

ORYGINALNE PRACE I PRZYCZYNKI

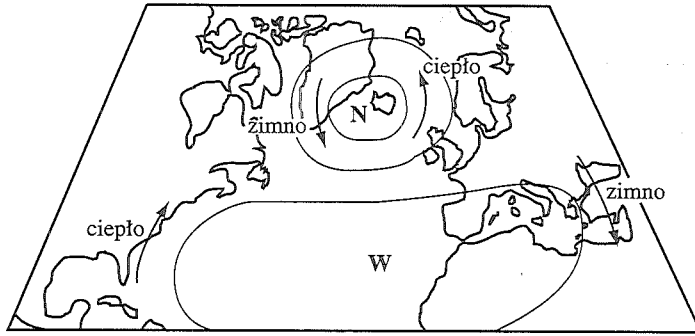
Joanna WIBIG

Zakład Meteorologii i Klimatologii UŁ

OSCYLACJA PÓŁNOCNOATLANTYCKA I JEJ WPŁYW NA KSZTAŁTOWANIE POGODY I KLIMATU

THE NORTH ATLANTIC OSCILLATION AND ITS IMPACT ON WEATHER AND CLIMATE

Cyrkulacja atmosferyczna nad północnym Atlantykiem jest zdominowana przez współdziałanie dwóch ośrodków barycznych: Niżu Islandzkiego, usytuowanego na południo-wschód od Grenlandii, i Wyżu Azorskiego, leżącego w okolicach wysp Azorskich. Już w 1924 r. Sir Gilbert Walker zauważył, że istnieją silne związki między oboma tymi układami barycznymi i nazwał je Oscylacją Północnoatlantycką (North Atlantic Oscillation — w skrócie NAO). Dodatnia faza oscylacji występuje, gdy oba wspomniane ośrodki baryczne są dobrze wykształcone: Niż Islandzki jest wyjątkowo głęboki, a w centrum Wyżu Azorskiego panuje ciśnienie wyższe od przeciętnego. Taki rozkład ciśnienia (rys. 1) przyczynia się do wzmożenia cyrkulacji strefowej nad Europą. W czasie negatywnej fazy NAO oba układy są stosunkowo płytkie: Niż Islandzki wypełniony, a Wyż Azorski słabo zaznaczony. Walker i Bliss (1932) pokazali, że ta faza NAO wiąże się często z powstaniem sytuacji blokadowych nad północnym Atlantykiem lub zachodnią Europą. Obie fazy NAO prowadzą do powstania specyficznych rozkładów anomalii pogodowych nad Europą i wschodnią częścią Ameryki Północnej. Jednym z przejawów tych anomalii pogodowych jest zima huśtawka temperatury między Grenlandią i Europą Północną, wspomniana już przez Crantz w 1765 r. w *Historii Grenlandii*. W kilkanaście lat później zamieszkujący Grenlandię misjonarz Hans Egede Saabye tak pisał w swoim dzienniku: „Na Grenlandii wszystkie zimy są surowe, ale są między nimi różnice. Duńczycy zauważyli, że jeśli zima w Danii była mroźna, to na Grenlandii przebiegała stosunkowo łagodnie i odwrotnie” (za van Loonem i Rogersem, 1978). Wniosek taki można było wysnuć pod koniec XVIII wieku nie tylko na podstawie danych historycznych, ale również instrumentalnych, ponieważ od



Rys. 1. Wyidealizowany rozkład ciśnienia oraz obszary adwekcji ciepła i chłodu związane z dodatnią fazą NAO (za Wallace i Gutzler, 1981)

Fig. 1. Idealised circulation pattern with regions of warm and cold advections with the positive phase of the NAO (after Wallace and Gutzler, 1981)

1782 r. na Grenlandii przez kilka lat działała stacja meteorologiczna pracująca w ramach tzw. sieci palatynskiej.

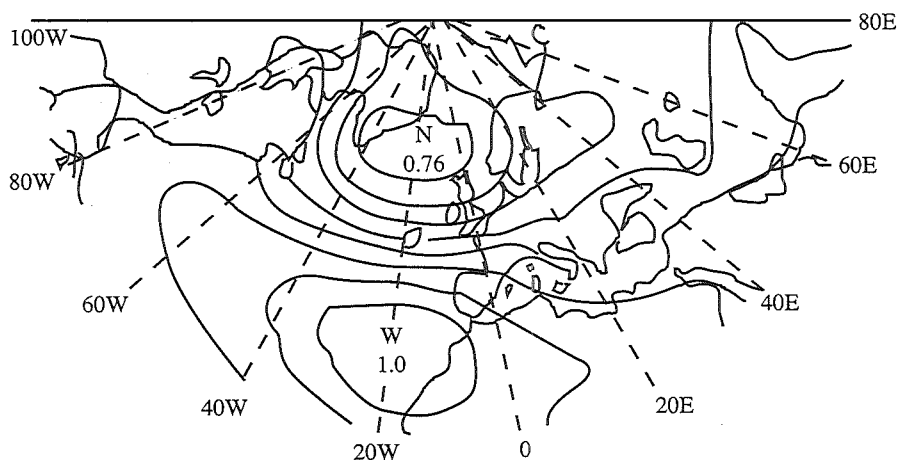
Telekoneksje

Współzmienność elementów meteorologicznych w odległych obszarach kuli ziemskiej określa się zwykle mianem telekoneksji. Wypracowano kilka metod statystycznych służących do wykrywania telekoneksji. Najczęściej wykorzystywane są mapy korelacji przebiegu wybranego elementu meteorologicznego w jednym punkcie z analogicznymi przebiegami w innych punktach oraz empiryczne funkcje ortogonalne lub metody składowych głównych (EOF, PCA, RPCA).

Metoda korelacji opracowana przez Wallace'a i Gutzlera (1981) polega na wyznaczeniu, w każdym punkcie wybranej siatki, macierzy R , której elementy są współczynnikami korelacji pomiędzy wartościami pola w wybranym punkcie i we wszystkich pozostałych punktach siatki. Współczynniki te nanosi się na mapę. Ze względu na znaczną korelację przestrzenną pól ciśnienia i geopotencjału na mapie widoczny jest obszar wysokich dodatnich wartości wokół wybranego punktu. Rozmiar tego obszaru informuje o skali typowych układów barycznych w sąsiedztwie tego punktu. Czasem obszar wysokich współczynników korelacji wokół wybranego punktu jest jedynym obszarem statystycznie istotnych korelacji, ale w wielu przypadkach daje się wyróżnić inne obszary ze statystycznie istotnymi współczynnikami korelacji, zwykle o przeciwnym znaku. Świadczą one o istniejących współzależnościach między zmiennością pola w dwóch (lub więcej) obszarach — czyli o telekoneksjach. W celu znalezienia ośrodków telekoneksji Wallace i Gutzler (1981) zalecają zaznaczenie na mapie w każdym punkcie i siatki wartości T_i będącej największym ujemnym współczynnikiem korelacji

$$T_i = \max_j |r_{ij}|$$

Punkty, w których T_i osiąga lokalne maksimum i jest statystycznie istotne, identyfikuje się z ośrodkami telekoneksji. Po zastosowaniu tej metody do średnich miesięcznych pól ciśnienia zredukowanego do poziomu morza w okresie zimy (grudzień, styczeń, luty) Wallace i Gutzler (1981) wydzielili dwa układy telekoneksji: północnoatlantycki i północnopacyficzny. Układ północnoatlantycki charakteryzują dwa ośrodki aktywności w obszarze zalegania Niziu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego (rys. 2).



Rys. 2. Mapa korelacji ciśnienia n.p.m. w punkcie (30°N, 20°W) z ciśnieniem we wszystkich punktach siatki geograficznej. Zaznaczono izokorelaty co 0,2 (za Wallace'em i Gutzlerem, 1981)

Fig. 2. One point correlation map showing correlation coefficients between SLP at point (30°N, 20°W) and at all grid points. Contour interval is 0,2 (after Wallace and Gutzler, 1981)

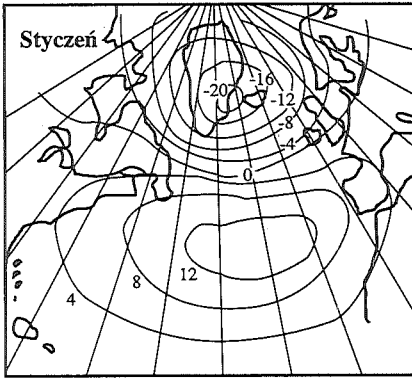
Innym sposobem wyszukiwania telekoneksji są metody składowych głównych z rotacją (RPCA). Wykorzystuje się w nich szeregi czasowe ciśnienia na poziomie morza lub geopotencjału wybranej powierzchni izobarycznej w sieci punktów.

Zbiór tych szeregów, po znormalizowaniu (czyli odjęciu wartości średniej i podzieleniu przez odchylenie standardowe), transformuje się następnie w zbiór wektorów ortogonalnych tak, by pierwszy wektor tłumaczył możliwie największą część wariancji wyjściowego pola, drugi był prostopadły do pierwszego i tłumaczył możliwie największą część pozostałej wariancji, a każdy następny był prostopadły do wszystkich poprzednich i również tłumaczył możliwie dużą część pozostałej wariancji.

W wyniku transformacji uzyskuje się 3 typy wyników (Horel, 1981): składowe główne, wartości własne (mówiące, jaką część wariancji pola tłumaczą kolejne składowe główne) i ładunki, proporcjonalne do współczynników korelacji

między wyjściowymi szeregami (wartościami ciśnienia lub geopotencjału w sieci punktów) i nowymi zmiennymi (czyli składowymi głównymi).

Podstawową zaletą tej metody jest możliwość zastąpienia początkowej dużej ilości ciągów wyjściowych przez kilka pierwszych składowych głównych, które



Rys. 3. Różnice ciśnienia n.p.m. (w hPa) między latami, gdy odchylenie wartości składowej głównej związanej z typem NAO od wartości średniej przekraczało jedno odchylenie standardowe na plus i na minus, w styczniu w okresie 1899–1986 (za Rogers, 1990)

Fig. 3. SLP differences (in hPa) between sets of year 1899–1986 when the rotated principal component scores of the NAO pattern exceed one standard deviation from the mean, positive minus negative, for January (after Rogers, 1990)

na powierzchni izobarycznej 700 hPa nad półkulą północną, a Rogers (1990) w polu ciśnienia na poziomie morza (rys. 3). Na obszarze Europy i północnego Atlantyku typ NAO wydzielił Clinet i Martin (1992) na powierzchni izobarycznej 700 hPa, a Wibig (1999a i b) na powierzchni 500 hPa (rys. 4). Glowienka-Henze (1990) zastosowała natomiast zbliżoną do analizy składowych głównych metodę empirycznych funkcji ortogonalnych (EOF) i wydzieliła typ NAO na powierzchni izobarycznej 500 hPa nad półkulą północną.

Szczegóły dotyczące wykorzystanych w analizach metod i zbiorów danych oraz wariacji tłumaczonej przez NAO w kolejnych miesiącach lub porach roku zebrane zostały w tabeli 1.

tłumaczą znaczną część zmienności wyjściowego zbioru danych. Pole ładunków uzyskane w ten sposób jest jednak trudne do fizycznej interpretacji, ponieważ warunek maksymalizacji wariacji powoduje uzyskanie dużej ilości ładunków średniej wartości, dlatego poszczególne mapy ładunków są słabo zróżnicowane. Horel (1981) zaleca stosowanie rotacji typu varimax, która prowadzi do maksymalizacji sumy kwadratów współczynników korelacji między starymi i nowymi zmiennymi, a zatem prowadzi do uzyskania niewielkiej ilości ładunków bliskich wartościom 1 lub -1 , przy pozostałych bliskich zeru. Pozwala to powiązać zmienność zrotowanych składowych głównych ze zmiennością wyjściowego pola w wyraźnie wydzielonych obszarach (tam gdzie ładunki są bliskie 1 lub -1). Jeżeli z jedną składową główną wiąże się zmienność pola w dwóch lub więcej oddzielnych obszarach, świadczy to o współzmienności pola na tych obszarach, czyli o telekoneksjach.

Przy wykorzystaniu tej metody Barnston i Livezey (1987) wydzielił typ NAO

Tabela 1. NAO wydzielone w polu ciśnienia lub geopotencjału przez wybranych autorów
 Table 1. The NAO defined by the pressure or geopotential height fields by selected authors

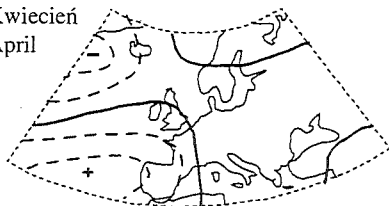
Autorzy/Authors	Barnston i Livezey (1987)	Rogers (1990)	Głowienka-Henze (1990)	Clinet i Martin (1992)	Wibig (1999)
Dane/Data	Średnie miesięczne wartości geopotencjału pow. 700 hPa w siatce 358 punktów na półkuli północnej 20–90°N w latach 1950–1984	Średnie miesięczne ciśnienie n.p.m. na półkuli północnej 20–85°N w siatce 5° × 5° w latach 1899–1986	German Weather Service — średnie miesięczne ciśnienie n.p.m. w siatce 5° × 10° w obszarze 20–70°N i 70°W–60°E w okresie I/1881–XI/1984	French Hemis Data Set — średnie 10-dniowe siatka oktagonalna z 1977 punktów w obszarze 20–90°N w latach 1970–1980	Grosswetterlagen, średnie miesięczne wartości geopotencjału pow. 500 hPa w siatce 5° × 10° w obszarze 35–70°N i 40°W–50°E w okresie 1951–1990
Metoda/Method	RPCA z rotacją varimax	RPCA z rotacją varimax	EOF	RPCA	RPCA z rotacją varimax
Moda i procent wyjaśnianej zmienności	I : 11,8% 2 : 12,3% 1 : 15,4% 3 : 8,3% 1 : 10,8% 1 : 9,5% 1 : 9,6% 1 : 10,1% 2 : 9,0% 5 : 7,4% 3 : 9,4% 1 : 11,1%	1 : 13,9% 1 : 15,2% 1 : 12,4% 1 : 11,1% 1 : 8,2% 2 : 9,6% 2 : 7,8% 1 : 9,6% 6 : 5,9% 7 : 6,5% 1 : 11,8% 1 : 12,2%	1 : 32% 1 : 31% 1 : 33% 1 : 22% 1 : 24% 1 : 27% 1 : 20% 2 : 16% 1 : 28% 2 : 20% 2 : 19% 2 : 22%	1 : 9,9% (zima/winter) 2 : 10,5% (wiosna/spring) 3 : 7,5% (lato/summer) 5 : 6,3% (jesień/autumn)	1 : 29,0% 1 : 24,5% 1 : 25,6% 6 : 10,4% 1 : 20,5% 2 : 14,8% 1 : 17,2% 3 : 15,9% 1 : 17,8% 2 : 19,8% 2 : 22,0% 1 : 23,7%
Mode and percent of explained variability					

typ NAO
the NAO pattern

Styczeń
January



Kwiecień
April



Lipiec
July



Październik
October



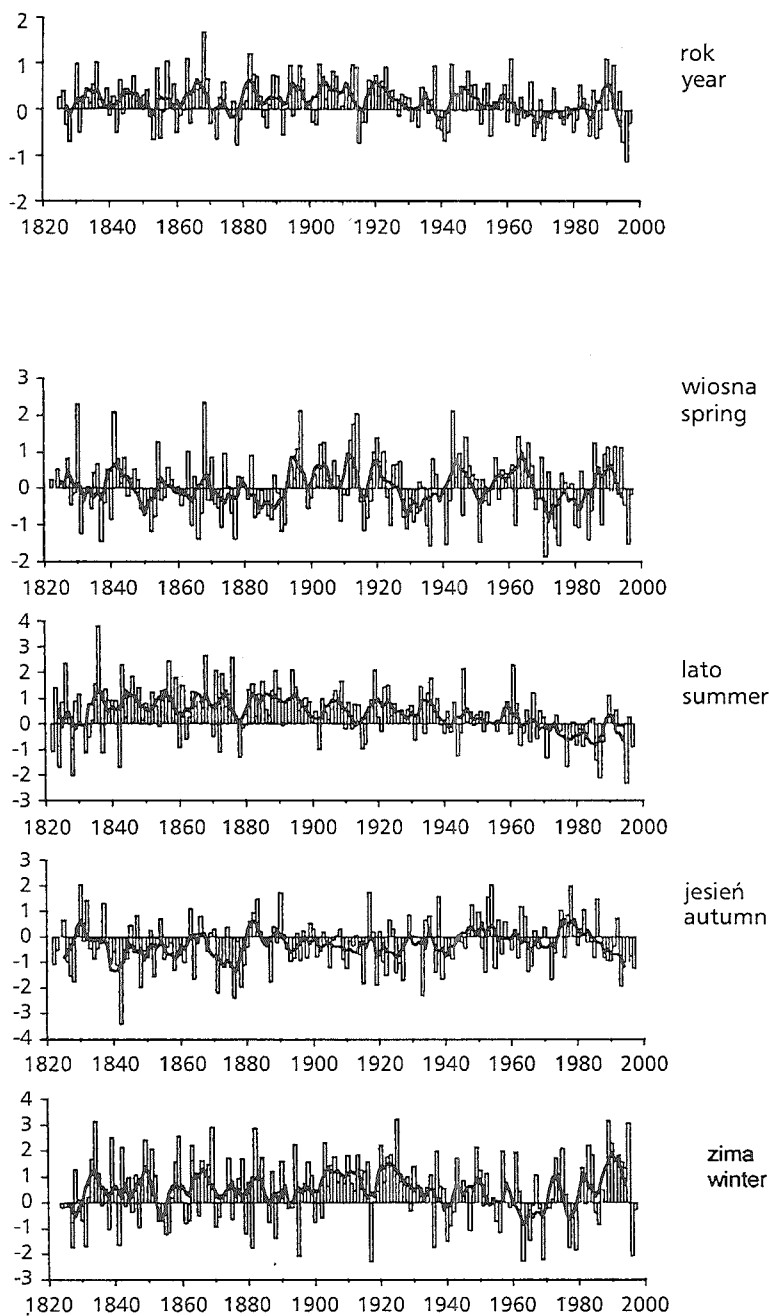
Rys. 4. Mapy współczynników korelacji między składową główną odpowiadającą typowi NAO a wartościami geopotencjału 500 hPa w punktach siatki geograficznej w styczniu, kwietniu, lipcu i październiku. Linią ciągłą zaznaczono izokorelatę 0; linie przerywane reprezentują izokorelaty co 0,3 (za Wibig, 1999 a, b)

Fig. 4. Maps of correlation coefficients between principal components of the NAO type and geopotential heights at 500 hPa level at grid points. Solid lines indicate transition from positive to negative values; dashed lines represent isocorrelates with 0.3 interval (after Wibig, 1999 a, b)

Indeks NAO

Walker już w 1924 r. pisał „...generalnie wiadomo, iż znaczna różnica ciśnienia między Azorami a Islandią na jesieni i zimą związana jest z intensywnymi wiatrami nad Atlantykiem i silnym Golfstromem...” (za Rogersem, 1984) podając w ten sposób ideę zastosowania wspomnianej różnicy ciśnienia jako wskaźnika cyrkulacji strefowej. Pomysł ten wykorzystał sześćdziesiąt lat później Rogers (1984) obliczając znormalizowaną różnicę ciśnienia między Ponta Delgada (37,7°N, 25,7°W) na Azorach a Akureyri (65,7°N, 18,1°W) na Islandii i nadając jej nazwę indeksu NAO. Udało mu się w ten sposób ocenić siłę cyrkulacji strefowej od 1895 r. Zimą przepływ strefowy nad Atlantykiem był silny podczas większości lat okresu 1904–1925 (zima identyfikowana jest tu przez rok stycznia), a także w latach 1972–1976 i 1983. Słaby przepływ zaznaczył się w okresach: 1899–1903, 1958–1971. Malejący trend NAO utrzymujący się od lat dwudziestych do sześćdziesiątych tłumaczy się stałym wzrostem ciśnienia w rejonie Atlantyku na północo-wschód od Grenlandii. Rogers pisał swój artykuł w 1984 r. Teraz wiemy już, że wysoki przepływ strefowy zimą utrzymywał się do roku 1995, po czym nastąpiło niewielkie osłabienie cyrkulacji strefowej.

Później zmieniano kilkakrotnie punkty, na podstawie których wyznaczano indeks oscylacji północnoatlantyckich. Hurrell (1995) wykorzystał ciśnienie



Rys. 5. Roczne i sezonowe wartości indeksu NAO według danych Jonesa (1997)

Fig. 5. Annual and seasonal values of the NAO index according to data of Jones (1997)

w Stykissholmuir (65,0°N, 22,8°W) na Islandii zamiast w Akureyri, wydłużając serię do 1864 roku. Jones i in. (1997) zastąpili ciśnienie na Azorach serią

z Gibraltaru, a Islandię reprezentuje kompilowana seria z południowo-zachodniej Islandii, oparta głównie na danych z Reykjaviku. Przy użyciu tych danych udało się przedłużyć indeks NAO do roku 1821. Rysunek 5 przedstawia wartości sezonowe i roczne indeksu NAO według Jonesa i in. (1997).

Związki NAO z pogodą

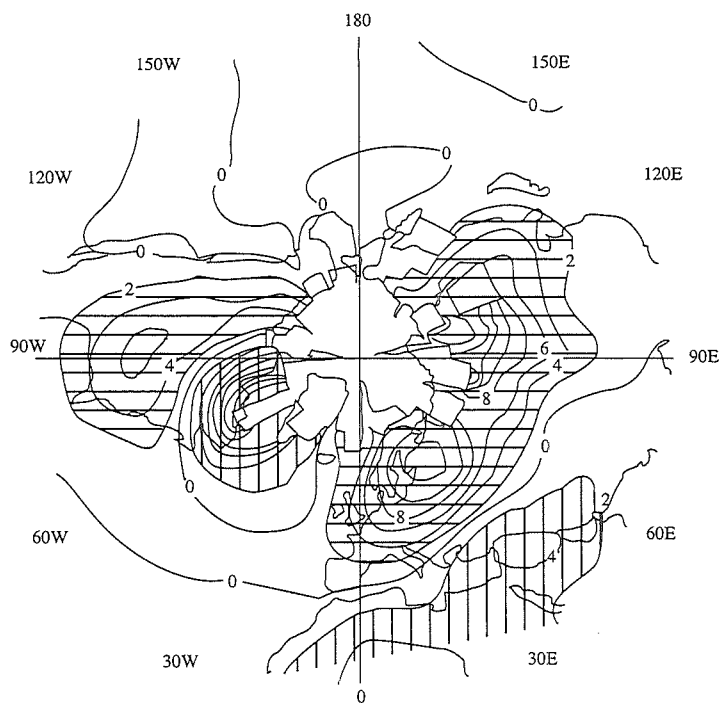
Najwcześniej rozpoznany przejawem związków pogody z NAO jest tzw. huśtawka temperatury między wschodnią Grenlandią a środkową i północno-zachodnią Europą. Gronau w roku 1811 (Gronau, 1811, za van Loonem i Rogersem, 1978) tak o niej pisał: „Warte odnotowania jest, że mroźne zimy na Grenlandii występują jednocześnie z łagodnymi w Niemczech i odwrotnie, co pokazuje następujące zestawienie” (tab. 2). Opiera się on na notatkach osadników grenlandzkich, ponieważ początki obserwacji instrumentalnych datują się dopiero na drugą połowę XVIII wieku. Lowe (1966) podaje, że obserwacje w okolicach Gothaab w latach 1767/1768 prowadził Ny Herrnhuth, a od roku 1782 przez kilka lat działała na Grenlandii stacja meteorologiczna w ramach tzw. sieci pałatyńskiej. Walker i Bliss (1932) powiązali tę huśtawkę temperatury z oscylacją północnoatlantycką, pisząc „istnieje tendencja do utrzymywania się niskiego ciśnienia w pobliżu Islandii w czasie tych zim, gdy jest ono wysokie koło Azorów i w południowo-zachodniej Europie; ...taki rozkład oczywiście wiąże się z wysoką temperaturą w północno-zachodniej Europie i niską temperaturą u wybrzeży Labradoru.”

Tab e l a 2. Porównanie mroźności zim na Grenlandii i w Niemczech w XVIII wieku (za van Loonem i Rogersem, 1978)

Table 2. A comparison of winter severity in Greenland and in Germany during eighteenth century (after van Loon and Rogers, 1978)

Rok/Year	Zima/Winter	
	Grenlandia/Greenland	Niemcy/Germany
1700	bardzo łagodna/very mild	niezwykle surowa/extraordinarily severe
1740	bardzo łagodna/very mild	niezwykle zimna/unusually cold
1746	łagodna/mild	zimna/cold
1756	bardzo mroźna/very harsh and severe	bardzo łagodna/very mild
1758	prawie bez zimy/hardly winter at all	bardzo zimna/very cold
1759	mało zimna/not really cold	bardzo zimna/very cold
1764	bardzo zimna/very cold	bardzo łagodna/very mild
1765	bardzo zimna/very cold	umiarkowana/moderate
1766	bardzo łagodna/very mild	bardzo zimna/very cold
1767	łagodna/mild	bardzo zimna/very cold
1768	łagodna/mild	zimna/cold
1790	zimna/cold	łagodna/mild
1792	bardzo łagodna/very mild	bardzo zimna/very cold
1799	nadzwyczaj łagodna/extraordinarily mild	niezwykle zimna/unusually cold
1800	nadzwyczaj łagodna/extraordinarily mild	niezwykle zimna/unusually cold

Wpływ NAO na przebieg temperatury nie ogranicza się tylko do obszaru Grenlandii i północno-zachodniej Europy. Hurrell i van Loon (1997) pokazali, że w okresie zim o indeksie NAO wyższym od 1 wyższa od normy temperatura panuje nad Europą (z wyjątkiem jej południowych krańców), nad Azją na północ od równoleżnika 40 N i Ameryką Północną oprócz Arktyki Kanadyjskiej. Jednocześnie niska temperatura dominuje nad południową Europą i północną Afryką, Grenlandią i Arktyką Kanadyjską (rys. 6). Zimowy indeks NAO według Hurrella (1997) silnie koreluje z temperaturą w północno-zachodniej Polsce, zarówno w miesiącach zimowych, jak wiosną i latem (Marsz, 1999), wyższe wartości indeksu NAO koincydują z wyższą temperaturą. Marsz i Żmudzka (1999) pokazali ponadto, że w latach o wyższym indeksie NAO wcześniej się rozpoczyna i dłużej trwa sezon wegetacyjny w Polsce.



Rys. 6. Średnia temperatura ($\times 10^{-1}^{\circ}\text{C}$) z zim (grudzień–marzec) okresu 1864–1994, w których indeks NAO > 1 , jako odchylenie od średniej okresu 1951–1990. Zaznaczono izolinie co $0,2^{\circ}\text{C}$. Obszary, w których odchylenia $> 0,2^{\circ}\text{C}$, zakreskowano poziomo, a te o odchyleniach $-0,2^{\circ}\text{C}$ pionowo (wg Hurrella i van Loona, 1997)

Fig. 6. Changes in temperature ($\times 10^{-1}^{\circ}\text{C}$) corresponding to unit deviation of the NAO index computed over winters (Dec.–Mar.) as departures from 1951–1980 mean. The contour interval is $0,2^{\circ}\text{C}$. Anomalies $> 0.2^{\circ}\text{C}$ are marked by horizontal shading, those $< -0.2^{\circ}\text{C}$ by vertical shading (after Hurrell and van Loon, 1997)

Analizując wieloletnią zmienność NAO w sezonie zimowym Hurrell (1995) pokazał, że w okresie dużej intensywności NAO od początku wieku do wcze-

snych lat trzydziestych zimy w Europie były stosunkowo łagodne. Od początku lat czterdziestych do wczesnych lat siedemdziesiątych indeks NAO był względnie niski, a zimy w Europie chłodniejsze od normy. Od drugiej połowy lat siedemdziesiątych rośnie zarówno intensywność NAO, jak i temperatura w sezonie zimowym.

Wpływ NAO nie ogranicza się jednak tylko do sezonu zimowego, choć niewątpliwie wówczas jest najsilniejszy. Również w innych porach roku wysokie wartości indeksu NAO towarzyszą wyższe od przeciętnej temperaturze w zachodniej Europie, a stosunkowo niskiej w jej południowej i południowo-wschodniej części. Dowodzą tego korelacje między intensywnością typu NAO a temperaturą w Europie w poszczególnych sezonach.

Zwykło się uważać, że z intensywnością NAO wiąże się bezpośrednio wzmocnienie cyrkulacji strefowej nad Europą. W rzeczywistości jedynie w okresie zimy, gdy w parze Niż Islandzki–Wyż Azorski dominuje Niż Islandzki, wysoka aktywność NAO pociąga za sobą cyrkulację zachodnią nad Europą. W cieplejszych porach roku, gdy zwiększa się rola Wyżu Azorskiego, którego kliny rozciągają się daleko na północo-wschód, intensywność NAO wpływa zwykle na cyrkulację południowo-zachodnią nad zachodnią Europą i w związku z tym przyczynia do wyższej od średniej temperatury w tym regionie. Świadczy o tym m.in. porównanie związku NAO i indeksu strefowego z temperaturą w Fennoskandii (Tuomenvirta i in., 1998). Współczynniki korelacji indeksu NAO z temperaturą są zawsze dodatnie, podczas gdy takie same współczynniki indeksu strefowego z temperaturą w lecie zmieniają znak na przeciwny, co oznacza, że cyrkulacja ściśle zachodnia powodowałaby spadek temperatury na tym obszarze (tab. 3).

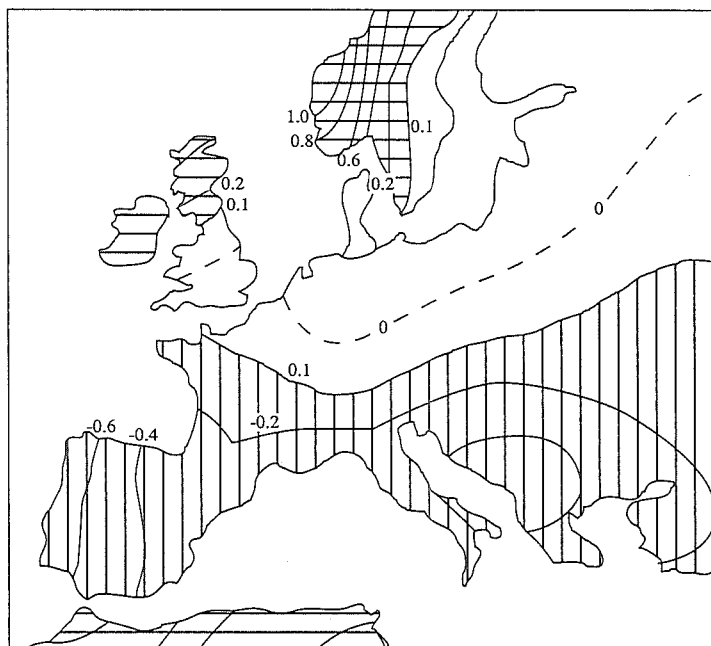
Tabela 3. Współczynniki korelacji między indeksem NAO, indeksem strefowym i temperaturą w Skandynawii według Tuomenvirty i in. (1998)

Table 3. The correlation coefficients between the zonal index, NAO index and temperature of Fennoscandia according to Tuomenvirta et al. (1998)

Pora roku Season	Współczynniki korelacji/Coefficients of correlation		
	NAO – ZI	NAO – T	ZI – T
Zima/Winter	0,63	0,65	0,77
Wiosna/Spring	0,50	0,64	0,52
Lato/Summer	0,30	0,42	-0,33
Jesień/Autumn	0,42	0,62	0,38

NAO wpływa również na przebieg zlodzenia na północnym Atlantyku. W okresie dużej intensywności Niżu Islandzkiego lód w cieśninie Davisa jest znacznie większy niż zwykle, a mniej jest go na Bałtyku (Rogers, van Loon, 1979). Koslowski i Loewe (1994) pokazali, że stopień zlodzenia Bałtyku zależy od fazy NAO dominującej w okresie od grudnia do lutego. Silna cyrkulacja zachodnia przyczynia się do słabszego zlodzenia, a słaba cyrkulacja zachodnia sprzyja dużej pokrywie lodowej (Koslowsky, Glaser, 1999).

Lata o wysokim indeksie NAO cechuje wzmożona działalność cyklonalna (Carleton, 1988; Serreze i in. 1997), przy czym szlak niżów przybiera orientację północno-wschodnią, z maksimum nieco na południe od swego położenia klimatologicznego (Rogers, 1990). Podczas fazy ujemnej NAO szlak niżów biegnie z zachodu na wschód wzdłuż równoleżnika 45°N. Lau (1988) wskazał na silne związki NAO z pojawianiem się niżów nad Atlantykiem w pasie od Nowej Fundlandii ku wybrzeżom Europy, jednakże Rogers (1997) ich przebieg nad Europą wiąże raczej z typami cyrkulacji dominującymi nad północno-wschodnim Atlantykiem, a wpływ NAO ogranicza do szlaku cyklonów nad środkową częścią Atlantyku.



Rys. 7. Średnie opady zimowe (grudzień–marzec) w okresie 1900–1994, z zim, w których indeks NAO > 1, wyrażone w odchyleniach od wartości średniej z okresu 1951–1980. Zaznaczono izolinie co 0,2 mm/dzień, dodatkowo dołączając izolinie $\pm 0,1$ mm/dzień. Obszary, w których odchylenia > 0,1 mm/dzień, zakreskowano poziomo, a te, gdzie odchylenia < -0,1 mm/dzień — pionowo (według Hurrella i van Loona, 1997).

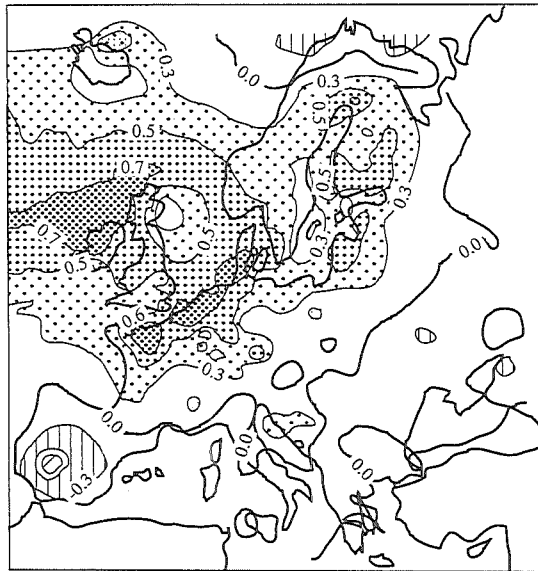
Fig. 7. Mean winter (Dec.–Mar.) precipitation in the period 1990–1994 corresponding to unit deviation of the NAO index expressed as departures from the 1951–1980 mean. The contour interval is 0.2 mm/day except for ± 0.1 mm/day is included. Anomalies > 0.1 mm/day are marked by horizontal shading, those < -0.1 mm/day by vertical shading (after Hurrell and van Loon, 1997)

Kapala i in. (1998) pokazali, że zimy o wysokim NAO charakteryzuje szczególnie głęboki Niż Islandzki, z centrum przesuniętym nieco ku północno-wschodowi względem swojego klimatycznego położenia. Wyż Azorski jest tylko lekko umocniony, a jego środek przesunięty ku zachodowi. Głębszy Niż Islandzki wzmacnia siłę wiatrów północno-zachodnich w tylnej części niżu i południowo-za-

chodnich w przedniej. Oznacza to zwiększony transport wilgoci nad północną Europę i zmniejszony nad Arktykę Kanadyjską i Grenlandię. Zimą okresy silnego NAO wiążą się zatem ze zwiększeniem opadów nad Skandynawią, przy jednoczesnym spadku nad Półwyspem Iberyjskim (Aleksandersson, 1996; Almerza, Lopez, 1996; Wibig, 1999c). Rozkład anomalii zimowych opadów w latach dominacji NAO przedstawia rys. 7 (Hurrell, van Loon, 1997).

Lata o szczególnie niskim NAO charakteryzuje wyraźnie osłabiony Niż Islandzki, z centrum wysuniętym ku południo-zachodowi, i słabszym Wyżem Azorskim. Nad północną Europę napływają wtedy suche i chłodne masy powietrza z północo-wschodu. Wilgotniej jest natomiast nad Arktyką Kanadyjską, Grenlandią i Afryką Północną. Lamb i Pepler (1987) pokazali, że w latach o szczególnie niskiej intensywności NAO zwiększa się ilość opadów związanych z zimowym monsunem marokańskim. Wysokie opady charakterystyczne są wówczas również dla Półwyspu Iberyjskiego. Almerza i Lopez (1996) tłumaczą je napływem wilgotnych mas powietrza z zachodu i południo-zachodu. W latach o dużej intensywności NAO nad półwyspem Iberyjskim zalega klin Wyżu Azorskiego skutecznie odcinający ten obszar od źródeł wilgoci.

Wysokie opady zimowe w czasie dominacji pozytywnej fazy NAO są charakterystyczne dla całej północno-zachodniej Europy. W cieplejszych porach roku wzrost intensywności NAO wpływa na spadek opadów w całej prawie Europie, oprócz Islandii i północnych krańców Półwyspu Skandynawskiego (Hurrell, 1995; Wibig, 1999c) (rys. 8). Spadek opadów notuje się również nad lądolodem grenlandzkim (Hurrell, 1995).



Rys. 8. Współczynniki korelacji między składową główną odpowiadającą typowi NAO a sumą opadów w styczniu (za Wibig, 1999c)

Fig. 8. Correlation coefficients between the principal components and the precipitation totals in January (after Wibig, 1999c).

Symulacje cyrkulacji atmosferycznej za pomocą modelu ECMWF wykonane osobno w odniesieniu do lat o wysokim NAO i niskim bądź przeciętnym wskazują, że w latach o dużej intensywności oscylacji północnoatlantyckiej oś transportu wilgoci nad północnym Atlantykiem ma orientację z południo-zachodu na północo-wschód. Oznacza to zwiększony transport wilgoci nad północne krańce Europy, a zmniejszony nad południową Europą, Morzem Śródziemnym i Afryką Północną (Hurrell, 1995).

Ta i t i in. (1999), analizując przebieg opadów nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Morzem Północnym w okresie 1979–1996, doszli do wniosku, że w latach o niskich lub przeciętnych wartościach indeksu NAO opady nad Morzem Północnym są stosunkowo wysokie. W tych latach panuje zwykle wyższe od normy ciśnienie nad Europą Zachodnią lub Skandynawią, co wskazuje na obecność wyżu na tych obszarach. Niże docierające do Europy Zachodniej lub mijające Wyspy Brytyjskie są nad Morzem Północnym kierowane ku północo-wschodowi lub spowalniane, ze względu na obecność układów blokujących ich przepływ ku wschodowi, co przyczynia się prawdopodobnie do zwiększonych opadów nad samym Morzem Północnym.

Związki NAO z oscylacjami południowymi

Obszar występowania oscylacji południowych (*Southern Oscillation* — SO) to prawie antypody regionu, w którym dominuje NAO. Badania ostatnich lat wskazują jednak na wpływ oscylacji południowych na opady w południowo-wschodniej części Stanów Zjednoczonych, częstość występowania cyklonów zwrotnikowych generowanych nad Atlantykiem, liczby tornad notowanych w tzw. Alei Tornad. To skłoniło klimatologów, szczególnie amerykańskich, do szukania związków pomiędzy NAO i SO. Ekstrema NAO przebiegają czasem jednocześnie z ekstremami SO, a czasem nie. Van Loon i Madden (1981) sklasyfikowali lata występowania ekstremów oscylacji południowych. Jako wskaźniki wybrali ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza w Dżakarcie, Darwin, Santiago, na Wyspach Kokosowych, Samoa i Tahiti, opady w strefie równikowej Pacyfiku i temperaturę wód Pacyfiku w strefie równikowej. W okresie 1900–1980 (rok styczeń) wybrali 22 lata „L/W” (niskie ciśnienie nad środkowym i wschodnim Pacyfikiem i duże opady w strefie równikowej, czyli lata El Niño) i 20 lat „H/D” (wysokie ciśnienie i niskie opady w analogicznych regionach, czyli lata La Niña). Następnie wyznaczyli różnice ciśnienia na półkuli północnej pomiędzy latami L/W a H/D w różnych podokresach wybranego 84-lecia. Okazało się, że różnice te nad północnym Atlantykiem zmieniały się znacznie w czasie. Prowadziło to do stwierdzenia braku stabilnego związku między oscylacją północnoatlantycką a SO. Autorzy zauważyli jednak, że w latach L/W istnieje tendencja do osłabienia cyrkulacji strefowej nad Atlantykiem Północnym i częstszych sytuacji blokadowych. Pokazano również, że ciśnienie w Darwin (w jednym z punktów służących do obliczania indeksu SO) koreluje dodatnio z temperaturą w Godhaab na

Grenlandii ($r = 0,22$), a ujemnie z temperaturą w Aberdeen ($r = -0,16$) i w Oslo ($r = -0,22$), co sugeruje pewną koincydencję między SO i huśtawką temperatury między Grenlandią a północno-zachodnią Europą, związaną dość silnie z intensywnością NAO (van Loon, Madden, 1981).

Rogers porównał współwystępowanie ekstremalnych faz oscylacji południowych wyróżnionych przez van Loona i Maddena (L/W, H/D) ze słabą lub silną cyrkulacją strefową nad Atlantykiem (WW — słabe wiatry zachodnie, SW — silne wiatry zachodnie). Otrzymane wyniki przedstawia tabela 4.

Tabela 4. Liczba zim w okresie 1900–1983, w których ekstrema NAO (bardzo wysokie — SW i bardzo niskie — WW wartości indeksu) i SO (High/Dry i Low/Wet) występują jednocześnie. Na przekątnej z górnego lewego rogu do dolnego prawego liczba zim, w których pojawiają się ekstrema tylko jednej oscylacji (za Rogersem, 1984)

Table 4. Frequency of winters between 1900 and 1983 in which extreme modes of the NAO (high index — SW and low index — WW) and SO (High/Dry and Low/Wet) occur simultaneously. The diagonal from upper left to lower right shows the number of winters when the extreme of only one oscillation occurred (after Rogers, 1984)

	SW	WW	High/Dry	Low/Wet	Wszystkie przypadki Total occurrences
SW	18	—	8	5	31
WW	—	13	3	10	26
High/Dry	8	3	9	—	20
Low/Wet	5	10	—	7	22

Ponieważ faza L/W oscylacji południowych najczęściej współwystępuje ze słabą cyrkulacją zachodnią, Rogers przychylił się do wniosku van Loona i Maddena o osłabieniu cyrkulacji strefowej podczas zjawisk El Niño. Przepisanie jednak tabeli do postaci tzw. tablicy kontyngencyjnej (Osuchowska, 1973) (tab. 5) pozwala na zastosowanie testu Chi-kwadrat sprawdzającego, czy zjawiska prezentowane w kolumnach (kategorie cyrkulacji strefowej) przebiegają niezależnie od zjawisk prezentowanych w wierszach (fazy oscylacji południowych). Wartość testu wynosi 6,47. Przy 4 punktach swobody i poziomie istotności 90% wartość krytyczna testu wynosi 7,78 (Zieliński, Zieliński, 1990). Nie ma zatem podstaw do odrzucenia hipotezy zerowej, która mówi o niezależności zjawisk.

Tabela 5. Tablica kontyngencyjna utworzona na podstawie tabeli 4

Table 5. Contingency table made from the table 4

	SW	Wartości przeciętne Near mean values	WW	Suma Total
High/Dry	8	9	3	20
Wartości przeciętne Near mean values	18	11	13	42
Low/Wet	5	7	10	22
Suma Total	31	27	26	84

Rogers (1984) wyznaczył również wartości indeksu NAO w latach H/D i L/W w całym analizowanym przez siebie okresie 1900–1983 i dwóch 40-letnich podokresach: 1900–1939 i 1940–1979 (tab. 6). Porównanie wartości indeksu w czasie obu faz oscylacji południowych pozwala wysnuć wniosek o koincydencji SO i NAO, ale autorzy zaraz przytaczają pracę R a s m u s s o n a i C a r p e n t e r a (1983), którzy, klasyfikując fazy SO na podstawie temperatury równikowego Pacyfiku, otrzymali w czasie ciepłych faz oscylacji południowych średnią wartość NAO $-0,02$ w miejsce $-0,71$ z tabeli 6.

Tabela 6. Średnia zimowa wartość indeksu NAO podczas zdarzeń H/D i L/W w różnych okresach pomiędzy 1900 a 1983 rokiem (Rogers, 1984)

Table 6. The winter mean NAO index during H/D and L/W events for different periods between 1900 and 1983 (Rogers, 1984)

Okres Period	H/D	L/W	Wartość testu <i>t</i> -Studenta różnicy Student's <i>t</i> -test value of the difference
1900–1983	0,63	-0,71	2,52 (95%)
1900–1939	0,88	-0,33	1,76 (90%)
1940–1979	0,34	-1,16	1,81 (90%)

Różnice ciśnienia na poziomie morza policzone w przypadku lat H/D i L/W w dwóch 40-letnich podokresach: 1900–1939 i 1940–1979 wskazują na zwiększone w latach H/D ciśnienie nad Atlantykiem w pasie 20° – 70° N w pierwszym okresie i w pasie 20° – 55° N w drugim okresie, wtedy też niższe było ciśnienie nad północnym Atlantykiem. Wartości te są jednak statystycznie istotne jedynie wzdłuż wybrzeży Stanów Zjednoczonych. W okresie 1947–1984 możliwe było wyznaczenie analogicznych różnic wysokości geopotencjału powierzchni izobarycznej 500 hPa. Przypomina to obraz ciśnienia na powierzchni morza w drugim okresie (1940–1979), czyli stanowi kolejne potwierdzenie współwystępowania ekstremów NAO i SO. Wartości są jednak statystycznie istotne jedynie wzdłuż wybrzeży Stanów Zjednoczonych.

W roku 1983 wystąpiło silne El Niño (czyli L/W), ale jednocześnie indeks NAO (2,23 według Jonesa, 1997) należał do najwyższych w stuleciu. Kolejne zimy El Niño 1987, 1992 i 1995 również cechował wysoki indeks NAO (odpowiednio 0,49, 1,84 i 3,05). Fakty te przeczą sugestiom van Loona i Maddena o tendencji do współwystępowania ciepłej fazy ENSO ze słabą cyrkulacją strefową. Wydaje się więc, że te dwie największe oscylacje klimatyczne na kuli ziemskiej (obie wykryte przez Sir Gilberta Walkera) przebiegają niezależnie od siebie.

Materiały wpłynęły do redakcji 25 X 1999 r.

Literatura

- Alexandersson H., 1996, *Recent changes in precipitation distribution over western Europe*. European Conference on Applied Climatology, Abstract Volume, 7–10 May, Norrköping, Szwecja, 59–60.
- Almerza C., Lopez J. A., 1996, *Variability of precipitation in Spain and its relation to the North Atlantic Oscillation*. European Conference on Applied Climatology, Abstract Volume, 7–10 May, Norrköping, Szwecja, 163–165.
- Barnston A. G., Livezey R. E., 1987, *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. Mon. Wea. Rev., t. 115, 1083–1126.
- Carleton A. M., 1988, *Meridional transport of eddy sensible heat in winters marked by extremes of the North Atlantic Oscillation 1948/49–1979/80*. J. Climate, t. 1, 212–223.
- Clinet S., Martin S., 1992, *700 hPa geopotential height anomalies from a statistical analysis of the French hemis data set*. Int. Jour. of Clim., t. 12, 229–256.
- Glowienka-Henze R., 1990, *The North Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP*. Tellus, t. 42A, 497–507.
- Horel J. D., 1981, *A Rotated Principal Component Analysis of the Interannual Variability of the Northern Hemisphere 500 mb Height Field*. Mon. Wea. Rev. t. 109, 2080–2092.
- Hurrell J. W., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation*. Science, t. 269, 676–679.
- Hurrell J. W., van Loon H., 1997, *Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation*. Clim. Change, t. 36, 301–306.
- Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*. Int. Jour. of Clim., t. 17, 1433–1450.
- Kapala A., Mächel H., Flohn H., 1998, *Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Associations with regional climate anomalies*. Int. Jour. of Clim. t. 18, 23–36.
- Koslowsky G., Glaser R., 1999, *Variations in Reconstructed Ice Winter Severity in the Western Baltic from 1501 to 1995 and their implications for the North Atlantic Oscillation*. Climatic Change, t. 41, 175–191.
- Koslowsky G., Loewe F., 1994, *The Western Baltic Sea Ice Season in Terms of Mass-Related Severity Index 1879–1992. Part I: Temporal Variability and Association with the North Atlantic Oscillation*. Tellus 46A, 66–74.
- Lamb P. J., Pepler R. A., 1987, *North Atlantic Oscillation: Concept and an Application*. Bull. Am. Met. Soc., t. 68, 1218–1225.
- Lau N.-Ch., 1988, *Variability of the Observed Midlatitude Storm Tracks in Relation to Low-Frequency Changes in the Circulation Pattern*. Jour. of Atmos. Sci., t. 45, 2718–2743.
- Loewe F., 1966, *The temperature see-saw between western Greenland and Europe*, Weather, t. 21, 241–246.
- Marsz A. A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Prz. Geogr., t. 71, 225–245.
- Marsz A. A., Żmudzka E., 1999, *Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce*. Prz. Geof., t. 44, 199–210.
- Osuchowska-Klein B., 1973, *Analiza rocznych przebiegów częstości występowania w Polsce makrotypów cyrkulacji atmosferycznej*, Prz. Geof., t. 18 (26), nr 3–4, 223–242.
- Rasmusson E. M., Carpenter T. H., 1983, *The Relationship between Eastern Equatorial Pacific Sea-Surface Temperature and Rainfall in India and Sri Lanka*. Mon. Wea. Rev., t. 111, 517–528.
- Rogers J. C., 1984, *The association between North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere*. Mon. Wea. Rev., t. 112, 1999–2015.
- Rogers J. C., 1990, *Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899–1986) and associated wave cyclone frequencies*. J. Climate, t. 3, 1364–1379.
- Rogers J. C., 1997, *North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe*. Jour. of Climate, t. 10, 1635–1647.

- Rogers J. C., van Loon H., 1979, *The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes*. Mon. Wea. Rev., t. 107, 509–519.
- Serreze M. C., Carse F., Barry R. G., Rogers J. C., 1997, *Icelandic Low cyclone activity: climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation*. J. of Climate, t. 10, 453–464.
- Tait A. B., Barrett E. C., Beaumont M. J., Brown P. A., Taberner M. J., Todd M. C., 1999, *Interpretation on an Atlas of Passive Micromave-Derived Rainfall over the Eastern North Atlantic Ocean and North Sea*. Int. Jour. of Clim., t. 19, 231–252.
- Tuomenvirta H., Alexandersson H., Drebs A., Frivh P., Nordli P. O., 1998, *Trends in Nordic and Arctic extreme temperatures*. DNMI, Report nr 13/98, 37.
- van Loon H., Madden R. A., 1981, *The Southern Oscillation. Part I: Global associations with pressure and temperature in northern winter*. Mon. Wea. Rev., t. 109, 1150–1162.
- van Loon H., Rogers J. C., 1978, *The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General Descriptions*. Mon. Wea. Rev., t. 106, 296–310.
- Walker G. T., 1924, *Correlations in seasonal variations of weather*. IX Mem. Ind. Meteor. Dept., t. 24, 275–332.
- Walker G. T., Bliss E. W., 1932, *World Weather*. V Mem. Roy. Meteor. Soc., t. 4, 53–84.
- Wallace J. M., Gutzler D. S., 1981, *Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter*. Mon. Wea. Rev., t. 109, 784–812.
- Wibig J., 1999a, *Cyrkulacja atmosferyczna nad Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Część I: Zima*. Prz. Geof., t. 44, nr 1–2, 15–24.
- Wibig J., 1999b, *Cyrkulacja atmosferyczna nad Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Część II: Wiosna, lato, jesień*. Prz. Geof., t. 44, nr 1–2, 25–38.
- Wibig J., 1999c, *Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at 500 hPa level*. Int. Jour. of Clim., t. 19, 253–270.
- Zieliński R., Zieliński W., 1990, *Tablice statystyczne*. PWN, Warszawa, 456.

Summary

An outline of the concept of the North Atlantic Oscillation (NAO) is presented. The term NAO refers to the pattern connected with two centers of action over the North Atlantic: Icelandic Low and Azorian High, and was firstly described by Sir Gilbert Walker, in 1920's. In positive phase of the NAO both centers of action are well developed and zonal circulation dominates over the North Atlantic. In the opposite, the blocking patterns occur. There are many ways of distinguishing the NAO pattern: one point correlation method, empirical orthogonal function, principal component and rotated principal component analysis and the NAO indices. The impact of the NAO on weather in Europe and other parts of the world is also reviewed. The seesaw between temperature in northwestern Europe and Greenland was firstly described by Cranz in his *History of Greenland* in 1765 and it was linked to the state of the NAO latter. During winter the impact of the NAO is the strongest. Together with the high NAO, temperature in northern Europe, northern Asia and in the North America with the exception of Canadian Arctic is higher than normal, whereas at the south of Europe, north of Africa, on Greenland and in Canadian Arctic is colder. The NAO determines also the distribution of precipitation. During the positive phase of the NAO it is wetter in northwestern Europe and drier over southern Europe and northern Africa. Severity of ice over the North Atlantic and Baltic Sea and activity and localization of storm tracks also are influenced by the NAO activity. There is evidence of relations of the NAO and the Southern Oscillation, but it seems that they are not statistically significant.