwala na wyizolowanie głównych układów telekoneksji dla wszystkich miesięcy oraz związanych z nimi serii czasowych, które zawierają informacje o amplitudzie danego układu charakterystycznego (serie czasowe są standaryzowane). W centrach diagnostycznych powyższą analizę przeprowadza się z wykorzystaniem średnich wartościach anomalii wysokości powierzchni 700 hPa. Zasadniczo, w przypadku każdego z miesięcy dla półkuli północnej otrzymuje się 10 wektorów własnych (charakterystycznych układów telekoneksji). Wyróżnia się następujące układy telekoneksji na półkuli północnej:

w rejonie Atlantyku: oscylacja północnoatlantycka (NAO) – obecna w każdym miesiącu, układ wschodnioatlantycki (EA) – od września do kwietnia, układ strumienia wschodnioatlantyckiego (EA-Jet) – od kwietnia do sierpnia,

w rejonie Euroazji: układ wschodnioatlantycki – zachodniorosyjski (EATL/WRUS) – występujący od września do maja, układ skandynawski (SCAND) – obecny w każdym miesiącu poza okresem czerwiec-lipiec, układ polarnoeuroazjatycki (POLAR-EURASIA) – od grudnia do lutego, układ letnio-azjatycki (ASIAN SUMMER) – występujący od czerwca do sierpnia,

w rejonie Pacyfiku: układ zachodniopacyficzny (WP) – występujący w każdym miesiącu, układ wschodniopacyficzny (EP) – przez okres od października do lipca, układ północnopacyficzny (NP) – od marca do lipca, układ pacyficzno-północnoatlantycki (PNA) w okresie od sierpnia do maja, układ tropik-północna półkula (TNH) – obecny od listopada do stycznia i układ transformacji pacyficznej (PT) – w okresie maj-sierpień.

Tabela 1

Miesiące roku, w których poszczególne układy telekoneksji są istotne. Liczba oznacza numer REOF przyporządkowanego danemu układowi

Układ telekoneksji	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
NAO	2	2	3	1	1	2	3	2	2	5	1	1
EA	6	6	7	6	10	-	-	-	-	8	7	5
EA-Jet	-	-	-	-	6	9	7	3	7	-	-	-
WP	4	3	4	3	4	4	6	7	8	10	4	6
EP	9	10	9	10	8	3	1	1	-	-	6	9
NP	-	-	-	2	2	1	2	6	-	-	-	-
PNA	3	1	2	5	5	10	-	-	6	6	5	2
EATL/WRUS	7	8	10	7	9	7	-	-	-	7	3	4
SCAND	5	9	8	8	3	5	-	-	10	1	2	3
POLAR-EURASIA	1	4	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TNH	8	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8
PT	-	-	-	-	-	8	4	4	4	-	-	-
ASIAN SUMMER	-	-	-	-	-	-	5	5	5	-	-	-

Układ Oscylacji Północnoatlantyckiej należy do dominujących układów telekoneksji na półkuli północnej (tab.1). Odpowiada on następującym modom otrzymanym w analizie RPCA: 2 w styczniu, 3 w lutym, 1 w marcu i kwietniu, 2 w maju, 3 w czerwcu, 2 w lipcu i sierpniu, 5 we wrześniu, 1 w październiku i listopadzie oraz 2 w grudniu.

Tradycyjnie do opisu Oscylacji Północnoatlantyckiej wykorzystuje się specjalny indeks określany mianem indeksu Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAOI). Istnieje wiele jego wersji, chociaż istota każdego z nich jest podobna. W każdym przypadku jest to standaryzowana różnica ciśnień pomiędzy dwoma układami barycznymi definiującymi Oscylację Północnoatlantycką. Zasadnicze różnice związane są z pochodzeniem średnich wartości ciśnienia wykorzystanych do obliczenia indeksu (Stykkisholmur, rzadziej Akureyri na Islandii i Ponta Delgada (Azory) lub Lizbona czy Gibraltar).

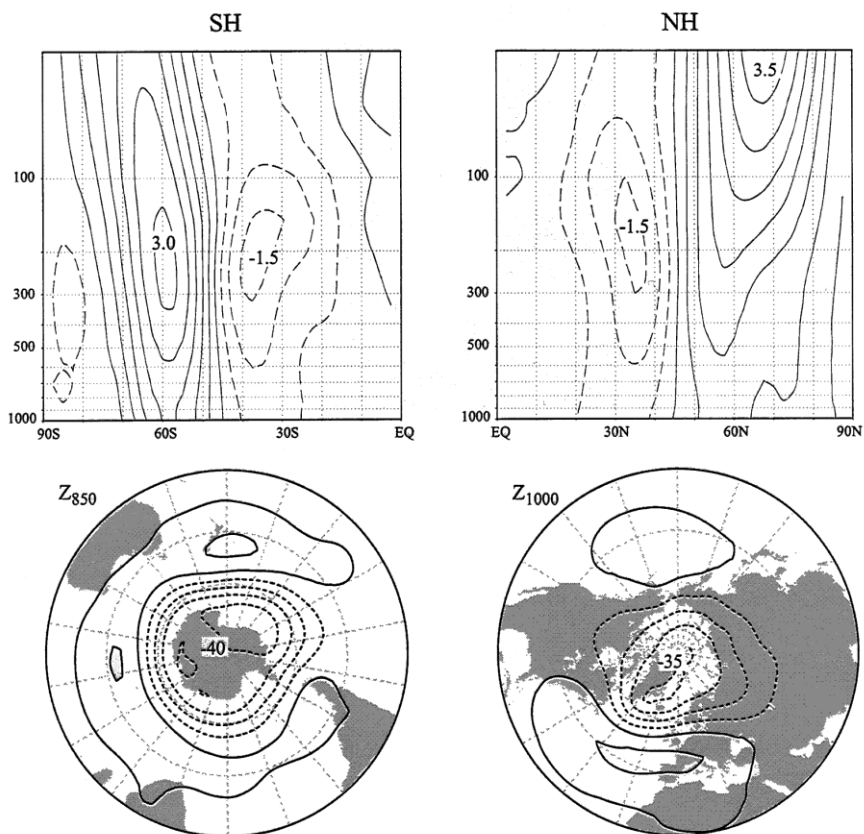
Istota Oscylacji Arktycznej (AO)

W ostatnim okresie, w serii publikacji Thompson i Wallace (1998, 2000), Thompson i in. (2000) wprowadzili termin "oscylacji arktycznej" (AO) do określenia dominującej mody przestrzennej zmienności (dominującej empirycznej funkcji własnej) miesięcznych anomalii ciśnienia na poziomie morza w okresie zimy na obszarze położonym na północ od 20°N. Zdaniem Thompsona i Wallace'a Oscylacja Arktyczna obejmuje ten sam region co Oscylacja Północnoatlantycka, jednakże cechuje się ona zdecydowanie większą strefową symetrią i dlatego sugerują oni, że powinna być ona uważana za strukturę o fundamentalnym znaczeniu (rys. 4). Oscylacja Północnoatlantycka jest, w ich opinii, zasadniczo rzeczą biorącą strukturą poprzedzającą AO w naszym rozwoju wiedzy na temat telekoneksji w rejonie półkuli północnej. Jej istnienie (posługiwanie się tym terminem) było uwarunkowane dostępnością danych z rejonu objętego analizą. W opinii wspomnianych autorów, ważność (dominacja) Oscylacji Arktycznej wynika z:

- strukturalnego podobieństwa do dominującej mody zmienności cyrkulacji atmosferycznej w rejonie dolnej stratosfery,
- podobieństwa do przestrzennej struktury zmienności cyrkulacji na półkuli południowej, zarówno w troposferze jak i dolnej stratosferze,
- występującej w ostatnich kilku dziesięcioleciach tendencji do wzmacniania się w okresie zimowym (od listopada do kwietnia) wiru polarnego od poziomu morza do dolnej stratosfery.

W obliczeniach wykonanych dla średnich miesięcznych wartości ciśnienia (w układzie miesiąc po miesiącu, a nie średnich sezonowych) dominujący wektor własny SLP przedstawia anomalie jednakożnego znaku nad rejonem ograniczonym przez koło polarne oraz szereg anomalii przeciwnego znaku w rejonie umiarkowanych szerokości nad obszarem Eurazji i Pacyfiku. Współczynniki korelacji są następujące: $r(\text{Arktyka}, \text{Atlantyk}) = -0.64$, $r(\text{Arktyka}, \text{Pacyfik}) = -0.22$ i $r(\text{Atlantyk}, \text{Pacyfik}) = 0.10$.

Wg Thompsona i Wallace'a ważną cechą AO jest jej strukturalne podobieństwo do zmienności geopotencjału w dolnej stratosferze w okresie zimy (jednakże warto podkreślić, że AO występuje również w ciepłym sezonie, gdy brak jest silnego i wyraźnego sprzężenia pomiędzy troposferą a stratosferą). Wartości współczynnika korelacji pomiędzy SLP a wysokością powierzchni 50 hPa w rejonie Atlantyku zawierają się pomiędzy 0.4 i 0.5, gdy tymczasem w rejonie Pacyfiku wynoszą zaledwie 0.1. Jeśli analizę ograniczyć do okresu styczeń-marzec, gdy wariancja zmienności geopotencjału 50 hPa osiąga swoje maksimum w rejonie na północ od koła polarnego, wartość wspomnianej wcześniej korelacji wzrasta do 0.2 nad Pacyfikiem.



Rys. 4. Średni strefowy wiatr (górny panel) i wysokość powierzchni troposferycznych (dolny panel): 1000 hPa na półkuli północnej obliczona na podstawie wartości indeksu AO, 850hPa na półkuli południowej obliczona na podstawie odpowiednika AO na półkuli południowej. Rysunek za: Thompson i Wallace 2000

Ci sami autorzy podają, że korelacja pomiędzy indeksem Oscylacji Arktycznej a wysokością powierzchni 500 hPa wynosi: 0.95 (dla serii miesiąc do miesiąca), 0.95 (dla serii rok do roku) i 0.94 (dla serii sezon do sezonu). W przypadku powierzchni 50 hPa wartości współczynników korelacji są następujące: 0.63, 0.80 i 0.53, a w przypadku grubości warstwy 500/1000 hPa: 0.88, 0.94 i 0.85. Dla średniej temperatury powietrza w rejonie Eurazji współczynnik korelacji przyjmuje wartości: 0.62, 0.77 i 0.53.

Główne układy baryczne w rejonie północnego Atlantyku i Europy

Północny Atlantyk oraz znaczna część Europy pozostają pod zmieniającym się kolejno wpływem głównych systemów barycznych sterujących przepływem powietrza nad kontynentem: Niżu Islandzkiego, Wyżu Azorskiego oraz zimowych wyżów i letnich niżów znad Rosji (Miętus 1998).

Stały układ atmosferyczny oddziałujący na Europę, Wyż Azorski, w przykładowym okresie 1961-1990 oscyluje w ciągu roku w obrębie swego klimatycznego położenia. W chłodnej porze roku jego

centralna część z ciśnieniem około 1022 hPa utrzymuje się w niewielkiej odległości na WSW od Hiszpanii, między 10 a 40°W; w grudniu i styczniu rozprzestrzenia się na SE, nad północną Afrykę i Morze Śródziemne, by w lutym połączyć się z zimowym wyżem znad Rosji. W marcu wraca do swego styczniowego położenia. Począwszy od kwietnia wyż rozprzestrzenia się na północ, a ciśnienie w jego centrum rośnie stopniowo do około 1025 hPa w czerwcu i lipcu. Klin tego układu w okresie od maja do lipca wykazuje tendencję rozwijania się w kierunku ENE nad Europę Centralną. W sierpniu centralna część Wyżu Azorskiego, z ciśnieniem około 1023 hPa, znajduje się ponownie między 20 a 40°W, w niewielkiej odległości od Hiszpanii.

Drugi stały ośrodek ciśnienia, Niż Islandzki, w chłodnej porze roku jest usytuowany przeważnie na zachód od Islandii, między 60 a 70°N. Jedynie w listopadzie jego centrum jak gdyby rozdwa się, a głębszy ośrodek wędruje w kierunku Morza Norweskiego i Morza Barentsa. W kolejnych zimowych miesiącach centrum przemieszcza się bardziej na SW od Islandii. Ciśnienie w centrum niżu maleje od około 1004 hPa we wrześniu do mniej niż 996 hPa w styczniu, by ponownie wzrosnąć do około 1002 hPa w marcu. W kwietniu niż słabnie, dzieli się ponownie na dwie części, z których jedna pozostaje na zachód od Islandii, druga natomiast przesuwana się nad Morze Norweskie. Maj jest miesiącem o bardzo małym zróżnicowaniu średniego rozkładu ciśnienia nad północną Europą i chociaż Niż Islandzki utrzymuje swoje położenie na SW od Islandii, wartości ciśnienia w jego centrum są bliskie 1011 hPa. W czerwcu i lipcu niż pogłębia się i rozprzestrzenia na wschód nad północną Skandynawię i Morze Białe aż do Rosji, nad którą, przez płytki obszar obniżonego ciśnienia łączy się z Niżem Zachodnioazjatyckim na wschodnich krańcach Morza Śródziemnego.

Ten letni obszar niskiego ciśnienia utrzymuje się nad Niziną Wschodnioeuropejską, pomiędzy Morzem Białym i Morzem Azowskim aż do sierpnia. Średnie ciśnienie obniża się tam do około 1012 w czerwcu i 1011 hPa w lipcu, chociaż dalej na południe, we wspomnianej już wschodniej części Morza Śródziemnego najniższe średnie ciśnienia w okresie od czerwca do sierpnia oscylują między 1001 a 1005 hPa.

Zimowy wyż nad Rosją tworzy się już we wrześniu początkowo jako słaby klin Wyżu Azorskiego, by w październiku rozwinać się ku wschodowi i północnemu zachodowi, a następnie nieznacznie wyczołgać się i osłabnąć w listopadzie i grudniu. W rozpatrywanym okresie największy jego zasięg przestrzenny miał miejsce w lutym, gdy wartości ciśnienia między Dniestrem a Donem przekraczały 1022 hPa.

Chociaż przedstawiony powyżej obraz głównych układów barycznych w rejonie północnego Atlantyku i Europy dotyczy lat 1961-90 (Miętus i Wielbińska 1998, Miętus i in. 1998) to warto zaznaczyć, że jest on generalnie słuszny w całym okresie instrumentalnych pomiarów meteorologicznych. Do takiego stwierdzenia upoważnia szczegółowa analiza zbioru średnich wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (zbiór dostępny w CDIAC i opracowany przez Jonesa). Jest to unikalny zbiór zawierający średnie miesięczne wartości ciśnienia w regularnej siatce 10°x 5° od 1781 roku. Analiza porównawcza 10-letnich oraz 30-letnich średnich miesięcznych pól ciśnienia atmosferycznego w omawianym rejonie potwierdza powyżej przedstawiony obraz. Jest oczywiste, że występują różnice pomiędzy poszczególnymi mapami średnich miesięcznych pól zarówno z jednego okresu 10-letniego na drugi, jak i z jednego okresu 30-letniego na drugi. Jednakże różnice te są wyraźnie ilościowe a nie jakościowe. Ilościowy charakter wspomnianych różnic polega na zauważalnej zmienności wartości ciśnienia w centrum dominujących układów tj. Niżu Islandzkiego oraz Wyżu Azorskiego, ciągłej zmianie położenia centrów obu ośrodków (z zachowaniem jednak lokalizacji centrów w rejonie,

od którego wzięły się nazwy ośrodków) oraz zmianie rozmiarów obu układów (przy zachowaniu zasady, że jeden układ rozbudowuje się kosztem drugiego). Wykorzystanie innych zbiorów reanalizy, jak: NCEP/NCAR, NCEP, ERA prowadzi do analogicznych rezultatów chociaż każdorazowo inna jest rozdzielczość przestrzenna używanych siatek oraz dotyczą one różniących się między sobą okresów (z których każdy zawiera co najmniej ten sam okres 1961-90).

Struktura przestrzennej i czasowej zmienności cyrkulacji atmosferycznej w rejonie północnego Atlantyku i Europy

Okres pomiarów instrumentalnych

Technika empirycznych funkcji własnych pozwala na odseparowanie zmienności przestrzennej od czasowej. Aby przedstawić zasadnicze cechy zmienności cyrkulacji atmosferycznej w omawianym regionie w oparciu o wspomnianą metodę wykorzystano średnie miesięczne wartości ciśnienia zapisane w regularnej siatce $5^\circ \times 5^\circ$ pochodzące z reanalizy wykonanej w NCAR/NCEP, a obejmującej okres 1871-1990.

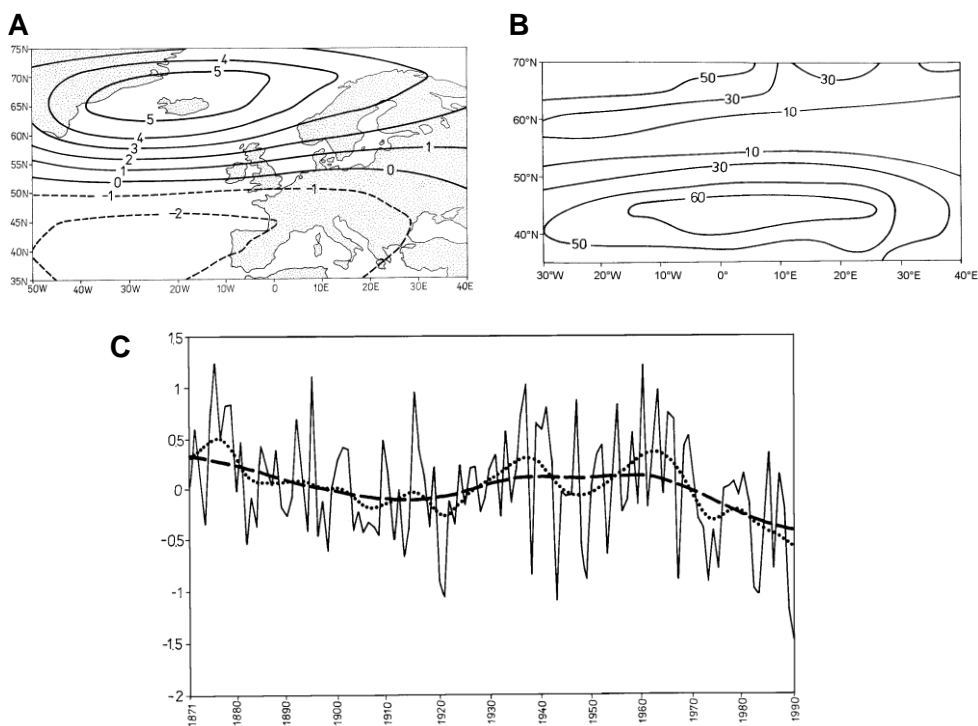
W przypadku każdego z sezonów ilość wariacji związanej z poszczególnymi wektorami własnymi jest zbliżona do siebie (np. w przypadku pierwszego wektora własnego wynosi 33% w skali roku, 37% – zimą, 36% – wiosną, 29% – latem i jesienią; Miętus 1999a). Różnicowanie ma charakter sezonowy. Latem dwa pierwsze wektory własne wyjaśniają mniej wariacji niż w pozostałych sezonach (zaledwie 50%, podczas gdy zimą 59%).

Pierwszy wektor własny przedstawia w każdym z analizowanych sezonów dwa rozległe ośrodki baryczne o przeciwnych znakach anomalii, z centrami zlokalizowanymi w rejonie Islandii i Wysp Azorskich (rys. 5a). Występuje więc klasyczny układ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), zapewniający średnio rzecz biorąc strefowy przepływ mas powietrza w rejonie północno-wschodniego Atlantyku i Europy.

W skali roku centrum jednego z ośrodków zlokalizowane jest dokładnie nad Islandią, a drugiego na południowo-zachód od Azorów. Rejon Wysp Brytyjskich, Morza Północnego i Bałtyku znajduje się w strefie silnego gradientu warunkującego typowy przepływ strefowy. Zimą centrum północnego ośrodka przesuwa się nieznacznie na zachód i pogłębia się o około 3 hPa. Anomalia w centrum ośrodka przeciwnego znaku również wzrasta. Wzrasta gradient w rejonie oceanu, natomiast w rejonie Bałtyku pozostaje w przybliżeniu taki sam, zapewniając intensywny strefowy przepływ mas powietrza. Wiosną oba ośrodki słabną, zdecydowanie słabnie także gradient pola ciśnienia w całym regionie. W rejonie Bałtyku spadek gradientu jest znaczący. Jego południowe wybrzeże znajduje się na skraju bardzo rozległego ośrodka z centrum na południowy zachód od Azorów. W konsekwencji intensywność i uporządkowanie przepływu mas powietrza słabnie zdecydowanie, zmianie ulega także średni kierunek przepływu na NE – SW. Latem centrum ośrodka "islandzkiego" przesuwa się na północny zachód lokalizując się pomiędzy Islandią a Grenlandią. W tym samym czasie centrum ośrodka "azorskiego" przesuwa się w tym samym kierunku. Oba układy są zdecydowanie słabsze niż zimą, ponadto ośrodek północny jest słabszy także w stosunku do układu występującego wiosną. Praktycznie cały kontynent znajduje się w zasięgu oddziaływania ośrodka "południowego". Jesienią ośrodek "północny" znacznie się pogłębia, osiągając w centrum zlokalizowanym na wschód od Islandii anomalie rzędu ± 5 hPa podczas, gdy ciśnienie w ośrodku południowym zmienia się zaledwie o ± 1.5 hPa.

Gradient ciśnienia wzrasta zdecydowanie w rejonie Wysp Brytyjskich, Morza Północnego oraz Bałtyku, powodując intensyfikację splotu strefowego.

Drugi wektor własny w przypadku wszystkich analizowanych sezonów ulega niewielkim zmianom i przedstawia dwa ośrodki przeciwnych znaków. Centrum pierwszego z nich, kontynentalnego, zlokalizowane jest nad północno-wschodnią Skandynawią lub północną Rosją, a drugiego, oceanicznego, nad oceanem na południe od Islandii i na zachód od Irlandii. Taki układ ośrodków zapewnia południkowy splot mas powietrza w rejonie Morza Północnego i Bałtyku. Intensywność splotu oraz jego uporządkowanie (stabilność kierunku splotu) zmienia się w zależności od sezonu, zwłaszcza w rejonie polskiego wybrzeża. Jedynie w sezonie letnim drugi empiryczny wektor własny przedstawia rejon analizy w zasięgu jednego słabego (± 3 hPa), ale rozległego ośrodka barycznego z centrum w rejonie północnej Szkocji. Na południe od 45°N zaznacza się wpływ bardzo słabego ośrodka przeciwnego znaku.



Rys. 5. Pierwszy empiryczny wektor własny regionalnego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza przedstawiający układ odpowiadający ujemnej fazie oscylacji (A), przestrzenny rozkład wariancji wyjaśnianej przez pierwszy empiryczny wektor własny (B) oraz seria czasowa stowarzyszona z pierwszym empirycznym wektorem własnym regionalnego ciśnienia na poziomie morza (C). *Rysunek za: Miętus 1999a*

Trzeci wektor własny przedstawia w skali roku rozległy układ baryczny obejmujący swoim zasięgiem praktycznie cały analizowany rejon. Jego centrum zlokalizowane jest nad Irlandią. Jedynie północno-zachodnie rejon interesującego nas obszaru są pod wpływem ośrodka o przeciwnym

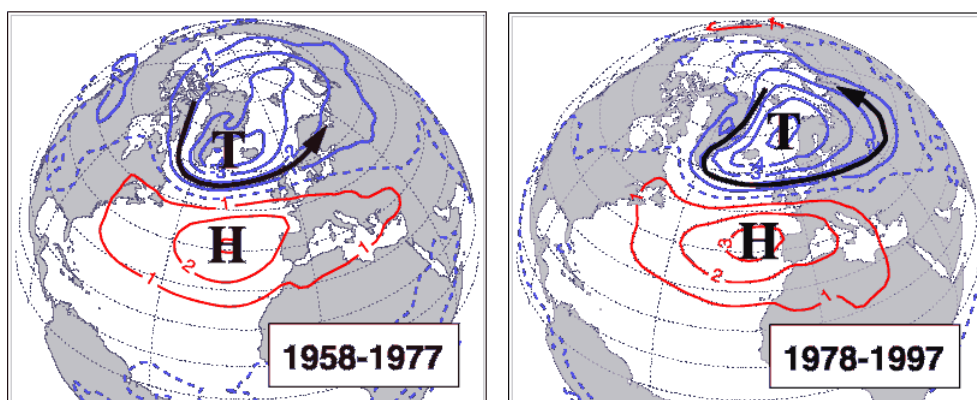
znaku, zlokalizowanego daleko poza analizowanym rejonem. Taki układ baryczny zapewnia w rejonie południowego Bałtyku południkowy spływ mas powietrza. Zimą kontynent jest w zasięgu ośrodka z centrum nad Bałtykiem. Grenlandia, Islandia oraz część Atlantyku są w zasięgu ośrodka przeciwnego znaku z centrum nad południową Grenlandią. Wiosną jedynie Grenlandia nie jest objęta wpływem ośrodka z centrum nad Irlandią. Latem trzecia funkcja własna przedstawia północny Atlantyk i Europę ponownie w zasięgu dwóch ośrodków barycznych; jednego z centrum nad północną Finlandią a drugiego z centrum nad Atlantykiem na południe od Islandii. Anomalie ciśnienia w centrach są słabe, dochodzące do ± 2 hPa. Ośrodek ten rozbudowuje się w dalszym ciągu w kierunku południowym. Jesienią trzeci wektor własny jest podobny do wektora charakterystycznego dla całego roku. Centrum ośrodka atlantyckiego pogłębia się, do ± 4.5 hPa, wzrasta gradient baryczny w rejonie północno-wschodniego Atlantyku oraz pomiędzy Wyspami Brytyjskimi, Francją a Hiszpanią.

Czwarte wektory własne wyjaśniają w zależności od sezonu około 10% wariacji pola i wykazują duże podobieństwo do siebie niezależnie od sezonu. Piąte i szóste wektory własne są także niezdegenerowane i wyjaśniają w zależności od sezonu od 6% do 4% wariacji.

W skali roku, w przypadku pierwszego wektora własnego, wartość odnotowania jest, że jedynie w południowej części regionu, w rejonie położonym na południe od 50°N i na zachód od 30°E oraz w północno-wschodnim obszarze regionu wyjaśnia on ponad 50% wariacji pola barycznego (rys. 5b). W rejonie pomiędzy $50-60^{\circ}\text{N}$ ilość wyjaśnianej wariacji zawiera się pomiędzy 0% a 20%. Dwie pierwsze funkcje własne wyjaśniają ponad 70% wariacji pola barycznego w rejonie Europy Wschodniej, a ponad 60% także i nad Europą Południową. Jedynie w rejonie Wysp Brytyjskich układ dwóch pierwszych wektorów własnych wyjaśnia nie więcej niż 10% wariacji. Natomiast układ trzech pierwszych wektorów własnych praktycznie na całym obszarze wyjaśnia 70% i więcej wariacji. W rejonie Europy Środkowej i Wschodniej, Skandynawii oraz NE Atlantyku jest to ponad 80%. W rejonie Wysp Brytyjskich oraz otaczającego je oceanu układ trzech pierwszych wektorów własnych wyjaśnia ponad 90% wariacji pola barycznego. Jedynie w południowo-wschodniej części regionu oraz w części zachodniej wartości skumulowanej wariacji nie przekraczają 50%. Pozwala to na stwierdzenie, że na poziomie średnich wartości miesięcznych układ trzech pierwszych wektorów własnych przedstawiających odpowiednio: przepływ strefowy wraz z NAO, przepływ południkowy oraz rozległe centrum baryczne w rejonie Irlandii jest w zasadzie wystarczający do opisanie zasadniczych cech przestrzennej struktury regionalnego pola barycznego.

Analiza zmienności czasowej głównych składowych stowarzyszonych z trzema pierwszymi wektorami własnymi pola ciśnienia pozwala stwierdzić, że w przypadku pierwszego wektora własnego występuje statystycznie znaczący trend ujemny wynoszący $-5.8 \cdot 10^{-3}\text{rok}^{-1}$ (rys. 5c). Trend serii stowarzyszonej z pierwszym wektorem własnym należy interpretować jako stałą w czasie tendencję do zmiany znaku ośrodków sterujących oraz dążenie do pogłębiania się gradientu barycznego. Analizując przebieg serii filtrowanej za pomocą dolnoprzepustowego filtra Gaussa z oknem 30-letnim możemy zauważyć, że ciśnienie w rejonie ośrodka islandzkiego było wyższe niż normalnie, a w rejonie ośrodka "azorskiego" było niższe niż normalnie w okresie od roku 1871 do roku 1897 oraz od 1928 roku do 1970 roku. W konsekwencji we wspomnianych okresach występowało osłabienie zachodniego spływu mas w rejonie Europy. Natomiast od roku 1898 do roku 1927 oraz po roku 1971 znaki centrów na mapie pierwszego wektora własnego były przeciwne, dzięki czemu wilgotne i stosunkowo ciepłe powietrze oceaniczne mogło wnikać głębiej w kontynent europejski. Warto odnotowania było występowanie szczególnie szybkich zmian w okresie po roku 1963. Wszystko to

świadczy o tym, że w okresie 1871-1990 występowała tendencja do intensyfikacji zachodniego splotu mas powietrza w rejonie objętym analizą.



Rys. 6. Przesunięcie centrów akcji ośrodków tworzących NAO jako przejaw wieloletniej zmienności tego układu.
Rysunek za: Hilmer i Jung (2000)

Wart podkreślenia jest również fakt, iż centra obu ośrodków tworzących układ Oscylacji Północnoatlantyckiej zmieniają swoje położenie zarówno w skali roku jak i wielolecia. Hilmer i Jung (2000) zwrócili uwagę o istotne przesunięcie przestrzenne w okresie 1978-1997 średniego położenia obu centrów akcji (zarówno Niżu Islandzkiego jak i Wyżu Azorskiego) w stosunku do średniej pozycji obu ośrodków w latach 1958-1977 (rys. 6).

Okres ostatniego tysiąclecia

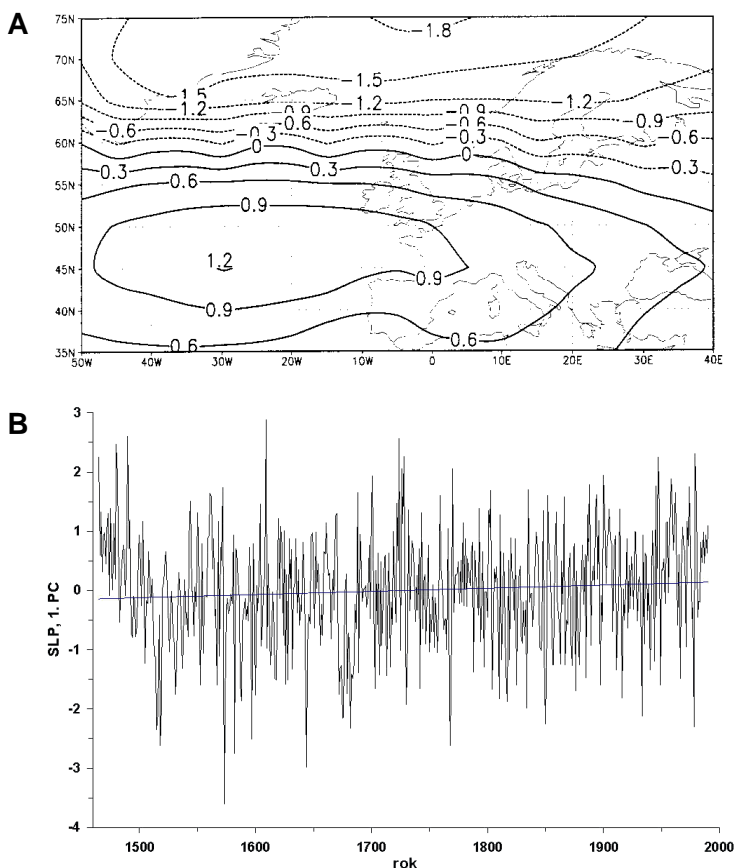
Jak pokazała wspomniana już wcześniej analiza przeprowadzona przez Wallace'a i Gutzlera (1981) Oscylacja Północnoatlantycka związana jest bardzo silnie z warunkami termicznymi panującymi w troposferze. W związku z tym niezwykle interesująca może być odpowiedź na pytanie dotyczące zmienności cyrkulacji atmosferycznej w dolnej troposferze w dłuższej skali czasowej. Przeprowadzone w ostatnim okresie próby dotyczące odtworzenia zmienności indeksu NAO w okresie ostatnich 1000 lat nie dają jednoznacznej odpowiedzi.

Zarówno przeprowadzona przez Appenzellera i in. (1998) rekonstrukcja zmienności wspomnianego indeksu z wykorzystaniem upscalingu na bazie odczytanych informacji z grenlandzkich rdzeni lodowych, jak również przeprowadzona przez Widmanna (*inf. ustna, referat zaprezentowany podczas 8MSC w Lueneburgu, Niemcy, marzec 2001*) rekonstrukcja w oparciu o rezultaty modelu paleoklimatycznego są w wielu momentach sprzeczne ze sobą. Zasadniczą przeszkodą umożliwiającą weryfikację powyższych rekonstrukcji jest brak wystarczającej liczby informacji dotyczących ewolucji systemu klimatycznego w ostatnim tysiącleciu.

Numeryczne symulacje ewolucji systemu klimatycznego są potrzebne, gdyż dostarczają wielu cennych informacji. Jedną z takich symulacji wykonano w ostatnim okresie w DKRZ i GKSS w Hamburgu. W oparciu o atmosferyczno-oceaniczny model ogólnej cyrkulacji (A-O GCM) w skład,

którego wchodzi: model atmosferyczny o rozdzielczości T30, uwzględniający procesy związane z aktywnością słoneczną i zmianami bilansu radiacyjnego spowodowane czynnikami astronomicznymi, aktywność wulkaniczną oraz naturalną zmienność koncentracji CO₂, oraz 3-wymiarowy model HOPE, opisujący cyrkulację oceaniczną (w obecności pełnego sprzężenia pomiędzy obu komponentami) symulowano naturalną zmienność klimatu w okresie 1465-1990.

Technika empirycznych funkcji własnych zastosowana do rezultatów symulacji zmienności ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza pozwala stwierdzić, że dominującą modą przestrzennej zmienności pola barycznego w interesującym nas rejonie jest Oscylacja Północnoatlantycka (rys. 7a). Wyjaśnia ona 43% wariacji pola w skali roku i zimy.



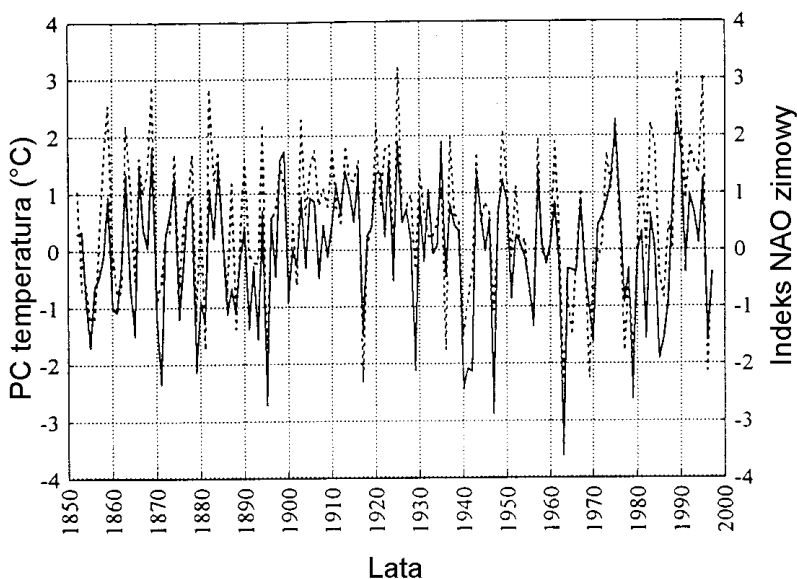
Rys. 7. Pierwszy empiryczny wektor własny regionalnego ciśnienia na poziomie morza w 550-letniej symulacji naturalnej zmienności klimatu (A) oraz seria czasowa stowarzyszona z pierwszą empiryczną funkcją własną ciśnienia (B)

Ponadto główna składowa stowarzyszona z powyższym wektorem własnym cechuje się dodatnią tendencją skutkującą intensyfikacją zachodniego splywu mas powietrza (rys. 7b). Zmiany te są jednak zdecydowanie słabsze od tych, które wystąpiły w okresie ostatnich 130 lat. Świadczy o tym,

że obserwowana w okresie pomiarów instrumentalnych intensyfikacja zachodniego splotu strefowego ma pozanaturalne przyczyny.

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na warunki termiczne w rejonie analizy

Wspomniany wcześniej silny wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na warunki termiczne panujące w rejonie północnego Atlantyku i Europy znalazł potwierdzenie w licznych pracach wiążących wartość indeksu NAO z średnią temperaturą powietrza w skali roku i sezonu zimowego. Wnioski wynikające z zastosowania zarówno klasycznej analizy korelacyjnej (w tym telekoneksji) oraz bardziej zaawansowanych technik jak analiza korelacji kanonicznych (CCA) czy analiza redundancyjna (RDA) są praktycznie identyczne (Werner von Storch 1993, Miętus 1999b, Wibig 2001).



Rys. 8. Zmienność w czasie serii czasowej stowarzyszonej z pierwszą empiryczną funkcją własną temperatury powietrza zimą w Europie oraz indeksu NAO wg Hurrella (1995)

W okresie występowania dodatnich wartości indeksu Oscylacji Północnoatlantyckiej temperatura powietrza na obszarze objętym analizą jest normalna bądź znacznie wyższa od przeciętnej. Tymczasem, gdy indeks NAO przyjmuje wartości ujemne w rejonie objętym analizą zazwyczaj jest chłodniej niż normalnie.

Zastosowanie analizy EOF do pola średniej temperatury powietrza na kontynencie europejskim w okresie zimy (1811-1990) pokazuje, że pierwsza główna składowa (seria czasowa stowarzyszona z pierwszym wektorem własnym temperatury) bardzo przypomina indeks NAO (rys. 8). Współczynnik korelacji liniowej przyjmuje wartość 0.86.

Dodatkowo widmo falkowe indeksu NAO, jak i pierwszej głównej składowej temperatury mają podobną strukturę. Jednakże zastosowanie analizy kompozycyjnej w kategoriach: indeks NAO silnie

ujemny, indeks NAO normalny, indeks NAO silnie dodatni pokazuje, że związek pomiędzy temperaturą powietrza a indeksem NAO nie jest liniowy. Odstępstwa od wspomnianej liniowości występują w przypadku, gdy wartość indeksu NAO jest silnie dodatnia. Wówczas temperatura powietrza w Europie Środkowej i Północnej jest znacznie wyższa niż wynikałoby to z prostego związku liniowego.

Podsumowanie

Oscylacja Północnoatlantycka to dominująca moda długookresowej przestrzennej zmienności cyrkulacji atmosferycznej w rejonie północnego Atlantyku i Europy w okresie ostatniego tysiąclecia. Stanowi ona jeden z podstawowych układów telekoneksji w cyrkulacji atmosferycznej na półkuli północnej. Jej wpływ na kształtowanie się warunków klimatycznych w omawianym rejonie jest znaczący. Obserwowana statystycznie istotna intensyfikacja dodatniej fazy NAO ma pozanaturalne uwarunkowania.

Literatura

- Appenzeller C., Stocker T.F., Anklin M., 1998, North Atlantic Oscillation Dynamics recorded in Greenland Ice Cores. *Science*, 282, s. 446-449.
- Barnston A.G., Livezey R.E., 1987, Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, s. 1083-1126.
- Hilmer, M., and Jung, T., 2000, Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea-ice. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (7), s. 989-992.
- Hurrell J., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, s. 676-679.
- James I.N., 1994, *Introduction to Circulating Atmospheres*, Cambridge Univ. Press, 422 s.
- Miętus M., (ed), 1998, *The climate of the Baltic Sea Basin*. World Meteorological Organization, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities, 1998, Rep. No. 41, WMO/TD-No.933, 180 s.
- Miętus M., 1999a, Empiryczne funkcje własne pola barycznego w besenie Północnego Atlantyku i Europy. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 9, s. 9-22.
- Miętus M., 1999b, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, *Materiały Badawcze IMGW, seria: Meteorologia*, 29, 157 s.
- Miętus M., Wielbińska D., 1996, Średni rozkład ciśnienia atmosferycznego nad Europą i jego modyfikacja w rejonie Morza Bałtyckiego. *Wiad. IMGW, XIX(XL)*, 3, s. 85-100.
- Thompson D.J.W., Wallace J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, s. 1297-1300.
- Thompson D.J.W., Wallace J.M., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Clim.* 13, 5, s. 1000-1016.
- Thompson D.J.W., Wallace J.M., Hegerl G., 2000, Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Clim.* 13, 5, s. 1018-1036.
- Van Loon H., Rogers J.C., 1978, The Seasaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Mon. Wea. Rev.*, 106, s. 296-310.

- Wallace J.M., Gutzler D.S, 1981, Teleconnections in the Geopotential Height Field During the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, s. 784-812.
- Walker G.T., Bliss E.W., 1932, *World Weather V. Mem. R. Meteor. Soc.*, 4, s. 53-84.
- Wang C., 2002, Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells., *J. of Climate*, 15, s. 1516-1536.
- Werner P., von Storch H., 1993, Interannual variability of Central European mean temperature in January/February and its relationship to the large scale circulation. *Clim Res.* 3, s. 195-207.
- Wibig J., 2001, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na przestrzenny rozkład anomalii temperatury i opadów w Europie. *Rozprawy habilitacyjne Uniw. Łódzkiego*, 208 s.