

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

i

Stowarzyszenie Klimatologów Polskich

**NAO – jej istota,
przyczyny i konsekwencje**

Pod redakcją

Anny Styszyńskiej, Marka Błasia i Krzysztofa Migąły

Wrocław, 2019

Recenzenci

prof. dr hab. Krzysztof Kozuchowski

prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedź

Skład komputerowy

Anna Styszyńska

Projekt graficzny okładki

Hanna Ojrzyńska

Ilustracja na okładce

Rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w okresie zimowym 12.1988-03.1989 według NOAA/ESRL Physical Sciences Division (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>), przy którym stacyjny zimowy indeks NAO Hurrella osiągnął największą wartość dodatnią (5,08).

Zalecane cytowanie

NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje. Pod red. Anny Styszyńskiej, Marka Błasia i Krzysztofa Migąły, IGiRR Uniwersytet Wrocławski, Stowarzyszenie Klimatologów Polskich, Wrocław, 2019.

© Copyright 2019 by Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

© Copyright 2019 by Stowarzyszenie Klimatologów Polskich

ISBN: 978-83-62673-69-8

e-ISBN: 978-83-62673-70-4

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Uniwersytet Wrocławski
Plac Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław



Druk i oprawa

I-BiS, ul. Sztabowa 32, 50-984 Wrocław

SPIS TREŚCI

Przedmowa	5
Anna Styszyńska Miary NAO – uwagi na temat „wskaźników NAO”	7
Joanna Wibig Oscylacja Północnoatlantycka w świetle różnych indeksów	19
Andrzej A. Marsz Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej	31
Dariusz Wrzesiński Badania nad wpływem Oscylacji Północnoatlantyckiej na reżim hydrologiczny rzek i jezior w Polsce	47
Robert Tarka, Tomasz Olichwer Zmiany przepływu rzecznoego w Polsce Południowo-Zachodniej i jego związek z Oscylacją Północnoatlantycką	63
Anna Styszyńska, Krzysztof Migąła, Grzegorz Urban Reakcja miesięcznej i sezonowej temperatury powietrza na północnym skłonie Karkonoszy i ich przedpolu na zmiany wskaźnika NAO	75
Michał Kitowski, Mirosław Miętus Dobowe sumy promieniowania UV – rola cyrkulacji atmosferycznej na przykładzie stacji w Borucinie	93

Przedmowa

Oddajemy do rąk Czytelników kolejną pracę zbiorową na temat Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO – North Atlantic Oscillation). Praca ta jest pokłosiem konferencji zorganizowanej przez Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego oraz Stowarzyszenie Klimatologów Polskich. Konferencja odbyła się we Wrocławiu w dniach 8-10 marca 2018 roku.

Oscylacja Północnego Atlantyku jest najważniejszą dla kształtowania współczesnej zmienności klimatu północno-zachodniej i środkowej Europy postacią cyrkulacji atmosferycznej. Definiuje ona wzajemne relacje między dwoma centrami działania atmosfery ulokowanymi nad północną częścią Atlantyku (Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim). Współdziałanie zmian ciśnienia atmosferycznego w tych układach określa wielkość zasobów ciepła i wilgoci, które przy strefowym przepływie mas powietrza z nad środkowych i wschodnich partii Atlantyku Północnego przenoszone są w szerokościach umiarkowanych na wschód, nad obszar Europy i Polski.

Historia badań wpływu NAO na zmienność przebiegu różnych procesów klimatycznych i hydroklimatycznych w Polsce nie jest długa. W Stanach Zjednoczonych pierwsze prace, traktujące NAO w nowoczesnym ujęciu ukazały się na przełomie lat 80. i 90. XX wieku (Rogers 1984, 1985; Hurrell 1995). Szczególnie istotnym było wprowadzenie przez cytowanych badaczy liczbowych wskaźników charakteryzujących intensywność Oscylacji Północnego Atlantyku, które pozwoliły na badania z wykorzystaniem metod statystycznych. Prace Rogersa i Hurrella spowodowały gwałtowny wzrost intensywności badań nad tą postacią cyrkulacji atmosferycznej i jej wpływem na kształtowanie się zmienności różnorodnych procesów atmosferycznych, oceanicznych, hydrologicznych i biotycznych w skali światowej i regionalnej.

Reakcja badaczy polskich na ten kierunek badań była stosunkowo szybka. Już w latach 1999 i 2000 ukazały się drukiem dwie pierwsze prace na temat NAO (Marsz, Wibig). Bardzo duże zainteresowanie problematyką NAO w szerszym kręgu polskich badaczy z zakresu Nauk o Ziemi (agrometeorologów, klimatologów, hydrologów, oceanografów, geofizyków, ...) spowodowało, że w 2002 roku odbyła się w Gdyni ogólnopolska konferencja naukowa „*Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*”. Od tego czasu minęło niemal 20 lat, w których ukazały się dziesiątki prac wskazujących jak oddziaływanie NAO przekłada się na kształtowanie zmienności różnych aspektów środowiska przyrodniczego Polski. Liczba prac polskich autorów poświęconych temu zagadnieniu nadal nie spada, a omawiana problematyka wciąż cieszy się dużym zainteresowaniem. W dobie obserwowanych intensywnych zmian klimatycznych uważana jest wciąż za ważną i daleką od wyczerpania. Jednocześnie pojawiły się w tych pracach nowe problemy, zwłaszcza dotyczące metodyki badań i interpretacji wpływu NAO na przebieg poszczególnych procesów. W gronie osób zajmujących się tą problematyką pojawiła się idea odbycia ogólnopolskiego spotkania, na którym ponownie przedyskutowano by niektóre zagadnienia z tego zakresu. Ideę tę zrealizowała konferencja naukowa zorganizowana w 2018 roku we Wrocławiu przez Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego oraz Stowarzyszenie Klimatologów Polskich konferencja, z której wybrane, daleko nie wszystkie, materiały stanowią treść tej pracy.

Na niniejszy tom składa się siedem autorskich rozdziałów. Pierwsze trzy rozdziały dotyczą ogólnego stanu wiedzy, ale także porządkują definicje i sposoby konstruowania indeksu NAO oraz jego intensywności. Ocenie poddano jakość wskaźnika, przedstawiono przykłady niewłaściwego stosowania i interpretacji, wykazano różnice między jego różnymi miarami. Ukazano wpływ poszczególnych indeksów na kształtowanie temperatury i opadów atmosferycznych w Europie. Dyskutowano również problem mechanizmu i stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej, co ma istotne znaczenie we współcześnie dostrzeganych zmianach faz NAO i ich natężenia. Są one w części odpowiedzialne za jeden z mechanizmów notowanego na obszarze Europy ocieplenia. Dalsze rozdziały przedstawiają przejawy zmienności procesów klimatycznych i hydrolo-

gicznych w różnych skalach przestrzennych i czasowych, zachodzących pod wpływem zmienności NAO na obszarze Polski.

W polskiej literaturze zjawisko NAO zapisywane jest niejednolicie: „Oscylacja Północnoatlantycka” lub „oscylacja północnoatlantycka”, czy też „oscylacja Północnoatlantycka”, rzadziej „Oscylacja Północnego Atlantyku”. Nie ulega wątpliwości, że jest to konkretne, jednostkowe zjawisko o określonej lokalizacji, a więc oba człony nazwy powinny być pisane dużymi literami. Dodatkowo powstaje problem czy jest to oscylacja jaka, czy oscylacja czego? Ponieważ zjawisko to, jak pisze Marsz (2002), „ma wymiar jednocześnie atmosferyczny i oceaniczny, przy czym rola Atlantyku w kreowaniu tego zjawiska jest decydująca”, to używanie określenia „Oscylacja Północnego Atlantyku” przez autorów podkreślających znaczenie oceanu w kształtowaniu zjawiska NAO jest w pełni uzasadnione. W niniejszym tomie w pracach różnych autorów zachowana będzie stosowana przez nich nazwa, pisana jednak zawsze z dużych liter.

Anna Styszyńska

Marek Błaś

Krzysztof Mięgała

Miary NAO – uwagi na temat „wskaźników NAO”

Anna Styszyńska

Katedra Urbanistyki i Planowania Regionalnego, Politechnika Gdańska
anna.styszynska@pg.edu.pl

1. Wstęp

Praca stanowi reakcję na treści zawarte w niektórych publikacjach w polskich czasopismach naukowych na temat związków między różnymi elementami klimatycznymi, hydrologicznymi czy hydro-klimatycznymi a zmiennością natężenia Oscylacji Północnego Atlantyku (dalej akronim NAO – North Atlantic Oscillation). W licznych publikacjach korzysta się ze wskaźników NAO, przy czym autorzy szeregu tych prac nie informują, który ze wskaźników NAO stosują, używają zamiennie różnych wskaźników NAO, niekiedy utożsamiają wskaźnik NAO ze wskaźnikiem AO (Oscylacji Arktycznej). W porównaniach nie zwracają uwagi na cechy (właściwości) poszczególnych wskaźników ani na ich reakcje na zmiany położenia centrów działania atmosfery. Napisane w języku polskim hasło objaśniające NAO w Wikipedii (jak można domyślać się, przygotowane przez kogoś z klimatologów), z którego szereg osób czerpie następnie swoją wiedzę, zawiera na temat wskaźnika NAO treści błędne i nieprawdziwe, wskazujące na niezajomość przez autora hasła nawet elementarnej literatury przedmiotu.

Cyrkulacja atmosferyczna, jako wielowymiarowy, ciągły w czasie i przestrzeni przejaw przepływów powietrza, ma charakter jakościowy. Pewnym regionalnym przejawem cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym jest fenomen określany mianem Oscylacji Północnego Atlantyku. Natężenie (intensywność) NAO charakteryzuje się za pomocą kilku różnych wskaźników, pozwalających określić liczbowo cechy występującej w danym okresie cyrkulacji atmosferycznej. Dzięki takiemu „liczbowemu” ujęciu, staje się możliwe badanie metodami statystycznymi związków między cechami zmienności cyrkulacji atmosferycznej a zmiennością elementów klimatycznych i innych zjawisk (np. hydrologicznych, biologicznych, ...), których zmienność jest warunkowana w ten czy inny sposób przez zmienność klimatu.

W Europie z wystąpieniem dodatniego wskaźnika NAO dość jednoznacznie kojarzy się wystąpienie napływów powietrza z sektora zachodniego, przy czym intensywność napływu z zachodu jest tym większa, im wyższą wartość osiąga wskaźnik. W przypadku ujemnego wskaźnika NAO kierunek napływu nie jest określony, może to być zarówno przepływ strefowy ze wschodu, jak i przepływ południkowy z sektorów południowego lub północnego, a intensywność przepływu i jego kierunek może wykazywać silne zróżnicowanie regionalne.

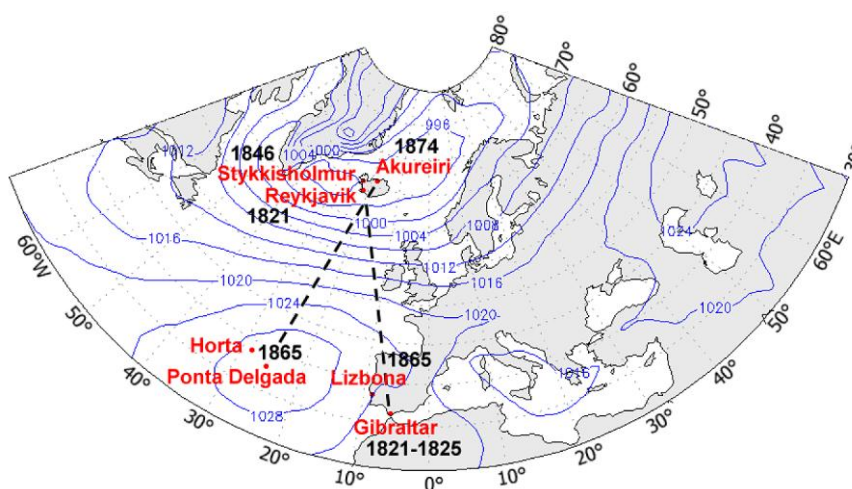
Mając na względzie filozofię konstrukcji tych wskaźników, generalizując, można wyróżnić kilka ich rodzajów:

- a. tak zwane wskaźniki „stacyjne” – Rogers (1984a i b, 1990), Hurrell (1995), Jones i in. (1997; ten ostatni wskaźnik określa się często mianem NAO CRU (Climate Research Unit)), Cropper i in. (2015),
- b. wskaźniki stanowiące rezultat analizy pola SLP metodą składowych głównych (PCA – Principal Component Analysis),
- c. pozostałe wskaźniki (np. „gridowe”, modyfikowane indeksy przepływu strefowego).

Jak wynika z przeglądu polskich prac z zakresu klimatologii i hydrologii, najczęściej stosowane są w różnego rodzaju analizach wskaźniki NAO określone mianem stacyjnych.

2. Stacyjne wskaźniki NAO

Wspólną ideą obliczania wskaźników stacyjnych jest to, że charakteryzują one pośrednio różnicę ciśnienia (SLP – Sea Level Pressure) między parą stacji znajdujących się w zasięgu centrów działania atmosfery regulujących intensywność i kierunek przepływów powietrza w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – Wyżu Azorskiego i Niżu Islandzkiego. W każdym ze wskaźników (indeksów) ich twórcy przyjmują odmienne stacje bazowe (ryc. 1), w rezultacie czego, obliczone dla tego samego okresu (momentu) wskaźniki NAO mają różne wartości, a nawet (choć rzadko) znaki. Rogers (1984a i b) jako stacje wyjściowe przyjmuje Ponta Delgada/Hortę (Wyż Azorski – dalej WA) i Akureiri (Niż Islandzki – dalej NI). Hurrell (1995) dla obliczania wskaźnika zimowego (DJFM) przyjmuje stacje Lizbona (WA) i Reykjavik/Stykkisholmur (NI), dla obliczania pozostałych wskaźników (miesięcznych, sezonowych i rocznego zamiast Lizbony przyjmuje Ponta Delgada z chwilowymi uzupełnieniami danych SLP wartościami gridowymi. Jones, Jonsson i Wheeler (1997) – Gibraltar (WA) i Reykjavik (NI). Różnice w wyborze stacji bazowych wynikają z wykorzystania przez kolejnych autorów wskaźników stopniowo ujawnianych, sięgających coraz dalej w przeszłość, serii instrumentalnych pomiarów ciśnienia atmosferycznego (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie stacji bazowych i rok rozpoczęcia serii instrumentalnych pomiarów ciśnienia atmosferycznego wykorzystywanych przy obliczaniu wskaźników NAO oraz rozkład średniego ciśnienia atmosferycznego w okresie 12.2014-03.2015 według NOAA/ESRL Physical Sciences Division (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>)

Wszyscy autorzy stacyjnych wskaźników NAO (dalej NAO (index)) przyjmują taki sam sposób obliczania wskaźnika:

$$\text{NAO(index)} = \frac{x - x_{\text{sr}}}{\sigma_x} - \frac{y - y_{\text{sr}}}{\sigma_y}$$

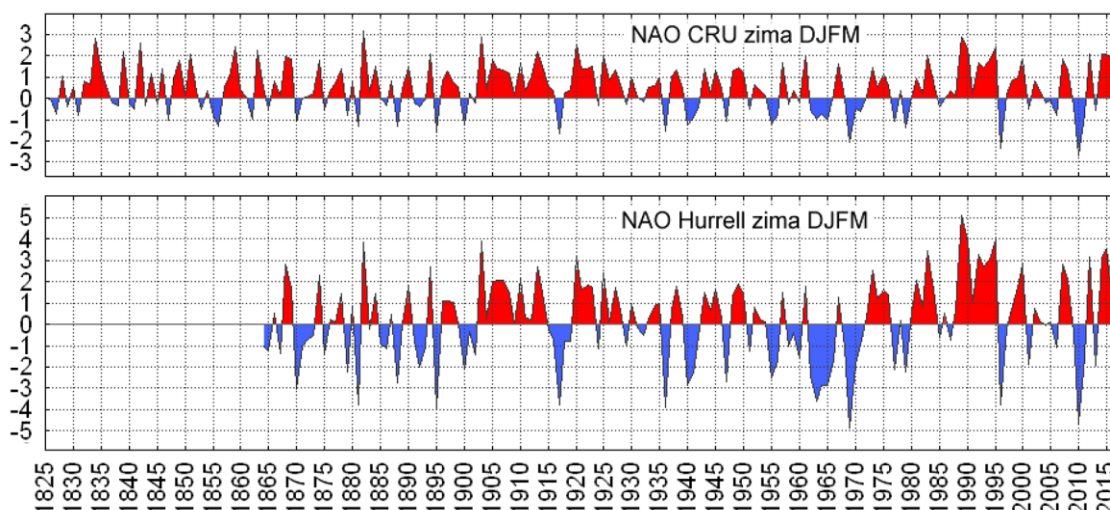
gdzie: x – sezonowe (miesięczne, roczne) SLP na danej stacji znajdującej się w rejonie występowania Wyżu Azorskiego, x_{sr} – średnie wieloletnie SLP na tej samej stacji w danym okresie uśredniania, σ_x – odchylenie standardowe sezonowego (miesięcznego, rocznego) SLP na stacji x w danym okresie uśredniania, y , y_{sr} , σ_y – to samo dla stacji w zasięgu Niżu Islandzkiego.

W takim ujęciu indeks NAO nie jest standaryzowaną różnicą SLP między stacjami reprezentującymi WA a NI jak pisze wielu autorów, ale różnicą wartości standaryzowanych anomalii SLP między tymi centrami działania atmosfery. Wszystkie stacyjne wskaźniki NAO są ze sobą silnie i istotnie skorelowane dodatnio.

Średnie wieloletnie SLP, z których następnie oblicza się anomalie SLP ($x - x_{\text{sr}}$, $y - y_{\text{sr}}$) oraz odchylenia standardowe, poszczególni twórcy indeksów NAO szacują z różnych okresów. Rogers miesięczne i sezonowe anomalie obliczał i standaryzował początkowo według okresu 1874-1986 (Rogers 1984a) lub 1895-1980 (Rogers 1984b), następnie z okresu 1874-1999. Ostatnia wersja tych danych obejmuje okres 1874-2005. Są one dostępne na stronie Polar Meteorology Group z Ohio State University („The Rogers (1984) North Atlantic Oscillation Index (1874-2005)”) – <http://polarmet.osu.edu/NAO/>). Hurrell początkowo standaryzował indeks

NAO według średnich SLP i odchyłeń standardowych z lat 1864-1994 (Hurrell 1995), potem ciągle aktualizował dane i zmieniał okres bazowy (dane wartości indeksu NAO systematycznie podawał na swojej stronie internetowej), by w końcu, po poprawce D. Stephensona (Stephenson i in. 2000), oprócz standaryzację na stałym 120-letnim okresie 1864-1983. Dane miesięczne, sezonowe i roczne tego wskaźnika dla okresu 01.1865-04.2018 udostępnione są na stronie National Center for Atmospheric Research (NCAR) w Boulder, Kolorado USA („Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based)” – <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>). We wskaźniku NAO CRU anomalie i standaryzacja prowadzone są względem średnich z lat 1951-1980 (Jones i in. 1997; dane miesięczne z lat 1821-2018 udostępnione są na stronie: „Tim Osborn: North Atlantic Oscillation index data” – <https://crudata.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>). W niektórych pracach (Osborn 2006, 2011) do obliczania anomalii i standaryzacji indeksu NAO CRU wykorzystywano okres 1961-1990. Na stronie Climatic Research Unit (CRU), University of East Anglia (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/viz.htm>) dostępne są również wizualizacje przebiegu sezonowych, półrocznych i rocznych szeregów czasowych indeksów NAO CRU, które opracowane zostały przy użyciu średnich i standardowych odchyłeń SLP w Gibraltarze i na Islandii z okresu referencyjnego 1951-1980, które następnie ponownie zestandaryzowano w stosunku do okresu 1901-2000.

Przyjmowanie odmiennych średnich wieloletnich i wartości odchyłeń standardowych (σ) w procesie obliczania anomalii i ich standaryzacji prowadzi do tego, że na różnice ciśnienia wynikające z różnych stacji bazowych (zwłaszcza charakteryzujących ciśnienie w Wyżu Azorskim), nakłada się dodatkowy szum i różnice wartości wskaźnika dla tego samego momentu w szeregach poszczególnych autorów stają się większe, niż wynikałoby to tylko z samego przyjmowania odmiennych stacji bazowych (ryc. 2). Na przykład przyjęcie krótkiego okresu 1951-1980, względem którego oblicza się średnie i σ w szeregach wskaźnika NAO CRU powoduje, że w całym szeregu NAO CRU (od 1823 roku) występuje zdecydowana przewaga lat i zim z dodatnimi wartościami indeksu (ryc. 2), co nie do końca odpowiada rzeczywistemu charakterowi cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Przyczyną takiego stanu rzeczy jest to, że w latach 1951-1980 SLP w rejonie Islandii (Nizu Islandzkiego) było wyraźnie wyższe niż w długim okresie poprzedzającym (ryc. 3).

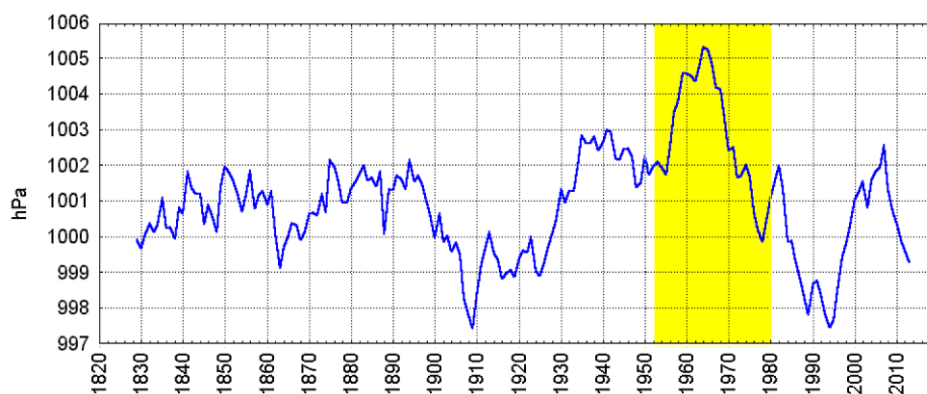


Ryc. 2. Przebieg zimowych (DJFM) wskaźników NAO CRU (1825-2017) i Hurrella (1864-2017)

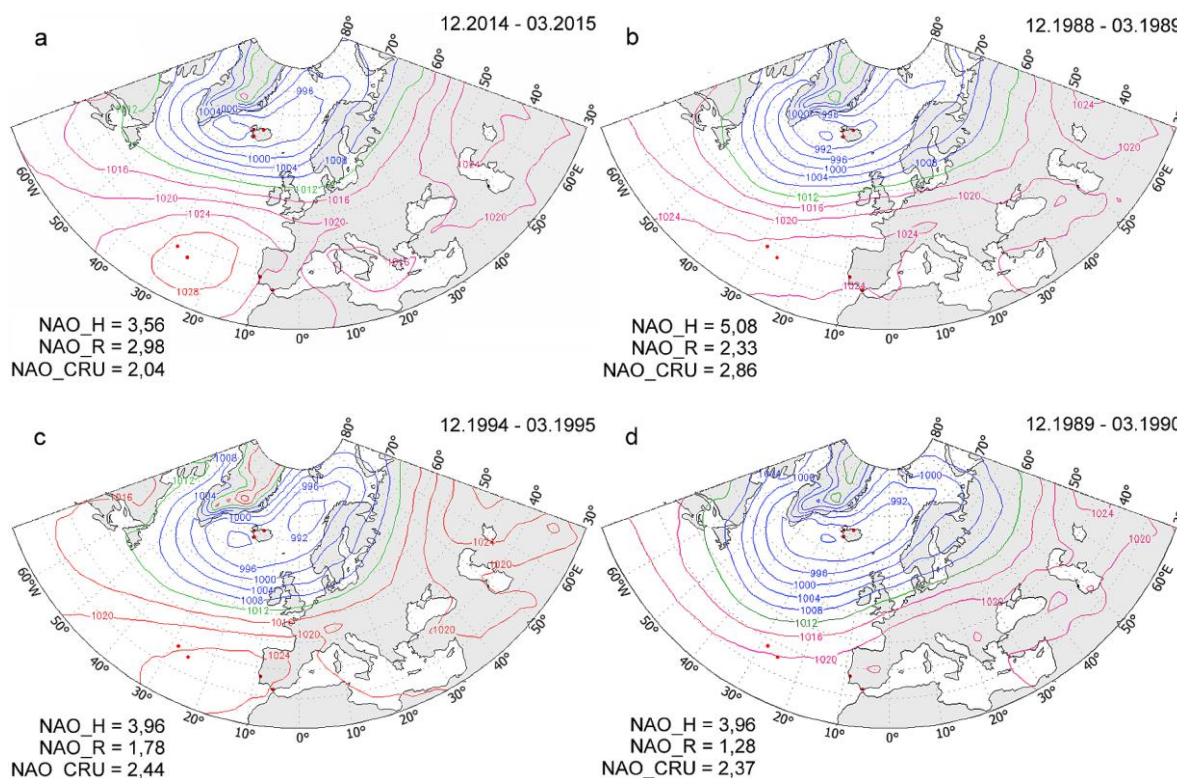
Inną przyczyną różnic między stacyjnymi wskaźnikami NAO jest to, że położenie centrów aktywności atmosfery zmienia się w czasie. W przypadku, gdy centrum Wyżu Azorskiego ulega przesunięciu na NE lub E, wartość wskaźnika NAO Hurrella wzrasta, wskaźnika NAO Rogersa – zmniejsza się (ryc. 4a i b). Wskaźnik NAO CRU zmniejsza się przy przesunięciu Wyżu Azorskiego na NE i rośnie przy przesunięciu Wyżu na E (ryc. 4b). W przypadku gdy centrum Nizu Islandzkiego lokuje się na południe od Islandii, wartość wskaźnika Rogersa zmniejsza się, wartości pozostałych indeksów pozostają bez większych zmian (ryc. 4c i d).

Innymi słowy, stacyjne wskaźniki NAO są do siebie podobne, ale w zależności od przyjętego do badań wskaźnika uzyskuje się, na przykład przy badaniu związków temperatury powietrza w Polsce z NAO, nieco różne rezultaty (tab. 1).

Wykorzystując miesięczne i sezonowe „stacyjne” wskaźniki NAO należy zdawać sobie sprawę z tego, że mimo jednakowych ich wartości, skutki ich działania są nieporównywalne w cyklu rocznym; wartość wskaźnika NAO równa +1 ze stycznia nie daje żadnych porównywalnych skutków cyrkulacyjnych (adwekcja nie osiąga podobnej „siły”) jak taki sam wskaźnik NAO równy +1 z lipca czy sierpnia (ryc. 5). Przyczyną takiego stanu rzeczy jest sposób obliczania wskaźnika, a konkretnie to, że stanowi on różnicę standaryzowanych anomalii SLP.



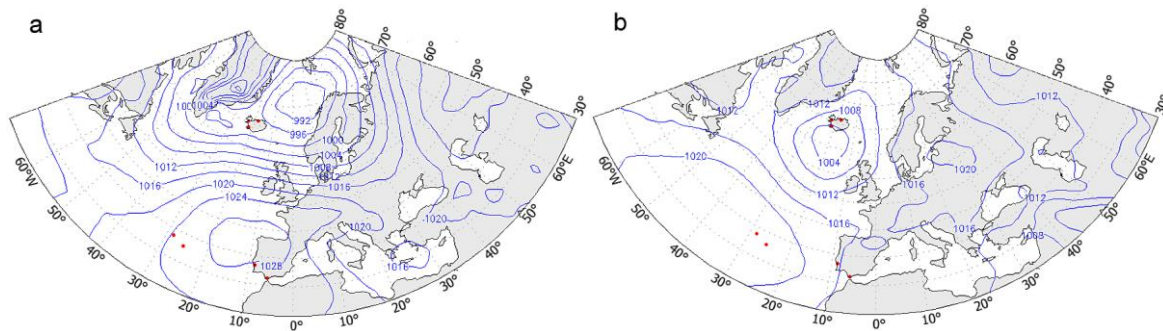
Ryc. 3. Przebieg średniego zimowego (DJFM) SLP (hPa) w SW Islandii (1821-2018) wyrównany 13-punktową średnią ruchomą (średnie miesięczne według: <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/>). Kolorem żółtym zaznaczono okres referencyjny 1951-1980



Ryc. 4. Średni rozkład SLP w okresie zimowym (DJFM) według NOAA/ESRL Physical Sciences Division (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>) przy różnym położeniu Wyżu Azorskiego i Nizu Islandzkiego. Każdorazowo podano wartości zimowych (DJFM) wskaźników NAO Hurrella (H), Rogersa (R) i CRU

Tab. 1. Współczynniki korelacji między miesięczną i roczną temperaturą powietrza na stacjach Koszalin, Hel, Poznań, Warszawa i Wrocław a miesięcznymi i rocznymi wartościami indeksów NAO Rogersa i CRU w okresie 1901-2000. Korelacje istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$ pogrubiono

Stacja	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	rok
	Wskaźnik NAO Rogersa (Azory – Islandia)												
Koszalin	0,56	0,61	0,67	0,20	0,17	0,22	0,11	0,30	0,46	0,37	0,33	0,31	0,44
Hel	0,54	0,59	0,66	0,26	0,17	0,25	0,12	0,31	0,44	0,42	0,27	0,30	0,45
Poznań	0,58	0,57	0,65	0,21	0,07	0,10	0,05	0,35	0,48	0,37	0,29	0,29	0,40
Warszawa	0,54	0,56	0,61	0,19	0,09	0,10	0,11	0,36	0,42	0,40	0,27	0,26	0,39
Wrocław	0,56	0,54	0,60	0,19	0,02	0,07	0,07	0,33	0,46	0,34	0,26	0,22	0,36
	Wskaźnik NAO CRU (Gibraltar – Islandia)												
Koszalin	0,64	0,70	0,63	0,20	0,08	0,09	0,03	0,00	0,35	0,46	0,40	0,47	0,45
Hel	0,64	0,65	0,61	0,25	0,10	0,04	0,02	0,02	0,31	0,49	0,34	0,42	0,48
Poznań	0,66	0,68	0,62	0,22	0,04	0,00	0,01	0,06	0,41	0,41	0,37	0,47	0,49
Warszawa	0,61	0,66	0,55	0,18	-0,02	-0,03	0,00	0,03	0,29	0,39	0,31	0,37	0,43
Wrocław	0,63	0,68	0,56	0,23	0,04	0,03	0,04	0,17	0,41	0,34	0,36	0,43	0,49



Ryc. 5. Średni miesięczny rozkład ciśnienia w styczniu 2005 r. (a) i sierpniu 2015 r. (b) według NOAA/ESRL Physical Sciences Division (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/>). W obu przypadkach miesięczny wskaźnik NAO Hurrella (Azory – Islandia) = 1,0

Intensywność przepływu powietrza zależy od gradientu barycznego, ten wobec stałego położenia stacji bazowych jest funkcją różnic SLP między nimi. Wielkość odchylenia standardowego jest natomiast nie funkcją samych różnic SLP, lecz i funkcją zmienności tych różnic w okresie uśredniania (standaryzacji). Silny wpływ na „nieporównywalność” miesięcznych czy sezonowych indeksów NAO wywiera roczny cykl zmian i zakresów zmienności SLP. W rezultacie, np. we wskaźniku NAO Rogersa zmiana wartości wskaźnika NAO o jedną jednostkę w styczniu odpowiada zmianie różnicy SLP w stosunku do średnich między Ponta Delgada / Hortą a Akureiri o 7,62 hPa, gdy w lipcu, takiej samej zmianie wskaźnika NAO odpowiada zmiana różnicy SLP między tymi stacjami o 2,49 hPa, czyli jest około 3 razy mniejsza. Trudno zatem się dziwić, że na przykład siła związków między NAO a zmianami temperatury powietrza w Polsce w miesiącach letnich jest znacznie słabsza, niż w miesiącach zimowych (tab. 1). W stuleciu 1901-2000 średnia różnica SLP w styczniu między Ponta Delgada/Hortą a Akureiri wynosi 20,38 hPa, a odchylenie standardowe jest równe 13,87, gdy w lipcu, średnia różnica SLP między tymi stacjami jest równa 14,65 hPa, a odchylenie standardowe, kiedy międzyroczna zmienność różnic ciśnienia jest znacznie mniejsza niż zimą, jest równe tylko 4,16.

Odmianą wskaźników stacyjnych jest „dobowy wskaźnik NAO” opracowany przez Croppera, Hanę, Valente i Jónssona (2015). Jego idea i konstrukcja są na tyle niezwykle, że wymaga on bardziej szczegółowego objaśnienia.

Założenia „ideowe” dobowego wskaźnika NAO są pozornie proste. Ma to być standaryzowana różnica anomalii SLP między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim z tego samego momentu doby. Szeregi wartości SLP z określonej godziny dla Wyżu Azorskiego autorzy tej metody utworzyli drogą zmużnych przeliczeń (nazywają to homogenizacją) ze stacji Ponta Delgada, Santa Maria i Lajes, a dla Niżu Islandzkiego ze stacji Stykkishólmur i Reykjavik. Moment doby, dla którego obliczany jest wskaźnik określono jako 0900 UTC, co wynika z jednoczesności terminów pomiarów ciśnienia atmosferycznego na Azorach i na Islandii. Standary-

zacja ciśnienia jest tu przeprowadzana, nie względem długookresowej średniej miesięcznej, jak to przyjęto w dotychczas omawianych „wskaźnikach stacyjnych”, ale względem czegoś podobnego do średnich miesięcznych w danym roku.

Autorzy tego wskaźnika zauważyli, że w przebiegu średnich rocznych wartości SLP nad Islandią i Azorami zaznacza się długookresowa zmienność (jest to w pełni zrozumiałe), co powoduje, że średnie miesięczne SLP danego miesiąca nie są takie same każdego roku (!), podobnie różne są w kolejnych latach średnie roczne SLP. Z kolei w przebiegu ciśnienia nad Azorami, w dobowym cyklu przebiegu SLP, występuje dodatkowo typowa dla przebiegu SLP w tropikach zmienność w granicach 2-3 hPa powodowana wystąpieniem pływu słonecznego w atmosferze. Z tej przyczyny, aby wskaźnik był „jednorodny” ich zdaniem zachodzi konieczność wyeliminowania jednej i drugiej zmienności. Przyjęta droga eliminacji tej zmienności jest osobliwa. Zastosowano tu wyrównanie metodą „nieregularnego” wyrównywania przebiegów „napiętą krzywą sklejaną” (*tension spline method*), przy spełnieniu warunku, aby krzywa ta w danym roku przechodziła przez punkty o takich samych wartościach uśrednionych w danym miesiącu dobowych SLP jak i średnich miesięcznych SLP (!?). Być może taki zapis w tekście pracy wynika z tego, że wartości „dobowe” SLP, którymi operują autorzy (Cropper i in. 2015) pochodzą z godziny 09 UTC, nie są to więc średnie dobowe SLP *sensu stricto*. Ta kwestia w cytowanej pracy nie jest objaśniona.

Następnie, Cropper i współautorzy (2015) obliczają w danym roku różnice między chwilowymi wartościami SLP (z danej doby) a wartościami przebiegu „krzywej sklejaney” (w danej dobie) i dalej z tych różnic (wartości) obliczają odchylenia standardowe SLP dla danego miesiąca w danym roku, względem których prowadzą następnie standaryzację szeregu dób w danym miesiącu danego roku. W ten sposób cytowanym autorom udało się „zgubić” zmiany wynikające z międzyrocznej zmienności SLP średnich miesięcznych i średnich rocznych. Te wartości posłużyły im następnie do ostatecznych obliczeń wskaźnika. W rezultacie, tak obliczany „dobowy wskaźnik NAO” jest niejednorodny „od chwili poczęcia”.

Obliczenia przeprowadzono numerycznie, wykorzystując do tego „gotowe” aplikacje i specjalnie pisane programy, tak więc główny i bezpośredni twórczy wkład pracy omawianych autorów (Cropper i in. 2015) został skierowany na udziwnienie i zagmatwanie zagadnienia. Niezależnie od nakładu pracy na obliczenie takiego wskaźnika i zdecydowanego przerostu „formy nad treścią”, taki wskaźnik nie jest niczym innym, jak zwykłą różnicą SLP między Ponta Delgada a Stykkishólmur i Reykjavikiem o godzinie 09 UTC każdego dnia, z wprowadzeniem do niej pewnych dodatkowych szumów i wyrażeniem wskaźnika w niemianowanych, bliżej niejasnych, jednostkach. Praktycznie zmienność w obu szeregach – „dobowym NAO” i Δ SLP między tymi stacjami – jest taka sama ($\sim \pm 0,02 - \pm 0,05$). Omawiani autorzy, po uśrednieniach swoich wskaźników do wartości miesięcznych i ich konsekwentnym wyrównaniu, analizują związki z indeksami NAO innych autorów i stwierdzają ich na ogół dobrą i bardzo dobrą zgodność, co ma świadczyć o prawidłowości ich wyliczeń. Najlepszą zgodność uzyskują z miesięcznym wskaźnikiem stacyjnym NAO Hurrella (r od 0,90 w czerwcu do 0,99 w listopadzie, grudniu, styczniu, lutym i marcu; 1965-2013).

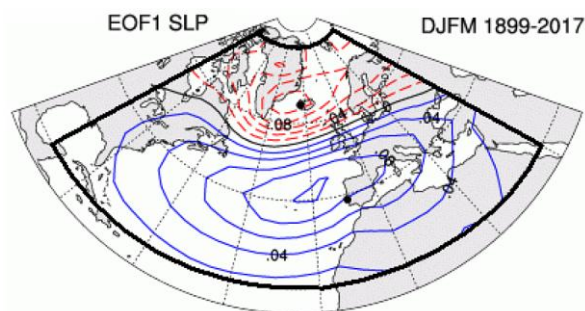
Dalszą kwestią jest problem objaśniającej roli tego wskaźnika. Dobowa rozdzielczość wskaźnika sugeruje, że powinien on służyć do analiz dobowych. Propagacja „sygnału NAO” następuje poprzez adwekcję masy powietrza, wraz z którą transmitowane (propagowane) są wartości parametrów meteorologicznych (temperatura, prędkość aktualna [w sumie entalpia], pionowy gradient temperatury etc.) z obszaru źródłowego masy.

Prędkość propagacji masy powietrza jest skończona, mniejsza od prędkości światła i na dodatek zmienna w funkcji czasu. Moment „dotarcia” sygnału do obszaru, na którym mają oddziaływać parametry masy zmieniające „miejscowe parametry meteorologiczne” lub przebiegające tam procesy pogodowe, jest funkcją odległości między punktami (którego punktu nad Atlantykiem Północnym?) i prędkości masy na tej odległości. Oznacza to, że badając zmiany np. temperatury powietrza w Gdyni zachodzące pod wpływem „dobowego NAO” w piątek, trzeba będzie raz przyjmować wskaźnik NAO z wtorku poprzedzającego ten piątek, innym razem, w przypadku powolnego przepływu masy, z poprzedzającej niedzieli. Na dodatek właściwości masy w trakcie jej przemieszczania się ulegają zmianom (zachodzą procesy transformacji). Zmiany te są nieliniowe i zależą od czasu, który upłynął od wyjścia z obszaru źródłowego i charakteru powierzchni podścielającej, nad którą masa przemieszczała się, zanim dotarła nad obszar, gdzie „mierzy się” jej oddziaływanie.

Wszystko to czyni, że zarówno sens tworzenia „dobowego wskaźnika NAO”, jak i stosowania tego wskaźnika jest problematyczny. Odpowiedzi, które się osiągnie stosując ten wskaźnik znacznie prościej i o wiele bardziej wiarygodnie osiągnie się przez zwykłą analizę kilku kolejnych map synoptycznych. Dobowy wskaźnik NAO nie ma walorów wskaźnika klimatycznego. Mimo tego, od czasu opublikowania omawianej publikacji (Cropper i in. 2015) cytowany wskaźnik był już kilkunastokrotnie wykorzystany, przede wszystkim przez jego współtwórców (Edwarda Hannę, Thomasa E. Croppera i Marię A. Valente), do różnych analiz wpływu zmian cyrkulacji atmosferycznej nad północnym Atlantykiem na zmiany pokrywy lodów morskich w rejonie Grenlandii oraz ciśnienia atmosferycznego, temperatury i opadów najpierw w rejonie Grenlandii, a później Wielkiej Brytanii (m.in. Hanna i in. 2016, Ballinger i in. 2018).

3. Wskaźniki NAO stanowiące rezultat analizy pola SLP metodą składowych głównych

Indeksy NAO nie opierające się na punktowych średnich SLP na stacjach, ale na polu SLP w granicach konkretnego obszaru zostały opracowane między innymi przez J. Hurrella (Hurrell i in. 2003). Dostępne szeregi czasowe tego rodzaju wskaźników NAO rozpoczynają się od roku 1899, co jest związane z istnieniem danych, pozwalających na wiarygodne odtworzenie pola SLP nad północnym Atlantykiem. Indeksami NAO są tu odpowiednio szeregi czasowe wartości czynnikowych pierwszej składowej głównej (zapisywane jako: 1PC [principal component], 1 wektor własny lub EOF1 [Empirical Orthogonal Function] – składowa główna pierwszej empirycznej funkcji ortogonalnej), standaryzowanego pola SLP na obszarze szeroko rozumianego atlantyckiego sektora cyrkulacyjnego. Granice tego sektora wyznaczają współrzędne 20-80°N, 90°W-40°E (ryc. 6). Wartości tych szeregów udostępnione są na stronie Hurrella („The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based)” – <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>). Wskaźniki NAO (PC)-based (lub NAO PCA [principal component analysis]) szacowane są dla miesięcy, sezonów (DJFM („rozszerzona” zima), DJF (zima „klimatyczna”), MAM (wiosna), JJA (lato), SON (jesień) oraz roku. Na omawianej stronie www J.W. Hurrella znajdują się również odniesienia (linki) do wskaźników stacyjnych Hurrella, wskaźników Hurrella opartych na PCA, jak i do wskaźników NAO CRU. W momencie, kiedy autor danej pracy tylko pisze, bez dalszych objaśnień, że wskaźniki NAO zastosowane w prowadzonych przez niego badaniach (analizach) „pobrano ze strony www J.W. Hurrella”, praktycznie nie wiadomo, który ze wskaźników jest przez danego autora wykorzystywany.

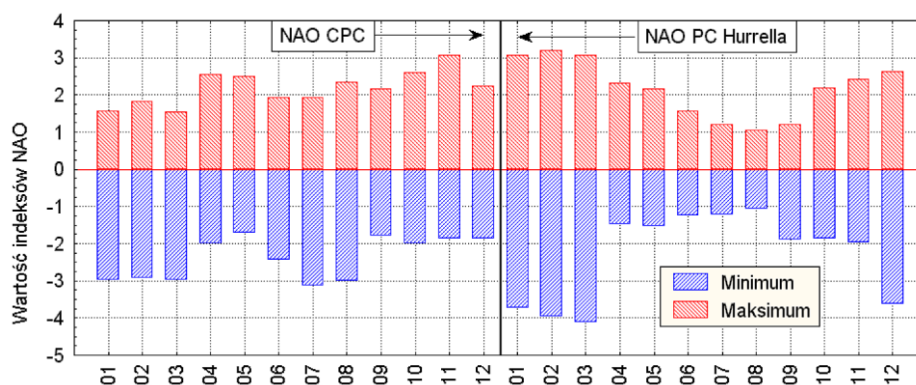


Ryc. 6. Granice atlantyckiego sektora cyrkulacyjnego, dla którego określa się składowe główne i standaryzowane pole ciśnienia na poziomie morza na północnym Atlantyku w sezonie rozszerzonej zimy (DJFM) w okresie 1899-2017 (źródło: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>)

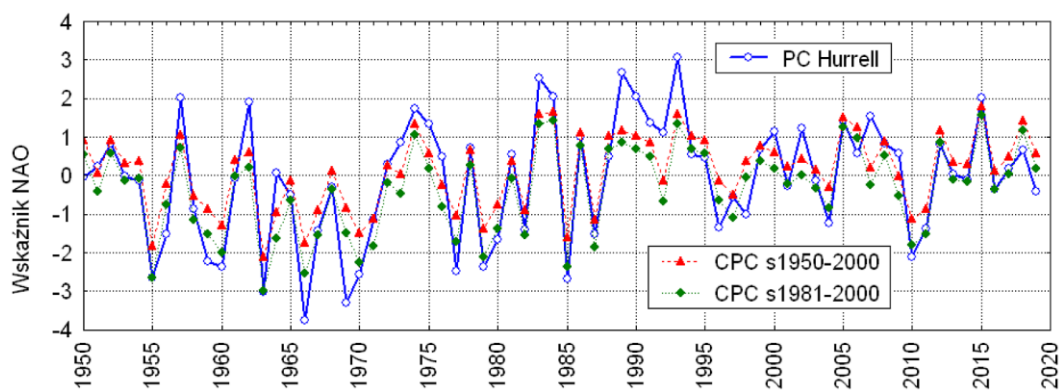
Wcześniej od wskaźnika Hurrella, również opartym na PCA pola SLP, jest wskaźnik miesięczny NAO opracowywany przez NWS CPC (National Weather Service, Climate Prediction Center). Do jego obliczenia zastosowano metodę zaproponowaną przez Barnstona i Livezey (1987). Pierwotnie, od pierwszych lat 90. XX wieku do przełomu XX i XXI wieku, był on obliczany jako 1PC z miesięcznego pola anomalii SLP na obszarze 30-80°N, 80°W-40°E. Później obliczano go z filtrowanych danych dobowych obliczanych (1PC) z pola wysokości geopotencjału 500 hPa na obszarze od 20 do 90°N, 0-360°, czyli z tego samego obszaru, z którego oblicza się wskaźnik Oscylacji Arktycznej (AO), z tym, że AO stanowi 1PC z pola SLP, a nie z pola anomalii wysokości geopotencjału 500 hPa. W pierwszym okresie standaryzacja wartości miesięcznych była prowadzona według stale zmieniających się średnich, od roku 2001 szeregi standaryzowano względem jednolitej średniej i odchylenia standardowego z okresu 1981-2000. Z chwilą

przejęcia na obliczanie wskaźnika NAO z wartości dobowych (500Z) zmieniono również bazy okres standaryzacji na kolejne miesiące z okresu 1950-2000. W wyniku tych zmian, archiwizowane w latach 90. XX wieku szeregi miesięcznych wartości tego wskaźnika mocno różnią się od siebie i w niewielkim stopniu przypominają wartości dostępne obecnie. Ze strony National Weather Service, Climate Prediction Center (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml>) można pobrać zarówno miesięczne i dobowe wartości wskaźnika NAO CPC (od 01.1950 do chwili obecnej) znormalizowane dla okresu bazowego 1950-2000 jak i miesięczne wartości NAO CPC (od 01.1950 do chwili obecnej) znormalizowane dla okresu 1981-2000 – tzw. „Historical Index”.

W okresie 1950-2017 między szeregami miesięcznych wskaźników CPC i Hurrella opartych na PCA zachodzą we wszystkich miesiącach dodatnie i wysoce istotne korelacje (od 0,76 w maju i wrześniu do 0,91 w lutym). Jednak przegląd i porównanie obu szeregów wskazuje na występujące między nimi, niekiedy bardzo duże, różnice (ryc. 7). W miesiącach zimowych amplituda zmian indeksu NAO w szeregach CPC jest stosunkowo mała w stosunku do przebiegu tego samego indeksu Hurrella (ryc. 8), natomiast w miesiącach letnich zmienność indeksu CPC gwałtownie rośnie, będąc większą o ponad 2 razy w stosunku do indeksu Hurrella (ryc. 9). Śledząc przebieg indeksów NAO CPC odnosi się wrażenie, że zmienność NAO jest w cyklu rocznym największa w sierpniu, a najmniejsza w grudniu.



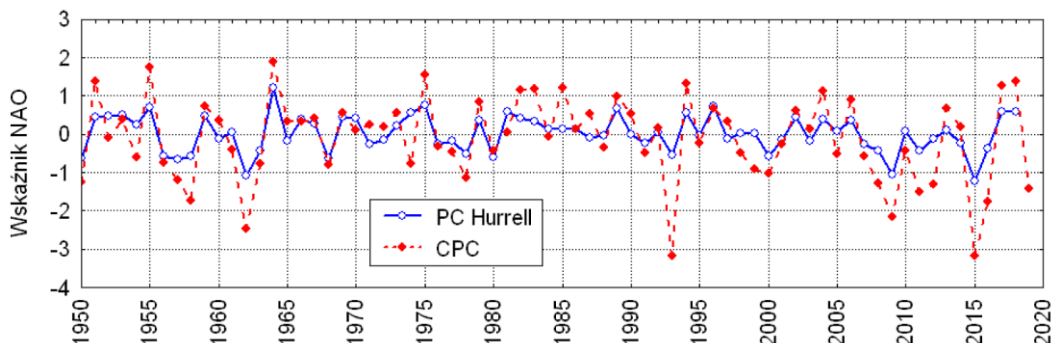
Ryc. 7. Maksymalne i minimalne miesięczne wartości wskaźników NAO CPC i NAO PC Hurrella w okresie 1950-2017



Ryc. 8. Przebieg w styczniu wartości wskaźników NAO PC Hurrella oraz NAO CPC standaryzowanych według okresów referencyjnych 1950-2000 oraz 1981-2000

W szczególności różnice te są jeszcze większe. Między innymi bardzo duże dodatnie miesięczne wartości wskaźników NAO, które wystąpiły w czasie zim lat 1989 i 1990 nie znajdują odbicia w wartościach wskaźników CPC (ryc. 8) – wartości styczniowe według indeksu PC Hurrella osiągnęły odpowiednio: 2,66 i 2,07, według indeksu CPC standaryzowanego z okresu 1981-2000 – 0,85 i 0,70, a według CPC standaryzowanego z okresu 1950-2000 – 1,17 i 1,04. Szczególnie duże różnice między wartościami tych wskaźników wystąpiły w styczniu 1969 roku kiedy to bardzo niskim wartościom wskaźnika NAO PC Hurrella –3,29, odpowiadały

znacznie wyższe wartości wskaźnika NAO CPC $-0,83$ (standaryzowany 1950-2000) oraz $-1,48$ (standaryzowany 1981-2000). Z kolei w czasie zimy 1995, o umiarkowanej intensywności NAO, wskaźniki te są bardzo podobne (styczeń 1995: NAO PC Hurrella $+0,46$, NAO CPC $+0,57$ (standaryzowany 1981-2000) i $+0,93$ (standaryzowany 1950-2000)). Tak duże zróżnicowanie wartości indeksów skłania do pewnej ostrożności w wyciąganiu wniosków z analiz, w których wykorzystuje się miesięczne wskaźniki NAO CPC.



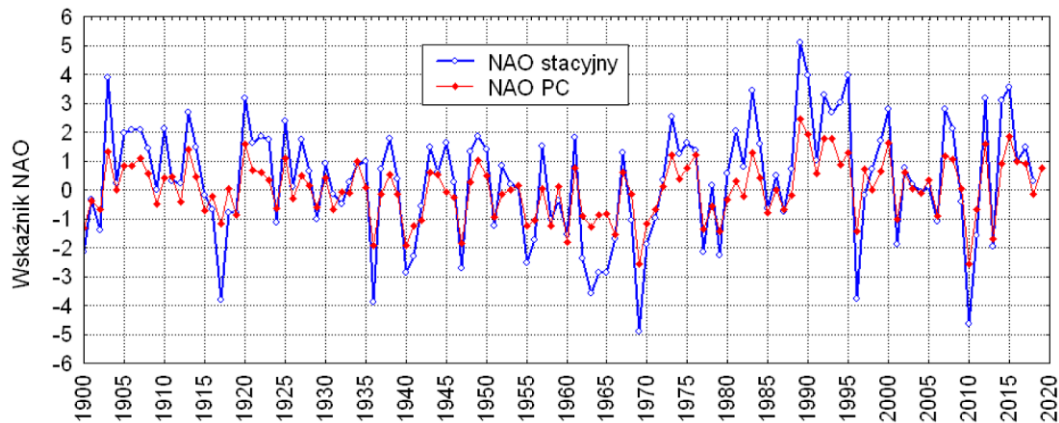
Ryc. 9. Przebieg wartości wskaźników NAO PC Hurrella i CPC w lipcu w okresie 1950-2018

Wskaźniki NAO Hurrella wyłonione w analizie składowych głównych (NAO PC Hurrell), mimo ich mniejszej amplitudy niż wskaźników stacyjnych (ryc. 10), w okresie ciepłej pory roku (od kwietnia-maja do września) lepiej od wskaźników stacyjnych charakteryzują zmienność cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem Północnym. Wykorzystanie pełnego pola SLP (siatka $5 \times 5^\circ$) pozwala unikać w dużej części problemów z periodycznym i aperiodycznym przemieszczaniem się w przestrzeni centralnych obszarów WA i NI (patrz Hurrell i van Loon 1997, ryc. 4). Tym niemniej, na obszarze Europy Środkowej i Wschodniej związku między zmiennością elementów klimatycznych a indeksem NAO PC są silniejsze w okresie chłodnej, niż ciepłej pory roku (tab. 2).

Tab. 2. Współczynniki korelacji między miesięczną i roczną temperaturą powietrza na stacjach Koszalin, Hel, Poznań, Warszawa i Wrocław a miesięcznymi i rocznymi wartościami wskaźników NAO Hurrella – stacyjnego i PC w okresie 1901-2000. Korelacje istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$ pogrubiono

Stacja	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	rok
	Wskaźnik NAO Hurrella stacyjny (Ponta Delgada – Reykjavik/Stykkisholmur)												
Koszalin	0,55	0,60	0,67	0,19	0,19	0,23	0,14	0,29	0,45	0,37	0,31	0,29	0,40
Hel	0,53	0,58	0,65	0,25	0,19	0,26	0,14	0,31	0,44	0,40	0,24	0,28	0,43
Poznań	0,57	0,57	0,65	0,21	0,11	0,15	0,09	0,35	0,50	0,36	0,27	0,26	0,42
Warszawa	0,53	0,55	0,60	0,18	0,12	0,13	0,17	0,38	0,45	0,39	0,24	0,23	0,41
Wrocław	0,55	0,54	0,60	0,19	0,06	0,13	0,14	0,37	0,49	0,34	0,25	0,19	0,41
	Wskaźnik NAO PC Hurrella												
Koszalin	0,59	0,66	0,68	0,15	0,18	0,18	0,16	0,21	0,36	0,38	0,31	0,45	0,55
Hel	0,59	0,65	0,69	0,26	0,19	0,22	0,17	0,23	0,37	0,44	0,27	0,45	0,57
Poznań	0,59	0,60	0,65	0,14	0,10	0,10	0,18	0,23	0,42	0,33	0,26	0,38	0,56
Warszawa	0,55	0,57	0,61	0,12	0,10	0,11	0,21	0,21	0,37	0,33	0,22	0,34	0,51
Wrocław	0,56	0,56	0,60	0,11	0,08	0,08	0,19	0,24	0,43	0,26	0,21	0,27	0,53

Procedura stosowana do obliczania dziennych wskaźników NAO CPC oparta jest na analizie RPCA (Rotated Principal Component Analysis) stosowanej przez Barnstona i Livezey (1987). Są one estymowane nie z pola SLP, ale z dobowego pola standaryzowanych anomalii wysokości geopotencjału 500 hPa na obszarze między 20 a 90°N . Wartości miesięczne, sezonowe i roczne uzyskuje się poprzez uśrednienie filtrowanych wartości dobowych, ale bazowe warunki standaryzacji (średnie, odchylenia standardowe) są odmienne dla dobowych wartości wskaźnika i wskaźników miesięcznych. Celem wyznaczania dobowych wskaźników NAO CPC jest wykrywanie występujących chwilowo telekoneksji i prognoza rozwoju sytuacji synoptycznej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym na okres od najbliższych 7-14 dni do miesiąca.



Ryc. 10. Przebieg zimowych (DJFM) wskaźników NAO według Hurrella – PC i stacyjnego (1900-2018)

Chociaż w dłuższych okresach występują istotne korelacje miesięcznych i sezonowych wskaźników NAO CPC ze wskaźnikami stacyjnymi i wskaźnikami NAO PC Hurrella, to w krótszych okresach są one niestabilne. W zależności od okresu mocno zmieniają swoją siłę, stając się w niektórych krótszych odcinkach czasu korelacjami nieistotnymi statystycznie. Najprostszą przyczyną takiego stanu rzeczy można się doszukiwać w działaniu trzech czynników:

1. Wyż Azorski i Niż Islandzki są twórcami „klimatycznymi”, stanowią rezultat uśrednienia SLP z okresu na ogół nie krótszego niż miesiąc, dobowe pole 500Z jest natomiast wynikiem działania chwilowego rozwoju szybkozmiennej sytuacji synoptycznej w środkowej troposferze,
2. O ile między polem 500Z a polem SLP w ujęciu dobowym można dopatrywać się związków (przesuniętych w przestrzeni), to związków takich w przekrojach miesięcznych czy sezonowych dopatrzeć się jest znacznie trudniej,
3. Oprócz NAO w sektorze atlantyckim występują również i inne postaci telekoneksji pola 500Z, osiągające okresowo dużą siłę i stającymi się w tych okresach istotnymi, najważniejszymi postaciami „związków zdalnych”.

W takiej sytuacji można jedynie zalecić klimatologom zamierzającym wykorzystywać wskaźniki NAO CPC (zwłaszcza ich wartości dobowe), przed ich zastosowaniem, dokładne przeczytanie i zrozumienie idei oraz celu tworzenia tych ostatnich wskaźników.

4. Wskaźniki gridowe stanowiące modyfikowane indeksy przepływu strefowego

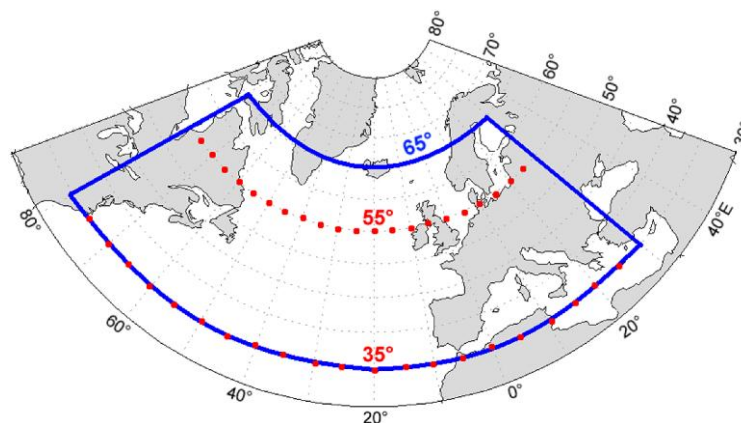
Dla uniknięcia wpływu zmian położenia centrów działania atmosfery na wartość indeksu NAO niektórzy badacze zamiast stacji posługują się wartościami gridowymi z pola SLP. Przykładowo Luterbacher i współautorzy (2001, 2002) przyjmują, że SLP w rejonie Wyżu Azorskiego reprezentują 4 sąsiadujące ze sobą gridy $2,5 \times 2,5^\circ$ ulokowane między $35-40^\circ\text{N}$, a $25-30^\circ\text{W}$, natomiast SLP w rejonie Niżu Islandzkiego – 4 gridy o lokalizacji między $60-65^\circ\text{N}$ oraz $15-20^\circ\text{W}$. Wykorzystywane przez nich średnie miesięczne wartości SLP dla tych gridów pobierali ze zbioru Trenbertha i Paolino (1980). Na podstawie standaryzowanych dla okresu 1901-1980 różnic SLP między tymi rejonami Luterbacher i współautorzy wyznaczali wskaźnik NAO, który następnie służył im do kalibracji pola SLP z okresu współczesnego i historycznych, nieciągłych obserwacji ciśnienia atmosferycznego ze stacji na obszarze Europy (przy zastosowaniu metody empirycznych funkcji własnych) rozciągającego się między 30 i 70°N oraz 30°W a 50°E . Celem tych działań była rekonstrukcja zimowego indeksu NAO do roku 1500. Wartości zrekonstruowanych w ten sposób przez Luterbachera i in. (2001) miesięcznych indeksów NAO z okresu 12.1658 – 06.2001 oraz sezonowych z okresu 1500-1658 można pobrać ze strony CRU („Paleoclimatic data – Luterbacher et al NAO Reconstructions back to 1500” – <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/paleo/naojurg/>).

Podobnych metod obliczania „wskaźników NAO”, tyle że z gridów o nieco innym położeniu lub większej liczby gridów, spotkać w literaturze można jeszcze kilka. Pod względem metodycznym praktycznie się one

nie różnią. Autorzy tych prac na ogół nie przedstawiają zbiorów liczbowych tak szacowanych wskaźników NAO, ograniczając się do przedstawienia historycznych „zmian NAO” w postaci wykresu.

Tego rodzaju działania służyły głównie do różnego rodzaju rekonstrukcji zmian klimatu. W rekonstrukcjach tych jednak najpierw wartości temperatury powietrza wiązano z wartością wskaźnika NAO (kalibracja zależności), a następnie, na podstawie różnego rodzaju wcześniejszych informacji o zmianach temperatury powietrza (zapisy historyczne, dendrochronologia, zawartość izotopów w lodzie lodowcowym etc.) rekonstruowano wartości wskaźnika NAO sprzed okresu obserwacji instrumentalnych. W tych, w zamierzeniu wiele wnoszących do poznania zmian klimatu pracach, nie uwzględniano jednak na ogół tego, że związki między indeksami NAO a temperaturą powietrza nie są stabilne. Nie każdy bowiem wzrost temperatury powietrza związany jest z wystąpieniem dodatniej fazy NAO. Również cyrkulacja południkowa, ze zwiększoną częstością adwekcji z sektorów ciepłych, jest przyczyną wystąpienia temperatury wyższej niż przeciętnie. Odróżnienie wzrostu temperatury powodowanego przez wzrost natężenia składowej zachodniej cyrkulacji, od wzrostu temperatury powodowanego przez wzrost natężenia składowej południowej, bez uwzględnienia innych czynników, nie bardzo wydaje się możliwe. Skłania to do zastanowienia się nad tym, jaki stopień wiarygodności mają tak szacowane szeregi „zrekonstruowanych wskaźników NAO”.

Z innego rodzaju indeksów NAO można dodatkowo wymienić proponowany przez Li i Wanga (2003a) „nowy wskaźnik NAO”, który ma się obliczać jako różnicę normalizowanych średnich miesięcznych SLP na 35°N i 65°N, przy czym przestrzenną obliczenia tych średnich (i ich normalizacji) są długości między 80°W a 30°E (ryc. 11). Okresem uśrednienia i normalizacji są poszczególne miesiące z lat 1958-2000. Przy tworzeniu tego wskaźnika jego autorzy wykorzystali dwa zbiory gridowych danych SLP: reanalizy NCEP/NCAR (Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) o rozdzielczości 2,5 x 2,5° z lat 1948-2000 oraz reanalizy CRU dla półkuli północnej o rozdzielczości 5° szerokości i 10° długości geograficznej z lat 1873-2000. Obecnie wyliczone przez Li i Wanga wartości „nowego wskaźnika NAO” dostępne są w kilku wariantach (w zależności od rodzaju zbioru danych gridowych SLP przyjętego do obliczeń – HadSLP1, HadSLP2, NCEP, NCAR i okresu standaryzacji): miesięczne dla okresów: 1873-2015 (standaryzacja 1958-2000), 1850-2016, 1899-2012 i 1948-2018 (standaryzacja 1961-1990) oraz dobowe dla okresu 1948-2017 (pobrać je można ze strony prof. Jianping Li – <http://ljp.gcess.cn/dct/page/65544>).



Ryc. 11. Granice atlantyckiego sektora cyrkulacyjnego, dla którego oblicza się wskaźnik NAO Li i Wanga (niebieska linia ciągła) oraz indeks strefowy Rossby'ego (Zonal Index; czerwona linia kropkowana)

Być może, obliczaną w sposób opisany przez Li i Wanga (2003a) wartość można traktować jako indeks NAO, ale tak się składa, że bardzo mocno przypomina ona indeks strefowy (Zonal Index; ZI) Rossby'ego (Rossby i in. 1939). ZI oblicza się jako różnicę SLP między 35 a 55°N na całym obwodzie Ziemi, lub wybranym (wybranych) wycinkach długości geograficznych (ryc. 11). W pracy Li i Wanga (2003a) idea szacowania „nowego” wskaźnika NAO jest taka sama jak ZI Rossby'ego, jedynie przesunięciu o 10° na N uległ równoleżnik, z którego pobiera się „północne” wartości SLP dla jego obliczenia. Autorzy omawianej pracy (Li i Wang, 2003a) pracy Rossby'ego i in. (1939) nie cytują, natomiast kilka miesięcy później publikują następną, bardzo podobną w treści pracę, w której obliczany „nowy” wskaźnik NAO opisują jako „zmodyfikowany indeks strefowy” Rossby'ego (Li i Wang 2003b).

Tak więc stosowanie w różnego rodzaju analizach wskaźnika (wskaźników) NAO wymaga pewnej orientacji w ich różnorodności, która może wpływać, w zależności od przyjętego wskaźnika, na ostateczny rezultat i interpretację tych analiz. Jako absolutne minimum poprawności należy wymagać, aby Autor danej publikacji w sposób jasny i jednoznaczny objaśnił, który ze wskaźników NAO stosuje w swojej pracy. Entuzjazm (?) nie zastępuje tu kompetencji.

Literatura

- Ballinger T., Hanna E., Hall R.J., Cropper T.E., Miller J., Ribergaard M.H., Overland J.E., Høyer J.L., 2018. Anomalous blocking over Greenland preceded the 2013 extreme early melt of local sea ice. *Annals of Glaciology*, 59(76pt2); 181-190. DOI: 10.1017/aog.2017.30.
- Barnston A.G., Livezey R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115; 1083-1126.
- Cropper T., Hanna E., Valente M.A., Jónsson T., 2015. A daily Azores-Iceland North Atlantic Oscillation index back to 1850. *Geoscience Data Journal*, 2; 12-24. DOI: 10.1002/gdj3.23.
- Hanna E., Cropper T.E., Halla R.J., Cappelen J., 2016. Greenland Blocking Index 1851–2015: a regional climate change signal. *International Journal of Climatology*, 36; 4847-4861.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269; 676-679.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation. [w:] Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (wyd.), *The North Atlantic Oscillation. Climate significance and environmental impact*. AGU Geophysical Monograph, Vol. 134; 1-35.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36; 301-326.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17; 1433-1450.
- Li J., Wang X.L., 2003a. A new North Atlantic Oscillation index and its variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (5); 661-676.
- Li J., Wang X.L., 2003b. A modified zonal index and its physical sense. *Geophysical Research Letters*, 30 (12); 1632. DOI: 10.1029/2003GL017441.
- Luterbacher J, Xoplaki E, Dietrich D, Jones PD, Davies TD, Portis D, Gonzalez-Rouco JF, von Storch H, Gyalistras D, Casty C, Wanner H, 2001. Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2; 114-124, DOI:10.1006/asle.2001.0044.
- Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Rickli R., Jacobeit J., Beck C., Gyalistras D., Schmutz C., Wanner H., 2002. Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamic*, 18; 545-561, DOI 10.1007/s00382-001-0196-6.
- Osborn T.J., 2006. Recent variations in the winter North Atlantic Oscillation. *Weather*, 61; 353-355.
- Osborn T.J., 2011. Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index. *Weather*, 66; 19-21.
- Rogers J.C., 1984a. A comparison a the mean Winter pressure distribution in the extremes of the North Atlantic Oscillation and Southern Oscillation. [w:] ed. H. van Loon: *Studies in Climate*. NCAR Technical Note 227, Boulder, Colorado; 208-241.
- Rogers J.C., 1984b. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112; 1999-2015.
- Rogers J.C., 1990. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate*, 3; 1364-1379.
- Rossby C.G. and Collaborators, 1939. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and displacements of the semipernament centers of action. *Journal of Marine Research*, 2(1); 38-55.
- Stephenson D.B., Pavan V., Bojariu R., 2000. Is the North Atlantic Oscillation a random walk? *International Journal of Climatology*, 20: 1-18.
- Trenberth K., Paolino D.A., 1980. The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and Discontinuities. *Monthly Weather Review*, 108; 855-872.

Oscylacja Północnoatlantycka w świetle różnych indeksów

Joanna Wibig

Katedra Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego
joanna.wibig@geo.uni.lodz.pl

1. Wstęp

Oscylacja Północnoatlantycka (dalej NAO) jest wiodącym typem cyrkulacji w szerokościach umiarkowanych północnego Atlantyku. Na poziomie morza przejawia się jako współdziałanie dwóch ośrodków barycznych: Niżu Islandzkiego, usytuowanego na południowy-wschód od Grenlandii i Wyżu Azorskiego, zlokalizowanego w rejonie Wysp Azorskich. Po raz pierwszy silne związki między tymi dwoma układami barycznymi opisał Sir Gilbert Walker (1924). Dodatnia faza oscylacji występuje, gdy oba wspomniane ośrodki ciśnienia są dobrze rozwinięte, wówczas generują one zachodni przepływ mas powietrza, który w szczególnych przypadkach może sięgać aż do wschodnich krańców Europy. W ujemnej fazie oscylacji oba układy słabną, a wraz z nimi słabnie lub nawet zanika przepływ zachodni, często jest on zastępowany przez przepływ południkowy, któremu towarzyszy ocieplenie (przy napływie powietrza z południa) lub ochłodzenie (przy adwekcjach z północy, lub sytuacje blokadowe. NAO ma istotny wpływ na przebieg pogody w Europie w chłodnej porze roku, szczególnie silny zimą. Związki NAO z temperaturą powietrza w Europie opisywali Walker i Bliss (1932), Loewe (1966), van Loon i Rogers (1978), Hurrell i van Loon (1997), z opadami Lamb i Pepler (1987), Hurrell (1995), Almerza i Lopez (1996) oraz Wibig (1999a). Lista publikacji na ten temat jest długa, tu ograniczona jedynie do prac obejmujących całą Europę.

W literaturze pojawiło się także wiele sposobów szacowania intensywności NAO, przedstawiono je w drugim rozdziale niniejszego opracowania. Niektórzy autorzy wskazywali również na różnice między tymi miarami (Wibig 1999b, 1999c, Li i Wang 2003). Różnice te okazały się na tyle istotne, że skłoniły do zajęcia się tym tematem szerzej. Celem niniejszego opracowania jest ocena współzależności różnych miar zjawiska Oscylacji Północnoatlantyckiej i jej wpływu na siłę związków między NAO a temperaturą i opadami w Europie w przekroju rocznym. Przegląd miar NAO przedstawiono w rozdziale 2, rozdział trzeci zawiera porównanie współzależności czterech wybranych miar w kolejnych miesiącach kalendarzowych. Rozdziały 4 i 5 prezentują wpływ poszczególnych indeksów na kształtowanie odpowiednio temperatury i opadów w Europie w poszczególnych porach roku. Ostatni rozdział zawiera podsumowanie.

2. Dane

2.1. Indeksy Oscylacji Północnoatlantyckiej

Indeksy NAO można podzielić na dwie grupy. Pierwsza wykorzystuje ciśnienie atmosferyczne mierzone na stacjach i sprowadzone do poziomu morza. Wykorzystywane są w tym celu dwie serie ciśnienia, jedna z regionu położonego w okolicy Wysp Azorskich, druga z Islandii. Ponieważ odchylenie standardowe ciśnienia w okolicy Islandii jest znacznie większe niż ciśnienia z Wysp Azorskich lub Gibraltaru, czy Lizbony, to w większości przypadków od znormalizowanego ciśnienia ze stacji południowej odejmuje się znormalizowane ciśnienie na stacji północnej (Rogers 1984, 1985; Hurrell 1995; Jones i in. 1997).

2.2. Indeks Jonesa

Indeks Jonesa (Jones i in. 1997) wykorzystuje dane z Reykjavíku (stacja północna) i Gibraltaru (stacja południowa). Dane są znormalizowane względem średnich i odchyłeń standardowych z okresu referencyj-

nego 1951-1980. Normalizacja jest wykonana osobno dla każdego miesiąca kalendarzowego. Miesięczne wartości indeksu obliczono odejmując od znormalizowanej wartości ciśnienia na stacji południowej znormalizowaną wartość ciśnienia na stacji północnej. Wartości sezonowe i roczne indeksu są liczone jako średnia wartość indeksów z odpowiednich miesięcy. Dane pobrano ze strony <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/> (dostęp 25.07.2018 r.). W opracowaniu indeks ten jest oznaczony CRU (Climate Research Unit).

2.3. Indeks Rogersa

Indeks Rogersa (Rogers 1984) wykorzystuje dane z Akureyri (stacja północna) i Ponta Delgada (stacja południowa). Dane są znormalizowane względem średnich i odchyłeń standardowych z okresu 1874-1980. Normalizacja jest wykonana osobno dla każdego miesiąca kalendarzowego. Miesięczne wartości indeksu obliczono odejmując od znormalizowanej wartości ciśnienia na stacji południowej znormalizowaną wartość ciśnienia na stacji północnej. Indeks był potem uzupełniany przez Polar Meteorology Group z Ohio State University. Ostatnia wersja obejmuje lata 1874-2005, i jest normalizowana w okresie 1874-1999. Ze względu na brak danych po roku 2005 seria nie jest wykorzystywana w tym opracowaniu.

2.4. Stacyjny indeks Hurrella

Stacyjny indeks Hurrella (Hurrell) wykorzystuje dane ze Stykkishólmur i Reykjavíku na Islandii oraz Lizbony lub Ponta Delgada. Seria zawiera dane z okresu 1864-2017 (Hurrell, James @ National Center for Atmospheric Research Staff (eds.). Last modified 7. listopada 2017 r. "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO Index (station-based))" pobrane ze strony <https://climatedataguide/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based> 25.07.2018 r.). Indeks występuje w wersjach miesięcznych, sezonowych i rocznych. Za każdym razem dane stacyjne najpierw podlegają normalizacji, względem okresu bazowego 1864-1983, a następnie od wartości na stacji południowej odejmowana jest wartość na stacji północnej. Normalizacja przeprowadzana jest w skali miesięcy (indeksy miesięczne), sezonu (indeksy sezonowe) lub całego roku (indeks roczny), dlatego indeksy sezonowe różnią się od średniej z indeksów miesięcznych wchodzących w skład tego sezonu. Oprócz zwykłych pór roku Hurrell wprowadził też indeks zimowy, wykorzystujący dane od grudnia do marca. W tym przypadku stacją południową jest Lizbona, pozostałe indeksy korzystają z wartości ciśnienia ze stacji Ponta Delgada na Azorach. W opracowaniu indeks ten jest oznaczany symbolem stH.

2.5. Indeks Hurrella wykorzystujący składowe główne

Indeks Hurrella (Hurrell i in. 2003) wykorzystuje składowe główne pola ciśnienia sprowadzonego do poziomu morza na północnym Atlantyku w sektorze 20-80°N i 90°W-40°E. Indeks jest składową główną pierwszej empirycznej funkcji ortogonalnej (National Center for Atmospheric Research Staff (eds.). Last modified 28. kwietnia 2018 r. "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO Index (PC-based))" pobrane ze strony <https://climatedataguide/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based> 25.07.2018 r.). Występuje w czterech wersjach: rozszerzonej zimowej (zima od grudnia do marca), w porach roku, w wersji miesięcznej i całorocznej. W opracowaniu indeks ten jest oznaczany symbolem pcH.

2.6. Indeks NCEP/NCAR wykorzystujący składowe główne

Indeks NCEP/NCAR (Barnston i Livezey 1987) wykorzystuje składowe główne pola geopotencjału powierzchni izobarycznej 500 hPa, z półkuli północnej z obszaru 20-80°N. Do jego obliczenia zastosowano metodę zaproponowaną przez Barnstona i Livezey (1987). W pierwszym kroku znormalizowano miesięczne wartości geopotencjału wykorzystując średnią i odchylenie standardowe wartości z trzech miesięcy w roku zcentrowanych na danym miesiącu (np. do standaryzacji danych z lutego wykorzystano wartości ze stycznia, lutego i marca). Następnie wyznaczono dziesięć niezrotowanych składowych głównych, po czym dokonano rotacji typu Varimax. Indeksy policzono z wykorzystaniem techniki najmniejszych kwadratów. Okresem bazowym do obliczenia współczynników równań poszczególnych indeksów były lata 1950-2000. W każdym miesiącu jeden z tak wybranych typów odzwierciedlający strefową cyrkulację nad północnym Atlantykiem

nazwano indeksem NAO. Dane pobrano ze strony www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml (dostęp 25.07.2018 r.). W opracowaniu indeks ten jest oznaczany symbolem *ncdc*.

2.7. Indeks NAO według Li oraz Wanga

Li i Wang (2003) zaproponowali wykorzystanie różnicy znormalizowanego średniego ciśnienia na poziomie morza między równoleżnikami 35°N i 65°N na odcinku ograniczonym południkami 80°W i 30°E. Wartości ciśnienia na poziomie morza pochodzą z danych gridowych z rozdzielczością 5° szerokości i 10° długości geograficznej z półkuli północnej (Jones 1987, Basnett i Parker 1997). Dane pobrano ze strony ljp.gcess.cn/dct/page/65574 (dostęp 25.07.2018 r.). Wartości są znormalizowane osobno w każdym miesiącu kalendarzowym w stosunku do średniej i odchylenia standardowego z lat 1958-2000.

2.8. Temperatury i opady w Europie

W opracowaniu wykorzystano zgridowane dane obserwacyjne obejmujące dobowe sumy opadów atmosferycznych i średnią dobową temperaturę z bazy E-OBS, wersję 17,0 z kwietnia 2018 roku w regularnej sieci gridów o oczku równym 0,5 deg (Haylock i in. 2008). Na ich podstawie policzono miesięczne sumy opadu i średnie miesięczne temperatury, które następnie korelowano z wybranymi indeksami NAO.

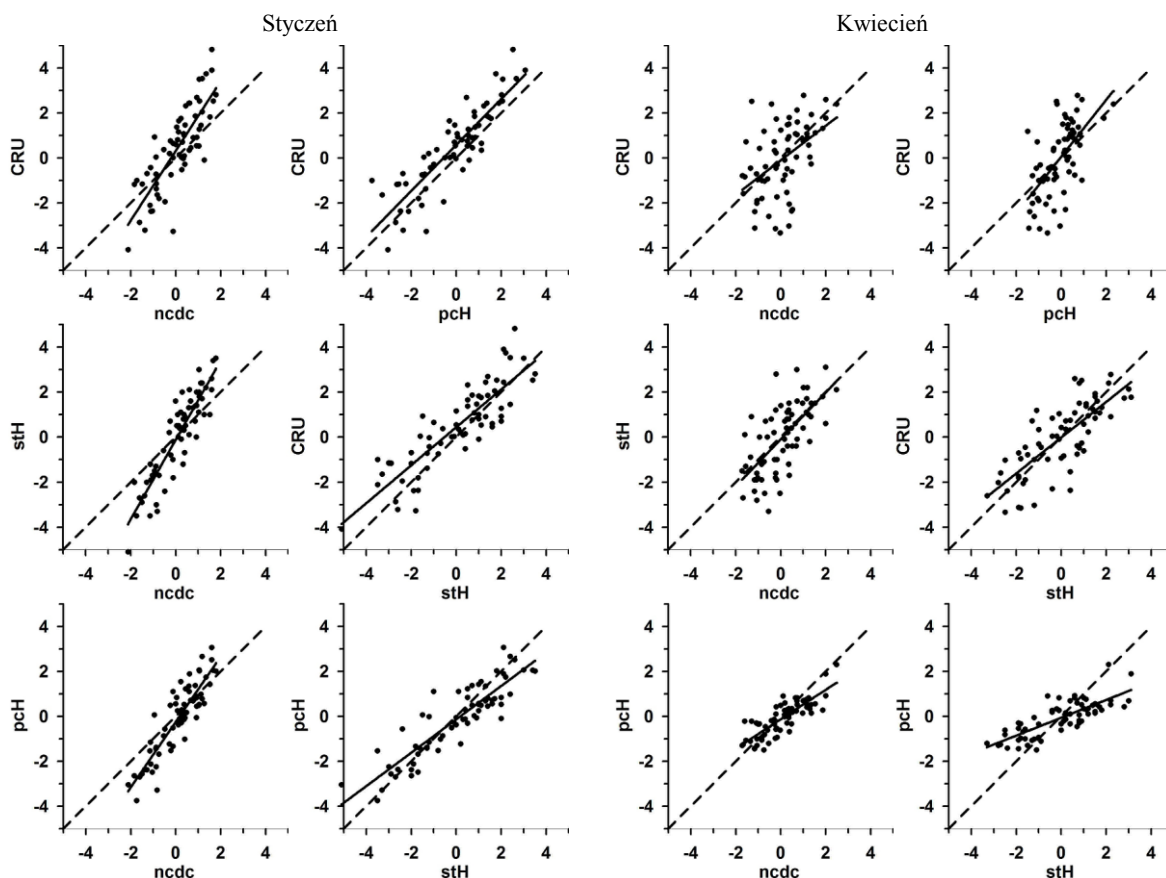
3. Korelacje między parami wybranych indeksów NAO

W celu oceny, czy różne indeksy NAO opisują dokładnie to samo zjawisko, policzono korelacje między wartościami indeksów osobno dla każdego miesiąca kalendarzowego. Wyniki dla dwunastu miesięcy pokazuje tabela 1. Dla środkowych miesięcy czterech pór roku (stycznia, kwietnia, lipca i października) przedstawiono dodatkowo wykresy współzależności (tzw. *scatterplots*, ryc. 1-2). Jak pokazano w tabeli 1 wszystkie współczynniki korelacji są statystycznie istotne na poziomie 95%, jednakże ich wartości cechują się wyraźnym zróżnicowaniem sezonowym. Najwyższe współczynniki korelacji występują w okresie zimowym w grudniu i styczniu. Wahają się od 0,81 do 0,90, co oznacza współzależność w 66 do 81%. Wysokie współczynniki korelacji, oscylujące między 0,76 a 0,94, występują również w lutym i marcu prowadząc do współzależności w 58 do 88%. Dużo gorzej jest w okresie od lipca do września, kiedy współczynniki korelacji spadają nawet do 0,34 (wrzesień między CRU a *ncdc*), co oznacza tylko 12% wspólnej zmienności. Wykorzystano współczynnik korelacji liniowej Pearsona.

Najsilniejsze korelacje w okresie całego roku wiążą ze sobą dwa indeksy zdefiniowane za pomocą składowych głównych (choć raz są to składowe główne pola ciśnienia – *pcH*, a w drugim przypadku – pola geopotencjału powierzchni 500 hPa – *ncdc*). Wahają się one od wartości 0,76 w maju i wrześniu do 0,91 w lutym, co oznacza współzależność obu indeksów w zakresie od 58 do 83%. Dużo słabsze są związki między dwoma stacyjnymi indeksami CRU i *stH*. Wahają się one od zaledwie 0,41 w lipcu do 0,88 w grudniu, co oznacza, że współzależność w lipcu jest jedynie na poziomie 17% (w grudniu wynosi 77%). Ta rozbieżność dziwi, ponieważ indeks Jonesa wykorzystuje dane z Reykjavíku i Ponta Delgada, a indeks Hurrella korzysta z serii łączonych: Reykjavík ze Stykkishólmur oraz Ponta Delgada z Lizboną. Prawdopodobnie korzystanie z łączonych danych wpływa na większą stabilność indeksu. I dlatego indeks stacyjny Hurrella lepiej koreluje z indeksami opartymi na składowych głównych niż indeks CRU. I tak korelacje między indeksami Hurrella, stacyjnym i opartym o składowe główne, wahają się od 0,61 w lipcu do 0,94 w lutym (najwyższy ze wszystkich współczynników korelacji), a między indeksem stacyjnym Hurrella, a *ncdc* od 0,40 w lipcu do 0,93 w lutym. Natomiast korelacje między indeksem CRU, a *pcH* waha się od 0,48 do 0,89, a z indeksem *ncdc* od 0,34 we wrześniu do 0,87 w grudniu.

Widoczny jest wyraźny roczny bieg współczynników korelacji, które zimą są najwyższe (od grudnia do marca), a latem najniższe (od lipca do września). Jest to związane z podobnym cyklem rocznym intensywności niżu ulokowanego w pobliżu Islandii. To zróżnicowanie sezonowe jest także widoczne na rycinach 1-2. Zimą punkty są skoncentrowane w pobliżu linii regresji (ryc. 1 dla stycznia), latem rozrzut jest dużo większy, szczególnie duży na tych wykresach, na których na jednej z osi są dane z CRU (ryc. 2 dla lipca). Kąt między

liniami $y=x$, a $y=f(x)$ jest skutkiem odmiennej normalizacji danych, natomiast o sile związku lepiej informuje rozrzut punktów wokół linii regresji.



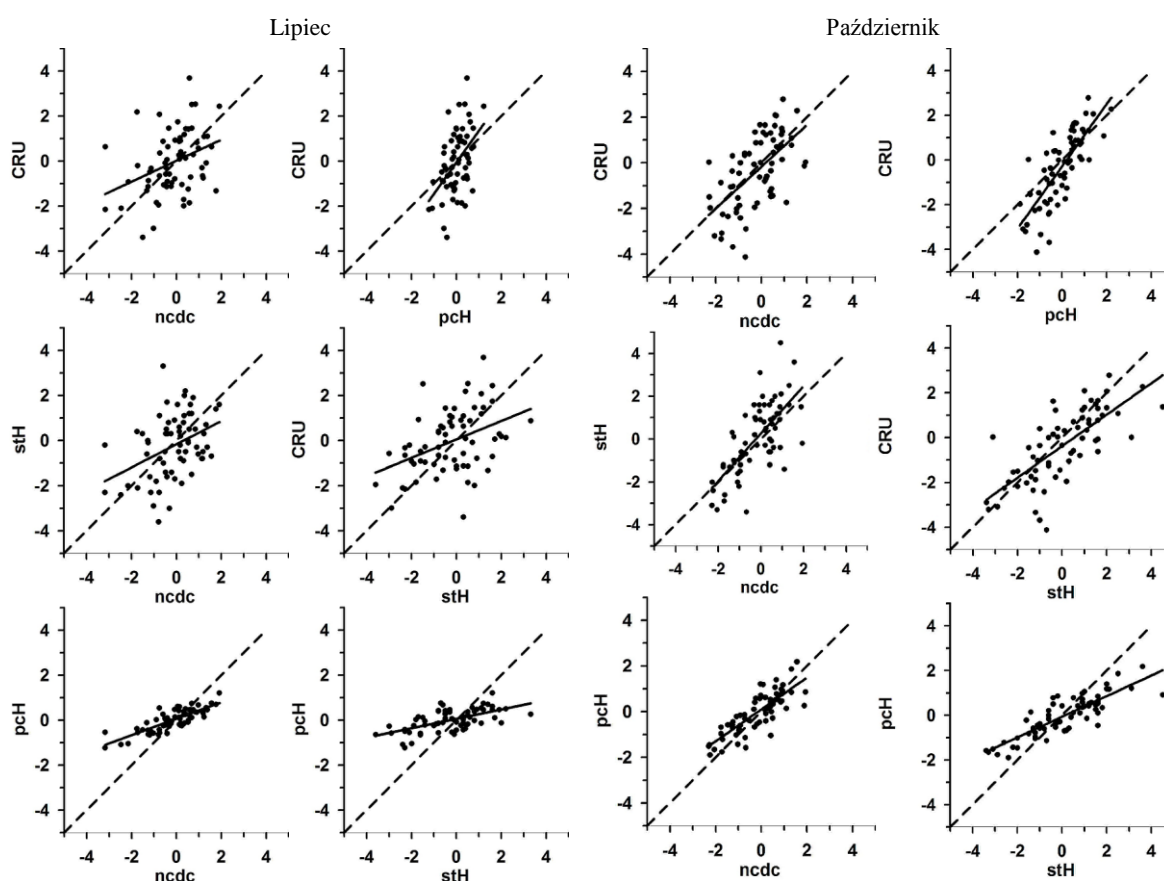
Ryc. 1. Zależność między parami indeksów NAO w styczniu i kwietniu. Linia przerywana $y = x$, linia ciągła $y = f(x)$, gdzie f jest funkcją liniową dopasowaną metodą najmniejszych kwadratów, x i y oznaczają odpowiednio indeks na osi poziomej i pionowej (1950-2016)

Tab. 1. Współczynniki korelacji (nad przekątną) i determinacji (pod przekątną) między analizowanymi indeksami NAO w poszczególnych miesiącach (w latach 1950-2016). Wartości statystycznie istotne na poziomie 95% pogrubiono

Indeks NAO	ncdc	CRU	pcH	stH	Indeks NAO	ncdc	CRU	pcH	stH
	Styczeń					Luty			
ncdc	-	0.81	0.89	0.90	ncdc	-	0.79	0.91	0.93
CRU	0.66	-	0.88	0.86	CRU	0.63	-	0.89	0.87
pcH	0.80	0.77	-	0.89	pcH	0.83	0.78	-	0.94
stH	0.81	0.75	0.79	-	stH	0.86	0.75	0.88	-
	Marzec					Kwiecień			
ncdc	-	0.76	0.90	0.88	ncdc	-	0.47	0.82	0.66
CRU	0.58	-	0.87	0.87	CRU	0.22	-	0.62	0.77
pcH	0.82	0.76	-	0.93	pcH	0.68	0.39	-	0.78
stH	0.78	0.75	0.87	-	stH	0.44	0.59	0.61	-
	Maj					Czerwiec			
ncdc	-	0.62	0.76	0.67	ncdc	-	0.50	0.88	0.71
CRU	0.38	-	0.77	0.74	CRU	0.25	-	0.72	0.69
pcH	0.58	0.59	-	0.83	pcH	0.78	0.52	-	0.84
stH	0.45	0.55	0.69	-	stH	0.51	0.47	0.71	-
	Lipiec					Sierpień			
ncdc	-	0.36	0.82	0.40	ncdc	-	0.39	0.78	0.43
CRU	0.13	-	0.48	0.41	CRU	0.16	-	0.68	0.71
pcH	0.68	0.23	-	0.61	pcH	0.61	0.47	-	0.72
stH	0.16	0.17	0.37	-	stH	0.18	0.51	0.52	-

c.d. tabeli 1

Indeks NAO	ncdc	CRU	pcH	stH	Indeks NAO	ncdc	CRU	pcH	stH
	Wrzesień					Październik			
ncdc	-	0.34	0.76	0.47	ncdc	-	0.60	0.81	0.70
CRU	0.12	-	0.65	0.72	CRU	0.36	-	0.78	0.73
pcH	0.57	0.42	-	0.71	pcH	0.66	0.61	-	0.85
stH	0.22	0.52	0.51	-	stH	0.49	0.53	0.73	-
Listopad					Grudzień				
ncdc	-	0.62	0.83	0.71	ncdc	-	0.87	0.81	0.84
CRU	0.38	-	0.76	0.74	CRU	0.76	-	0.86	0.88
pcH	0.69	0.58	-	0.82	pcH	0.66	0.74	-	0.90
stH	0.51	0.54	0.67	-	stH	0.70	0.77	0.81	-



Ryc. 2. Zależność między parami indeksów NAO w lipcu i październiku. Linia przerywana $y = x$, linia ciągła $y = f(x)$, gdzie f jest funkcją liniową dopasowaną metodą najmniejszych kwadratów, x i y oznaczają odpowiednio indeks na osi poziomej i pionowej (1950-2016)

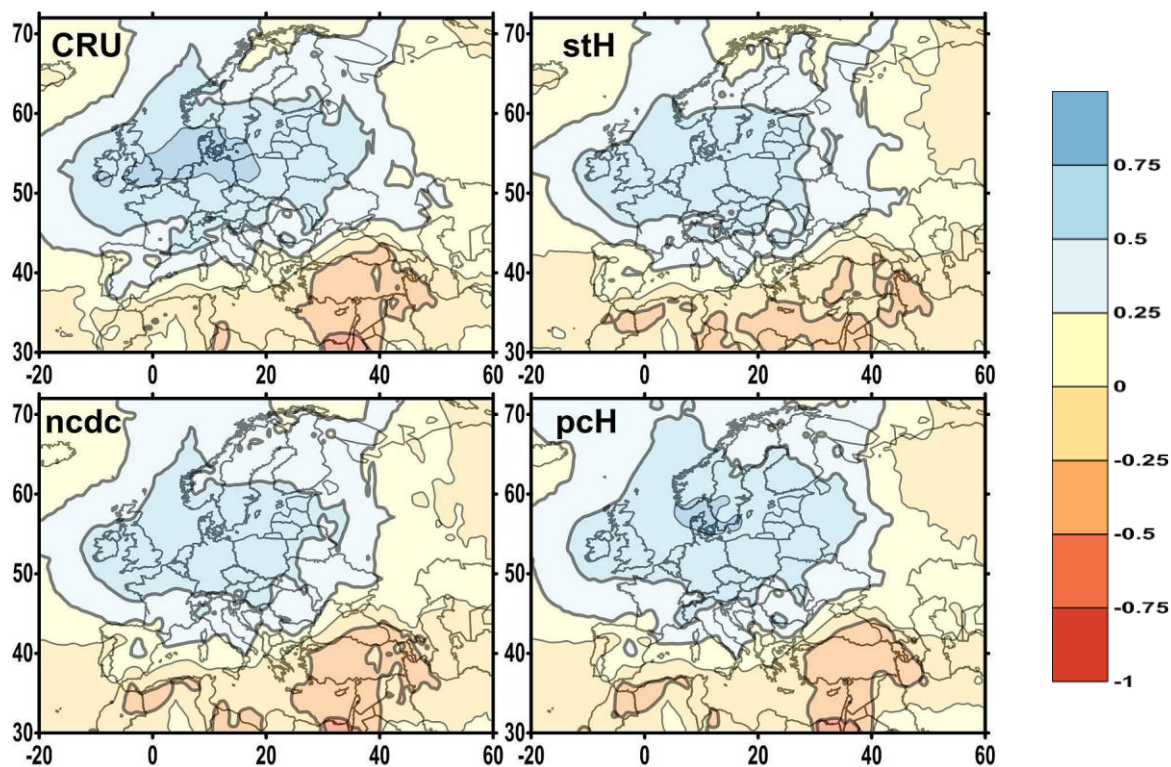
4. Korelacje między wybranymi indeksami NAO a opadami i temperaturą w Europie

W celu oceny związków między indeksami NAO, a rozkładem przestrzennym opadów i temperatury w Europie zastosowano również współczynnik korelacji liniowej Pearsona. Korelowano wartości miesięczne dla czterech środkowych miesięcy czterech pór roku z wartościami indeksów. Wyniki przedstawiono na mapach, które porównano.

4.1. Temperatura powietrza

Oscylacja Północnoatlantycka najsilniej oddziałuje na warunki termiczne w Europie w okresie zimowym (ryc. 3). Silna Oscylacja Północnoatlantycka, przejawiająca się wysokimi wartościami indeksów, wiąże się

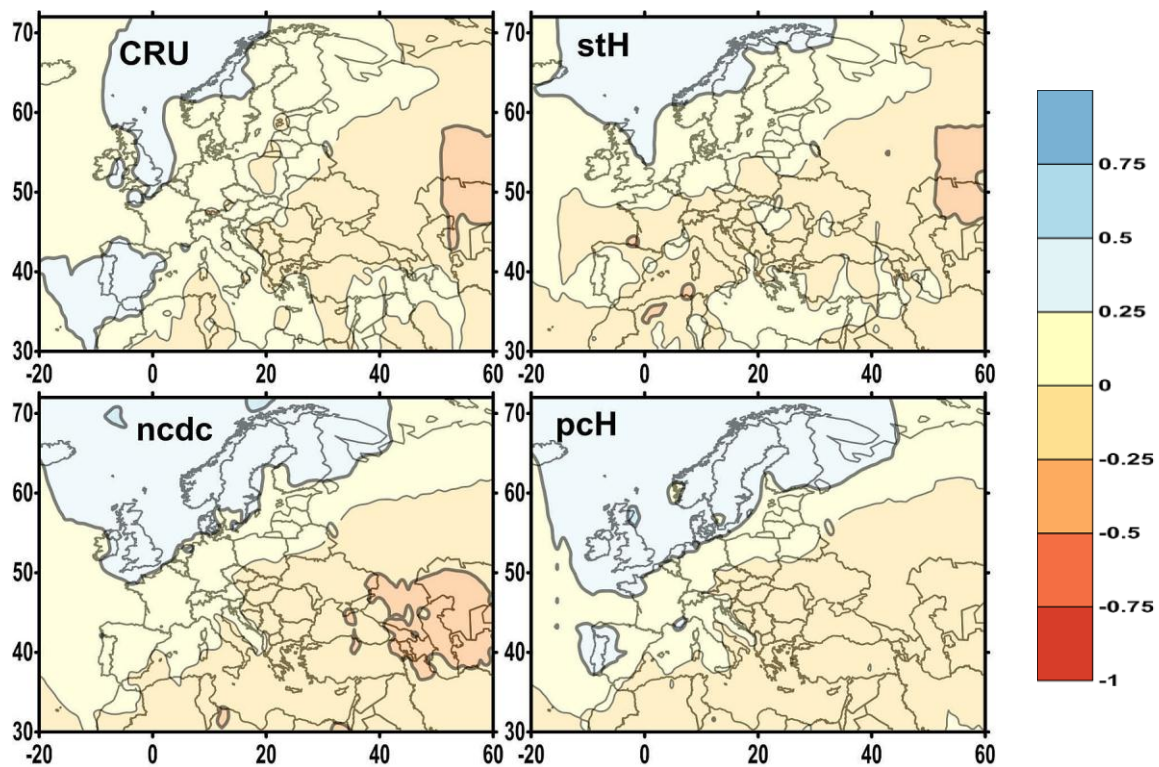
z wyższą od średniej temperaturą nad prawie całą Europą, za wyjątkiem jej wschodniej części oraz Półwyspu Iberyjskiego. Różnice między rozkładem współczynnika korelacji dla różnych indeksów NAO są stosunkowo niewielkie. W przypadku indeksu CRU pojawia się rozległy obszar, na którym współczynniki korelacji przekraczają wartość 0,75, co oznacza, że ponad 50% zmienności temperatury jest związane ze zmiennością intensywności cyrkulacji północnoatlantyckiej. Obszar ten obejmuje Anglię, południową część Morza Północnego, Danię, północną część Niemiec i SW Polskę. Statystycznie istotne pozytywne korelacje indeksu CRU z temperaturą występują też nad półwyspem Iberyjskim, z wyjątkiem Portugalii. W przypadku pozostałych indeksów Półwysep Iberyjski leży poza obszarem statystycznie istotnych korelacji.



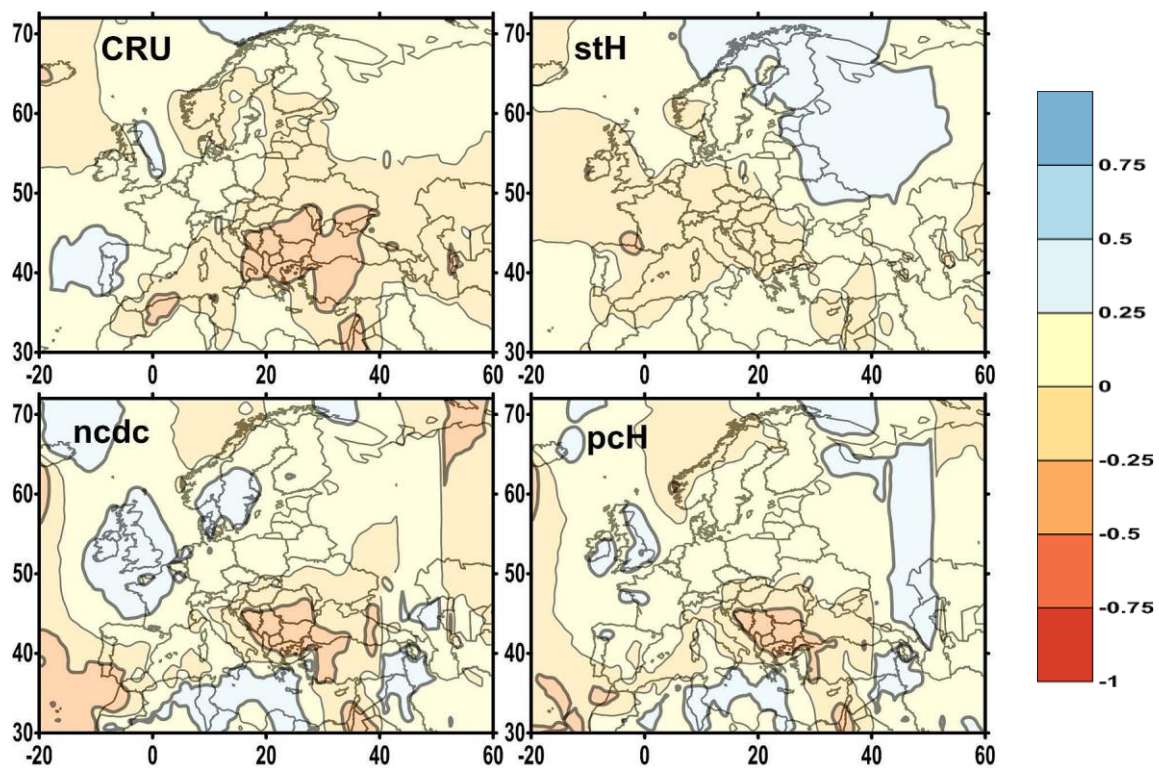
Ryc. 3. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a temperaturą powietrza w styczniu w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$

Wiosną (ryc. 4) obraz jest już zupełnie inny. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę w Europie jest znacząco słabszy. Współczynniki korelacji nigdzie nie przekraczają wartości 0,5. Jednocześnie ujawniają się dużo większe różnice między indeksami. W przypadku obu stacyjnych indeksów (CRU i stH) statystycznie istotne korelacje obserwuje się nad Morzem Północnym, SE częścią północnego Atlantyku, zachodnim wybrzeżem Skandynawii i obszarze wokół Morza Kaspijskiego. Obszar statystycznie istotnych korelacji pola temperatury z CRU jest nieco większy i obejmuje jeszcze znaczną część Wielkiej Brytanii i Półwyspu Iberyjskiego. W przypadku obu indeksów wykorzystujących składowe główne (ncdc i pcH) rejon statystycznie istotnych korelacji na północy Europy jest znacznie obszerniejszy i obejmuje Islandię, Wyspy Brytyjskie, Danię, Skandynawię i półwysep Kolski. Dodatkowo indeks pcH istotnie koreluje z temperaturą w zachodniej części Półwyspu Iberyjskiego, a indeks ncdc w rejonie Morza Kaspijskiego. Ujawniają się spore różnice między indeksami i wyraźnie widać pewne podobieństwo między oboma indeksami stacyjnymi i między oboma indeksami wykorzystującymi składowe główne.

Latem (ryc. 5), wartości współczynnika korelacji nieznacznie tylko przekraczają poziom statystycznej istotności i w przypadku każdego indeksu wartości statystycznie istotne pojawiają się na innym obszarze. Patrząc na ryc. 5 trudno dopatrzeć się podobieństw, raczej ma się wrażenie, że każda mapa prezentuje zupełnie różne zjawisko. Szczególnie dziwi to w przypadku obu stacyjnych indeksów (CRU i stH), które zdefiniowane



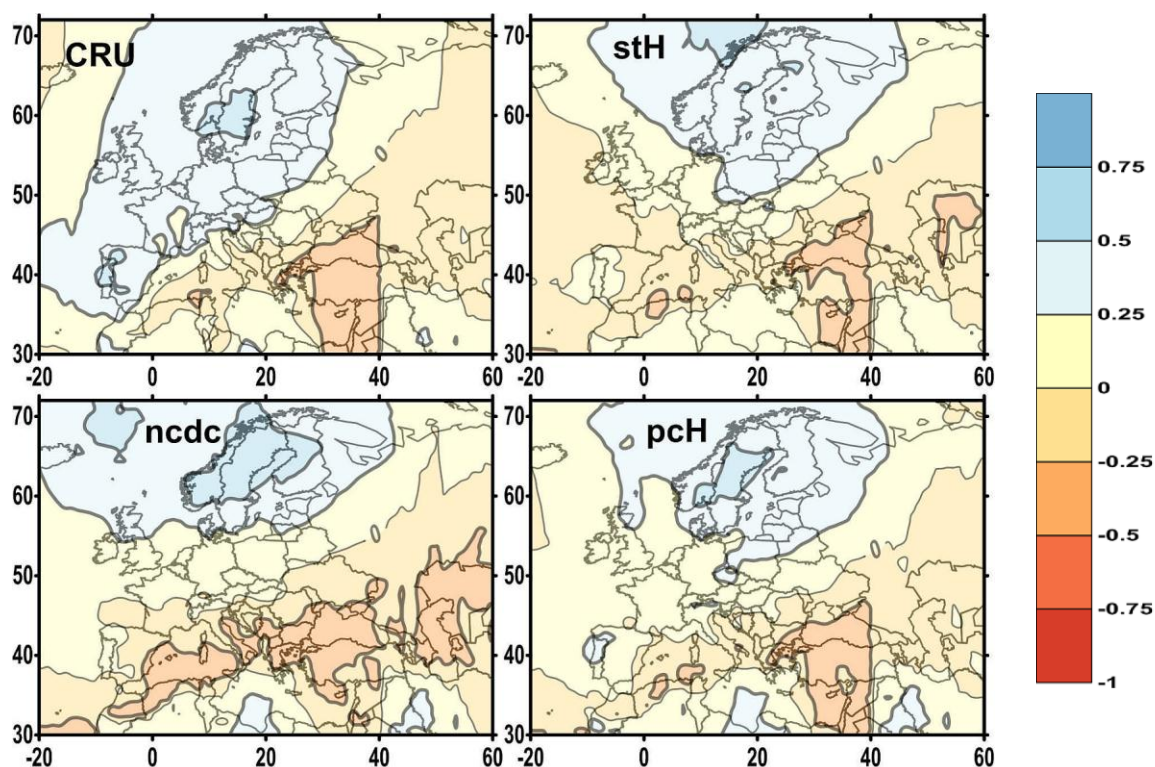
Ryc. 4. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a temperaturą powietrza w kwietniu w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$



Ryc. 5. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a temperaturą powietrza w lipcu w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$

są w oparciu o stosunkowo blisko położone punkty. Drobne różnice, polegające na innej metodzie normalizacji oraz wykorzystaniu przez indeks Hurrella serii łączonych z dwóch stacji powodują, że siła związku indeksu z temperaturą w Europie jest dramatycznie odmienna.

Jesienią (ryc. 6) pojawiają się już znaczące podobieństwa między związkami poszczególnych indeksów z temperaturą w Europie. Współczynniki korelacji są zdecydowanie wyższe i na każdej mapie występuje obszar, na którym współczynniki korelacji przekraczają 0,5. Obszar ten leży zawsze w okolicy Skandynawii, ale jego granice są w przypadku każdego indeksu nieco odmiennie. Generalnie statystycznie istotne współczynniki korelacji są obserwowane na północnym zachodzie Europy i nad NE częścią północnego Atlantyku. Największe podobieństwo występuje między oboma indeksami Hurrella (stH i pcH). Rejon statystycznie istotnych korelacji obejmuje Skandynawię i zlewisko Morza Bałtyckiego, obejmując swym zasięgiem całą Polskę. Pozytywne i istotne korelacje obserwuje się też w północnej Afryce, nad wschodnią częścią Morza Śródziemnego. W przypadku indeksu CRU dodatnie i statystycznie istotne korelacje z temperaturą obserwuje się w zachodniej i północnej Europie, począwszy od Półwyspu Iberyjskiego i Wysp Brytyjskich, przez rejon nizin europejskich ciągnący się od Francji po Litwę i Białoruś, po Skandynawię i NW Rosję. Obszar ten obejmuje zatem również całą Polskę. Indeks ncdc koreluje dodatnio i statystycznie istotnie z temperaturą w Islandii, Szkocji i północnej części zlewiska Morza Bałtyckiego oraz nad Morzem Śródziemnym. Obszar ten nie obejmuje Polski. Zatem jesienią pola korelacji, choć zbliżone do siebie znacznie bardziej niż w porze letniej, charakteryzują się znaczącym zróżnicowaniem.



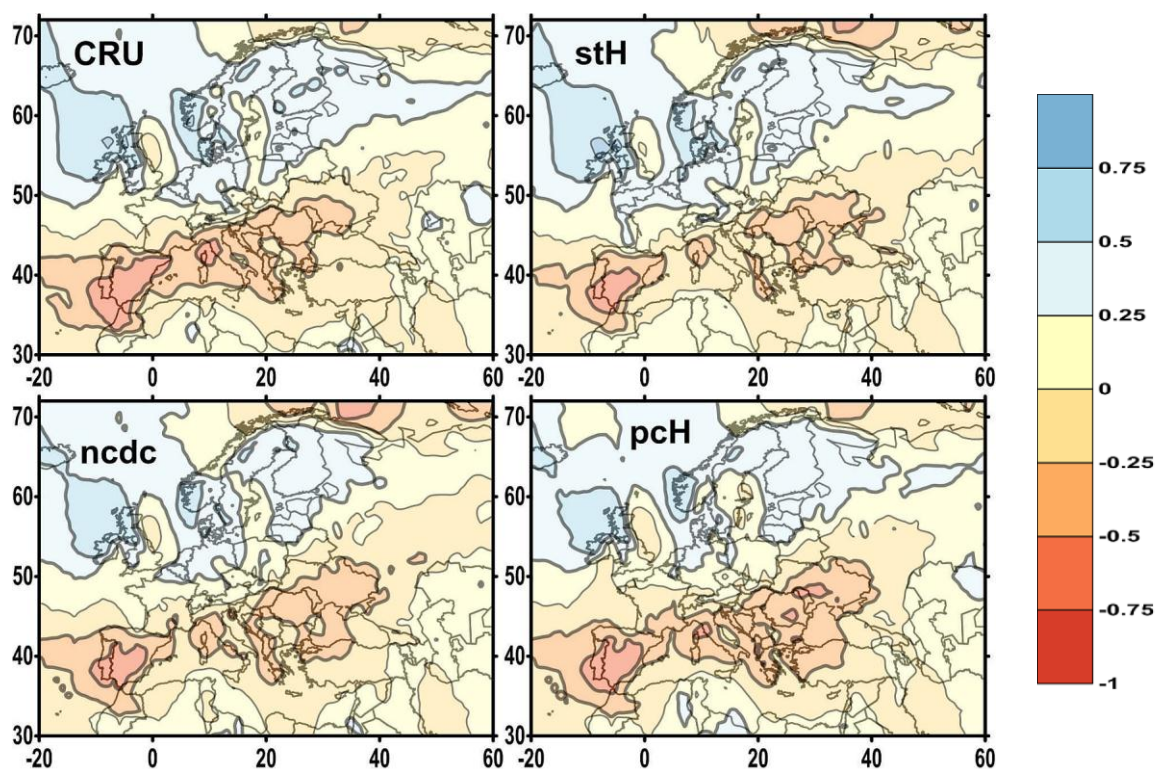
Ryc. 6. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a temperaturą powietrza w październiku w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$

4.2. Wpływ wybranych indeksów NAO na rozkład opadów atmosferycznych w Europie

Związki Oscylacji Północnoatlantyckiej z opadami są zdecydowanie słabsze niż z temperaturą i bardziej zróżnicowane przestrzennie. Najsilniejsze zależności obserwuje się zimą, gdy nad znaczącą częścią Europy są one statystycznie istotne i dodatnie (ryc. 7). Obszary, w których wartości współczynnika korelacji spadają poniżej poziomu istotności leżą w wąskim pasie ciągnącym się od Francji przez południowe Niemcy, Polskę,

Białoruś do wschodniej Europy. Regiony, w których współczynniki korelacji przekraczają poziom istotności są podobne w przypadku wszystkich indeksów i jedynie w pobliżu granic pojawiają się pewne różnice.

Zupełnie inny obraz obserwuje się wiosną. W tej porze roku opady są słabo związane z Oscylacją Północnoatlantycką. Obszary, w których indeksy NAO istotnie korelują z opadami atmosferycznymi są niewielkie i różne dla każdego z indeksów (ryc. 8). Latem praktycznie brak jest istotnych statystycznie relacji opadów atmosferycznych z indeksami NAO.

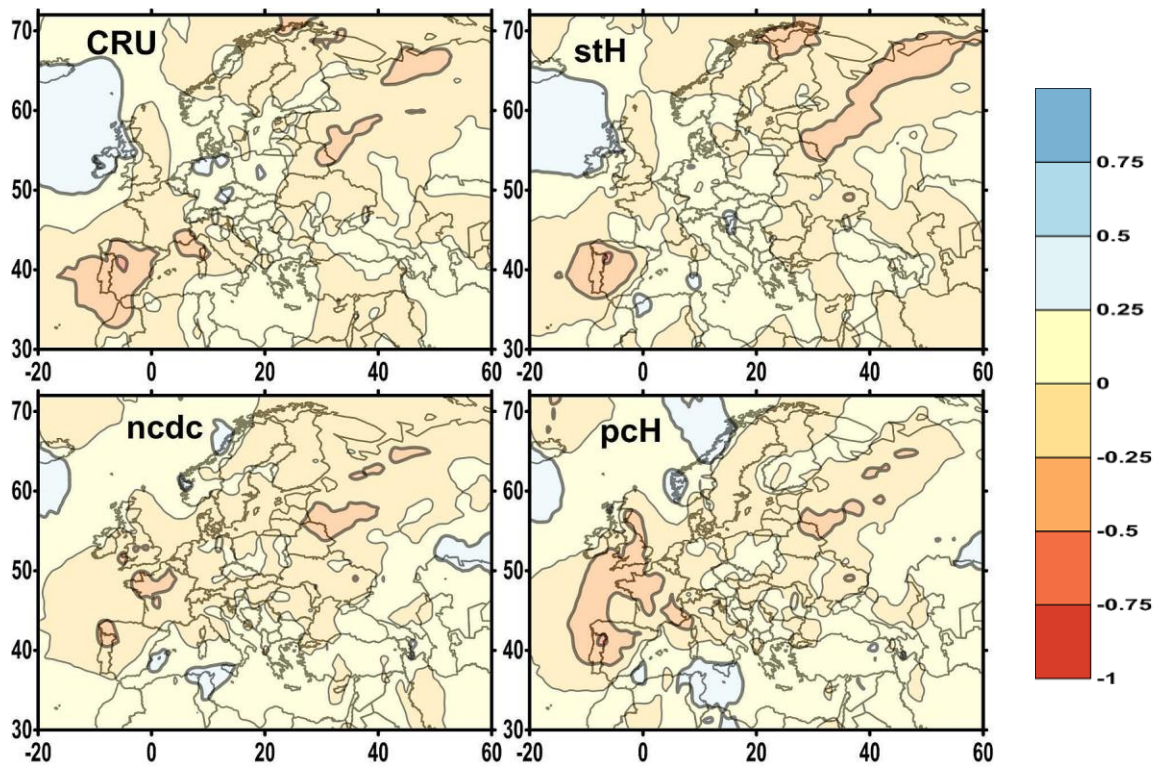


Ryc. 7. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a opadem w styczniu w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$

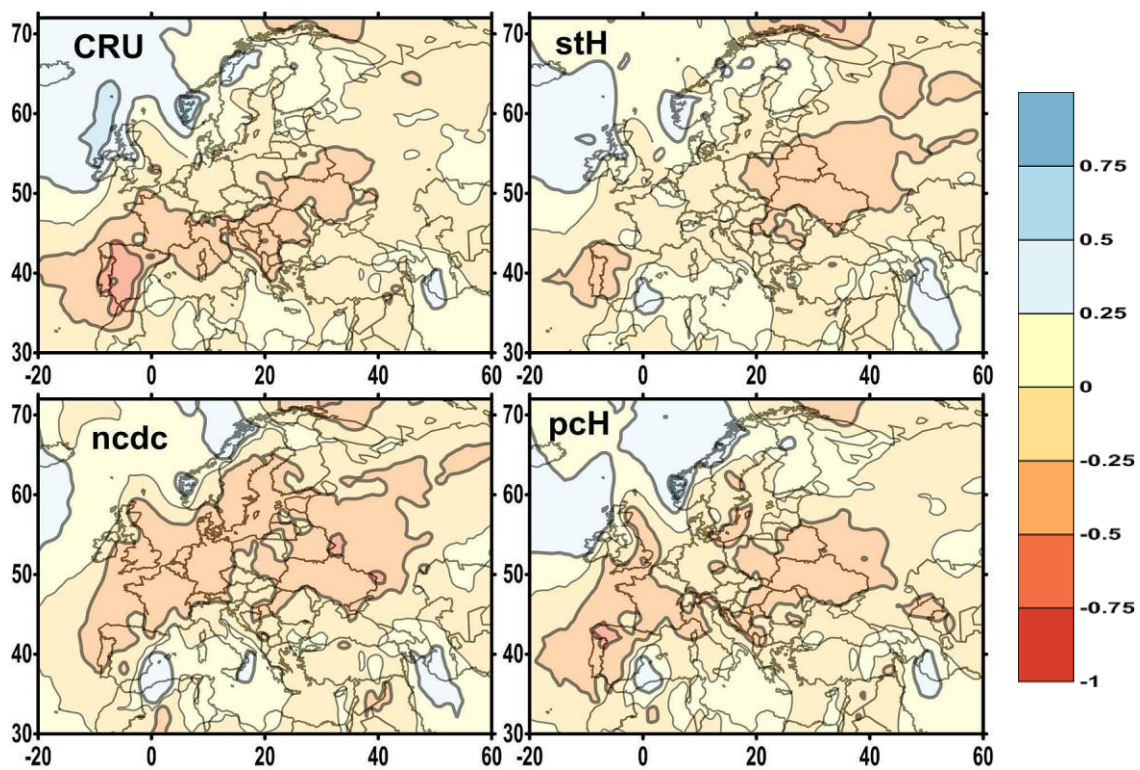
Jesienią Oscylacja Północnoatlantycka znów zaczyna istotnie modyfikować opady w Europie (ryc. 9). Statystycznie istotne współczynniki korelacji występują we wschodniej Polsce, na Ukrainie, Białorusi, Litwie, Łotwie, w zachodniej Rosji, zachodniej części półwyspu Skandynawskiego, Francji i Hiszpanii. Jednak występują znaczące różnice między zasięgami statystycznie istotnych korelacji z poszczególnymi indeksami cyrkulacji. Najrozleglejsze są w przypadku indeksu ncdc, kiedy obejmują całą północną połowę kontynentu. Najmniej rozległe dla indeksu CRU i stacynego indeksu Hurrella (stH). W przypadku indeksu CRU, korelacje statystycznie istotne obserwowane są głównie w południowej Europie i nie sięgają zbyt daleko na wschód. W przypadku indeksu stH sięgają dalej na wschód, ale są nieistotne w zachodniej Europie poza południowo-zachodnią częścią półwyspu Iberyjskiego.

5. Podsumowanie

Analiza współzmienności wybranych indeksów Oscylacji Północnoatlantyckiej wyraźnie pokazała, że ocena intensywności NAO nie jest prostym zadaniem. W opracowaniu przedstawiono tylko cztery wybrane miary i wskazano na istnienie jeszcze kilku innych, których nie analizowano ze względu na fakt, że zakresy czasowe danych nie pokrywały się. Współzmiennosc indeksów cechuje się wyraźnym cyklem rocznym z maksimum zimą (grudzień, styczeń), gdy współczynniki korelacji są rzędu 0,75-0,90, co oznacza od 50 do 80% wspólnej wariancji szeregów i minimum latem, gdy współczynniki korelacji są na poziomie 0,16-0,20,



Ryc. 8. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a opadem w kwietniu w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$



Ryc. 9. Korelacje między wybranymi indeksami NAO, a opadem w październiku w okresie 1950-2016. Wartości statystycznie istotne, gdy $|r| > 0,25$

co oznacza tylko kilka procent wspólnej wariancji. Sugeruje to, że na zmienność intensywności Oscylacji Północnoatlantyckiej większy wpływ ma zmienność położenia i intensywności północnego, niżowego ośrodka, który ma znacznie większą dynamikę niż południowy, bardziej rozległy układ wysokiego ciśnienia. Półrocze chłodne, a szczególnie zima, jest też okresem, w którym oddziaływanie Oscylacji Północnoatlantyckiej na pogodę w Europie jest wyraźniejsze. Przejawia się to zarówno wysokimi współczynnikami korelacji wskaźników NAO z temperaturą i opadami atmosferycznymi, jak i dużo mniejszym zróżnicowaniem stref objętych statystycznie istotnymi współczynnikami korelacji między zmiennymi meteorologicznymi (temperaturą i opadem), a wybranymi indeksami NAO. Ciepła pora roku jest okresem, w którym Oscylacja Północnoatlantycka tylko nieznacznie modyfikuje pogodę w Europie i wtedy ujawniają się ogromne różnice między związkami poszczególnych indeksów NAO z pogodą w Europie. Słaba współzmienność między poszczególnymi indeksami NAO oznacza, że porównując wyniki różnych analiz należy wnikliwie przyglądać się także temu, które z indeksów były w nich zastosowane.

Literatura

- 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. *Monthly Weather Review*, 115; 1083-1126.
- Basnett T.A., Parker D.E., 1997. Development of the global mean sea level pressure dataset GMSLP2. Climatic Research Technical Note No. 79. Hadley Centre, Meteorological Office, Bracknell; 1-16.
- Haylock M.R., Hofstra N., Klein Tank A.M.G., Klok E.J., Jones P.D., New M., 2008. A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, D20119, DOI: 10.1029/2008JD10201
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation, *Science*, 269; 676-679.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36 (3/4); 301-306.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Visbeck M., Ottersen G., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. [w:] Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (wyd.) *The North Atlantic Oscillation. Climate significance and environmental impact*. AGU Geophysical Monograph, Vol. 134; 1-35.
- Jones P.D., 1987. The early twentieth century Arctic High – fact or fiction? *Climate Dynamics*, 1; 63-75.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17; 1433-1450.
- Lamb P.J., Pepler R.A., 1987. North Atlantic Oscillation: Concept and Application. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68 (10); 1218-1225.
- Li J., Wang J.X.L., 2003. A new North Atlantic Oscillation Index and Its Variability. *Advances in Atmospheric Sciences*, 20 (5); 661-676.
- Loewe F., 1966. The temperature see-saw between western Greenland and Europe. *Weather*, 21; 241-246.
- Rogers J. C., 1984, The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112; 1999-2015.
- Rogers J.C., 1985. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the northern North Atlantic in the 1920s. *Journal of Climate Applied Meteorology*, 24 (12); 1303-1310.
- van Loon H., Rogers J.C., 1978. The see-saw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part. I: General Descriptions, *Monthly Weather Review*, 106; 296-310.
- Walker G.T. 1924. Correlation in seasonal variations of weather. IX: A further study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, 24, 9; 275-332.

- Walker G.T., Bliss E.W., 1932. World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4; 53-84.
- Wibig J., 1999a. Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at 500 hPa level. *International Journal of Climatology*, 19; 253-270.
- Wibig J., 1999b. Cyrkulacja atmosferyczna nad Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Część I: Zima. *Przegląd Geofizyczny*, 44; 15-24.
- Wibig J., 1999c. Cyrkulacja atmosferyczna nad Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Część II: Wiosna, lato, jesień. *Przegląd Geofizyczny*, 44; 25-38.

Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej

Andrzej A. Marsz

Stowarzyszenie Klimatologów Polskich
aamarsz127@gmail.com

1. Wstęp

W funkcjonowaniu najważniejszej dla kształtowania współczesnej zmienności klimatu północo-zachodniej i środkowej Europy postaci cyrkulacji atmosferycznej, jaką jest Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO) charakterystyczne jest to, że kształtuje się ona pod wpływem współdziałania zmian ciśnienia atmosferycznego w dwu centrach działania atmosfery¹ jakimi są Wyż Azorski i Niż Islandzki. Między ciśnieniem atmosferycznym w Wyżu Azorskim i Niżu Islandzkim zachodzi antykorelacja. Występuje ona w ciągu całego roku, choć jej siła w cyklu rocznym wykazuje wyraźne zróżnicowanie.

W okresach, w których ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza (dalej SLP) w Niżu Islandzkim zmniejsza się, rośnie SLP w Wyżu Azorskim. Powoduje to, proporcjonalny do różnicy SLP między tymi ośrodkami, strefowy przepływ mas powietrza z nad środkowych i wschodnich partii Atlantyku Północnego w szerokościach umiarkowanych na wschód. Nad obszary północnej i środkowej Europy napływa wtedy Powietrze Polarne morskie (dodatnia faza NAO). W okresie jesieni i zimy, a na niektórych obszarach również wiosną, powoduje to wzrost temperatury powietrza. W okresach, w których SLP w Niżu Islandzkim rośnie, a SLP w Wyżu Azorskim zmniejsza się, strumień przenosu zachodniego nad Europę ustaje i zamienia się na adwekcje mas powietrza z innych kierunków (ujemna faza NAO).

Zmiany faz NAO na rozległych obszarach Europy dają, wielokrotnie opisywane w literaturze, zróżnicowane regionalnie skutki w postaci wystąpienia anomalii o odpowiednich znakach w rozkładzie temperatury powietrza, sumach opadów, prędkości wiatru, czasie i grubości zalegania pokrywy śnieżnej oraz pokrywy lodowej, początku okresu wegetacyjnego etc. Ma to następnie również określone skutki dla zachowania się świata roślin i zwierząt. Zmiany warunków pogodowych związane ze zmianami faz NAO wywierają także poważny wpływ na funkcjonowanie gospodarki (energetyka, transport, budownictwo, rolnictwo, rekreacja zimowa etc.).

Zwiększona częstość występowania dodatnich faz NAO, poprzez kumulowanie się dodatnich anomalii temperatury, zwłaszcza w okresach zimowych, daje na obszarze Europy wyraźne skutki klimatyczne w postaci wzrostu temperatury rocznej. Ponieważ po roku 1988 częstość występowania dodatnich faz NAO wzrosła, a same wartości zimowych wskaźników NAO po tym roku osiągają bardzo wysokie, wcześniej rzadko notowane wartości, NAO stanowi jeden z mechanizmów obserwowanego ocieplenia na tym obszarze. Choćby ten fakt uzasadnia zajęcie się kwestią genezy tego zjawiska i jego uwarunkowań.

2. Oscylacja Północnego Atlantyku jako zjawisko telekoneksji i związki NAO z frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej

Kluczowym zagadnieniem w funkcjonowaniu NAO jest przyczyna występowania telekoneksji przejawiających się jako ujemne korelacje między przebiegami SLP w obu centrach działania atmosfery – Niżu

¹ Pojęcie „centra działania” [atmosfery] (centers of action) wprowadził C.-G. Rossby (1939).

Islandzkim i Wyżu Azorskim. Literatura na ten temat jest obszerna, ale oprócz raczej nielicznych prac poważnie traktujących zagadnienie, wiele opublikowanych prac stawia bezrefleksyjnie występowanie ujemnych korelacji ciśnienia między oboma centrami działania atmosfery nad Atlantykiem Północnym jako poważny problem naukowy i doszukuje się, przeważnie w sposób niekonwencjonalny, jego objaśnienia.

Trudno uważać kwestię genetyki NAO, jak i kwestię mechanizmów warunkujących istnienie i działanie innych telekoneksji, za poważniejszy problem. Samo wyjaśnienie zagadnienia zachodzenia ujemnych korelacji SLP między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim do specjalnie skomplikowanych nie należy. Warunkiem jest jednak, aby nie odwracać przyczyn i skutków (np. NAO steruje trasami niżów, NAO określa intensywność sztormów, NAO powoduje wzrost ciśnienia w Wyżu Azorskim, ...) i patrzeć na to zagadnienie z punktu widzenia funkcjonowania procesów o skali meteorologicznej (synoptycznej). Dopiero uśrednienie w czasie skutków działania procesów² o skali meteorologicznej może dać, lub daje, w efekcie skutki klimatyczne.

Rozpatrując genetykę telekoneksji między tymi centrami działania atmosfery należy mieć na uwadze, że takie pojęcia jak „Niż Islandzki” czy „Wyż Azorski” stanowią pojęcia klimatologiczne, a nie meteorologiczne. Z punktu widzenia meteorologii czy synoptyki coś takiego jak „Niż Islandzki” nie istnieje. Cyklonogeneza w rejonie Islandii zachodzi niezmiernie rzadko. Niże nad Islandią i w rejonie Islandii pojawiają się nad Atlantykiem i napływają najczęściej z SW. Część z nich przechodzi nad Islandią dalej ku NE lub E, część z nich nad Islandią lub w rejonie Islandii stagnuje przez kilka dób i wypełnia się. Z rzadka dochodzi w rejonie Islandii do regeneracji układów niżowych. W takim ujęciu, zanim taki układ niżowy wszedł w rejon Islandii i stał się „islandzkim”, był niżem „północno-atlantyckim”. W innych okresach, w czasie między występowaniem cyklonów nad rejonem Islandii, lokują się tam inne postaci form barycznych – obszary słabogradientowe lub bezgradientowe (siodłowe, o rozmytym polu), relatywnie często kliny wyżowe znad Grenlandii, rzadziej kliny wyżowe znad Wysp Brytyjskich lub Morza Norweskiego, czy nawet układy antycyklonalne.

Dopiero klimatyczne, uśrednione z miesięcznego lub dłuższego okresu, pole SLP daje obraz „klimatycznego” układu niskiego ciśnienia, i od tego momentu można mówić o quasi-stałym centrum działania atmosfery w rejonie Islandii. Ponieważ takie centrum działania występuje w tym rejonie, zostało opatrzone nazwą „Niż Islandzki” i pod taką nazwą jest przedstawiane na mapach średniego rozkładu ciśnienia atmosferycznego w podręcznikach i atlasach.

Można zastanowić się nad tym, jakie warunki synoptyczne muszą być spełnione, aby na mapie miesięcznego czy sezonowego pola SLP pojawił się Niż Islandzki³. Po pierwsze cyklonogeneza nad zachodnimi obszarami Atlantyku Północnego w szerokościach 35-50°N musi być intensywna, tak, aby liczba niżów, które następnie mogłyby trafić nad Islandię była znaczna. Po wtóre, powstałe nad północnym Atlantykiem układy cyklonalne powinny przemieszczać się takimi torami, aby „trafić” w rejon Islandii lub bezpośrednio nad tę wyspę. Po trzecie, w trakcie rozwoju powinny wejść nad Islandię lub jej bliskie poblize jako niże zokludowane, w których ciśnienie jest najniższe. Dobrze byłoby, aby w rejonie Islandii te zokludowane niże zaczęły stagnować wypełniając się, wtedy czas, przez który nad/w rejonie Islandii SLP będzie niskie wydłuży się, co w sposób oczywisty wpłynie na kształtowanie się małej wartości średniego miesięcznego czy średniego sezonowego ciśnienia atmosferycznego nad tym obszarem.

Wymienione czynniki eksponują rolę tras układów cyklonalnych w kreowaniu takiego obrazu klimatycznego pola ciśnienia, aby pojawił się „Niż Islandzki”. Od momentu powstania, układ cyklonalny musi pokonać jakąś drogę. W trakcie pokonywania tej drogi upływa czas, w którym cyklon rozwija się, przechodząc kolejne stadia (fali, młodego niżu, niżu dojrzałego i okludującego się, niżu zokludowanego). Trwa to zazwyczaj 3 do 5 dób. Proces dyssypacji quasi-stacjonarnego niżu zokludowanego może trwać podobny czas.

Jak wiadomo, procesy atmosferyczne rozgrywają się w czasie i w trójwymiarowej przestrzeni. W szerokościach umiarkowanych, w środkowej troposferze (~500 hPa), na granicy wokółbiegunowych mas wychłodzonego powietrza i cieplejszego powietrza z niższych szerokości, tworzy się tak zwana górna planetarna

² Uśrednienia skutków, a nie uśrednienia procesów, z czym dość często się spotyka w literaturze (np. tworzenie map „kompozytowych”).

³ Objaśnienia, tu i dalej, są maksymalnie uproszczone. Treść powtarza materiał podręcznikowy, stąd, poza szczególnymi przypadkami, nie cytuję się tutaj literatury. Część tego materiału, w odmiennym ujęciu została opublikowana kilka lata wcześniej jako osobna praca autora (Marsz 2008).

strefa frontalna (określenie według terminologii stosowanej przez badaczy radzieckich/rosyjskich), w której poziome gradienty temperatury są znacznie większe niż na południe i północ od niej. W strefie silnych gradientów termicznych, między powietrzem chłodnym a ciepłym w środkowej i górnej troposferze, nasila się wiatr termiczny, tworzy się strefa (potok) bardzo szybkiego przepływu powietrza z zachodu na wschód (prąd strumieniowy, jet stream). W wyniku zaburzeń hydrodynamicznych zachodzących w trakcie przepływu powietrza, na granicy między powietrzem „ciepłym” i „zimnym” tworzą się zafalowania, których amplituda wraz z przemieszczaniem się w przestrzeni rośnie, niekiedy aż do ich zerwania. Tworzą się fale długie, zwane również falami Rossby’ego lub falami górnej planetarnej strefy frontalnej. Podstawowe cechy zachowania się tych fal opisują formuły Rossby’ego (1939).

W miarę tworzenia się zafalowania chłodne powietrze ekspanduje na południe tworząc górne zatoki przemieszczające się w niższe szerokości, ciepłe powietrze przemieszczające się w wyższe szerokości tworzy górne kliny o wierzchołkach skierowanych na północ⁴. Górne zatoki i górne kliny również przemieszczają się w przestrzeni, jednak nieporównywalnie wolniej niż strumień powietrza w prądzie strumieniowym, który z dobrym przybliżeniem określa ich kontury (granice). Taki układ górnych klinów, górnych zatok i prądu strumieniowego stanowi najważniejszy mechanizm transportu ciepła z szerokości zwrotnikowych i podzwrotnikowych w szerokości umiarkowane i wysokie (patrz: Fortak 1971).

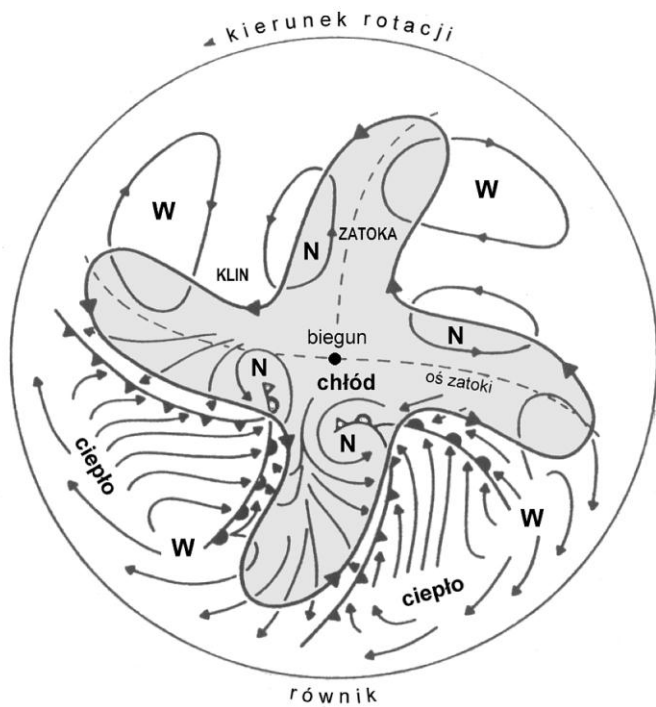
Ruch fal długich w warunkach rotującej planety czyni, że chłodne powietrze w górnej zatoce przemieszcza się generalnie w kierunku zachodniej granicy górnego klina, co tworzy na tej granicy strefę dużych poziomych gradientów termicznych. W rezultacie, na pograniczu wschodniej części górnej zatoki i zachodniej części górnego klina powstaje strefa silnej baroklinowości. W strefie tej, w niższych szerokościach (~30-45°N), gdzie wirowość jest bardzo silna, tworzą się układy cyklonalne, które następnie pogłębiając się, wędrują wzdłuż zachodniej granicy górnego klina w wyższe szerokości, w kierunku wierzchołka fali. Wobec stopniowego wzrostu masy powietrza w wirze powstałego cyklonu i ruchu fali, masa wirującego w cyklonie powietrza zbliżając się do wierzchołka fali zmniejsza swoją prędkość postępową i będąc „wyprzedzana” przez górną strefę frontalną „wchodzi” w masę chłodnego powietrza górnej zatoki, deformując przebieg granicy między powietrzem ciepłym i zimnym (patrz ryc. 1).

Za wierzchołkiem fali, po wschodniej stronie górnego klina, w wyniku zmian prędkości przepływu powietrza w prądzie strumieniowym, dochodzi do powstania „nadmiaru” masy w środkowej i górnej troposferze. Rozwijają się ruchy zstępujące, przy ujemnej wirowości między powierzchnią Ziemi a środkową troposferą (ca 750 hPa) tworzy się zamknięty, antycyklonalny układ, a przy powierzchni Ziemi (SLP) quasi-stacjonarny układ wysokiego ciśnienia. Schemat tych zależności przedstawia ryc. 1, a „realny” przykład sytuacji synoptycznej, ilustrujący ten schemat – ryc. 2.

W takim razie, aby w rejonie Islandii występowały układy cyklonalne, musi wystąpić taki układ fali długiej w środkowej troposferze, aby wierzchołek górnego klina lokował się w strefie wysokich szerokości (~ 65°N) na długościach ~15-35°W, czyli w rejonie Cieśniny Duńskiej – Islandii. Niżej powstałe nad Atlantykiem, między Wybrzeżem Wschodnim a środkową partią Atlantyku Północnego będą wtedy kierowane w rejon Islandii. Jednocześnie, przy takim położeniu wierzchołka fali długiej, gdzieś w szerokościach subtropikalnych (35-40°N), na długościach 10-35°W będzie lokować się centrum wyżu subtropikalnego.

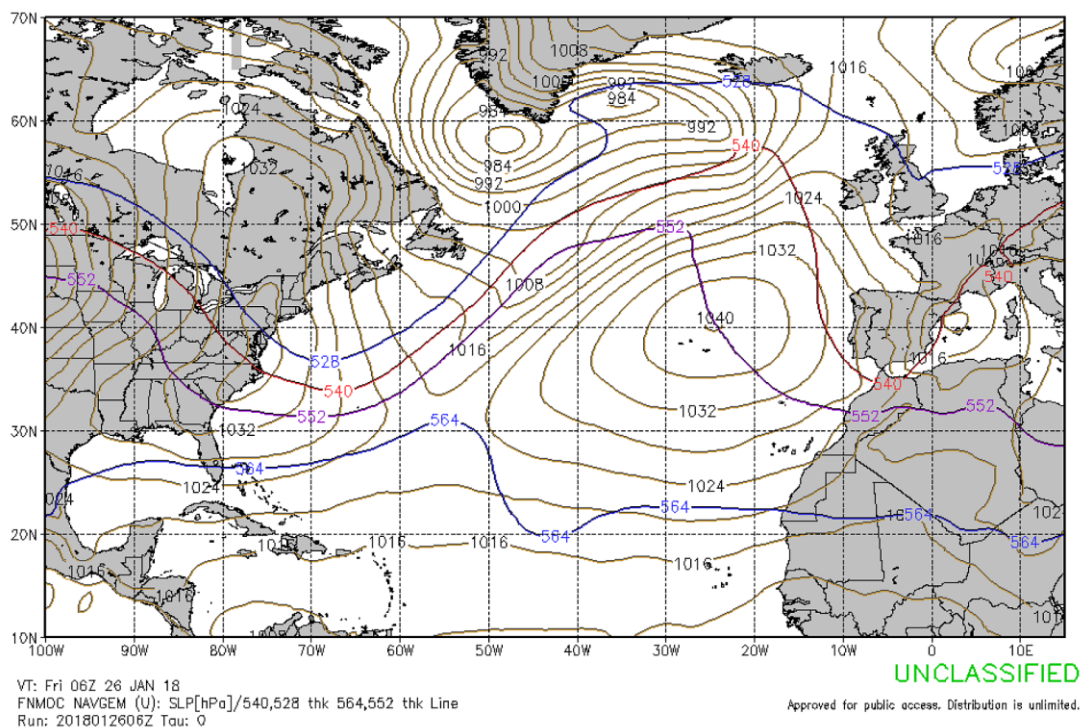
Aby niżej w rejonie Islandii i wyżej subtropikalne po wschodniej stronie Atlantyku Północnego osiągnęły wymiar klimatyczny, czyli po uśrednieniu pola SLP dały obraz Nizu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego, częstość takiego właśnie położenia fali długiej, czyli z wierzchołkiem górnego klina nad środkową częścią Atlantyku Północnego, musi w jednostce czasu, w której zachodzi uśrednienie, być większa niż przeciętnie. Wtedy, w okresie uśrednienia, SLP w rejonie „Nizu Islandzkiego” będzie niższe od przeciętnego, a SLP w rejonie „Wyżu Azorskiego” – wyższe niż przeciętnie.

⁴ Górna zatoka, górny klin – nazwy związane z położeniem wysokości powierzchni geopotencjału 500 hPa charakteryzującym średnią temperaturę powietrza w warstwie 1000-500 hPa. Górna zatoka: np. izohipsa 540 dm tworząca falę wysuniętą w kierunku południowym (niższa średnia temperatura warstwy 1000-500 hPa), górny klin – izohipsa 540 dm tworząca falę o wierzchołku skierowanym na północ (wyższa średnia temperatura warstwy 1000-500 hPa).



W dolnej części ryciny litera W oznacza rejon lokowania się centrum quasistacjonarnego antycyklonu, a litera N położenie rejonu dyssypacji niżu, który przeszedł wszystkie stadia rozwoju. Oznaczenia frontów są tu całkowicie umowne i wskazują jedynie kierunki ruchu powietrza o różnych zasobach ciepła oraz na fakt, że niż w pozycji N znajdują się w stadium okluzji.

Ryc. 1. Schemat związków między położeniem górnych zatok (jasnoszare; powietrze chłodne) i klinów na poziomie ~500 hPa a lokalizacją obszarów cyrkulacji antycyklonalnej (W) i cyklonalnej (N) na poziomie ~750 hPa (górną część ryciny) oraz charakterem cyrkulacji przy powierzchni Ziemi (dolna część ryciny). Za Fortakiem (1971)



Ryc. 2. Atlantyk Północny. Mapa analizy z dnia 26.01.2018 roku, 06 UTC, wydawca FNMOC (Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center; USA)

Komentarz do ryciny:

Pole SLP – brązowe izobary, wysokości geopotencjału 564, 552, 540 i 528 dam oznaczone pogrubionymi liniami barwnymi. Zarys fali długiej wyznacza przebieg izolunii 552, 540 i 528 dam, długość fali ~60°λ, co odpowiada liczbie falowej 6. Nad Labradorem i N częścią wschodniego wybrzeża widoczna górna zatoka, nad środkową i wschodnią częścią

N Atlantyku widoczny górny klin, kolejna górna zatoka zalega nad zachodnią Europą. Pierwszy układ antycyklonalny z centrum 1040 hPa w rejonie Azorów lokuje się po wschodniej stronie górnego klina nad Atlantykiem Północnym, „wchodząc” swoją NE i E częścią w obszar górnej zatoki nad W Europę. Dwuśrodkowy niż z centrami na SSW od Cape Farewell (<980 hPa) i ~984 hPa na E od południowej Grenlandii związany jest z wierzchołkiem fali (wierzchołkiem górnego klina). Zachodnie centrum dwuśrodkowego niżu „weszło” już w obręb górnej zatoki, wschodnie znajduje się jeszcze w obrębie górnego klina. Widoczne jest charakterystyczne ugięcie izohipsy 528 dam, tworzące dodatkowe zafalowanie, związane ze spadkiem prędkości postępowej przemieszczającego się niżu i jego wchodzeniem wewnątrz chłodnego powietrza górnej zatoki.

Widoczny jest drugi ośrodek niżowy (<1012 hPa), przy wschodniej granicy górnej zatoki nad zachodnią Europą (nad Morzem Śródziemnym w rejonie Balearów). Drugi ośrodek antycyklonalny, z ciśnieniem w centrum >1036 hPa, o południkowej osi dłuższej rozciągającej się od Labradoru do Florydy jest związany z górnym klinem nad kontynentem północnoamerykańskim (oś klina na ~100°W).

Przedstawiony obraz związku dolnego pola ciśnienia z położeniem górnych klinów i górnych zatok stanowi „migawkową fotografię” dynamicznego rozwoju sytuacji synoptycznej w części atlantycko-europejskiego sektora cyrkulacyjnego zimą. Widoczny większy gradient termiczny na granicy między zachodnią częścią górnego klina nad środkowym Atlantykiem a wschodnią częścią górnej zatoki, uwidaczniający się jako mniejsze odległości między izohipsami 528 a 552 dam. Zwraca uwagę, że w rejonie Islandii SLP jest niskie (~1008-1012 hPa), w rejonie Azorów wysokie (~1036-1040 hPa), czyli „chwilowy” wskaźnik NAO powinien być wysoki. Tymczasem, jak widać to z mapy, nad NW i środkową Europę wcale nie napływa powietrze PPM znad Atlantyku.

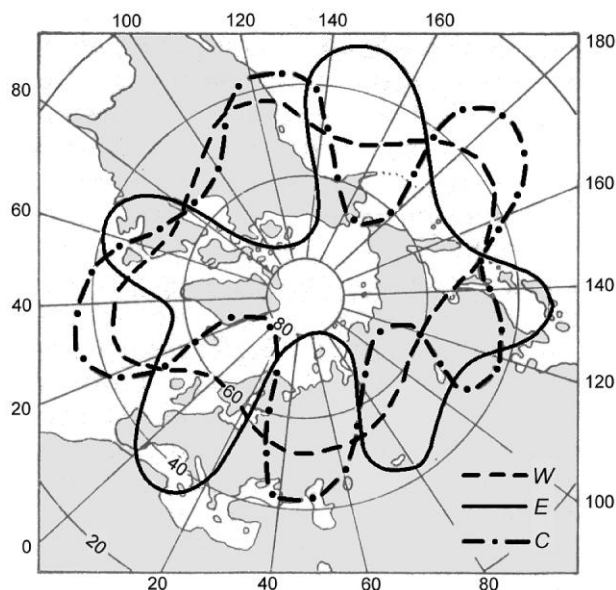
W przypadku przesunięcia osi takiej fali długiej (osi górnego klina) na zachód lub wschód i utrzymania się dłużej w takim położeniu, powstałe nad Atlantykiem Północnym nize lokować się będą nad Morzem Labrador lub południowym cyplem Grenlandii albo odpowiednio nad Morzem Norweskim lub Półwyspem Skandynawskim, centra wyżów zaś nad Atlantykiem Północnym w rejonie na południe, południowy zachód od Wielkich Ławic (Ławicy Nowofundlandzkiej) lub nad Wyspami Brytyjskimi/Morzem Północnym i kontynentem europejskim. Po uśrednieniu pola SLP niżu nad Islandią wtedy nie będzie, nie będzie też „Wyżu Azorskiego” w jego typowej postaci. W rezultacie SLP nad Islandią i w rejonie Islandii wzrośnie, a ciśnienie w rejonie na zachód – południowy zachód od Półwyspu Iberyjskiego spadnie.

W wyniku zmian położenia fal długich uzyskuje się „huśtawkę” ciśnienia atmosferycznego między rejonem Islandii, a obszarami subtropików po wschodniej stronie Atlantyku Północnego. I to jest przyczyną występowania ujemnych korelacji ciśnienia, tak naprawdę nie między „Niżem Islandzkim” a „Wyżem Azorskim”, ale między rejonami, nad którymi te centra działania atmosfery występują w typowych dla nich, klimatycznych położeniach.

Jak wynika z tego bardzo uproszczonego opisu, za istniejącą telekoneksję między SLP w Niżu Islandzkim i Wyżu Azorskim odpowiada położenie fali długiej, odtwarzającej wystąpienie górnego klina z wierzchołkiem lokującym się na długościach geograficznych środkowych części Atlantyku Północnego. Powstaje pytanie – w jakim stopniu to stwierdzenie znajduje potwierdzenie w materiale empirycznym?

Istnieje klasyfikacja typów ułożenia środkowotroposferycznych fal długich w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Jej twórcą był Wangengejm (1952), następnie została ona rozszerzona na sektor pacyficzno-amerykański przez Girsę (1964), stąd w literaturze nosi ona nazwę „klasyfikacji Wangengejma-Girsy”. Wyróżnia ona w środkowej troposferze atlantycko-europejskiego sektora cyrkulacyjnego trzy podstawowe formy (postaci) ułożenia w przestrzeni fal długich, określanymi mianem „makroform” lub „makrotypów” cyrkulacji środkowotroposferycznej. Są to makroforma W o liczbie falowej 4 i niezbyt dużej amplitudzie w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym oraz makroformy E i C o liczbie falowej 5 i znacznie większej amplitudzie. Schematyczne zarysy ułożenia fal, na podstawie których klasyfikuje się je do określonych postaci makroform przedstawia ryc. 3.

Frekwencja (liczba dni) poszczególnych makroform w ciągu roku jest niejednakowa. W okresie 1951-2015 (65 lat) najczęściej w ciągu roku występuje makroforma E (171 dni w roku, ~47% czasu roku), makroforma W występuje przez 106 dni w roku (~29% czasu roku), a najrzadziej występuje makroforma C (88 dni w roku, ~24% czasu roku). W okresie zimy, rozumianej jako okres od grudnia do marca włącznie, proporcje między frekwencją poszczególnych makroform Wangengejma-Girsy nieznacznie się zmieniają, chociaż kolejność frekwencji pozostaje taka sama jak w przekroju rocznym (E ~45%, W ~32%, C ~23% czasu zimy). Oznacza to, że w okresie zimy, kiedy aktywność NAO jest najsilniejsza, frekwencja makroformy W nieznacznie wzrasta.



Przeglądając tę rycinę, należy mieć na uwadze, że fale długie rotują i w czasie przemieszczania się zmieniają swoje charakterystyki, często przechodząc z jednej postaci w inną (np. W → C, E → C etc.) lub stają się, na pewnym odcinku obwodu Ziemi, falami stojącymi. Aby makrotyp W przedstawiony na tej rycinie dawał opisane poprzednio skutki dla kształtowania się SLP nad Islandią, oś górnej zatoki nad Atlantykem Północnym powinna być przesunięta o ~20-30° na zachód, tak, aby wierzchołek górnego klina znajdował się na długości geograficznej Islandii.

Ryc. 3. Schemat ułożenia zarysów górnych klinów i górnych zatok w poszczególnych makroformach cyrkulacji środkowotroposferycznej wg. Girs (1981)

Przedstawione wartości dają jedynie bardzo ogólne wyobrażenie o frekwencji makroform, w rzeczywistości ich międzyroczny zakres zmienności jest bardzo duży. W rozpatrywanym okresie 1951-2015, zimą, minimalna liczba dni z wystąpieniem makroformy W była równa 6 (rok 1996), a maksymalna 84 (rok 2000), makrotypu E – minimalna 9 (2000 rok) a maksymalna 95 dni (1977), makrotypu C – od 13 (1951, 1977 rok) do 65 dni w 1967 roku.

Jeśli zmiany frekwencji fal długich określonego typu stanowią przyczynę występujących telekoneksji między SLP w rejonach Islandii i Azorów, to między frekwencją fal długich tego typu, który warunkuje występowanie tej telekoneksji, a SLP na obu obszarach powinny wystąpić korelacje. Powinny one mieć odmienne znaki – w rejonie Islandii powinny być ujemne, co oznacza, że wzrost częstości występowania danej makroformy przyczynia się do spadku SLP, a w rejonie Azorów – dodatnie, co oznacza, że wzrost częstości wystąpienia tej samej makroformy cyrkulacji środkowotroposferycznej przyczynia się do wzrostu SLP.

Dla sprawdzenia tej hipotezy wystarczy wziąć szeregi SLP znad Islandii (np. 65°N, 20°W) i z rejonu wystąpienia Wyżu Azorskiego i przeprowadzić odpowiednie rachunki. Tu posłużono się gridowym zbiorem SLP CDAS-1 i wykorzystano dane SLP z trzech gridów 2,5 x 2,5° – 65°N, 20°W (Islandia), 37,5°N, 25°W (Azory; Ponta Delgada) oraz 37,5°N, 10°W, nazwanego Luzytanią⁵. Wyniki korelacji, dla rocznych (01-12) i zimowych (DJFM; 12-03) frekwencji makroform i wartości SLP w tych samych okresach, obliczonych dla wielolecia 1951-2015 zestawiono w tabeli 1.

Jak wynika z tabeli 1, warunek taki spełniają zmiany frekwencji makroformy W. Z ciśnieniem w rejonie Niżu Islandzkiego frekwencja tego makrotypu skorelowana jest ujemnie, z ciśnieniem w rejonie Wyżu Azorskiego – dodatnio, przy czym silniejszy wpływ zmienność frekwencji makroformy W wywiera na zmiany ciśnienia we wschodniej części klimatycznego zasięgu tego wyżu.

Wszystkie korelacje makrotypu W z SLP zimą są wysoce istotne. W przekroju rocznym siła związków jest znacznie słabsza, a istotne korelacje ograniczają się do obszaru Niżu Islandzkiego i wschodniej części obszaru, nad którym występuje Wyż Azorski (Luzytania). Znaki korelacji jednoznacznie wskazują, że wraz ze wzrostem frekwencji makroformy W, SLP w rejonie występowania Niżu Islandzkiego spada, a w rejonie Wyżu Azorskiego rośnie. Odpowiada to schematowi zmian SLP zachodzących w dodatniej fazie NAO.

⁵ Ze względu na fakt, że pod względem rozmiarów, w tym i rozciągłości równoleżnikowej, Wyż Azorski jest znacznie większy od Niżu Islandzkiego, przyjęto do analizy dwa gridy, położone na tej samej szerokości. Wewnątrz każdego z tych gridów położone są stacje, z których pobiera się szeregi SLP do obliczania wskaźników NAO (Ponta Delgada/Horta i Lizbona).

Tab. 1. Wartości współczynników korelacji (r) między frekwencją makrotypów W, E i C w okresie zimy (12-03) i roku (01-12) a ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza (SLP; średnie obliczone dla tych samych okresów co frekwencja makroform) w trzech gridach 2,5 x 2,5°: 65°N, 20°W (Islandia), 37,5°N, 25°W (Azory) i 37,5°N, 10°W (Luzytania). Oznaczono istotność statystyczną związku (p), wartości r istotne na poziomie 0,05 pogrubiono, istotne na poziomie 0,001 oznaczono dodatkowo *. Okres analizy 1951-2015

Makrotyp		SLP w okresie zimy (12-03)			Makrotyp		SLP w roku (01-12)		
		Islandia	Azory	Luzytania			Islandia	Azory	Luzytania
W zima	r	-0,56*	+0,50*	+0,64*	W rok	r	-0,25	+0,23	+0,37
	p	< 0,001	< 0,001	< 0,001		p	0,045	0,060	0,002
E zima	r	+0,30	-0,26	-0,46*	E rok	r	+0,05	-0,03	-0,14
	p	0,016	0,034	< 0,001		p	0,674	0,806	0,261
C zima	r	+0,34	-0,31	-0,17	C rok	r	+0,31	-0,32	-0,34
	p	0,005	0,013	0,167		p	0,012	0,010	0,005

Korelacje między frekwencją makrotypów E oraz C a SLP nad oboma obszarami są odwrotne niż korelacje z makrotypem W. Wzrost frekwencji makrotypu E zimą pociąga za sobą wzrost SLP zimą w rejonie Niżu Islandzkiego i spadek SLP w rejonie występowania Wyżu Azorskiego, szczególnie wyraźny we wschodniej jego części. Zmiana frekwencji makroformy E w ciągu całego roku nie odgrywa natomiast statystycznie istotnej roli w regulowaniu zmian średniej rocznej SLP na tych obszarach. Wzrost frekwencji makrotypu C również pociąga za sobą wzrost SLP w rejonie Niżu Islandzkiego i spadek SLP w rejonie Wyżu Azorskiego, przy czym wszystkie związki są silniejsze w okresie całego roku, niż tylko w okresie zimy.

Takie wyniki analizy związków frekwencji makrotypów z SLP wskazują, że ze zwiększeniem frekwencji makrotypu W związane jest wystąpienie dodatniej fazy NAO, z wystąpieniem zwiększonej frekwencji makrotypów E i C wystąpienie ujemnej fazy NAO. Bez występowania makrotypu W fenomen NAO nie może istnieć (nie istniałyby antykorelacje między Nizem Islandzkim a Wyżem Azorskim). Można więc twierdzić, że frekwencja makroformy W nie tylko warunkuje istnienie NAO, ale reguluje również zmienność i intensywność tego zjawiska.

Miarą intensywności NAO są wartości wskaźników (indeksów) NAO. Muszą zatem występować również bezpośrednie związki między frekwencją makrotypu W (i pozostałych makrotypów) a wartościami indeksów NAO. Ze względu na mnogość wskaźników NAO, ich nieco różne właściwości i obejmowanie przez nie różnych profili czasowych, jako przykład związków przedstawi się tylko związki frekwencji makrotypów W, E i C w okresie zimowym ze wskaźnikami NAO – „zimowym stacyjnym” J.W. Hurrella (1995) i wskaźnikiem zimowym (DJFM) Hurrella opartym na PCA. Okres analizy związków wynosi 65 lat (1951-2015), wyniki analizy zestawione są w tabeli 2.

Tab. 2. Wartości współczynników korelacji liniowej (r) między zimową (12-03) frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa W, E i C a zimowymi (12-03) wskaźnikami NAO J.W. Hurrella – stacyjnym (stac.) i obliczanym jako IPC z pola SLP (PCA) oraz istotność statystyczna związku (p). Wartości r istotne na poziomie $p < 0,05$ pogrubiono. Okres analizy 1951-2015

Wskaźnik		Makrotyp		
		W	E	C
NAO (stac.)	r	0,63	-0,37	-0,32
	p	< 0,001	0,003	0,010
NAO (PCA)	r	0,67	-0,51	-0,13
	p	< 0,001	< 0,001	0,293

W świetle przedstawionych wcześniej materiałów, tab. 2 nie wymaga specjalnych komentarzy. Potwierdza ona bezpośrednie „stowarzyszenie” frekwencji makrotypu W z wartością i dodatnim znakiem obu wskaźników NAO oraz to, że zmiany frekwencji makrotypu W regulują również zmienność indeksów NAO. Wskazuje ponadto, że w okresie zimowym większy wpływ na zmienność wartości indeksu NAO mają zmiany frekwencji makrotypu E niż C. Nie można wykluczyć, że taki stan odbija przeciętnie mniejszą frekwencję makrotypu C w okresie zimy i w roku, niż makrotypu E.

3. Kwestia sterowania zmiennością frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej

Jak to zazwyczaj bywa, zbliżenie się do rozwiązania jakiegoś problemu natychmiast stawia problem nowy. Jeśli zmiennością NAO steruje zmienność frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, to w takim razie, co steruje i jak steruje, zmiennością frekwencji tych makroform. Czy jest to proces losowy, czy zdeterminowany? Wszak ostatecznie ma to wpływ na to, jak będą przebiegały procesy pogodowe zależne od fazy NAO na obszarze Europy Środkowej zimą, czy w innej porze roku.

Przebieg fal długich w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym jest w początkowym jego odcinku dość uporządkowany. Szeroki pas Gór Skalistych, w wielu punktach przekraczających wysokość 4 000 m, stanowi trwałą przeszkodę orograficzną w przepływie powietrza z zachodu na wschód na pograniczu dolnej i środkowej troposfery. Układ górnych klinów i górnych zatok nad Ameryką Północną jest topograficznie „zakotwiczony” przez Góry Skaliste (Hartmann 1994). Z tego względu nad kontynentem północnoamerykańskim (a zwłaszcza jego częścią wschodnią) przez większą część roku zalega rozległa górna zatoka. Dalej fala przemieszcza się i ewoluuje w zależności od rozkładu południkowych gradientów temperatury w środkowej troposferze.

Wychodząca z kontynentu północnoamerykańskiego fala długa przemieszcza się nad Atlantykiem Północnym. Powierzchnia tego akwenu w szerokościach 35-70°N wykazuje bardzo duże regionalne zróżnicowanie temperatury wody powierzchniowej (dalej SST; Sea Surface Temperature), tak w ujęciu średnich, jak i zmienności w cyklu rocznym. Nie tylko SST wykazuje znaczne zróżnicowanie, ale i przestrzenne zróżnicowanie zasobów ciepła⁶ w wodach jest na obszarze Atlantyku Północnego bardzo silne i dodatkowo wykazuje znaczne zmiany międzyroczne i multidekadowe.

Powietrze nad oceanem ogrzewa się od jego powierzchni. Prędkość tego ogrzewania (ciepło jawne) uzależniona jest od rozmiaru strumienia ciepła jawnego skierowanego z oceanu do atmosfery. Strumienie ciepła jawnego zależą od różnicy między SST a temperaturą zalegającego nad danym fragmentem oceanu powietrza (tp ; $\Delta SST - tp$). Im wody zawierają większe zasoby ciepła, tym przy przepływie ciepła z oceanu do atmosfery SST w jednostce czasu spada wolniej. Różnice między SST a tp utrzymują się i proces ogrzewania powietrza trwać może dłużej. Nad akwenami, w wodach których istnieją zwiększone zasoby ciepła powietrze ogrzewa się szybciej i silniej niż w otoczeniu. Wchodzące nad taki akwen masy wychłodzonego powietrza ogrzewają się szybko i w ciągu około 24 godzin proces wzrostu temperatury sięga środkowej troposfery. W ten sposób stan termiczny oceanu modyfikuje rozkład południkowych gradientów temperatury w powietrzu zalegającym nad oceanem.

Musaelyan (1980, 1984) wykazał, że wpływ warunków początkowych na ewolucję rozprzestrzeniających się fal długich (fal Rossby’ego) trwa, stopniowo słabnąc, od jednego (liczba falowa 6) do dwóch tygodni (liczba falowa 4), po czym rola procesów adiabatycznych zmniejsza się do tego stopnia, że dominującą rolę w ewolucji fal długich zaczynają stopniowo odgrywać procesy diabatyczne (związane z dostawą ciepła z zewnątrz). Po upływie 1-2 miesięcy, w zależności od liczby falowej, rola warunków początkowych staje się zanedbywalnie mała i cała ewolucja układów fal długich odbywa się kosztem dopływu ciepła z zewnątrz. Tym źródłem ciepła z „zewnątrz” dla atmosfery jest podłoże. Nad Atlantykiem Północnym jest to jego powierzchnia.

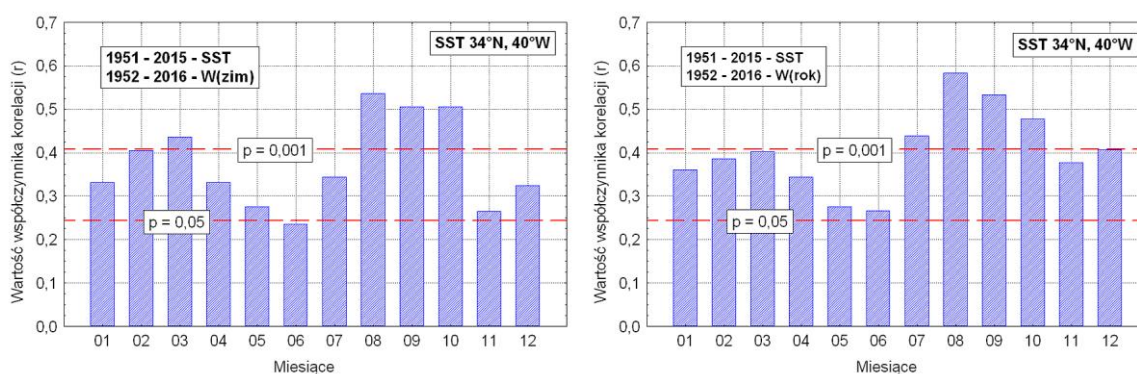
NAO, poprzez regulację prędkości i kierunków wiatru nad oceanem, w bardzo dużym stopniu wpływa na rozkład zarówno SST (anomali SST), jak i na rozkład zasobów ciepła w wodach poszczególnych akwenów. Zmiany rozkładu SST generowane zimą przez NAO w szerokościach 40-50°N utrzymują się przez kilka następnych miesięcy (przeciętnie do maja-czerwca), kiedy to zostają „zamaskowane” przez procesy letniego ogrzewania oceanu. Taka sytuacja czyni, że poszukiwanie synchronicznych związków między rozkładami SST a frekwencją makrotypów czy wartościami wskaźników NAO prowadzi donikąd. Wykryte synchroniczne związki między SST a NAO stanowiąc będą skutek oddziaływania NAO czy frekwencji występowania makrotypów na SST, a nie zaś SST na NAO.

⁶ Zróżnicowane zasobów ciepła w wodach w mniejszym stopniu zaznacza się przez zmiany SST, w większym stopniu zależy od miąższości warstwy cieplej wody leżącej nad termokliną letnią, a w okresie chłodnej pory roku, w warunkach występowania warstwy izotermicznej – od temperatury i miąższości warstwy wody powyżej termokliny głównej.

Z tego względu w badaniach należy uwzględniać rozkłady SST wyprzedzające w czasie wystąpienie takiej frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, która będzie prowadziła do wystąpienia określonej fazy NAO. Innymi słowy niezbędna jest analiza związków asynchronicznych, które poprzez kształtowanie rozkładów przestrzennych strumieni ciepła z oceanu do atmosfery doprowadzą następnie, po ustaniu wpływu warunków początkowych, do wykształcenia się układu fal długich o układzie warunkującym wystąpienie makrotypu W.

Analiza korelacji między SST na Atlantyku Północnym a frekwencją makrotypów z różnymi przesunięciami czasowymi (wartości SST z roku o numerze k , frekwencja makrotypów w roku o numerze $k+1$ (następnym)) pozwoliła na wykrycie akwenów, na których zachodzące zmiany SST wykazują związki z frekwencją makrotypu W i frekwencją makrotypu E, jaka będzie w następnym roku. Przeprowadzone analizy wykazały, że najważniejszym akwenem jest rejon $33-39^{\circ}\text{N}$, $37-43^{\circ}\text{W}$, położony w NE części Morza Sargassowego, w środkowej części strefy subtropikalnej Atlantyku Północnego. Przebieg SST na tym akwenie we wszystkich miesiącach wykazuje skorelowanie z frekwencją makrotypów W i E, a maksimum siły sygnału lokuje się w jego części $33-35^{\circ}\text{N}$, $37-41^{\circ}\text{W}$. Ze zmianami SST na tym akwenie zmiany frekwencji makrotypu W korelują dodatnio, a makrotypu E – ujemnie.

Rozkłady miesięcznych współczynników korelacji między frekwencją makrotypu W w okresie zimy następnego roku ($W(\text{zim})$) i całego następnego roku ($W(\text{rok})$) przedstawia rycina 4. Jak wynika z tych korelogramów, związki między wcześniejszymi zmianami SST a frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej są mocno rozciągnięte w czasie. Taki stan jest przyczyną wystąpienia między szeregami obu wielkości niezbyt silnych korelacji.



Ryc. 4. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi wartościami SST w gridzie 34°N , 38°W (szereg z lat 1951-2015) a frekwencją makrotypu W w okresie zimy następnego roku (szereg 1952-2016) i frekwencją makrotypu W w następnym roku (szereg 1952-2016). Oznaczono poziomy istotności statystycznej (p) równe 0,05 i 0,001

W ciągu badanych 65 lat (szeregi SST z lat 1951-2015, szeregi frekwencji makrotypu W z lat 1952-2016) statystycznie istotne korelacje między oboma szeregami zachodzą przez niemal cały rok. Zwraca uwagę fakt, że najsilniejsze, wysoce istotne korelacje między miesięcznymi szeregami SST, a mającą nastąpić frekwencją makrotypu W zachodzą w cyklu rocznych zmian SST dwukrotnie – w lutym i marcu oraz sierpniu, wrześniu i październiku.

Pierwszy okres istotnych korelacji przypada na czas osiągnięcia przez warstwę izotermiczną maksymalnej miąższości (SST z lutego i marca). Im wyższa SST w tym momencie, tym większe zasoby ciepła w wodach do głębokości około 150-170 m. Międzyroczne zmiany SST w subtropikach w końcu okresu wychładzania zimowego oceanu mają charakter multidekadowy i zachodzą głównie pod wpływem czynnika adwekcyjnego (napływ wód z innych akwenów), mniejszą rolę odgrywają międzyroczne zmiany poboru ciepła w okresie zimowego wychładzania powierzchni oceanu.

Drugi okres, silniejszych niż w końcu zimy korelacji, przypada na czas końcowej fazy letniego nagrzewania oceanu (sierpień-wrzesień) i początkową fazę przekazywania nagromadzonych zasobów ciepła do atmosfery (wrzesień-październik). Międzyroczne zmiany SST w tych miesiącach mają skomplikowany

charakter – na pierwszy plan kształtowania tej zmienności wybija się międzyroczna zmienność warunków pogodowych – głównie zmian zachmurzenia oraz prędkości i kierunku wiatru w okresie letniego nagrzewania oceanu. Są to czynniki warunkujące ilość ciepła zakumulowanego w warstwie wód powierzchniowych oceanu. Jednak akumulacja energii słonecznej w sezonie nagrzewania oceanu nakłada się na już istniejące w wodach zasoby ciepła, w związku z czym im wyższa SST w marcu, tym przy przeciętnych warunkach dopływu promienia krótkofalowego do powierzchni oceanu, wyższa SST w momencie zakończenia cyklu letniego ogrzewania powierzchni oceanu⁷. W rezultacie zmienność SST w okresie od sierpnia do października zawiera w sobie również składową zmian długookresowych – najczęściej multidekadowych.

Biorąc zmienne, które zawierają największy zasób informacji (miesięczne SST; tu z gridu 34°N, 40°W) i tworząc z nich nowe zmienne poprzez ich uśrednienie lub inne przekształcenie, można określić jaki wpływ wywiera zmiana zasobów ciepła w oceanie na kształtowanie się zmienności frekwencji makrotypów. Utworzone zmienne to: roczne SST (oznaczenie SST_{RR}), średnia SST z marca, sierpnia, września i października (oznaczenie SST₃₁), średnia z sierpnia, września i października (SST₈₁) oraz średnią z sierpnia i września (SST₈₉). Zmienne te traktuje się dalej jako wskaźniki charakteryzujące zasób ciepła w oceanie. Wpływ zmian SST w wymienionych zmiennych na zmiany frekwencji makrotypów w ciągu następnego roku i zmiany ich frekwencji w ciągu nadchodzącej zimy w jakimś stopniu określają współczynniki korelacji między tymi wielkościami (patrz tab. 3).

Tab. 3. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikami charakteryzującymi zasób ciepła w wodach rejonu 33-39°N, 37-43°W, reprezentowane przez wartości pobrane z gridu 2 x 2° 34°N, 40°W, a frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej w okresie nadchodzącej zimy – 12-03 (W_{ZIM}, E_{ZIM}, C_{ZIM}) i w następnym roku (W_{RR}, E_{RR}, C_{RR}). Korelacje szeregow: wskaźniki zasobów ciepła 1951-2015, frekwencja makrotypów 1952-2016 (65 lat). Wartości r istotne na poziomie p < 0,05 pogrubiono

Wskaźnik	W _{ZIM}	W _{RR}	E _{ZIM}	E _{RR}	C _{ZIM}	C _{RR}
SST _{RR}	0,52	0,56	-0,49	-0,46	0,05	-0,07
SST ₈₉	0,56	0,60	-0,52	-0,47	0,04	-0,11
SST ₈₁	0,59	0,61	-0,55	-0,49	0,05	-0,08
SST ₃₁	0,61	0,62	-0,57	-0,50	0,04	-0,09

Objaśnienie. Wskaźniki: SST_{RR} – średnia roczna SST w gridzie 34°N, 40°W, SST₈₉ – średnia SST z sierpnia i września, SST₈₁ – z sierpnia, września i października, SST₃₁ – średnia z marca, sierpnia, września i października.

Jak można zauważyć, zmienność zasobów ciepła w wodach omawianego akwenu objaśnia tylko zmienność frekwencji makrotypów W i E, na zmienność frekwencji makrotypu C nie wywiera żadnego istotnego wpływu. Wszystkie współczynniki korelacji frekwencji makrotypu C ze zmiennymi charakteryzującymi stan termiczny oceanu w rejonie 33-39°N, 43-37°N są niskie i statystycznie nieistotne. Wpływ zmian zasobów ciepła w tym rejonie na frekwencję makrotypów W i E jest przeciwny – wraz ze wzrostem zasobów ciepła w wodach rośnie przyszła frekwencja makrotypu W i spada przyszła frekwencja makrotypu E. W najmniejszym stopniu zmienność przyszłej frekwencji makrotypów W i E objaśnia silnie „zasumiona” roczna SST, największy stopień objaśnienia wariancji frekwencji makrotypów daje zmienność wskaźnika SST₃₁, który zawiera w miarę pełną informację o zmianach zasobów ciepła w wodach. Objaśnia on (r²) ~37-38% wariancji frekwencji makrotypu W w okresie nadchodzącej zimy i w następnym roku.

Ponieważ wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W rośnie również wskaźnik NAO, wzrost zasobów ciepła w wodach środkowej części subtropikalnego Atlantyku Północnego powinien doprowadzić do wzrostu wartości indeksu NAO w zimie, która ma nastąpić. Bezpośrednie korelacje dodatnie między wskaźnikami charakteryzującymi zasób ciepła w wodach (za wyjątkiem SST_{RR}) są istotne (p < 0,05), ale relatywnie słabe (r ~0,25-0,27). Oznacza to, że zmiany zasobów ciepła w wodach rejonu 33-39°N, 43-37°W, które sterują zmiennością frekwencji makrotypów W i E, nie mają bezpośredniego i silnego przełożenia na zmienność wartości indeksów NAO w przeszłości.

⁷ SST w gridzie 34°N, 40°W z marca jest skorelowane dodatnio z SST z sierpnia, września i października (r odpowiednio 0,42, 0,45 i 0,39, p << 0,001; 1854-2017).

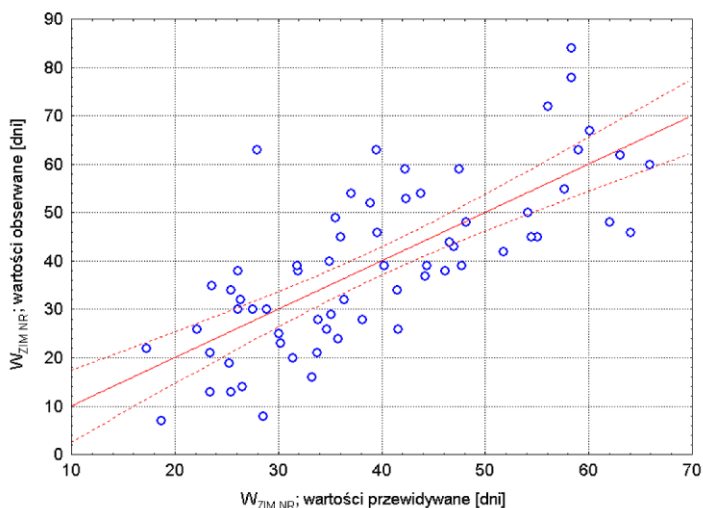
Wymieniony akwen na subtropikalnym środkowym Atlantyku Północnym nie jest oczywiście jedynym akwenem, który reguluje frekwencję makrotypów W i E. Znaczącą, ale zdecydowanie mniejszą rolę odgrywają również inne akweny Atlantyku Północnego i zachodzące na nich procesy ewolucji zasobów ciepła w wodach oraz ewolucja pola SST. Trzeba tu zwrócić uwagę na fakt, że wpływ stanu termicznego poszczególnych akwenów (części oceanu) na frekwencję makrotypów W i E nie jest taki sam.

Tym niemniej można bez większych problemów stworzyć szereg równań regresji wielokrotnej pozwalających estymować przyszłą frekwencję makrotypów W i E, przyjmując jako zmienne objaśniające (niezależne) surowe wartości SST lub przetworzone⁸ z miesięcznych wartości SST na określonych akwenach. Na przykład liczbę dni z wystąpieniem zimą następnego roku makrotypu W ($W_{ZIM\ NR}$) można oszacować z równania:

$$W_{ZIM\ NR} = -570,30 + 21,53 \cdot SST_{81} + 10,37 \cdot M + 9,00 \cdot N, \quad [1]$$

gdzie: SST_{81} – średnia SST z gridu [34°N,40°W] z sierpnia, września i października (patrz tab. 3), M stanowi różnicę między SST z listopada a SST z kwietnia w gridzie 54°N, 40°W, N stanowi różnicę między SST we wrześniu a SST w maju w gridzie 54°N, 50°W.

Równanie to objaśnia 52% zmienności $W_{ZIM\ NR}$ ($R = 0,74$), jego standardowy błąd estymacji (BSE) jest równy 11,9 dnia, oszacowanie wszystkich współczynników regresji i wyrazu wolnego jest istotne i wysoce istotne statystycznie ($F(3,61) = 24$). Zmienna SST_{81} objaśnia w równaniu 35,1, zmienna M – 14,6 a zmienna N – 4,4% wariancji $W_{ZIM\ NR}$. Wykres rozrzutu wartości przewidywanych względem obserwowanych (ryc. 5) wykazuje dość dobrą liniowość.



Ryc. 5. Rozrzut wartości frekwencji makrotypu W zimą następnego roku ($W_{ZIM\ NR}$) przewidywanych za pomocą równania [1] względem wartości obserwowanych ($R = 0,74$).
Okres 1952-2016

Sens zmiennej M ($M(\text{deg}) = SST_{11}[54N,40W] - SST_{04}[54N,40W]$) jest następujący – charakteryzuje ona w jakim stopniu powierzchnia morza na szerokości 54°N (czyli 20° na N od położenia zmiennej SST_{81}) nagrzała się od kwietnia do końca sezonu nagrzewania oceanu i czy pobór ciepła z wody po końcu letniego sezonu nagrzewania oceanu do końca listopada nie był większy, niż zgromadzone od końca kwietnia w wodach zasoby ciepła. Im dalej na północ w środkowej części N Atlantyku w strefie umiarkowanej (44-58°N) będą jesienią wody cieplejsze niż przeciętnie, tym dłużej będą funkcjonować silne strumienie ciepła z oceanu do atmosfery i tym częściej i dłużej lokować się tam może górny klin. Taki stan sprzyja występowaniu zwiększonej frekwencji makrotypu W, zarówno zimą jak w ciągu pozostałej części roku.

Zmienna N ($N(\text{deg}) = SST_{09}[54N,50W] - SST_{05}[54N,50W]$), pochodząca z rejonu występowania zimnych Wód Labradorских również informuje o znajdujących się w wodach zasobach ciepła. Zasobniejsze

⁸ Ze względu na silne skorelowanie zmian SST na rozległych akwenach i związane z tym występowanie redundancji, zachodzi potrzeba przetwarzania danych przyjmowanych jako zmienne w równaniach regresji wielokrotnej (patrz np. zmienne M i N), aby zmniejszyć skorelowanie między zmiennymi niezależnymi.

w ciepło (cieplejsze) we wrześniu Wody Labradorские sprzyjają temu, aby tworzenie się pokrywy lodów morskich na tych akwenach jesienią i zimą ulegało opóźnieniu. To powoduje dłuższe działanie strumieni ciepła z powierzchni morza w tym rejonie i nie pozwala na wczesne wytworzenie się bardzo dużych południkowych gradientów temperatury w szerokościach 50-60°N po zachodniej stronie N Atlantyku, a w konsekwencji ustalenia się w tym położeniu doliny fali długiej.

Wyniki przeprowadzonych analiz wskazują, że zmianami frekwencji makrotypów środkowotroposferycznej cyrkulacji atmosferycznej W i E w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym sterują wcześniejsze zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego. Teza postawiona przez Bjerknesa (1964) ponad pół wieku wcześniej, że w długookresowych zależnościach między rozkładem ciepła w oceanie a cyrkulacją atmosferyczną, zmiany SST sterują zmiennością cech cyrkulacji atmosferycznej, znalazła po raz kolejny potwierdzenie.

4. Problem stacjonarności funkcjonowania NAO jako typu cyrkulacji dolnej w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym

Równania z dwoma pierwszymi zmiennymi niezależnymi z równania [1] objaśniają w latach 1951-1952 – 2015-2016 kolejno 48% zmienności makrotypu W w czasie nadchodzącej zimy (DJFM), 43% wariacji rocznej frekwencji makroformy W w następnym roku oraz 35 i 28% wariacji makrotypu E odpowiednio. Jeśli pozostać przy równaniu pozwalającym estymować wartość $W_{ZIM\ NR}$ z dwoma pierwszymi zmiennymi z równania [1]:

$$W_{ZIM\ NR} = -574,30(\pm 91,01) + 22,30(\pm 3,93) \cdot SST_{81} + 12,00(\pm 2,83) \cdot M, \quad [2]$$

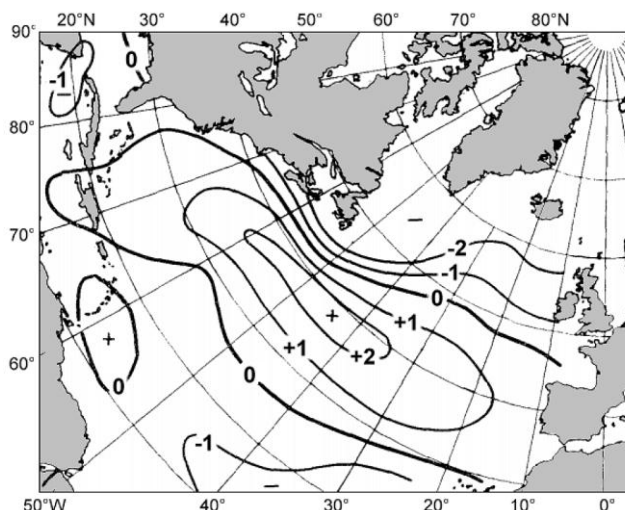
które objaśnia (adj.R²) 48% wariacji $W_{ZIM\ NR}$ ($R = 0,705$, $F(2,62) = 30,65$, $BSE = 12,3$, oszacowanie wyrazu wolnego i współczynników regresji w równaniu wysoce istotne statystycznie), to zauważa się, że dla wystąpienia zwiększonej frekwencji makrotypu W, oprócz wystąpienia zwiększonych zasobów ciepła w wodach NE części Morza Sargassowego (zmienna SST_{81}), zasób ciepła w wodach szerokości umiarkowanych na tej samej długości geograficznej (40°W, 54°N, zmienna M) również musi być większy od przeciętnego – wartość zmiennej M musi być dodatnia. Oznacza to, że wody centralnych części Atlantyku Północnego (40-30°W) w szerokościach umiarkowanych (44-58°N) powinny być cieplejsze niż przeciętnie. Można to zapisać jako wymóg, aby dla wzrostu frekwencji makrotypu W wody w subtropikach (33-39°N i wody w szerokościach umiarkowanych (44-58°N) środkowych części N Atlantyku (40-30°W) były jednocześnie cieplejsze niż przeciętnie.

Rozkład przestrzenny zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego bez przerwy ewoluuje, jest niestabilny w funkcji czasu. Główny rytm czasowy zmian i amplitudy zmian wyznacza zmienność cyrkulacji termohalinowej (dalej THC) na tym akwenie. Między zmiennością SST na wodach subtropikalnych a zmiennością SST w szerokościach umiarkowanych i subpolarnych na Atlantyku Północnym istotne statystycznie dodatnie korelacje zachodzą jedynie w wybranych, na ogół krótkich, rzędu jednej – dwu dekad, odcinkach czasu. Współczynnik korelacji między roczną SST w gridzie 34°N, 40°W a roczną SST w gridzie 54°N, 40°W w okresie 1854-2017 czyli w ciągu 165 lat jest równy -0,04, jego istotność jest żadna. Podobnie, mimo działania czynnika sezonowego, nie są ze sobą w tym samym okresie skorelowane średnie SST na tych akwenach z sierpnia i września ($r = 0,01$).

Oznacza to, że warunek, aby na środkowej części Atlantyku Północnego, jednocześnie w wodach subtropikalnych i szerokości umiarkowanych, wody były cieplejsze niż przeciętnie, spełniany jest w sposób nieciągły w czasie. Tym samym formowanie się zwiększonej częstości makrotypu W, który warunkuje dodatnią fazę NAO, ale i ogólnie funkcjonowanie telekoneksji między SLP w „Niżu Islandzkim” a SLP w „Wyżu Azorskim”, jest niestacjonarne. Wystąpienie w dłuższych okresach wód chłodniejszych niż średnio w latach 1951-2015 w strefie szerokości umiarkowanych (>50°N), praktycznie „likwiduje” zjawisko NAO. W takich okresach frekwencja makrotypu W staje się bardzo mała i jej wystąpienie następuje co najwyżej jako wynik pewnych jednostkowych epizodów w ewolucji fal długich. Można oczywiście interpretować taki stan jako długotrwałą ujemną fazę NAO. Zagadnienie stacjonarności NAO podnoszone było przez kilku badaczy (patrz m.in. Luterbacher i in. 1999).

Lamb (1964) prowadząc badania nad przyczynami ochłodzenia okresu Małej Epoki Lodowej (dalej MEL) zwrócił uwagę na rolę zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego, jako jednej z możliwych przyczyn tego ochłodzenia. Opierając się na pomiarach temperatury wody na Atlantyku Północnym z okresu 1840-1848 dokonał on rekonstrukcji pola SST i oszacował odchylenia SST z tego okresu od średniej z lat 1887-99 i 1921-1938 (patrz ryc. 6).

Ryc. 6. Rozkład anomalii rocznych SST na Atlantyku Północnym w latach 1840-1848 względem średnich rocznych SST z lat 1887-1899 i 1921-1938 według Lamba (1964)



W tym okresie, w strefie umiarkowanej, temperatura wód Atlantyku Północnego była niższa o 1-2°C, natomiast na północnej granicy strefy subtropikalnej wyższa o 1-2°C od podanej średniej, pas największych anomalii dodatnich (>2 deg) rozciągał się między 65 a 45°W, a więc bardziej na zachód, niż obecnie. Golfstrom, po odejściu od Cape Hatteras przybierał bardziej strefowy kierunek, niż obserwuje się to współcześnie. Oznacza to, że strefa największych południkowych gradientów temperatury powierzchni oceanu, a w konsekwencji i największych szerokościowych gradientów temperatury w środkowej troposferze, przesunęła się w latach 1840-1848 o około 4-5° (~500 km) na południe, przy czym maksymalne gradienty występowały na długości geograficznej Nowej Szkocji – Nowej Fundlandii (50-65°W).

Wykorzystując istniejące materiały wczesnych pomiarów ciśnienia atmosferycznego w Ameryce Północnej i Europie oraz ogólną koncepcję związków rozkładu anomalii SST na Atlantyku Północnym z układem fal długich, Lamb następnie odtworzył styczniowe pole SLP w latach 1790-1829. Pole to charakteryzowało się występowaniem trzech „klimatycznych” centrów działania atmosfery – rozległego niżu z centrum nad Morzem Labrador (~58°N, 58°W), przesuniętego na południe słabego i niewielkiego „Wyżu Azorskiego” lokującego się po wschodniej stronie Atlantyku Północnego (~35°N, 40-15°W) oraz rozległego niżu z centrum nad Morzem Norweskim (na NE od Islandii; 68-70°N, 0°W). Głównym centrum działania atmosfery był wtedy niż z centrum nad Morzem Labrador, natomiast niż nad Morzem Norweskim odgrywał rolę drugorzędą.

Przyczynę ochłodzenia wód strefy umiarkowanej, stwierdzoną przez Lamba (1964) próbował wyjaśnić Bjerknes (1965). Przyjął on rozkład układów niskiego ciśnienia nad Atlantykiem Północnym w latach 1790-1829 sugerowany wcześniej przez Lamba (1964) i wynikający z wcześniejszych prac Lamba i Johnsona (1959, 1961). Próbuąc wyjaśnić przyczyny zmian pola SST i pola ciśnienia atmosferycznego nad Atlantykiem Północnym Bjerknes (1965) sformułował hipotezę, że w czasie MEL, osłabieniu uległa cyrkulacja termohalinowa (THC) w strefie umiarkowanej Atlantyku i nastąpiła adwekcja Powierzchniowych Wód Arktycznych na południe, na obszar Atlantyku Północnego. Zmiany rozkładu zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego doprowadziły do „anomalnych” zmian w stosunku do wcześniejszego współdziałania oceanu i atmosfery, wykształcił się nowy charakter cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem Północnym i jego obrzeżeniem, który doprowadził do silnego ochłodzenia nad Atlantykiem oraz nad kontynentami po obu jego brzegach.

Weryfikację hipotezy Bjerknesa (1965) przeprowadzili, poprzez modelowanie, van der Schreier i Barkmeijer (2005). Potwierdzili oni prawidłowość hipotezy postawionej przez Bjerknesa (1965) czterdzieści lat

wcześniej, co do przyczyny silnego ochłodzenia wód Atlantyku Północnego w szerokościach umiarkowanych. Ich modelowanie warunków klimatycznych wykazało, że w latach 1790-1820 w rejonie Islandii zimą lokowało się rozmyte pole ciśnienia, główne centrum działania atmosfery w tym czasie stanowił głęboki niż z centrum nad Morzem Labrador. Wyniki modelowania Schreiera i Barkmeijera (2005) nie potwierdziły istnienia niżu z centrum nad Morzem Norweskim – Półwyspem Skandynawskim.

Powtórny analizę i rekonstrukcję pola SST na Atlantyku Północnym w latach 1790-1820 przeprowadzili van der Schrier i Weber (2010) na bardziej krytycznie wyselekcjonowanym i ujednoliconym, niż wykorzystywał Lamb (1964), materiale obserwacyjnym. Badania van der Schriera i Webera potwierdziły w dużym stopniu wyniki rekonstrukcji Lamba (1964). Zdaniem van der Schriera i Webera (2010) występowanie dodatnich anomalii SST w wodach północnej części strefy subtropikalnej Atlantyku Północnego w latach 1790-1820 stanowiło skutek przesunięcia się osi Golsztromu na północ po odejściu od wybrzeża albo silnego zwiększenia się przepływów w Golsztromie. Przyczyną tych zmian było występowanie anomalnie głębokiego i rozległego niżu nad NE częścią kontynentu północnoamerykańskiego, z centrum gdzieś na wschód od Zatoki Hudsona i z rozległą zatoką rozciągającą się wzdłuż wschodniego wybrzeża, sięgającą subtropików. Silne i częste wiatry z południa stowarzyszone z istnieniem tego niżu i jego zatoki doprowadziły do wzrostu SST na Golsztromie i w konsekwencji zwiększeniu kontrastów termicznych między wodami subpolarnymi a subtropikalnymi po zachodniej stronie Atlantyku Północnego.

W takim polu ciśnienia nad Atlantykiem Północnym, jak opisany przez Lamba (1964) i Bjerknesa (1965), w okresie 1790-1825 nie ma miejsca na funkcjonowanie NAO. „Niż Islandzki” mógł tworzyć się jedynie okazjonalnie, bez szans jego pojawiania się przez dłuższe okresy. Zupełnie nie ma miejsca dla funkcjonowania NAO w polu ciśnienia o niewielkich gradientach barycznych nad środkową i wschodnią częścią Atlantyku Północnego, zrekonstruowanym przez van der Schriera i Barkmeijera (2005). Przy takim rozkładzie centrów działania atmosfery w przestrzeni, w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym musiała dominować cyrkulacja południkowa, o mniejszej długościach fal środkowotroposferycznych (liczba falowa 5 i 6, makroformy E i C), intensywnie przenosząca ciepło na północ, a chłód na południe.

Jeśli, jak piszą to Lamb (1964), Bjerknes (1965) oraz van der Schrier i Weber (2010), taki charakter cyrkulacji atmosferycznej był typowy dla Małej Epoki Lodowej, oznacza to, że w okresie Małej Epoki Lodowej „typ cyrkulacji NAO”, z Niżem Islandzkim i Wyżem Azorskim, odgrywał rolę marginalną. Można sądzić, że występowanie stosunkowo krótkich okresów z seriami cieplejszych zim, które występowały w okresie MEL między innymi na obszarze Europy Zachodniej i Środkowej, wiąże się z występowaniem nad tym obszarem adwekcji z południa, związanych z rozwojem cyrkulacji południkowej. Takie sytuacje zimą są i obecnie dość pospolite przy występowaniu makrotypu E.

5. Podsumowanie

Dokonując podsumowania tego, dość obszernego wywodu na temat genezy NAO, nietrudno zauważyć, że całe zjawisko Oscylacji Północnego Atlantyku, choć rozpatruje się zazwyczaj tylko jego „atmosferyczny” aspekt, faktycznie stanowi rezultat współdziałania oceanu i atmosfery.

Działanie NAO jako „oscylacji” ciśnienia atmosferycznego między Niżem Islandzkim a Wyżem Azorskim, regulowane jest przez rozkład przestrzenny zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego. Taka „oscylacja” może zachodzić tylko w warunkach występowania określonego typu rozkładu przestrzennego SST na Atlantyku Północnym, który charakteryzuje się zwiększonymi w stosunku do przeciętnych zasobami ciepła jednocześnie w wodach strefy subtropikalnej i strefy umiarkowanej w środkowych częściach tego akwenu (~45-30°W). Umożliwia to wykształcenie się nad Atlantykiem Północnym dłuższej fali środkowotroposferycznej, o liczbie falowej 4, czyli makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Tylko z tym makrotypem związane jest jednoczesne tworzenie się centrów działania atmosfery określonych mianem Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego.

Jeśli takie warunki nie są spełnione, zachodzące procesy synoptyczne nie ulegają modyfikacjom prowadzącym do tworzenia się nad obszarem Islandii „Niżu Islandzkiego”, a po wschodniej stronie Atlantyku Północnego w strefie subtropikalnej „Wyżu Azorskiego”. Brak tych bytów, czyli Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego czyni, że problem korelacji SLP między nimi staje się bezprzedmiotowy. Nie ma danych centrów

działania atmosfery – nie istnieją i korelacje przebiegu ciśnienia między nimi. Przebieg SLP nad tymi obszarami, czyli rejonami Islandii i Azorów nie będzie wykazywał permanentnych korelacji ujemnych, stanowiących istotę tej „oscylacji”, czyli NAO.

Długookresowe zmiany cyrkulacji oceanicznej, prowadzące do zmiany rozkładu zasobów ciepła w wodach i temperatury powierzchni oceanu powodują, że z odpowiednim opóźnieniem struktura procesów synoptycznych ulega również zmianom. W ostatecznym wyniku współzależności między tymi procesami, zmieniać się muszą również położenia centrów działania atmosfery, prowadzące do przebudowy charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad konkretnymi obszarami, które swojego położenia nie zmieniają. Pojawiają się nowe centra działania atmosfery uwarunkowane przez nowy rozkład zasobów ciepła w oceanie i nowy rozkład SST. Rejestrujemy to jako zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Jak wskazują wyniki badań, wiele przemawia za tym, że przez dłuższy czas, konkretnie w okresie Małej Epoki Lodowej, zjawisko Oscylacji Północnego Atlantyku nie istniało.

Inną konsekwencją współdziałania oceanu i atmosfery na Atlantyku Północnym, ściśle związaną z NAO, jest wzrost temperatury powietrza nad Europą występujący w okresach, w których zimowe wskaźniki NAO przybierają w przewadze zim wartości dodatnie. W dodatnich fazach NAO istotnie rośnie prędkość wiatru nad Atlantykiem Północnym. Dzieje się to w warunkach zwiększonych wartości SST w strefie szerokości umiarkowanych i znacznie zwiększonych zasobów ciepła w Atlantyku Północnym. Stanowi to przyczynę wzrostu natężenia strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, a w konsekwencji szybkiego wzrostu zasobów ciepła w powietrzu nad oceanem, które następnie kierowane jest przez cyrkulację atmosferyczną nad Europę. Wzrost temperatury nad Europą następuje kosztem ciepła pobieranego z powierzchni oceanu. Szczególnie odnieść to można do okresu po roku 1988, kiedy zimowy stacyjny wskaźnik NAO Hurrella osiągnął nie notowaną wcześniej wartość większą od 5 (rok 1989), a w ciągu następnych 26 lat, do roku 2015, wartość zimowego wskaźnika NAO siedmiokrotnie przekroczyła +3. W tym okresie (1989-2015) średnia obszarowa temperatura zimy nad Polską skokowo wzrosła o 1,7°C w stosunku do średniej z lat 1951-1987.

Literatura

- Bjerknes J., 1964. Atlantic air-sea interaction. [w:] ed. H.E. Landsberg i J. van Mieghem; *Advances in Geophysics*, 10, Academic Press, New York; 1-82.
- Bjerknes J., 1965. Atmosphere-ocean interaction during the 'Little Ice Age'. [w:] WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-Range Forecasting WMO-No.162. Technical Note No. 66, Geneva; 77-88.
- Fortak H., 1971. *Meteorologie*. Deutsche Buchgemeinschaft, Berlin, Darmstadt, Wien; 1-287.
- Girs A.A., 1964. O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 1964 (4); 43-47.
- Girs A.A., 1981. K voprosu o formakh atmosfernoj cirkulacii i ikh prognosticheskomi ispolzovanii. *Trudy AANII*, 373; 4-13.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269 (5224); 676-679.
- Hartmann D.L., 1994. *Global physical climatology*. International Geophysics Series, 56. Academic Press, San Diego, New York, ..., Toronto; 1-411.
- Lamb H.H., 1964. Climatic changes and variations in the atmospheric and ocean circulations. *Geologische Rundschaue*, 54; 486-504.
- Lamb H.H., Johnson A.I., 1959. Climatic variation and observed changes in the general circulation. *Geografiska Annaler*, 41 (2/3); 94-134.
- Lamb H.H., Johnson A.I., 1961. Climatic variation and observed changes in the general circulation. *Geografiska Annaler*, 43 (3/4); 363-400.
- Luterbacher J., Schmutz C., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., 1999. Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophysical Research Letters*, 26; 2745-2748, DOI: 1029/1999GL900576.

- Marsz A.A., 2008. W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1); 3-22.
- Musaelyan Sh.A., 1980. O dinamiko-statisticheskoi parametrizacii teplovoj pamyati okeana. *Meteorologya i Hidrologya*, 1980 (3); 5-14.
- Musaelyan Sh.A., 1984. Problemy predskazuemosti sostoyaniya atmosfery i gidrodinamicheskij dolgosrochnyj prognoz pogody. *Gidrometeoizdat, Leningrad*; 1-182.
- Rossby C.-G. and Collaborators, 1939. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and displacements of the semipermanent centers of action. *Journal of Marine Research*, 2 (1); 38-55.
- Schrier van der G., Barkmeijer J., 2005. Bjerknes' hypothesis on the coldness during AD 1790-1820 revisited. *Climate Dynamics* 24 (4); 355-371, DOI:10.1007/s00382-005-0053-0.
- Schrier, van der G., Weber S.L., 2010. The Gulf Stream and Atlantic sea-surface temperatures in AD 1790-1825. *International Journal of Climatology* 30; 1747-1763. DOI: 10.1002/joc.2027.
- Vangengejm G.Ya., 1952. Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov pogody dlya Arktiki. *Trudy AANI*, t. 34; 1-340.

Badania nad wpływem Oscylacji Północnoatlantyckiej na reżim hydrologiczny rzek i jezior w Polsce

Dariusz Wrześniński

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
darwrze@amu.edu.pl

1. Wprowadzenie

Współczesne zmiany warunków klimatycznych oraz wpływ człowieka na stosunki wodne sprawiają, że cechy reżimu odpływu rzek i stanów wody jezior ulegają zmianie. Badania prawidłowości ich zmienności w okresie wieloletnim i w cyklu rocznym pozwalają na określenie przyczyn modyfikacji reżimu hydrologicznego. Reżim może być traktowany jako istotne narzędzie niezbędne zarówno do identyfikacji przestrzennych i czasowych zmian stanów wody, wysokości odpływu, jego struktury i sezonowości, jak i do ustalenia obecnych i przyszłych deficytów wody.

Reżim hydrologiczny to prawidłowości zmienności wszelkich zjawisk zachodzących w rzece czy jeziorze. Określa on stan i reakcje systemu rzeczno-jeziornego w relacji do systemu klimatycznego i cech fizyczno-geograficznych zlewni. Reżim hydrologiczny definiowany też jest jako rodzaj i struktura czasowa przepływów rzecznych lub stanów wody jeziora w normalnym cyklu rocznym. Elementami tej struktury są tzw. okresy hydrologiczne, które są narzędziem badania reżimu i podstawą jego charakterystyki (Rotnicka 1988).

Pod wpływem zmieniających się warunków klimatycznych i antropopresji reżim hydrologiczny może ulec destabilizacji i zmienić się w inny, czasem z wyraźnymi odmiennymi prawidłowościami sezonowości wysokich i niskich wód, zakłócając w ten sposób ustalone warunki hydroekologiczne i użytkowania wody. Pewnym potwierdzeniem klimatycznych uwarunkowań zmian reżimu odpływu w okresie zimowo-wiosennym może być obserwowany na wielu rzekach wyraźny spadek odpływów zimowych i opóźniony wzrost roztopowego odpływu wiosennego w latach 50-tych i 60-tych XX wieku. Z kolei w latach 70-tych i 80-tych na rzekach tych obserwuje się zanik niżówek zimowych związany z wyraźnym wzrostem odpływu zimowego, niekiedy wydłużającego niższe wezbranie wiosenne. Prawidłowości te wskazują na zaznaczający się wpływ zmian natężenia makroskalowego typu cyrkulacji powietrza, jakim jest Oscylacja Północnoatlantycka (NAO) na transformacje cech reżimu odpływu rzek w Polsce (Wrześniński i Sobkowiak 2018). W Europie, NAO przypisywana jest bardzo ważna, klimatotwórcza rola. Zimą przepływy rzek europejskich są z zimowym indeksem NAO dodatnio skorelowane w północnej Europie, a w południowej – ujemnie (Shorthouse i Arnell 1997, Wrześniński i Paluszkiwicz 2011). O ile w północnej Europie można to wiązać ze wzrostem opadów w dodatniej fazie NAO, a w południowej z ich spadkiem, to w pozostałych regionach kontynentu obserwuje się słabszą zależność zimowych opadów od intensywności NAO (Kaczmarek 2002). Natomiast od natężenia NAO silnie zależy temperatura powietrza. Temperatura decyduje o wielkości zasilania rzek i jezior wpływając na wysokości strat wody na parowanie w okresie lata oraz na rozwój i zanik pokrywy śnieżnej zimą i wiosną. W środkowej Europie w okresie cieplej zimy w pozytywnej fazie NAO pokrywa śnieżna jest zredukowana, przez co wiosną wezbrania roztopowe na rzekach występują rzadziej, a objętości odpływu wezbraniowego są mniejsze. Natomiast w ujemnej fazie NAO zimy są zazwyczaj bardziej mroźne i śnieżne, przez co w okresie roztopów formowane są wysokie fale wezbraniowe, o dużych objętościach odpływu.

Szczegółowy przegląd literatury dotyczącej znaczenia Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu odpływu rzek zawierają prace Pociask-Karteczki (2006a, 2006b) i Wrześnińskiego (2010b). W Europie śród-

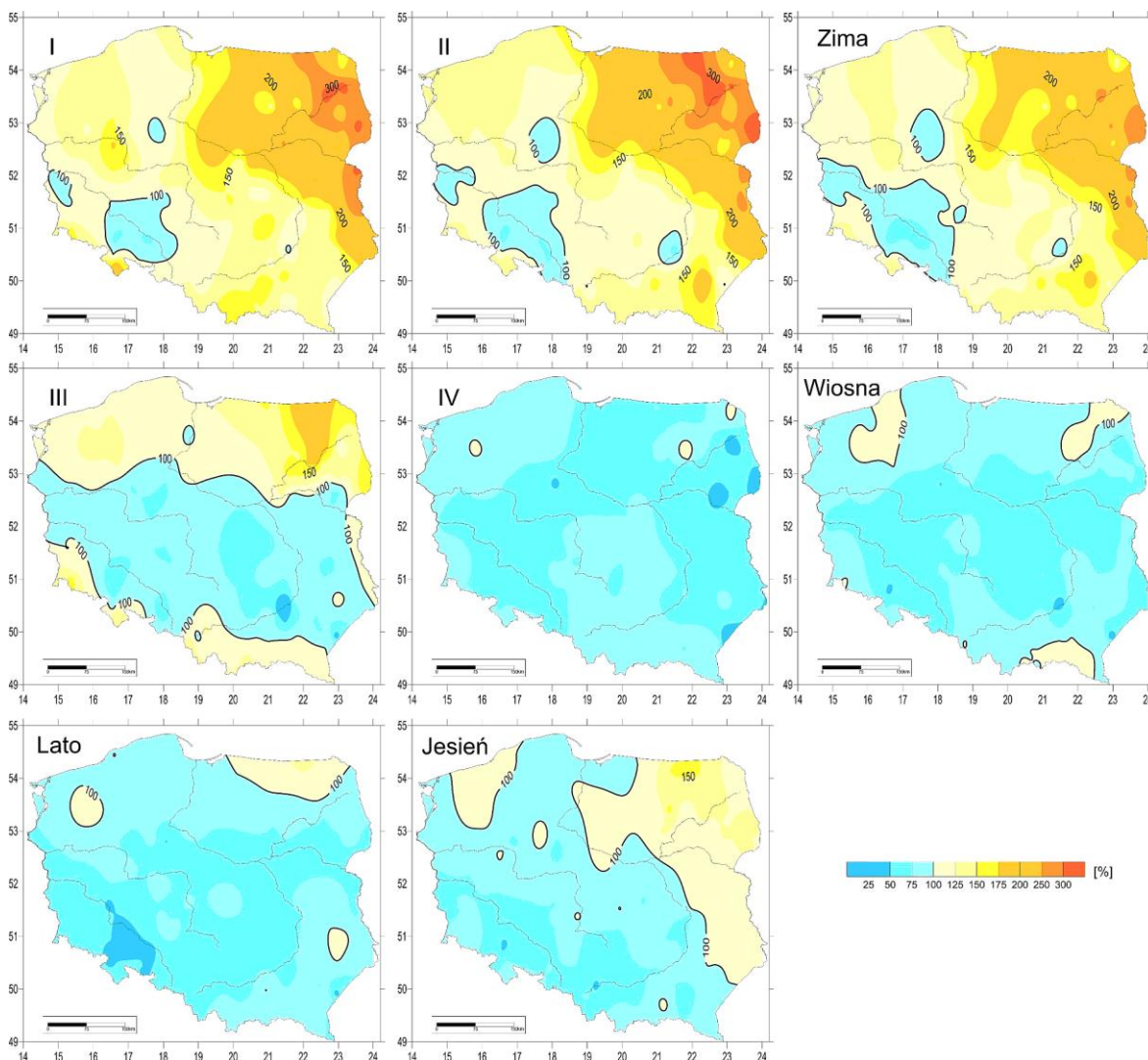
kowo-wschodniej zaznacza się silny wpływ natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmiany w sezonowości odpływu rzek, co w pozytywnej fazie NAO przejawia się wzrostem odpływu w sezonie zimowym i spadkiem w sezonie wiosennym, a w negatywnej fazie NAO odwrotnie (Kaczmarek 2002, 2003). Przedmiotem badań były także zmiany cech reżimu odpływu rzek tego regionu w różnych fazach NAO (Danilovich i in. 2007, Wrześniński 2005, 2007, 2008). W negatywnej fazie NAO obserwuje się zdecydowany wzrost odpływu wezbraniowego, późniejszy termin początku okresu wezbraniowego i krótszy jego czas trwania. Prawidłowości te zanikają w miarę przemieszczania się na wschód, a obserwowane różnice cech okresów wezbraniowych w różnych fazach NAO są coraz mniejsze. W Polsce badania wykazały znaczący wpływ NAO na przepływy Warty (Styszyńska 2002, Styszyńska i Tamulewicz 2004), górnej Odry (Wrześniński i in. 2016b) oraz niektórych rzek karpacczych i Wisły (Limanówka i in. 2002, Pociask-Karteczka i in. 2002-2003, Wrześniński i in. 2015c). Wpływ zmian natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej na sezonową strukturę i przestrzenną zmienność odpływu rzek w Polsce przedstawił Wrześniński (2008, 2010a, 2010b, 2011). Badania wykazały, że najsilniejszy wpływ intensywności NAO na odpływ rzek obserwuje się w sezonie zimowym i wiosennym, przy czym zimą świadczą o tym zazwyczaj dodatnie, a wiosną ujemne korelacje między tymi zmiennymi. W sezonie zimowym odpływ rzek w północno-wschodniej i północnej części kraju w dodatniej fazie NAO jest dwukrotnie wyższy niż w ujemnej fazie zimowego NAO (NAO_{DJFM}).

2. Odpływy rzek Polski w różnych fazach NAO

Wrześniński (2011) na podstawie analizy 146 serii przepływów z lat 1951-2000 pochodzących z profili zlokalizowanych na 96 rzekach ocenił zmiany warunków odpływu rzek w Polsce w różnych fazach NAO_{DJFM} i ich przestrzenne zróżnicowanie. Podstawą analizy były różnice wysokości odpływu rzek między latami o wysokich ($NAO_{DJFM} > 2,0$) i niskich ($NAO_{DJFM} < -2,0$) wartościach zimowego indeksu NAO według Hurrella. W styczniu i lutym na większości obszaru Polski obserwuje się wyższe odpływy w pozytywnej fazie indeksu NAO_{DJFM} – ryc. 1. Odchylenia wielkości odpływów obserwowanych w tej fazie NAO_{DJFM} od odpływów przeciętnych wyraźnie wzrastają z południowego zachodu na północny wschód kraju, gdzie stanowią od 125 do 150% wartości średnich z lat 1951-2000. Odpływ rzek północno-wschodniej części kraju w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} stanowi od 150 do 300% obserwowanego w negatywnej fazie NAO_{DJFM} – ryc. 1. Na obszarze tym obserwuje się też najbardziej istotne statystycznie (nawet $p < 0,01$) różnice między odpływem w latach o dodatnim ($NAO+$) i ujemnym ($NAO-$) indeksie NAO_{DJFM} . W analizowanych miesiącach duże różnice odpływów między okresami o skrajnych wartościach indeksu NAO_{DJFM} obserwuje się również w przypadku rzek górskich i Pojezierza Pomorskiego. W styczniu na niektórych rzekach są one istotne statystycznie ($p < 0,05$), a odpływ w fazie $NAO+$ jest wyższy o 25% - 50% od odpływu w fazie $NAO-$. W marcu sytuacja się zmienia. W Polsce północnej i w górach nadal obserwuje się przewagę odpływu w fazie $NAO+$ jednak istotnie statystyczne różnice występują już tylko w północno-wschodniej części kraju ($p < 0,01$). Tam też odpływ rzek w fazie $NAO+$ stanowi ponad 175% odpływu w fazie $NAO-$. Cała centralna, nizinna część kraju oraz obszar wyżyn wykazuje dominację odpływu w negatywnej fazie NAO_{DJFM} . Jest on wyższy lokalnie o 25% od odpływu w fazie pozytywnej, jednak obserwowane różnice są zazwyczaj nieistotne statystycznie. W kwietniu już na rzekach całej Polski wyraźnie wyższy odpływ obserwowany jest w latach o ujemnych wartościach indeksu NAO_{DJFM} . Odpływ w negatywnej fazie jest wyższy od obserwowanego w fazie pozytywnej o 25% na rzekach górnej i środkowej części dorzecza Odry, środkowej części dorzecza Warty, zachodniej części Pojezierza Mazurskiego oraz rzekach wschodniej części dorzecza Wisły poniżej ujścia Sanu, gdzie lokalnie jest wyższy nawet o ponad 50%. Na rzekach tych regionów obserwuje się też najbardziej istotne statystycznie ($p < 0,05$) różnice odpływów w różnych fazach NAO_{DJFM} . Odpływy obserwowane w negatywnej fazie NAO_{DJFM} są również wyższe od 25 do ponad 50% od wartości odpływów przeciętnych z lat 1951-2000.

Podobna sytuacja ma miejsce w maju, przy czym wyraźna dominacja odpływów w negatywnej fazie NAO_{DJFM} obserwowana jest na rzekach centralnej i zachodniej części kraju. Odpływy są wtedy wyższe o ponad 25, a lokalnie nawet o 50% niż w fazie $NAO+$. Rozszerza się też obszar istotnych statystycznie różnic odpływów ($p < 0,05$), obejmując większą część tego obszaru, z wyjątkiem centralnej części Pojezierza Pomorskiego i zlewni rzek między Wartą i Wisłą. Przewaga odpływu w negatywnej fazie NAO_{DJFM} zmniejsza się we

wschodniej części kraju, a na południowym wschodzie, od Popradu po San, wyższe odpływy obserwowane są w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} , jednak zaznaczające się tam różnice nie są istotne statystycznie. W pozostałych miesiącach obserwuje się znacznie mniej istotnych statystycznie różnic w odpływach między odmiennymi fazami NAO_{DJFM} .



Ryc. 1. Odchylenia wysokości odpływów miesięcznych i sezonowych (w %) w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} od odpływów w fazie negatywnej ($H_{NAO} = 100\%$) za Wrześnińskim (2011)

Podobne prawidłowości obserwowane są przy analizie odpływów sezonowych występujących w różnych fazach NAO_{DJFM} . Zimą (średni odpływ z miesięcy XII-II) zdecydowanie wyższe odpływy obserwuje się na większości polskich rzek w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} . W północno-wschodniej części kraju są one wówczas 2-3 krotnie wyższe niż w negatywnej fazie NAO_{DJFM} , a obserwowane różnice bardzo istotne statystycznie ($p < 0,001$). Jedynie niektóre rzeki górnej i środkowej części dorzecza Odry oraz górnej części dorzecza Noteci, wykazują wyższe odpływy w negatywnej fazie NAO_{DJFM} , jednak różnice są niewielkie i nieistotne statystycznie.

W negatywnej fazie NAO_{DJFM} odpływy większości polskich rzek są wyższe wiosną i latem. Odpływy obserwowane w tej fazie przewyższają odpływy fazy pozytywnej, szczególnie rzek w centralnej części kraju, o 25 do 50%. Istotne statystycznie różnice ($p < 0,05$) dotyczą jednak tylko niektórych rzek górnej i środkowej części dorzecza Odry. Jedynie niektóre rzeki pojezierne wykazują w tych sezonach dominację odpływu w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} , jednak obserwowane różnice nie są istotne statystycznie. Jesienią (IX-XI)

zdecydowanie powiększa się obszar kraju, głównie na wschód od Wisły i środkowa część Pojezierza Pomorskiego, na którym obserwuje się wyższe odpływy w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} . Lokalnie, w NE części kraju odpływy mogą być wówczas wyższe nawet o 50% od odpływów fazy negatywnej, jednak obserwowane różnice nie są statystycznie istotne. Na pozostałym obszarze nadal odpływy w fazie negatywnej przewyższają te z fazy pozytywnej, jednak obserwowane różnice również nie są statystycznie istotne. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na odpływ roczny wydaje się niewielki. Największe różnice odpływów w odmiennych fazach NAO_{DJFM} obserwuje się na rzekach, na których kierunek zmian odpływu przez cały rok był podobny. W negatywnej fazie NAO_{DJFM} wyższe od przeciętnych odpływy roczne obserwuje się w środkowej i południowej części kraju, na rzekach w dorzeczu Odry, z wyjątkiem fragmentów dorzecza Warty, a także na rzekach dorzecza Wisły, głównie jego zachodniej, a także południowej części (karpackie dopływy Wisły). Wzrost odpływów jest zazwyczaj niewielki, do 10%, jedynie na Odrze i jej dopływach jest większy, lokalnie o ponad 20% w porównaniu z wartościami przeciętnymi. W tej fazie NAO_{DJFM} niższe odpływy od notowanych przeciętnie obserwuje się na rzekach pojeziernych i rzekach na wschodzie kraju. Redukcja odpływów jest jednak niewielka do 10%, jedynie na rzekach Pojezierza Mazurskiego jest większa, powyżej 10%, a lokalnie nawet o 20% (Gołdapa, Guber). W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} roczne odpływy są zazwyczaj niższe od przeciętnych, a największe ujemne odchylenia (powyżej 20%) obserwuje się w dorzeczu Odry i w zachodniej części dorzecza Wisły. W fazie tej nieznacznie wyższymi odpływami, do 10%, charakteryzują się niektóre rzeki pojezierne (Drawa, Parsęta, Wieprza, Gołdapa) i rzeki w dorzeczu Biebrzy (Wrzesiński 2010c).

3. Stabilność i niepewność reżimu odpływu rzek w różnych fazach NAO_{DJFM}

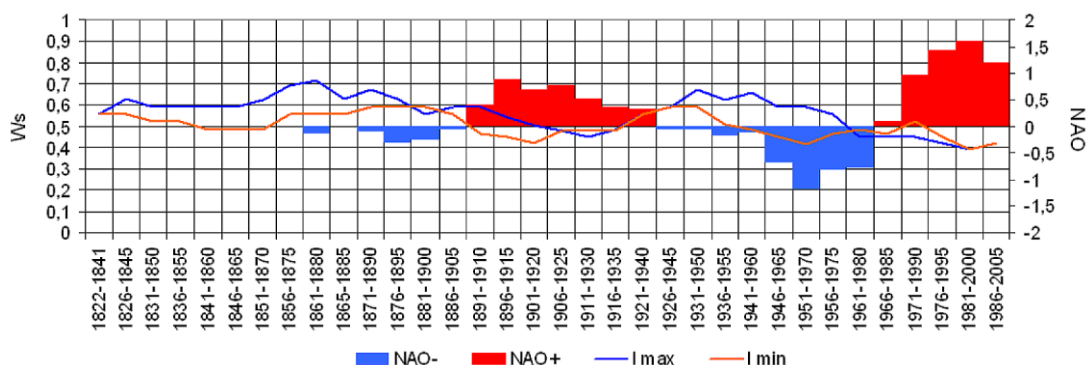
Zmiany natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej w sezonie zimowym przyczyniają się także do destabilizacji cech reżimu odpływu rzek w Polsce (Wrzesiński 2009, Wrzesiński i Tomaszewski 2010). W czasie cieplejszych zim w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} obserwuje się większą zmienność zasilania roztopowego i wcześniejsze kulminacje wezbrań, co prowadzi do zmniejszenia stabilności wystąpienia ich terminu.

W ilościowym określeniu stabilności i stopnia niepewności reżimu wykorzystano miary oparte na współczynniku stabilności skonstruowanym przez Corbusa i Stanescu (2004) oraz teorii entropii informacji Shannona (1948). Stabilność reżimu odpływu rozumiana może być jako stopień regularności występowania fazy wezbrań i niżówek w roku. Corbus i Stanescu (2004) zdefiniowali stabilność reżimu odpływu jako częstotliwość zmiennej opisującej (maksymalne i minimalne przepływy miesięczne) w możliwie krótkim okresie i wyrazili „współczynnikiem stabilności”. Szczegółową metodykę obliczania współczynnika stabilności można znaleźć w pracach Wrzesińskiego (2009, 2010b, 2013).

Wpływ zmian natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej na stabilność wystąpienia fazy wezbrań i niżówek Warty (posterunek Poznań) w latach 1822-2005 był przedmiotem analizy Wrzesińskiego (2009). Autor stwierdził wysokie wartości współczynników stabilności fazy wezbrań (I_{max}) na Warcie w dwóch okresach: pierwszy w latach 1822-1895, a drugi w latach 1935-1970 – ryc. 2. Stabilny i silnie stabilny termin fazy wezbrań przypadał wówczas na miesiące III-IV lub II-IV. Niższą stabilność wezbrań autor zidentyfikował w latach 1901-1935 i po roku 1970, a stabilne i względnie stabilne okresy wezbrań na Warcie pojawiały się wówczas wyraźnie wcześniej i trwały dłużej (XII-III i I-III(IV)). Okres niżówkowy wyrażony terminem wystąpienia I_{min} jest na Warcie zazwyczaj stabilny, a wartości współczynnika stabilności w wieloleciu ulegały niewielkim zmianom. Jednak wyższą stabilność I_{min} , w okresie VII-IX, zaobserwowano w II połowie XIX wieku oraz w latach 1931-1950. Natomiast mniej regularny termin pojawiania się I_{min} w okresie VI-IX stwierdzono w latach 1901-1930 oraz po roku 1950.

W przebiegu wskaźnika NAO_{DJFM} w latach 1901-2000 obserwuje się wahania o zróżnicowanym czasie trwania. Przypuszcza się, że mogą one odtwarzać przebieg tak zwanych epok cyrkulacyjnych. Marsz (1999) wyróżnił w ubiegłym stuleciu trzy tzw. „epoki cyrkulacyjne NAO”. Pierwsza epoka (w latach 1900-1929) i trzecia (w latach 1971-1995) charakteryzują się dodatnimi wartościami średniego wskaźnika NAO, natomiast rozdzielający je okres 1930-1970, to druga epoka cyrkulacyjna z ujemną wartością średniego wskaźnika NAO. W pewnym uproszczeniu tendencje zmian wskaźnika NAO widoczne są na rycinie 2. Zmiany współczynników stabilności, zwłaszcza I_{max} wyraźnie nawiązują do epok cyrkulacyjnych NAO_{DJFM} . W czasie cieplejszych zim w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} obserwuje się większą zmienność zasilania roztopowego i wcześniejsze

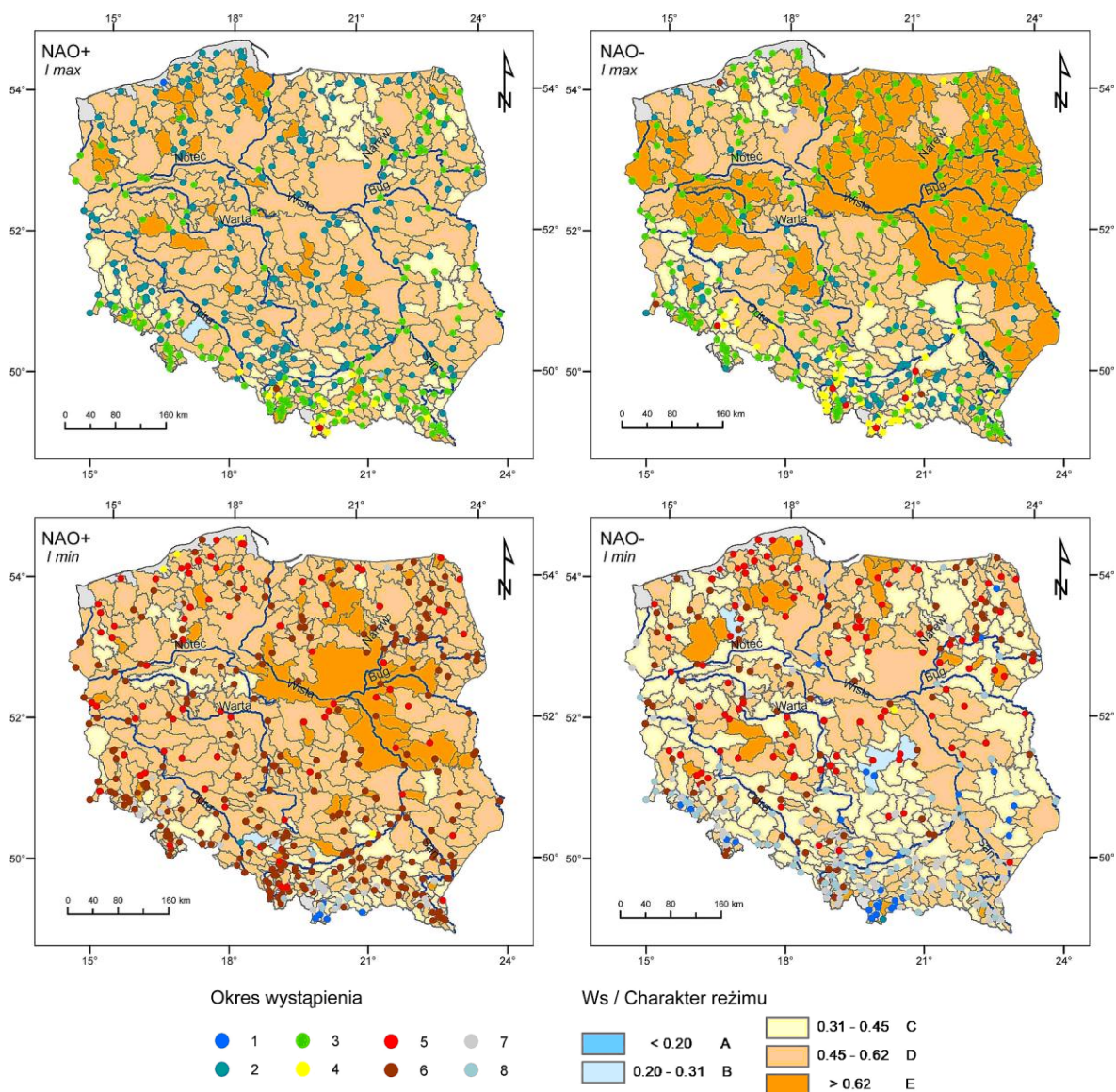
kulminacje wezbrań, co prowadzi do zmniejszenia stabilności wystąpienia ich terminu. Natomiast w negatywnej fazie NAO_{DJFM} , po śnieżnej i mroźnej zimie, termin wezbrań roztopowych jest późniejszy i bardziej stabilny. Wpływ zmian natężenia NAO_{DJFM} na stabilność fazy niżówek letnio-jesiennych, ze względu na ich genezę, jest wyraźnie słabszy (Wrześniński 2009).



Ryc. 2. Zmiany wysokości współczynników stabilności (Ws) i maksymalnego (I_{max}) i minimalnego (I_{min}) średniego przepływu miesięcznego Warty (posterunek Poznań) oraz zimowego indeksu NAO Hurrella w okresach 20-letnich z przesunięciem o 5 lat (Wrześniński 2009)

Przestrzenne zróżnicowanie zmian współczynników stabilności maksymalnych i minimalnych przepływów miesięcznych rzek w Polsce było przedmiotem analizy Wrześnińskiego (2013). Autor na podstawie miesięcznych wartości przepływów z 395. posterunków wodowskazowych na 248. rzekach Polski ustalił, że obszarem, na którym rzeki charakteryzują się podobną stabilnością fazy wezbrań (I_{max}), bez względu na fazę NAO_{DJFM} , należy południowo-zachodnią część kraju oraz większość rzek w dorzeczu Odry, górnej Wisły oraz międzyrzecza Warty i Wisły – ryc. 3. Na rzekach tych często zmianie ulega jednak termin pojawiania się tej cechy reżimu, z dominującego wiosennego w ujemnej fazie NAO_{DJFM} , na wcześniejszy zimowo-wiosenny w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} . Największe zmiany stabilności terminu pojawiania się I_{max} w różnych fazach NAO_{DJFM} obserwuje się na rzekach w północno-wschodniej części kraju oraz na Pojezierzu Poznańskim. W negatywnej fazie NAO_{DJFM} wyraźnie zwiększa się regularność tej fazy wezbrań, a charakter reżimu staje się wówczas silnie stabilny, z terminem wiosennym (III-IV). W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} , w czasie cieplejszych zim, obserwuje się większą zmienność zasilania roztopowego, z wcześniejszymi niż zwykle kulminacjami przepływów wezbraniowych, co prowadzi do zmniejszenia stabilności okresu ich występowania.

Wpływ zmian natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej na stabilność fazy niżówek jest przestrzennie silnie zróżnicowany i niejednoznaczny. Wynika to głównie z genezy niżówek, które w sezonie letnim i letnio-jesiennym powstają na skutek większych strat wody na parowanie, czy też niższych opadów atmosferycznych, natomiast w sezonie zimowym w związku z ograniczeniem zasilania w czasie mroźnych zim bez odwilży. Ponieważ oddziaływanie Oscylacji Północnoatlantyckiej na odpływ rzek najsilniejsze jest w okresie zimowo-wiosennym, jedynie w przypadku zimowych okresów niżówkowych należy spodziewać się istotnego wpływu NAO na ich stabilność. Stąd na większości rzek nizinnych w różnych fazach NAO_{DJFM} zasadniczo nie zmienia się regularność i termin wystąpienia okresów niżówkowych (I_{min}). Na rzekach tych dominują letnie lub letnio-jesienne terminy niżówek, przy czym te pierwsze przeważają w ujemnej, a drugie w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} . W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} nieznacznie wzrasta regularność pojawiania się I_{min} na rzekach środkowej części dorzecza Wisły i rzek międzyrzecza Warty i Wisły. W ujemnej fazie NAO_{DJFM} zwraca uwagę wzrost stabilności niżówek na karpackich dopływach Wisły i niektórych sudeckich dopływach Odry. Na rzekach tych często dochodzi też do przesunięcia terminu I_{min} z okresu letnio-jesiennego na jesienny i jesiennego na jesienno-zimowy. Zwiększa się też liczba rzek, zwłaszcza w dorzeczu Dunajca, na których ta faza niżówek pojawia się w okresie zimowym. Przesunięcie terminu wystąpienia I_{min} na późniejszy – zimowy w ujemnej fazie NAO_{DJFM} związane jest z panującymi wówczas warunkami termicznymi – mroźną, bez odwilży zimą.

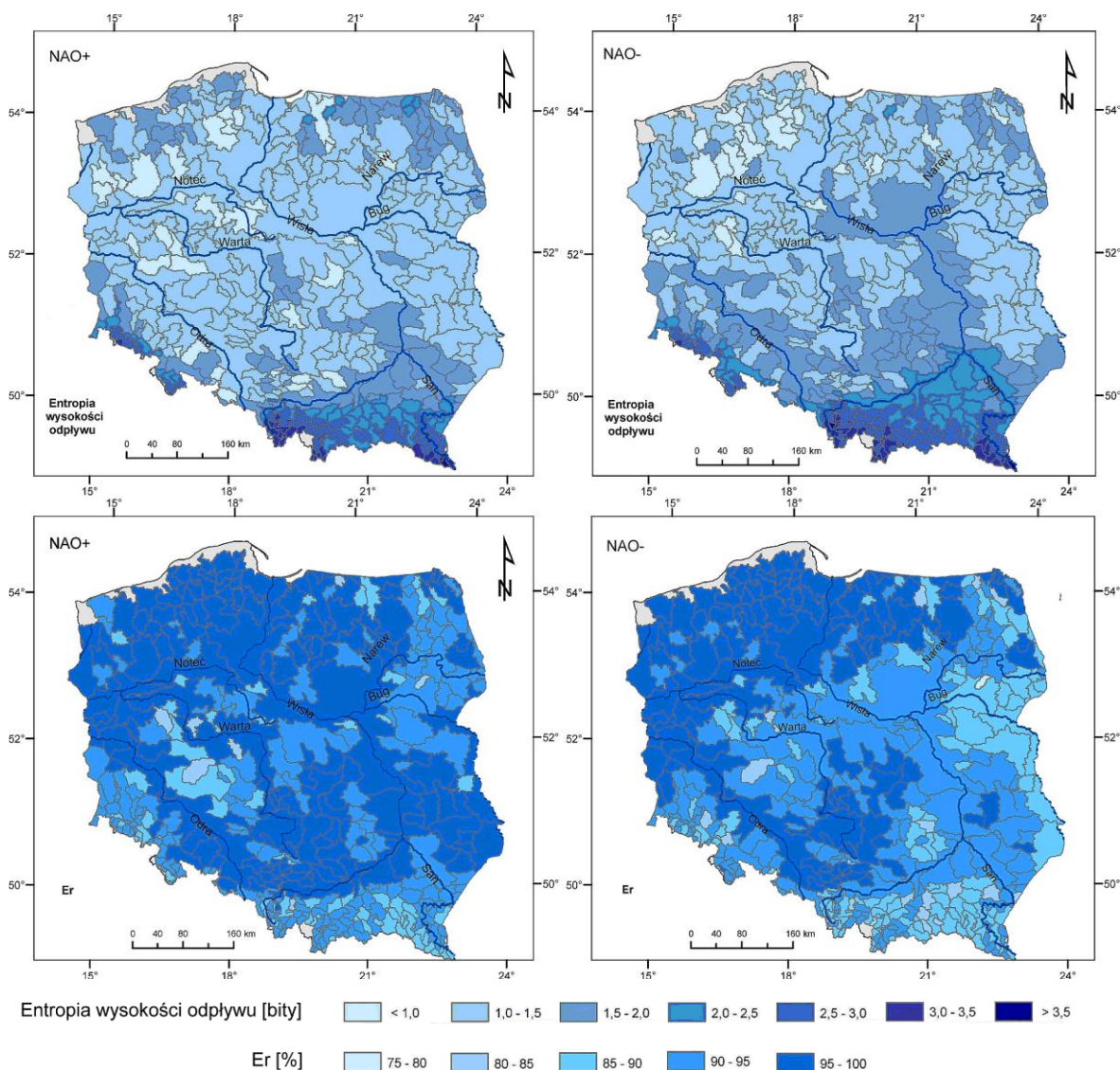


Ryc. 3. Stabilność maksymalnych i minimalnych przepływów miesięcznych w różnych fazach NAO_{DJFM}. Ws – współczynnik stabilności. Charakter reżimu: A – niestabilny, B – względnie niestabilny, C – względnie stabilny, D – stabilny, E – silnie stabilny. Okres wystąpienia: 1 – zima, 2 – zima / wiosna, 3 – wiosna, 4 – wiosna/lato, 5 – lato, 6 – lato/jesień, 7 – jesień, 8 – jesień/zima (Wrzeziński 2013)

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na wysokość i sezonowość odpływu rzek w Polsce, zwłaszcza zima i wiosną jest silny, ale przestrzennie zróżnicowany. (Wrzeziński (2013) zaproponował nowe charakterystyki niepewności cech reżimu odpływu rzek, wyrażone 4. miarami entropii odpływów, których metodologiczne podstawy wynikają z teorii entropii informacji Shannona (1948). W celu ilościowego określenia stopnia niepewności (nieuporządkowania, zaburzeń) w seriach odpływów miesięcznych Autor obliczył i poddał analizie przestrzennej i czasowej (w warunkach przeciętnych i w różnych fazach NAO_{DJFM}) entropię wysokości odpływów miesięcznych, entropię rozkładu odpływu w czasie oraz entropię maksymalnego i minimalnego odpływu miesięcznego.

Przestrzenne zróżnicowanie entropii wysokości odpływów miesięcznych w odmiennych fazach NAO_{DJFM} jest podobne, ale ich wartości są różne – ryc. 4. W pozytywnej fazie NAO_{DJFM}, rzeki w północnej części kraju, zwłaszcza Przymorza i rzeki pojezierne, charakteryzuje wzrost nie tylko rocznych odpływów, ale również entropii wysokości miesięcznych odpływów. Niższe roczne odpływy i niższe entropie wysokości odpływów miesięcznych obserwuje się wówczas na większości rzek pozostałych regionów kraju. W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} największy wzrost entropii wysokości odpływów miesięcznych rzek w północnej części kraju

związany jest z obserwowaną w tej fazie zmianą warunków pogodowych, zwłaszcza w sezonie zimowym. Wyższe opady atmosferyczne i temperatura powietrza wpływają na zróżnicowanie wielkości i form zasilania rzek, co powoduje większą zmienność odpływu. Prowadzi to do wzrostu przypadkowości i zaburzeń w serii odpływów miesięcznych, a zatem i niepewności ich wysokości.

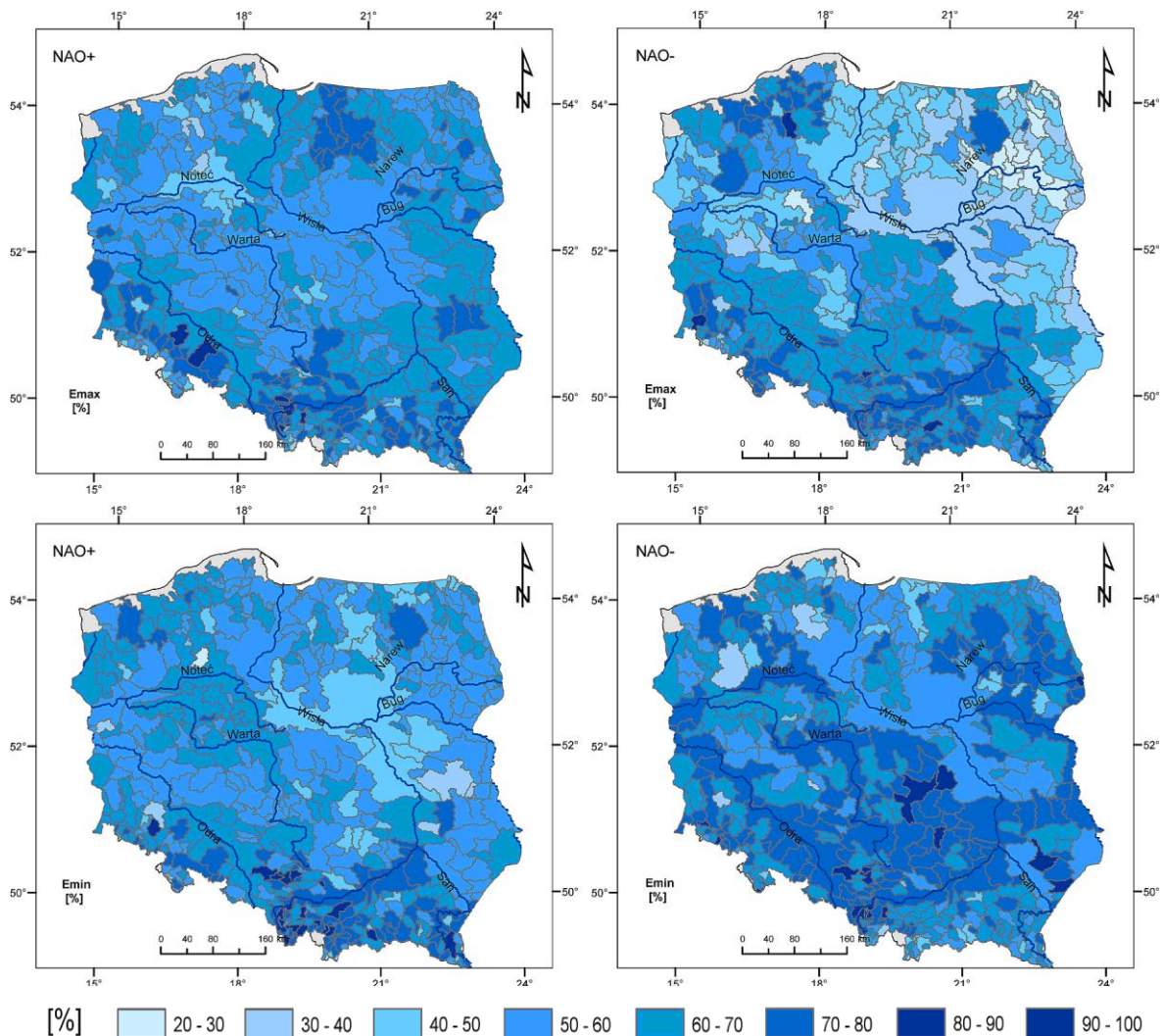


Ryc. 4. Entropia wysokości miesięcznych odpływów (EH) – (górne mapy) i rozkładu odpływu (Er) – (dolne mapy) w różnych fazach NAO_{DJFM} (Wrześniński 2013)

Przestrzenne zróżnicowanie wpływu NAO_{DJFM} na wysokość entropii rozkładu odpływów miesięcznych w czasie, w porównaniu z wynikami zmian entropii wysokości odpływów miesięcznych w różnych fazach NAO_{DJFM} jest wyraźnie odmienne – ryc. 4. W negatywnej fazie NAO_{DJFM} wyższe wartości entropii rozkładu odpływów w czasie obserwuje się na rzekach w zachodniej i północnej części kraju. W fazie tej, opady atmosferyczne i odpływy rosną w sezonie wiosennym i letnim, a maleją w sezonie zimowym. Dzięki temu w regionach tych wyrównują się odpływy miesięczne rzek i wzrasta niepewność ich rozkładu w czasie. Na pozostałym obszarze wyższe entropie rozkładu odpływów miesięcznych na rzekach obserwowane są w czasie pozytywnej fazy NAO_{DJFM} .

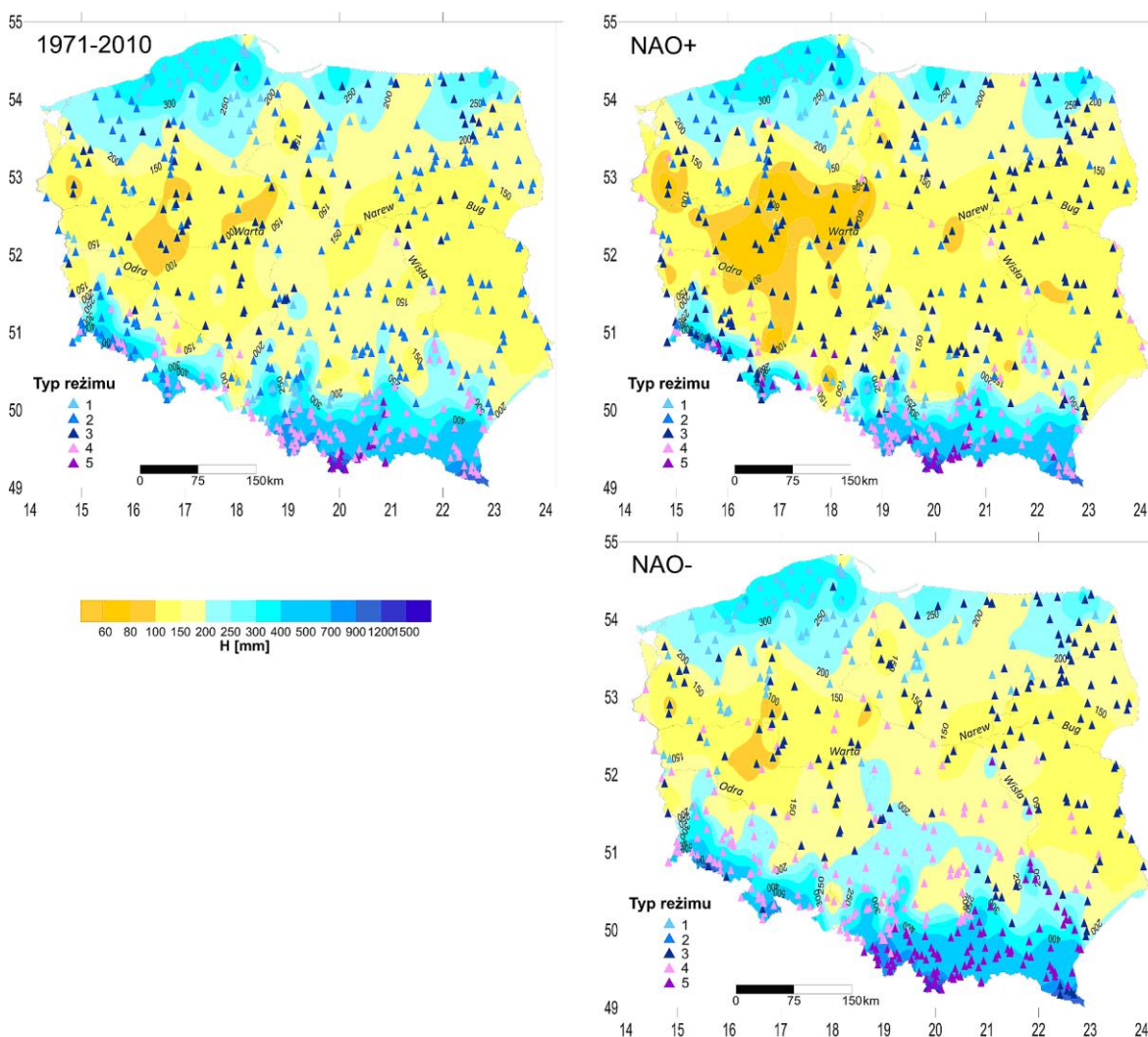
W obu fazach NAO_{DJFM} przestrzenne zróżnicowanie wysokości zarówno entropii maksymalnych (E_{max}), jak i minimalnych (E_{min}) odpływów miesięcznych jest wyraźnie odmienne, co wskazuje na zaznaczający się

wpływ natężenia NAO na te miary niepewności odpływu – ryc. 5. Wyraźnie wyodrębniają się obszary, na których termin wystąpienia maksymalnego odpływu miesięcznego ulega destabilizacji. W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} najsilniej wzrasta niestabilność terminu odpływu maksymalnego na rzekach północno-wschodniej Polski i w części dorzecza Wisły. Wzrost niestabilności wynika z warunków termicznych cieplejszej w tej fazie NAO_{DJFM} zimy. Odpływ rzek w sezonie zimowym wówczas wzrasta, a maleje wiosenny odpływ roztopowy. W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} maksymalny odpływ miesięczny może wystąpić zarówno wiosną, jak i zimą, przez co zwiększa się niepewność i niestabilność jego terminu. W negatywnej fazie NAO_{DJFM} spadek stabilności maksymalnego odpływu miesięcznego obserwuje się na większości rzek, dla których termin jego pojawiania przypada zwykle na okres zimowo-wiosenny. Charakterystyczne dla tej fazy późniejsze roztopy sprawiają, że maksimum odpływu pojawia się też później, przez co maleje regularność pojawiania się tej fazy reżimu. Dotyczy to głównie rzek Przymorza i rzek Pojezierza Pomorskiego, ale także środkowej Odry i wielu rzek międzyrzecza Warty i Wisły. Późniejsze terminy maksymalnego odpływu miesięcznego są też przyczyną zmniejszenia pewności ich pojawiania się na rzekach górskich. O ile w przypadku górnych odcinków rzek sudeckich często jest to związane z przesunięciem okresu roztopowego z zimowo-wiosennego na wiosenny, to w przypadku dorzecza górnej Wisły i Dunajca z późniejszymi wezbraniami w okresie wiosenno-letnim.



Ryc. 5. Entropia maksymalnych (E_{max}) – (górne mapy) i minimalnych (E_{min}) – (dolne mapy) odpływów miesięcznych w różnych fazach NAO_{DJFM} (Wrzesiński 2013)

Niepewność terminu wystąpienia odpływu minimalnego (Emin) na większości rzek w Polsce wyraźnie rośnie w negatywnej fazie NAO_{DJFM} – ryc. 5. Wzrost niestabilności zimowego terminu odpływu minimalnego wynika ze zwiększenia odpływu w czasie cieplejszej zimy. Większą niepewność terminu wystąpienia odpływu minimalnego w sezonie letnim wywołać może zwiększenie zasilania opadowego i odpływu w negatywnej fazie NAO_{DJFM}, przez co rośnie prawdopodobieństwo wystąpienia odpływu minimalnego w większej liczbie miesięcy. Wyjątek stanowią rzeki górskie, na których bardziej niepewny okres pojawiania się minimów odpływu przypada na pozytywną fazę NAO_{DJFM}. Dotyczy to głównie rzek karpackich, na których minima przypadają zwykle na sezon zimowy, a ponieważ w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} odpływy zimowe są wyższe (zimy cieplejsze z odwilżami i opadami), rośnie niepewność terminu wystąpienia odpływu minimalnego.



Ryc. 6. Typy reżimu rzek oraz wysokość odpływów rocznych w warunkach przeciętnych (1971-2010), pozytywnej (NAO+) i negatywnej (NAO-) fazie NAO_{DJFM}.
 Typy reżimu: 1 – niwalny słabo wykształcony, 2 – niwalny średnio wykształcony, 3 – niwalny silnie wykształcony, 4 – niwalno-pluwialny, 5 – pluwialno-niwalny (Wrzesiński 2018)

Analiza niepewności i stabilności cech reżimu odpływu, zarówno odnośnie wysokości odpływów miesięcznych, ich rozkładu w cyklu rocznym, jak i pojawiania się fazy maksymalnych i minimalnych odpływów w różnych fazach NAO_{DJFM}, wskazuje na zróżnicowanie zmian tych miar wyraźnie uzależnionych od lokalnych czynników modyfikujących warunki obiegu wody, jak i czynników regionalnych decydujących o typie klimatu i reżimu odpływu rzek. Natężenie Oscylacji Północnoatlantyckiej i działalności człowieka wpływa na cechy charakteryzujące typ reżimu odpływu (ryc. 6), nie tylko wysokość odpływu, ale także na jego

rozkład w czasie, przewidywalność oraz regularność pojawiania się fazy wezbrań i niżówek. Obserwowany wpływ NAO jest silnie regionalnie zróżnicowany, podobnie jak charakter, kierunek i wysokość obserwowanych zmian cech reżimu odpływu. W konsekwencji możliwe są zmiany typu reżimu wielu rzek. Przyjmując za Dynowską (1997) typologię reżimu rzek w Polsce, w ujemnej fazie NAO_{DJFM} na rzekach we wschodniej części kraju dochodzi do zmiany typu reżimu z niwalnego średnio wykształconego na niwalny silnie wykształcony, a na rzekach międzyrzecza Warty i Wisły nawet na typ niwalno-pluwialny, natomiast większość karpaccich dopływów Wisły zmienia swój typ z niwalno-pluwialnego na pluwialno-niwalny – ryc. 6. W dodatniej fazie NAO_{DJFM} dochodzi do przesunięcia maksimów z kwietnia na marzec oraz zmian typu reżimu z niwalno-pluwialnego na pluwialno-niwalny lub na niwalny silnie wykształcony (niektóre rzeki sudeckie), a typu niwalnego średnio wykształconego na silnie wykształcony (rzeki międzyrzecza Warty i Wisły).

4. Wpływ NAO na wahania stanów wody jezior Polski

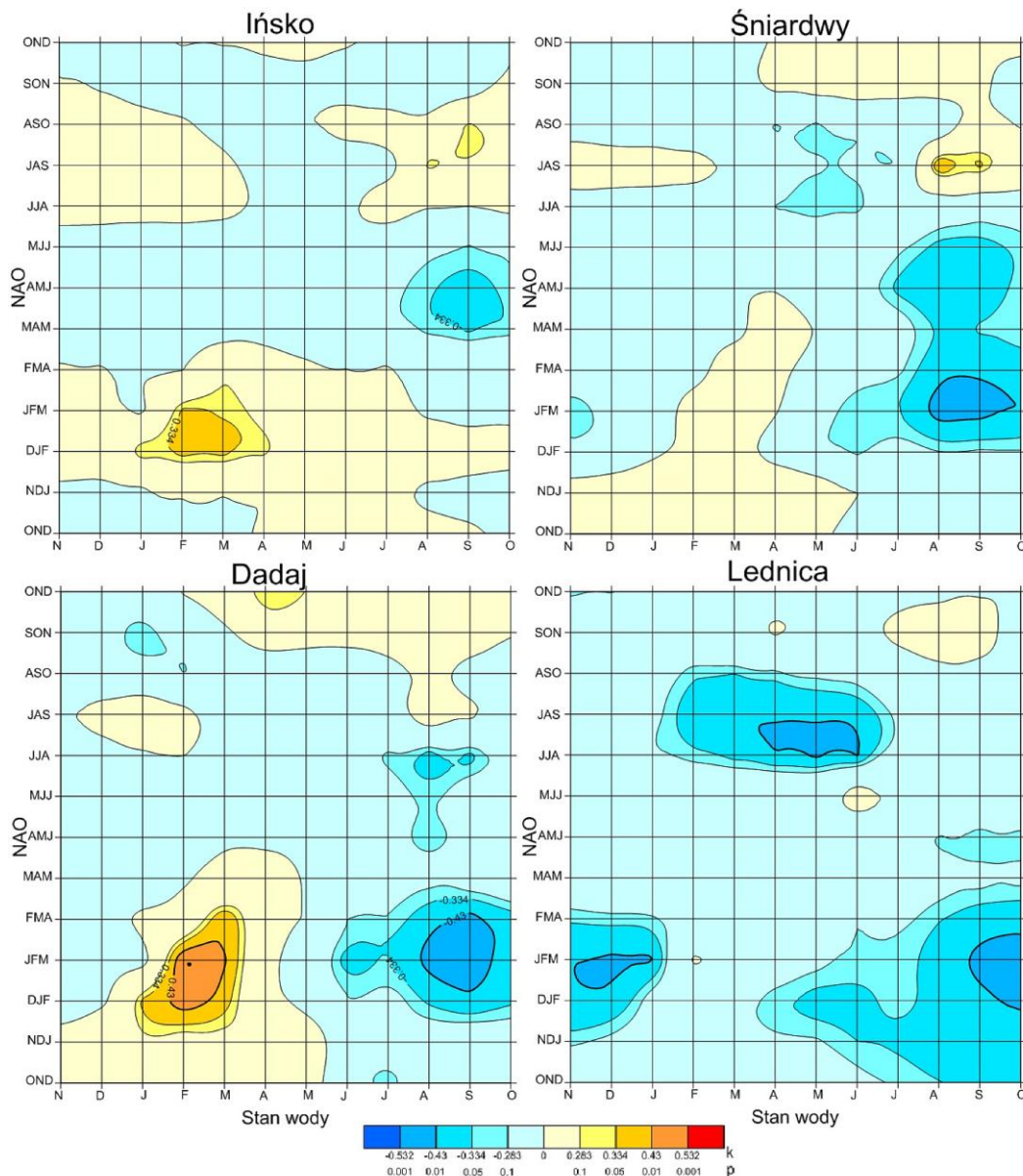
W licznej literaturze limnologicznej zauważalny jest brak szerszego opracowania nawiązującego do wpływu makroskalowych cyrkulacji atmosfery na wahania stanów wody jezior w Polsce. Na wpływ taki wskazują badania siedmiu obiektów z północno-wschodniej Polski (Górniak i Piekarski 2002). Autorzy rozpatrując zmiany stanów wody wybranych jezior na Pojezierzu Mazurskim stwierdzili, iż zależą one od wielkości opadów śniegu w tym regionie, a te z kolei uzależnione są od wskaźnika NAO. Wrzesiński i inni (2018) przedstawili szczegółową analizę przestrzennego zróżnicowania wpływu NAO na stany wód 19 jezior na podstawie związków korelacyjnych stanów jezior z natężeniem NAO w latach 1976-2010. Autorzy wydzieliли 4 klasy typologiczne jezior. Ustalono, że silniejsze korelacje wykazują stany wód jezior z sezonowymi niż miesięcznymi indeksami NAO. Najsilniejszy wpływ NAO na stany jezior obserwuje się w okresie zimowo-wiosennym. Wykryto przestrzenne zróżnicowanie tego wpływu wynikające z warunków klimatycznych danego regionu. Stany wody jezior położonych w obrębie Pojezierza Pomorskiego (Ińsko) – ryc. 7, wykazują zazwyczaj dodatnie korelacje z sezonowymi, zimowo-wiosennymi, indeksami NAO przez cały rok.

Najsilniejsze, istotne statystycznie na poziomie $p < 0,05$, związki korelacyjne obserwuje się ze stanami wód jezior w lutym i marcu. Jeziora zaklasyfikowane do 2 grupy reprezentują cztery jeziora Pojezierza Mazurskiego funkcjonujące w jednym systemie odwodnieniowym, stąd zarówno reżim ich stanów, jak i relacje z indeksami NAO są prawie identyczne. Stany tych jezior wykazują z indeksami NAO_{JFM} ujemne korelacje, najbardziej istotne ($p < 0,01$) od sierpnia do października, np. Śniardwy – ryc. 7. W przypadku pozostałych analizowanych jezior Pojezierza Mazurskiego, np. Dadaj, ich stany od stycznia do marca wykazują znacznie silniejsze związki korelacyjne z indeksami NAO_{DJF} i NAO_{JFM} , wyrażone wyższymi dodatnimi współczynnikami korelacji na poziomie $p < 0,01$. Wyraźnie odrębną grupę stanowią jeziora położone w SW części badanego obszaru. Przez cały rok stany wód tych jezior ujemnie korelują z sezonowymi, zimowo-wiosennymi indeksami NAO. Przy czym najbardziej istotne współczynniki korelacji obserwuje się ze stanami jezior od listopada do stycznia i od maja do października – Lednica – ryc. 7. Wyższe stany tych jezior w okresie zimowym w negatywnej fazie NAO Autorzy wiążą z częstszymi odwilżami śródzimowymi i wzmocnionym w tym okresie zasilaniem jezior w tej części kraju.

Zmiany stanów jezior w różnych fazach NAO_{DJFM} były przedmiotem badań Wrzesińskiego i Ptaka (2017). W pracy Autorzy ustalili wysokość odchyleń miesięcznych, sezonowych i rocznych stanów wody jezior w pozytywnej i negatywnej fazie NAO_{DJFM} względem wartości przeciętnych z lat 1976-2010. Przeciętne wartości parametrów stanów wody obliczono dla lat o wysokich ($NAO_{DJFM} > 2,67$) i niskich ($NAO_{DJFM} < -0,41$) wartościach zimowego indeksu NAO_{DJFM} . Liczby te odpowiadają pierwszemu i trzeciemu kwartylowi z całego zbioru wskaźnika NAO_{DJFM} w latach 1976-2010.

Badania potwierdziły zaznaczający się wpływ NAO w sezonie zimowo-wiosennym na wahania poziomów wody jezior w Polsce. Odchylenia miesięcznych stanów wody od wartości średnich są w poszczególnych fazach NAO zróżnicowane. Przy czym największe, ponad 20 cm, obserwuje się w miesiącach zimowych w ujemnej fazie NAO_{DJFM} . W przypadku stanów sezonowych i rocznych zaobserwowane różnice są mniejsze i zazwyczaj statystycznie mniej istotne, zwłaszcza w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} – ryc. 8. Reakcja stanów wody jezior w Polsce na oddziaływanie NAO nie jest jednakowa i notowane są zarówno niższe jak i wyższe stany wody w stosunku do wartości przeciętnych w tych samych fazach. Wśród analizowanych jezior

odmiennie na zmiany natężenia NAO_{DJFM} reagują te zlokalizowane na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim oraz w południowej części Pojezierza Pomorskiego. W przypadku negatywnej fazy NAO, w czasie mroźnych zim, nie obserwuje się wyraźnych ujemnych odchyłań stanów wody od wartości średnich. Przyczyną odmiennej reakcji stanów wody tych jezior w tym sezonie jest prawdopodobnie charakter termiczny zim i odwilże śródzimowe. Jak ustaliła Czarnecka i Nidzgorska-Lencewicz (2013) średnia liczba dni z odwilżą w okresie grudzień-luty maleje w kierunku wschodnim nawet o kilka dni. Największa zaś częstotliwość odwilży jest notowana w zachodniej i północno-zachodniej części kraju. Podobne zależności obserwuje się w odniesieniu do rzek w tej części Polski. Wrześniński (2011) analizując odpływ rzeczny w tym regionie stwierdził, że w sezonie zimowym w negatywnej fazie NAO jest on wyższy. W czasie odwilży śródzimowych, w warunkach utrudnionej infiltracji w przemarznięty grunt i niskiego parowania, możliwe jest krótkotrwałe zwiększenie zasilania rzek i jezior.



Ryc. 7. Macierze współczynników korelacji miesięcznych stanów wody z sezonowymi indeksami NAO dla wybranych jezior reprezentujących 4 grupy typologiczne; k – współczynnik korelacji, p – poziom istotności statystycznej (Wrześniński i in. 2018)

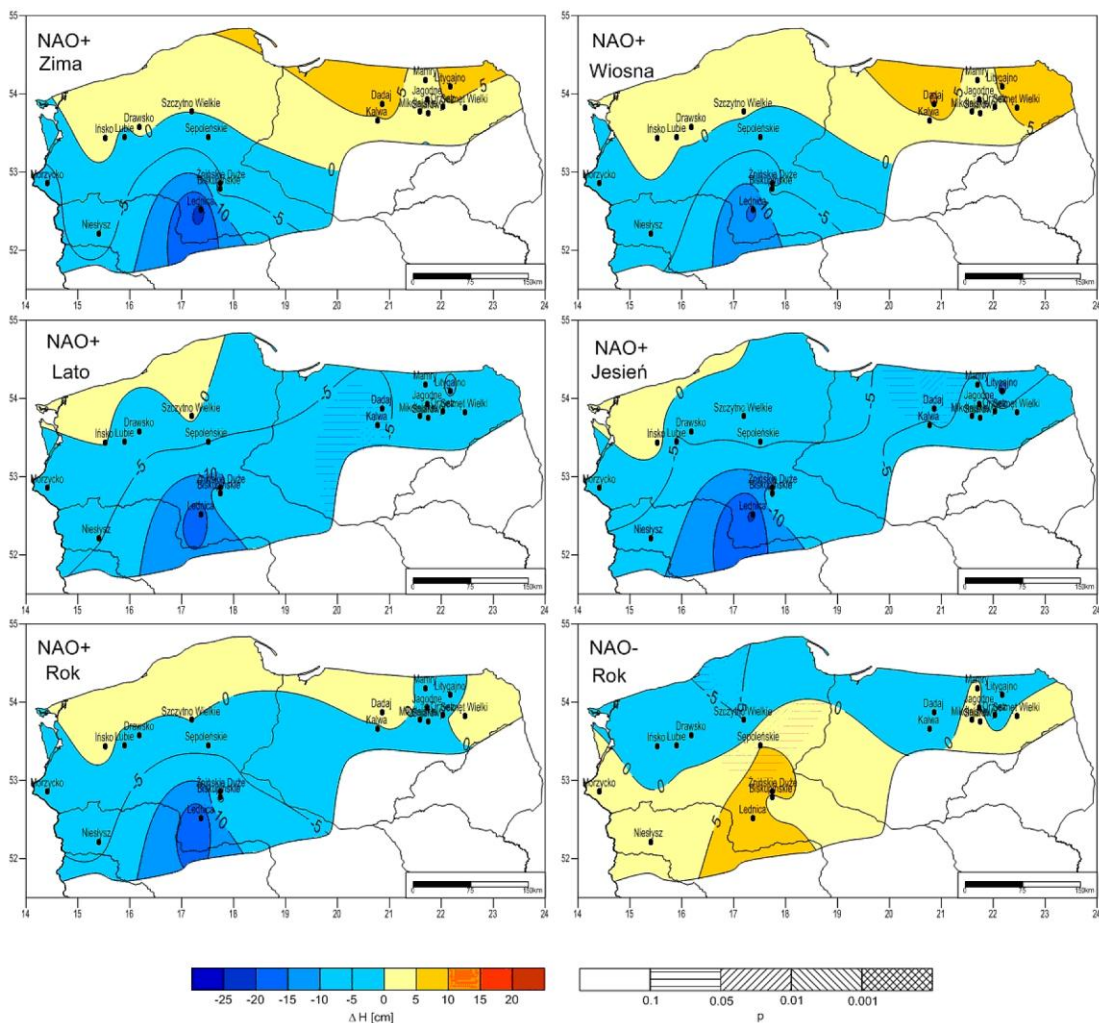


Fig. 8. Różnice wybranych miesięcznych i rocznych stanów wody (ΔH) i ich statystyczna istotność (p) w różnych fazach NAO_{DJFM} a wielkościami przeciętnymi z lat 1971-2010 (Wrześniński i Ptak 2017)

5. Wpływ NAO na reżim termiczny i lodowy jezior

Stosunkowo najliczniejsze są prace analizujące wpływ NAO na reżim termiczny jezior (Girjatowicz 2011, Skowron 2011, Wrześniński i in. 2015a, Wrześniński i in. 2016a, Ptak i in. 2018). Badania zmian miesięcznych i rocznych temperatury wód dwunastu jezior w północnej Polsce na tle zmian temperatury powietrza dla piętnastu stacji meteorologicznych w różnych fazach NAO, wyrażonej zimowym indeksem NAO_{DJFM} wg Hurrella (1995) przeprowadzili Wrześniński i in. 2015a. W analizowanym okresie (1971-2010) Autorzy stwierdzili zauważalny wzrost temperatury zarówno powietrza, jak i wód jeziornych. W przypadku odchyień temperatur powietrza w obu fazach NAO od wartości przeciętnych, największe, około 3°C , zaobserwowano w styczniu. Odchylenia temperatury wody jezior w obu fazach były mniejsze, maksymalnie około 1°C w marcu i kwietniu, przy czym w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} w sezonie zimowo-wiosennym obserwuje się wyższe, a w negatywnej niższe temperatury wód jeziornych niż przeciętnie – ryc. 9. Z badań tych Autorów wynika, że o odrębności niektórych jezior decydują ich parametry morfometryczne a wśród nich głębokość średnia. Jeziora o największych głębokościach średnich są mniej podatne na zmiany warunków atmosferycznych. Z kolei najsilniejszy wpływ temperatury powietrza na zmiany temperatury wód obserwuje się w jeziorach polimiktycznych, tj. o najmniejszych głębokościach średnich, w których mieszaniu ulega cała masa wody.

Z badań nad wpływem NAO na cechy reżimu hydrologicznego jezior wynika, że najsilniejsze związki obserwuje się w przypadku reżimu lodowego (Wrześniński i in. 2013, Wrześniński i in. 2015b). Uzyskane przez Autorów wyniki wskazują, że natężenie Oscylacji Północnoatlantyckiej w sezonie zimowym w istotny

sposób wpływa na kształtowanie i przebieg zjawisk lodowych na polskich jeziorach. Potwierdzają to badania zarówno korelacji indeksu NAO_{DJFM} z parametrami zjawisk lodowych, jak i obliczone różnice tych parametrów w różnych fazach NAO_{DJFM} od wartości przeciętnych. W trakcie badań 22. jezior w północnej Polsce analizie poddano 9 parametrów zjawisk lodowych i pokrywy lodowej dotyczących m.in. terminu ich rozpoczęcia i zakończenia, grubości pokrywy lodowej i jej trwałości w latach 1961-2010. Zaobserwowano silne korelacje pomiędzy NAO_{DJFM} a poszczególnymi charakterystykami zlodzenia. W fazie ujemnej NAO_{DJFM} w porównaniu z wartościami przeciętnymi z lat 1961-2010, obserwuje się późniejsze pojawianie się zjawisk lodowych i pokrywy lodowej, dłuższy czas zalegania pokrywy lodowej nawet o 30 dni i większą jej grubość nawet o ponad 10 cm – ryc. 10. Z kolei w fazie dodatniej NAO_{DJFM} dochodzi do skrócenie czasu trwania pokrywy lodowej, zmniejszenie jej grubości i trwałości. Zaobserwowane przestrzenne zróżnicowanie wpływu NAO_{DJFM} na przebieg zjawisk lodowych w Polsce, wskazuje na złożoność tego zagadnienia. Najbardziej istotny jest wpływ zmian warunków klimatycznych, przejawiających się wzrostem kontynentalizmu klimatu wraz z przemieszczaniem się na wschód oraz warunki lokalne i cechy indywidualne jezior.

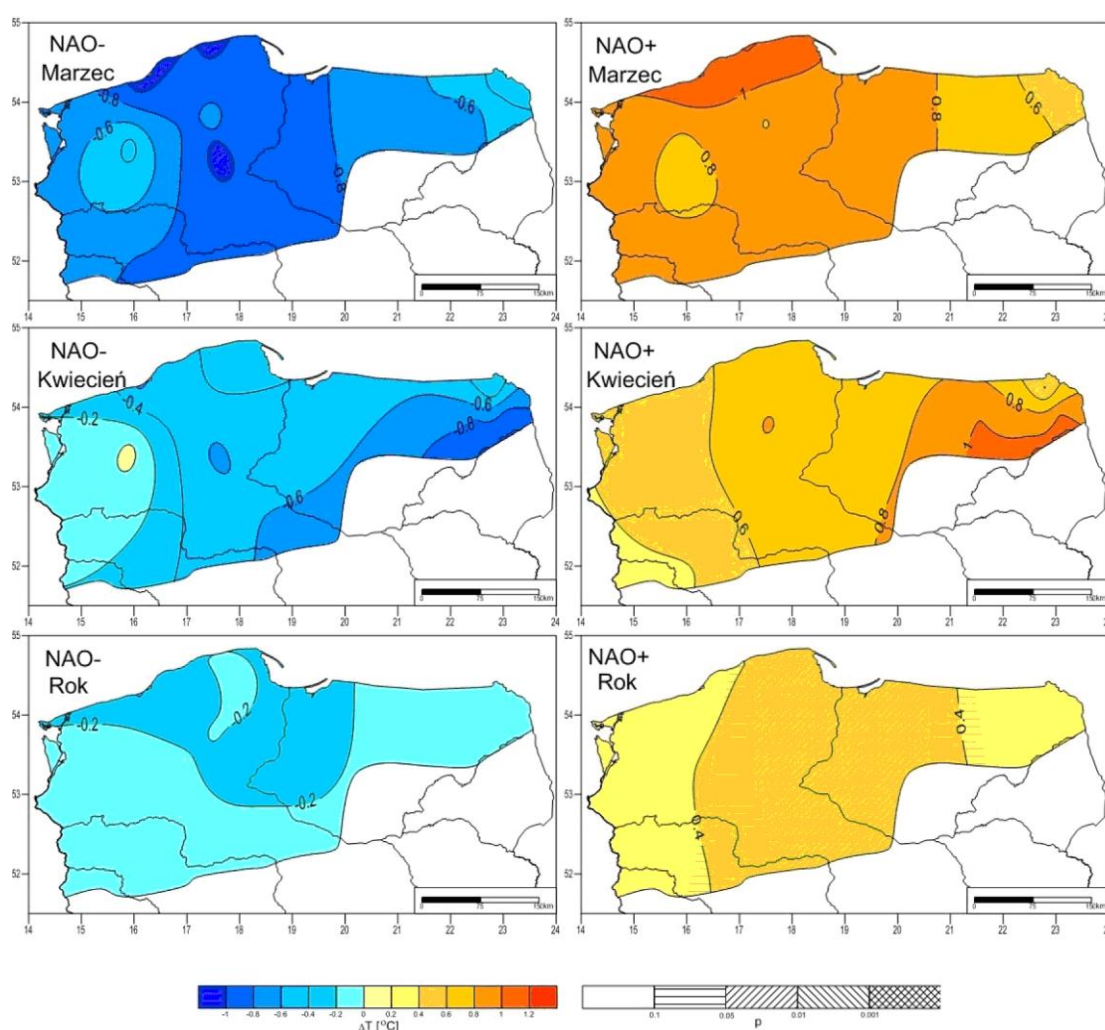
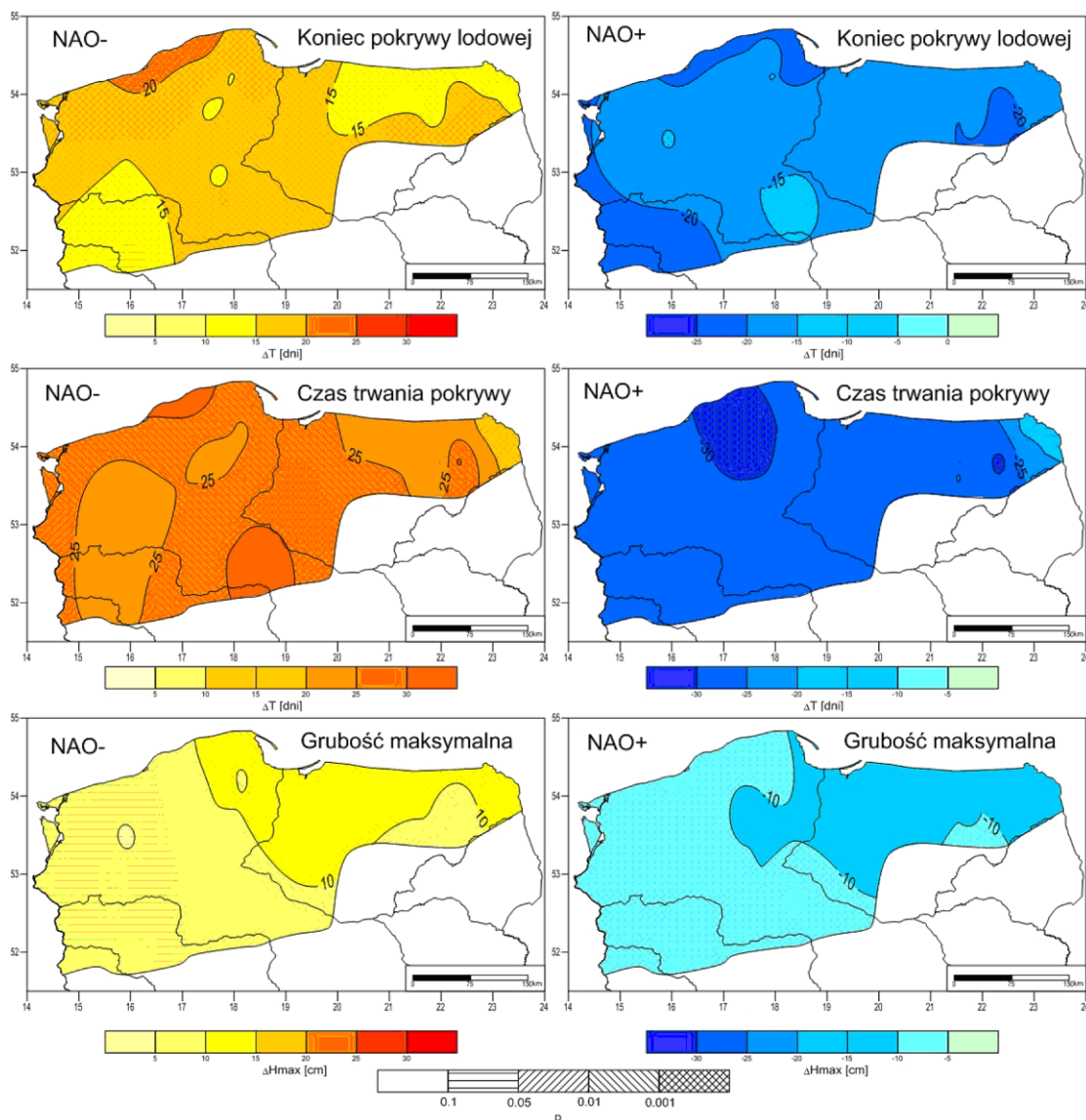


Fig. 9. Odchylenia wybranych miesięcznych i rocznych wartości temperatury wody jezior (ΔT) i ich statystyczna istotność (p) w różnych fazach NAO_{DJFM} a wielkościami przeciętnymi z lat 1971-2010 (Wrześniński i in. 2015a)

6. Podsumowanie

Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na reżim odpływu rzek i stanów wody jezior w Polsce nie jest silny, ale zauważalny. Zmiany natężenia NAO wpływają na cechy reżimu hydrologicznego rzek i jezior zarówno w cyklu rocznym, na co wskazują zmiany wysokości odpływów i stanów miesięcznych, zmiany



Ryc. 10. Odchylenia początku, czasu trwania i maksymalnej grubości pokrywy lodowej w różnych fazach (NAO_{DJFM}) od wartości przeciętnych z lat 1961-2010; istotność statystyczna różnic (p), (Wrześniński i in. 2015b)

typu, sekwencji i czasu trwania okresów hydrologicznych, zmiany stabilności oraz terminu pojawiania się przepływów i stanów maksymalnych i minimalnych, zmiany entropii rozkładu odpływu i entropii przepływów maksymalnych i minimalnych, jak i w okresie wieloletnim. Potwierdzeniem klimatycznych uwarunkowań transformacji cech reżimu odpływu w okresie zimowo-wiosennym może być zaobserwowany na wielu rzekach wyraźny spadek odpływów zimowych i opóźniony wzrost roztopowego odpływu wiosennego w ujemnej fazie NAO w latach 50. i 60. W dodatniej fazie NAO w latach 70. i 80. na rzekach tych obserwuje się zanik niżówek zimowych związany z wyraźnym wzrostem odpływu zimowego, niekiedy wydłużającego niższe wezbranie wiosenne. W konsekwencji zmiany natężenia NAO mogą prowadzić do przekształcania typu reżimu rzecznej w Polsce. Z analiz reżimu hydrologicznego jezior wynika, że najsilniejsze i najbardziej istotne transformacje pod wpływem NAO obserwowane są w reżimie termicznym i lodowym.

Literatura

Corbus C.S, Stanescu V. Al., 2004. The Stability Of The Hydrological Regimes: A Hydroecological Descriptor Of River Life. Conference on Water Observation and Information System for Decision Support, 25-29 Mai, Ohrid, Macedonia.

- Czarnecka M., Nidzgoraska-Lencewicz J., 2013. The occurrence of atmospheric thaw in Poland over the last 50 years. *Geographia Polonica*, 86 (4); 327-340.
- Danilovich I., Wrzesiński D., Nekrasova L., 2007. Impact of the North Atlantic Oscillation on river runoff in the Belarus part of the Baltic Sea basin. *Nordic Hydrology*, 38(4-5); 413-423.
- Dynowska I., 1997. Typy reżimu. Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- Girjatowicz, J.P., 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation on water temperature in southern Baltic coastal lakes. *Annales de Limnologie – International Journal of Limnology*, 47 (1); 73-84.
- Górniak A., Piekarski K., 2002. Seasonal and multiannual changes of water levels in lakes of Northeastern Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, 11 (4); 349-354.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science* 269; 676–679.
- Kaczmarek Z., 2002. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek europejskich. [w:] Marsz A., Styszyńska A. (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni; 163-172.
- Kaczmarek Z., 2003. The Impact Climate Variability on Flood Risk in Poland, *Risk Analysis*, 23; 559-566.
- Limanówka D., Nieckarz Z., Pociask-Karteczka J., 2002. The North Atlantic Oscillation impact on hydrological regime in Polish Carpathians. [w:] *Interdisciplinary Approaches in Small Catchment Hydrology: Monitoring and Research*, FRIEND International Conference, Demanovska Dolina; 132-135.
- Marsz A., 1999. Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i polskim wybrzeżu Bałtyku, *Przegląd Geograficzny*, 71 (3); 225-245.
- Pociask-Karteczka J., 2006a. Regionalne zróżnicowanie wpływu Oscylacji Północnoatlantyckiej na reżim rzek. [w:] Trepińska J., Olecki Z. (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*, IGiGP, Kraków; 261-269.
- Pociask-Karteczka J., 2006b. River Hydrology and the North Atlantic Oscillation: A General Review. *AMBIO*, 35 (6); 312-314.
- Pociask-Karteczka J., Limanówka D., Nieckarz Z., 2002-2003. Wpływ oscylacji północnoatlantyckiej na przepływy rzek karpaccich (1951-2000). *Folia Geographica, series Geographica-Physica*, 33-34; 89-104.
- Ptak M., Tomczyk A.M., Wrzesiński D., 2018. Effect of Teleconnection Patterns on Changes in Water Temperature in Polish Lakes. *Atmosphere*, 9 (2), 66, DOI:10.3390/atmos9020066.
- Rotnicka J., 1988. Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznoego (na przykładzie zlewni Odry i rzek Przymorza), Wyd. UAM, Seria Geografia, 40; 1-130.
- Shannon C.E., 1948. A mathematical theory of communication. *Bell System Technical Journal*, 27; 379-423.
- Shorthouse C.A., Arnell N.W., 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation, FRIEND '97: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management. International Association of Hydrological Science Publications, 246; 77-85.
- Skowron R., 2011. Zróżnicowanie i zmienność wybranych elementów reżimu termicznego wody w jeziorach na Niziu Polskim. Wydawnictwo Naukowe UMK, Toruń; 1-346.
- Styszyńska A., 2002. Związki między przepływem Warty w Poznaniu a zimowymi wskaźnikami NAO w okresie 1865-2000, [w:] Marsz A., Styszyńska A. (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni; 173-180.
- Styszyńska A., Tamulewicz J., 2004. Warta river discharges in Poznań and atmospheric circulation in the North Atlantic region. *Quaestiones Geographicae*, 23; 63-81.
- Wrzesiński D., 2005. Changes of the hydrological regime of rivers of northern and central Europe in various circulation periods of the North Atlantic Oscillation. *Quaestiones Geographicae*, 24; 97-109.
- Wrzesiński D., 2007. Impact of the North Atlantic Oscillation on features of the hydrological regimes in Europe. *Proceedings The Third International Conference on Climate and Water*. Finnish Environment Institute SYKE, Helsinki; 538-543.

- Wrześniński D., 2008. Typology of spatial patterns seasonality in European rivers flow regime. *Quaestiones Geographicae*, 27A/1; 87-98.
- Wrześniński D., 2009. Stabilność reżimu odpływu rzek w Polsce. [w:] Jankowski A.T., Absalon D., Machowski R., Ruman M. (red.), *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Sosnowiec; 307-318.
- Wrześniński D., 2010a. Odpływ rzek w Polsce w różnych fazach Oscylacji Północnoatlantyckiej. *Badania Fizjograficzne*, R. I, Seria A – Geografia Fizyczna (A61); 129-144.
- Wrześniński D., 2010b. Przestrzenne zróżnicowanie stabilności reżimu odpływu rzek europejskich. *Studia i Prace z Geografii i Geologii*, 3, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań; 1-220.
- Wrześniński D., 2010c. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmiany odpływu rzek w Polsce w latach 1951-2000. [w:] Wrześniński D. (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań; 153-167.
- Wrześniński D., 2011. Regional differences in the influence of the North Atlantic Oscillation on seasonal river runoff in Poland. *Quaestiones Geographicae*, 30 (3); 127-136.
- Wrześniński D., 2013. Entropia odpływu rzek w Polsce. *Bogucki Wyd. Naukowe*, Poznań; 1-204.
- Wrześniński D., 2018. Typologia reżimu odpływu rzek w Polsce w różnych fazach Oscylacji Północnoatlantyckiej. *Badania Fizjograficzne R. IX, Seria A – Geografia Fizyczna (A69)*, 249-261
- Wrześniński D., Choiński A., Ptak M., 2015a. Effect of the North Atlantic Oscillation on the thermal characteristics of lakes in Poland. *Acta Geophysica*, 63(3); 863-883.
- Wrześniński D., Choiński A., Ptak M., 2016a. Effect of North Atlantic Oscillation on the hydrological conditions of Lake Morskie Oko (Carpathian Mountains). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 10; 95-105.
- Wrześniński D., Choiński A., Ptak M., Skowron R., 2015b. Effect of the North Atlantic Oscillation on the pattern of lake ice phenology in Poland. *Acta Geophysica*, 63 (6); 1664-1684.
- Wrześniński D., Ogór T., Plewa K., 2015c. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek w dorzeczu górnej Wisły. *Badania Fizjograficzne*, R. VI, Seria A – Geografia Fizyczna (A66); 195-203.
- Wrześniński D., Paluszkiwicz R., 2011. Spatial differences in the impact of the North Atlantic Oscillation on the flow of rivers in Europe. *Hydrology Research*, 42 (1); 30-39.
- Wrześniński D., Ptak M., 2017. An investigation of water level fluctuations in Polish lakes in various phases of the winter North Atlantic Oscillation. *Geology, Geophysics and Environment*, 43 (2); 151-163.
- Wrześniński D., Ptak M., Baczyńska A., 2013. Effect of the North Atlantic Oscillation on Ice Phenomena on selected lakes in Poland over the years 1961-2010. *Quaestiones Geographicae*, 32(3); 119-128.
- Wrześniński D., Ptak M., Plewa K., 2018. Effect of the North Atlantic Oscillation on water level fluctuations in lakes of northern Poland. *Geographia Polonica*, 91 (2); 243-259.
- Wrześniński D., Sobkowiak L., 2018. Detection of changes in flow regime of rivers in Poland. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 66 (1); 55-64.
- Wrześniński D., Tomaszewski P., 2010. Stabilność elementów hydrometeorologicznych w Polsce w latach 1951-2000. [w:] Wrześniński D. (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań; 169-185.
- Wrześniński D., Waszczak K., Plewa K., 2016b. Odpływ rzeczny w zlewni górnej i środkowej Odry w różnych fazach Oscylacji Północnoatlantyckiej. *Badania Fizjograficzne*, R. VII, Seria A – Geografia Fizyczna (A67); 317-329.

Zmiany przepływu rzecznoego w Polsce Południowo-Zachodniej i jego związek z Oscylacją Północnoatlantycką

Robert Tarka, Tomasz Olichwer

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski
autor korespondencyjny: robert.tarka@uwr.edu.pl

1. Wprowadzenie

Zmiany w obiegu wody, poprzez ich wpływ na formowanie się zasobów wodnych, mogą potencjalnie mieć znaczący wpływ na środowisko i na działalność człowieka. Zasoby wodne są jednym z podstawowych czynników determinujących rozwój społeczny i gospodarczy regionu. Z analizy długookresowych danych hydrologicznych wynika, że okresy występowania ekstremalnych przepływów rzek (wysokich i niskich) są powiązane z obserwowanymi w tym okresie anomaliami klimatycznymi (Arnell 1997). W Europie Oscylacja Północnoatlantycka (NAO) jest uważana za najsilniejszy czynnik warunkujący zmienność warunków klimatycznych (Hurrell i van Loon 1997).

NAO to fluktuacja gradientu ciśnienia na północnym Atlantyku, pomiędzy dwoma centrami działania atmosfery – Niżem Islandzkim i Wyżem Azorskim. Jest to dominujący sposób funkcjonowania atmosfery na północnym Atlantyku przez cały rok, głównie w okresie zimowym i pierwszorzędowy czynnik klimatyczny regulujący wahania klimatyczne, skupione wokół Atlantyku. Wpływa ona bezpośrednio na anomalie opadów atmosferycznych i temperatury powietrza, szczególnie w okresie zimowym (Hurrell 1995). Również w Polsce Oscylacja Północnoatlantycka jest uważana za bardzo ważny czynnik klimatotwórczy (Marsz i Styszyńska 2001, Marsz 2005). Przy dodatnich fazach NAO pojawiają się bardziej mokre zimy w północnej, a bardziej suche w południowej Europie, podczas gdy ujemne fazy NAO mają odwrotny skutek (Visbeck i in. 2001).

Wpływ NAO na opady atmosferyczne przekłada się bezpośrednio na zmiany sezonowych wielkości odpływu całkowitego w rzekach, a więc na dynamikę zasobów wodnych. Oddziaływanie to widoczne jest nie tylko na obszarze Europy (Arnell 1997, Lavers i in. 2010, Lorenzo-Lacruz i in. 2011, Massei i in. 2010, Pekarova i in. 2006, Philips i in. 2003, Rimbu i in. 2002, Shorthouse i Arnell 1997, Trigo i in. 2004, Zanchettin i in. 2008) i północnej Afryki (Turki i in. 2016), ale również Bliskiego Wschodu (Cullen i deMenocal 2000, Cullen i in. 2002). Również dla obszaru Polski stwierdzone są istotne powiązania pomiędzy NAO a reżimem rzek (Pociask-Karteczka i in. 2003, Styszyńska 2001, Styszyńska i Tamulewicz 2004, Wrześniński 2008, 2010a, 2010b; Wrześniński i in. 2015). W Eurazji jedna czwarta (24%) stacji pomiarowych wykazuje znaczące korelacje między rocznymi przepływami (w okresie 1950-1990) a wskaźnikiem NAO (Hurrell 1995).

Zestawienie wskaźnika NAO z danymi hydrologicznymi wykazało, że jest on generalnie dodatnio skorelowany z przepływami rzek północnoeuropejskich, natomiast dla rzek środkowej i południowej Europy zależność ta jest odwrotna. Z tego względu gdy wskaźnik NAO jest wysoki, przepływy rzeczne (szczególnie zimą) są powyżej średniej w Europie Północnej, a poniżej średniej w Europie Środkowej i Południowej (Shorthouse i Arnell 1997, Dettinger i Diaz 2000). Dodatni i znaczący związek ($r > 0,6$; w okresie 1961-1990) stwierdzono zimą w Skandynawii (Shorthouse i Arnell 1997). Podobne wartości stwierdzono w dorzeczu Wielkiej Brytanii (Philips i in. 2003, Lavers i in. 2010). Znaczącą ujemną zależność ($r = -0,75$) przedstawił Rimbu i in. (2002) dla Dunaju w Europie Środkowej (wielolecie 1931-95), a umiarkowane relacje ujemne ($r = -0,4$; w okresie 1951-2000) zanotowano w dorzeczu rzeki Hron na Słowacji (Pekarova i Pekar 2004).

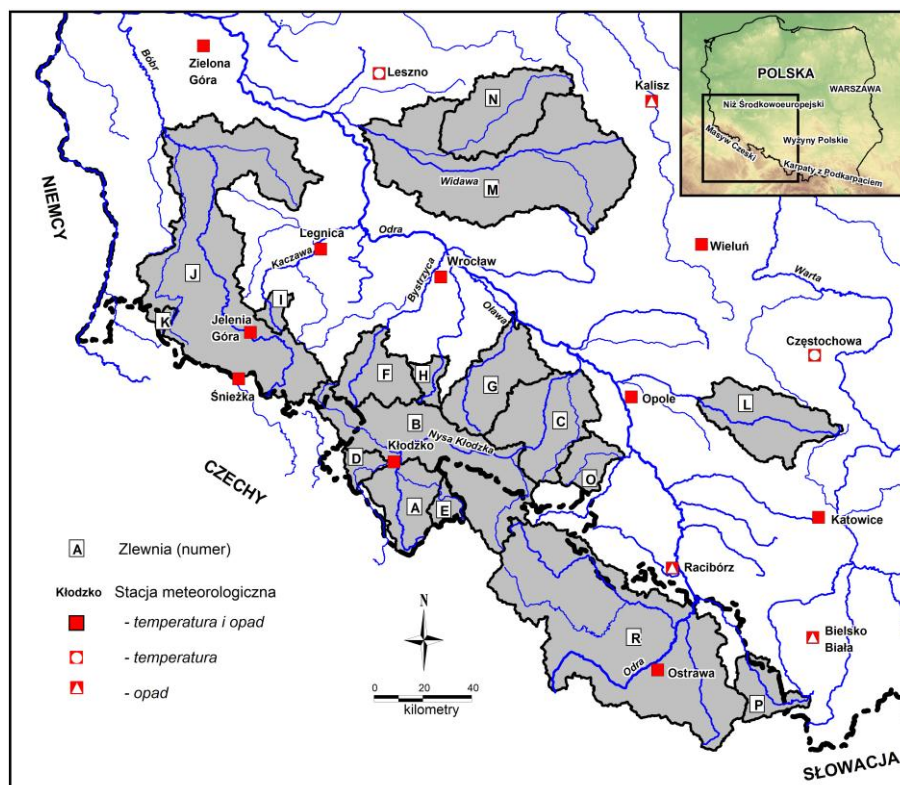
Zmienność przestrzenna w oddziaływaniu Oscylacji Północnoatlantycznej wyraźnie współgra z regionalnymi reżimami hydrologicznymi rzek w Polsce (Wrzeński 2011). Silny wpływ zmian natężenia Oscylacji Północnoatlantycznej w sezonie zimowym na odpływ rzek obserwuje się głównie w północno-wschodniej i północnej części kraju. W tej części Polski, w sezonie zimowym, odpływ podczas pozytywnej fazy NAO jest dwa razy większy niż obserwowany w fazie negatywnej (Wrzeński 2008, 2010a). Znacznie słabsze związki wykryto w przypadku rzek karpaccich i samej Wisły (Wrzeński i in. 2015). Podobne wnioski wynikają z pracy Pociask-Karteczki i in. (2003). Autorzy zwracają w niej uwagę na słaby, ale zauważalny wpływ Oscylacji Północnoatlantycznej na przepływy Skawy i Dunajca.

Wyniki badań wykazują, że NAO ma największy wpływ na przepływ w miesiącach zimowo-wiosennych, tj. w okresie, w którym formują się największe zasoby wodne w Polsce (Wrzeński 2008). Zmiany opadów atmosferycznych oraz temperatury powietrza jako odzwierciedlenie NAO pociągają za sobą w konsekwencji zmiany w zasilaniu i wielkości zasobów wód podziemnych. Wody podziemne stanowią w Polsce główne źródło zaopatrzenia w wody komunalne. Z tego względu istotna jest analiza zmian zasobów wód podziemnych w nawiązaniu do globalnych anomalii klimatycznych.

Wielkość zasobów wód podziemnych może być charakteryzowana przez wielkość odpływu podziemnego będącego składową przepływu rzeczno (odpływu całkowitego). Celem pracy jest analiza wpływu NAO na kształtowanie się zasobów wodnych, ze szczególnym uwzględnieniem wód podziemnych w Polsce Południowo-Zachodniej. Dokonano oceny wpływu zmian klimatycznych na zasoby wodne w SW Polsce w latach 1966-2015, na podstawie zmian przepływów podziemnego i całkowitego.

2. Obszar badań

Teren badań obejmuje obszar SW Polski (Dolny Śląsk i Śląsk Opolski), a także NE część Czech (zlewnia Odry po profil w Chałupkach). Na południu znajdują się pasma górskie (Sudety), z najwyższym szczytem Śnieżka (1603 m n.p.m.). W części środkowej występują pogórza, a na północy rozciągają się niziny (100-150 m n.p.m.). Na obszar badań składa się 17 zlewni rzecznych (ryc. 1) o różnej powierzchni i charakterystyce przyrodniczej (tab.1). Powierzchnie zlewni wahają się od 55,9 do 4666,2 km², a łączna ich powierzchnia wynosi 21 884 km².



Ryc. 1. Obszar badań. Zaznaczono lokalizacje stacji meteorologicznych, z których dane wykorzystano w pracy oraz obszary badanych zlewni

Tab. 1. Zlewnie obszaru badań i ich charakterystyka (A – powierzchnia zlewni)

	Rzeka	Posterunek	A [km ²]	Typ zlewni	Podłoże skalne
A	Nysa Kłodzka	Kłodzko	1084,0	Górska, przedgórska	Krystaliczne, osadowe zwięzłe
B		Nysa	3276,3	Górska, przedgórska	Krystaliczne, osadowe zwięzłe i luźne
C		Skorogoszcz	4514,5	Górska, przedgórska, nizinna	Krystaliczne, osadowe zwięzłe i luźne
D	Bystrzyca Dusznicka	Szalejów Dln.	174,8	Górska	Krystaliczne, osadowe zwięzłe
E	Biała Łądecka	Łądek Zdrój	164,0	Górska	Krystaliczne
F	Bystrzyca	Krasków	683,4	Górska, przedgórska	Krystaliczne, osadowe luźne
G	Oława	Oława	957,0	Przedgórska	Krystaliczne, osadowe luźne
H	Ślęza	Białobrzecze	180,9	Przedgórska	Krystaliczne, osadowe luźne
I	Kaczawa	Świerzawa	133,7	Górska, przedgórska	Krystaliczne, osadowe zwięzłe
J	Bóbr	Żagań	4254,3	Górska, przedgórska, nizinna	Krystaliczne, osadowe zwięzłe i luźne
K	Czarny Potok	Mirsk	55,9	Górska	Krystaliczne
L	Mała Panew	Staniszczce Wlk.	1107,4	Nizinna	Osadowe luźne i zwięzłe
M	Barycz	Osetno	4579,3	Nizinna, liczne stawy i bagniska	Osadowe luźne
N	Orla	Korzeńsko	1127,2	Nizinna	Osadowe luźne
O	Biała	Dobra	353,4	Przedgórska	Osadowe zwięzłe i luźne
P	Olza	Cieszyn	454,0	Górska, przedgórska	Osadowe zwięzłe
R	Odra	Chałupki	4666,2	Górska, przedgórska	Krystaliczne, osadowe zwięzłe

Klimat regionu jest zróżnicowany, nizinna, północna część regionu należy do najcieplejszych obszarów w Polsce (Paszyński i Niedźwiedz 1999). Lato jest tu długie i ciepłe, zima krótka i łagodna. Roczna suma opadów waha się od 500 do 1100 mm (wielolecie 1966-2005). Największe opady przypadają na miesiące letnie. W południowej części obszaru badań (tereny górskie) opad jest największy, zmniejszając się ku północy (obszary nizinne).

Najwyższe wartości średniej rocznej temperatury powietrza, wyznaczonej z okresu 1966-2015, występują na obszarach nizinnych (Legnica 8,9°C, Wrocław 8,8°C). Ze wzrostem wysokości nad poziomem morza, średnia roczna temperatura powietrza obniża się na Dolnym Śląsku przeciętnie o 0,55°C/100 m. Na najwyższym szczycie Sudetów, tj. Śnieżce, wynosi 0,8°C.

Z geologicznego punktu widzenia na obszarze badań występuje kilka jednostek tektonicznych ukształtowanych w wyniku kenozoicznych ruchów blokowych. Są to od południa: blok Sudetów (część górską), blok przedsudecki (część przedgórską) oraz monoklina przedsudecka (część nizinna). Jednostki te są rozdzielane przez strefy uskokowe i obniżają się one ku NE. Na obszarze Sudetów dominują skały krystaliczne magmowe i metamorficzne, a w obniżeniach śródgórskich występują zwięzłe skały osadowe. W części przedgórskiej paleozoiczne podłoże krystaliczne przykryte jest przez osadowe skały kenozoiczne. Najbardziej północna część opisywanego obszaru (monoklina przedsudecka) zbudowana jest ze skał permsko-mezozoicznych, leżących niezgodnie na sfałdowanym podłożu paleozoicznym.

W zlewniach obszarów górskich, gdzie dominują tereny zalesione (do 77%), odpływ podziemny i całkowity determinowane są jedynie przez czynniki naturalne. Na obszarach przedgórskich poziom wpływu antropogenicznego jest wyższy – tereny leśne zajmują około 30%, użytki rolne do 60%, a tereny zurbanizowane stanowią do 10% powierzchni (Chudzik i in. 2008).

3. Dane

Wielkości przepływu w rzekach oraz charakterystyki meteorologiczne pochodzą z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Dane z lat kalendarzowych 1966-2015 obejmowały: codzienne wartości

przepływów z 17 posterunków, średnie dobowe wartości temperatury z 11 stacji oraz sumy miesięczne opadów atmosferycznych z 12 stacji. Dane te podlegały matematycznym i statystycznym przekształceniom w celu uzyskania:

- miesięcznych i rocznych sum opadów z wielolecia 1966-2015,
- wartości miesięcznych i średnich rocznych temperatury powietrza z wielolecia 1966-2015,
- średnich dobowych wielkości przepływów podziemnego i całkowitego,
- średnich wartości miesięcznych i rocznych przepływu podziemnego z wielolecia 1966-2015.

Do przetwarzania danych użyto oprogramowania Excel, Grapher oraz Statistica.

Oscylacja Północnoatlantycka jest tradycyjnie definiowana jako makroskalowy typ cyrkulacji atmosfery wynikający z różnicy ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza między dwoma quasi-stacjonarnymi układami barycznymi – Wyżem Azorskim i Niżem Islandzkim. Do ilościowego opisu zjawiska stosowane są różnie definiowane „indeksy NAO”. W pracy wykorzystano wskaźnik NAO opracowany przez Hurrella w oparciu o wskazania ciśnienia w Lizbonie (Portugalia) i Stykkishólmur (Islandia). W pracy wykorzystano wskaźniki NAO Hurrella w postaciach uśrednionej wartości rocznej, z okresu grudzień-marzec (zimowy indeks NAO) i z okresu lipiec-wrzesień (letni wskaźnik NAO). Wartości wskaźnika zostały pozyskane ze strony climatedataguide.ucar.edu.

4. Metodyka

W opracowaniu elementów bilansu wodnego ważne jest sprawdzenie jednorodności serii obserwacyjnych składników bilansu. Badania takie wykonuje się drogą analizy krzywych sumowych, np. przepływu rzecznoego. Jeżeli rozpatrywane ciągi są jednorodne, to wówczas krzywe sumowe można wyrównać liniami prostymi. Jeżeli krzywa sumowa musi być wyrównana przez dwa lub więcej odcinków prostych świadczy to o niezachowaniu jednorodności i dla każdego odcinka bilans powinien być wyznaczony oddzielnie. Wykonano krzywe sumowe wartości przepływu rzecznoego dla wszystkich 17 rzek i wyniki potwierdzają jednorodność danych użytych do charakterystyki.

Do wyznaczenia odpływu podziemnego zastosowano metodę genetycznego podziału hydrogramu. W metodzie tej wykonuje się analizę krzywej opadania ilustrującej przebieg recesji fali wezbraniowej. Odpływ podziemny obliczono za pomocą metody 1 (fixed-interval metod) programu HYSEP (Sloto i Crouse 1996). W metodzie tej w celu określenia odpływu podziemnego wyznacza się najniższą wartość przepływu na hydrogramie dla stałego przedziału czasowego (najczęściej kilkudniowy) dla wszystkich dni, począwszy od pierwszego dnia okresu rejestru.

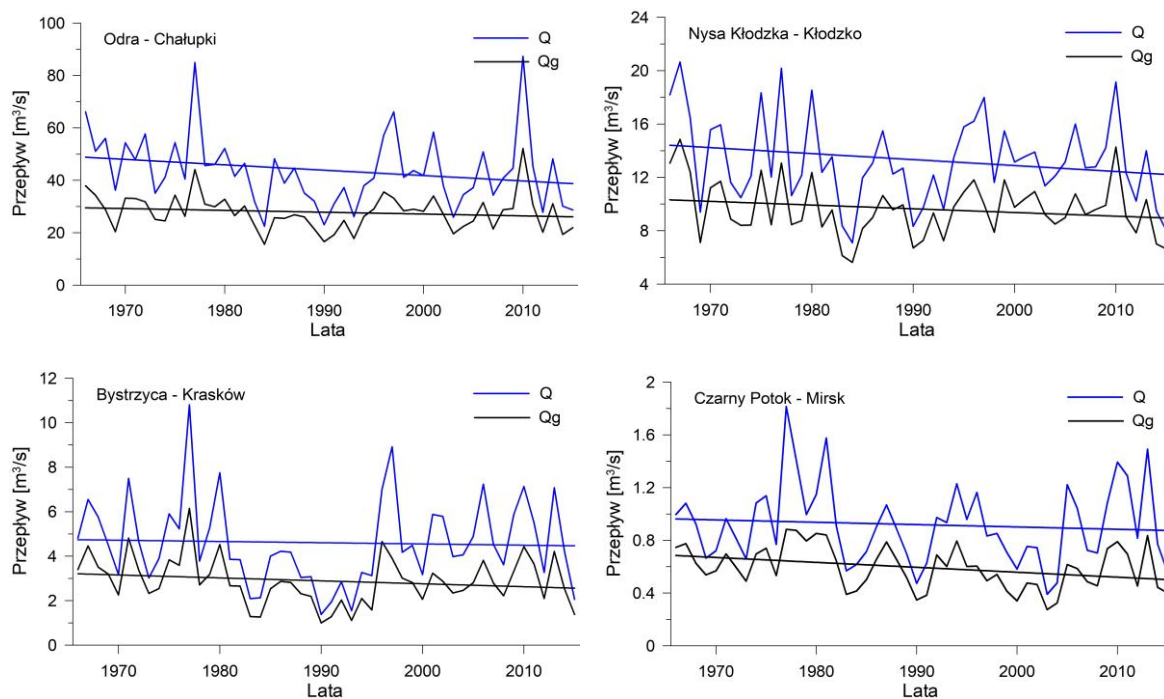
Analiza zależności liniowej między zmiennymi hydrologicznymi a danymi meteorologicznymi i indeksem NAO została przeprowadzona za pomocą analizy korelacji. Analizę przeprowadzono dla wartości średnich rocznych, a także wykorzystując sezonowe wartości przepływów (półrocze letnie i zimowe) oraz sezonowych wartości indeksu NAO (grudzień-marzec). Istotność wyznaczonych współczynników korelacji Pearsona weryfikowano na poziomie istotności $\alpha = 0,1$, co oznacza, że przy przyjętej długości szeregu (1966-2015; 50 lat) współczynniki korelacji (r) są statystycznie istotne dla wartości powyżej 0,20 i poniżej -0,20.

5. Charakterystyka przepływu całkowitego i podziemnego

Analizowane zlewnie charakteryzują się przepływem średnim od 0,53 (Ślęza) do 43,77 m³/s (Odra). Największe przepływy wykazują rzeki Biała Łądecka (676 mm) oraz Czarny Potok (508 mm), natomiast najmniejsze: Ślęza (92 mm) i Bystrzyca (207 mm). Analizując hydrogramy w wieloleciu 1966-2015 zauważa się trend spadkowy przepływów (ryc. 2). Na podstawie analizy korelacji zaobserwowano trendy spadku przepływów całkowitych (Q) dla 8 z 17 analizowanych przekrojów hydrologicznych i dla 9 przekrojów w przypadku przepływu podziemnego (Q_g). Trendy te wykazują wszystkie rzeki z obszaru Ziemi Kłodzkiej, a także Ślęza, Mała Panew i Bóbr.

Analizując sezonowe wielkości przepływu w wieloleciu 1966-2015, statystycznie istotne zmniejszenie odpływu całkowitego w okresie zimowym obserwowane jest tylko w 4 analizowanych profilach, a odpływu podziemnego zaledwie w 3 przekrojach. Dla większości profili pomiarowych widoczne jest zmniejszanie się

przepływow w czasie dla okresu letniego (ryc. 3). W przypadku przepływu całkowitego trend ten zaobserwowano w 8 punktach, a przepływu podziemnego – w 10 punktach. Natomiast w przypadku Oławy, Kaczawy, Orli i Baryczy praktycznie nie obserwuje się w okresie letnim zmian odpływu całkowitego i podziemnego w czasie.



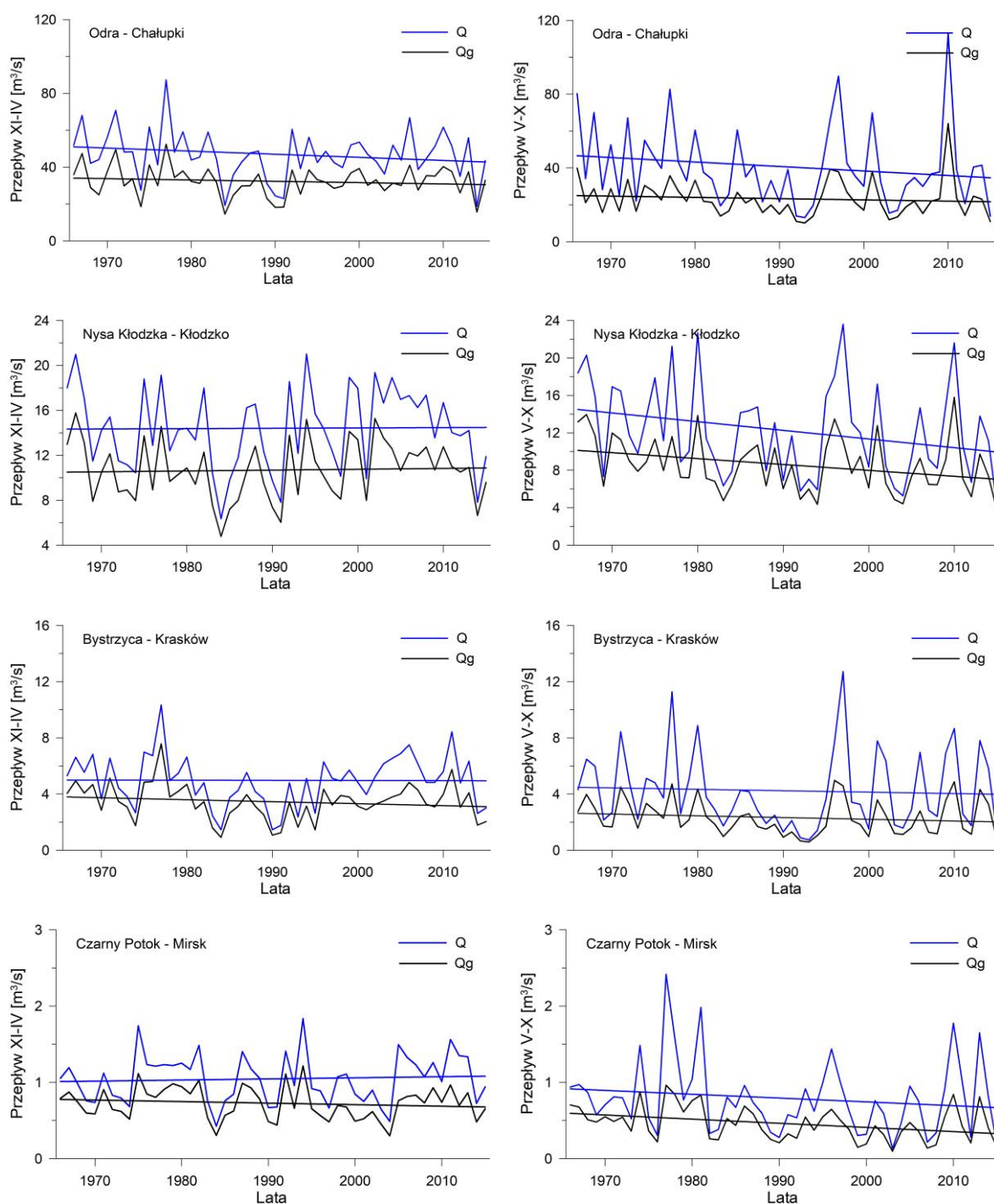
Ryc. 2. Zmienność średnich rocznych wartości przepływu całkowitego i podziemnego w przekrojach: Chałupki (Odra), Kłodzko (Nysa Kłodzka), Krasków (Bystrzyca) i Mirsk (Czarny Potok)

Przeprowadzone obliczenia wskazują na brak zmian przepływu całkowitego w czasie w 10 analizowanych zlewniach, na przyjętym poziomie istotności 0,1. W pozostałych 7 zlewniach widoczna jest trend zmniejszania się przepływu, przy współczynnikach korelacji wahających się od $r = -0,28$ (Oława) do $r = -0,48$ (Mała Panew). Podobna sytuacja widoczna jest dla zmian w czasie dla siedmiodniowego rocznego minimalnego przepływu. W 11 badanych zlewniach brak jest zależności, a w pozostałych 6 zlewniach współczynnik korelacji waha się od $r = -0,28$ (Biała) do $r = -0,59$ (Bóbr). Natomiast inaczej przedstawia się sytuacja w przypadku przepływu podziemnego. Tylko w 6 zlewniach statystycznie nie zaobserwowano zmniejszania się przepływu podziemnego w czasie. Dla pozostałych 11 zlewni obliczenia wykazały zmniejszenie się przepływu podziemnego w okresie 1966-2015, przy współczynnikach korelacji wahających się od $r = -0,29$ (Biała Łądecka) do $r = -0,51$ (Mała Panew).

6. Tendencje zmian wieloletnich i wpływ NAO

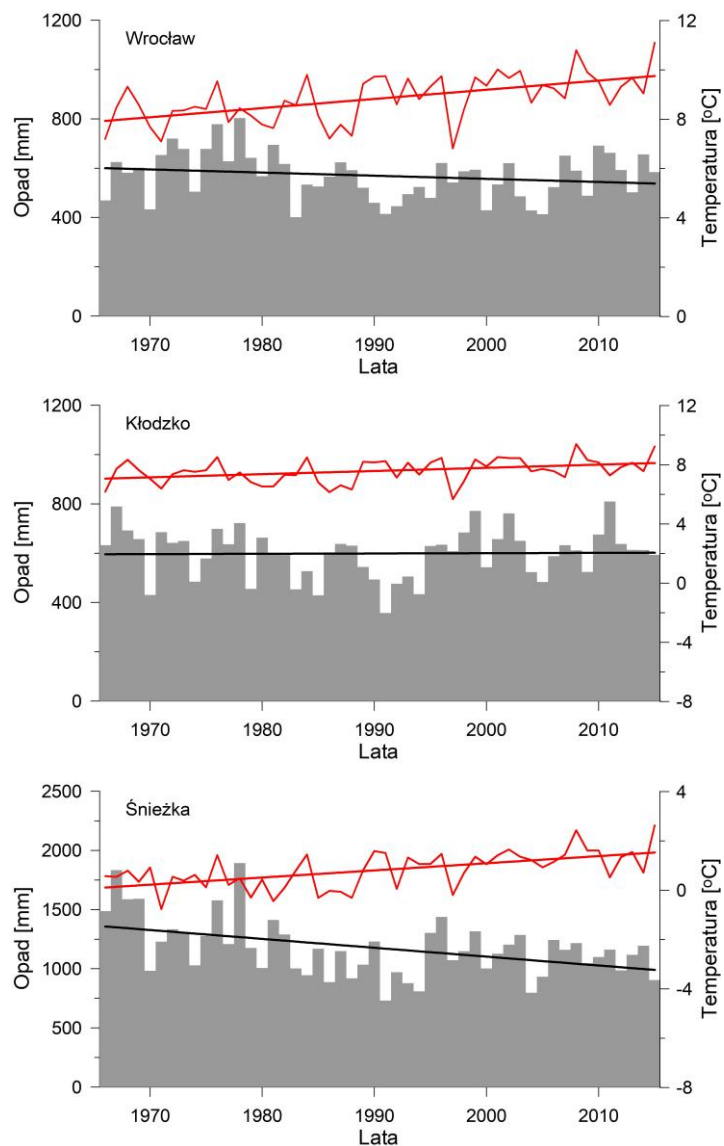
Bardzo ważnymi elementami klimatu wpływającymi bezpośrednio i pośrednio na wielkość zasobów wód podziemnych są opady atmosferyczne oraz temperatura powietrza. Dane z wielolecia 1966-2015 wskazują na tendencję zmniejszania się opadów atmosferycznych na większości stacji pomiarowych wziętych pod uwagę. W przypadku temperatury powietrza widoczna jest ogólna tendencja wzrostu średnich rocznych wartości we wszystkich 11 analizowanych posterunkach pomiarowych.

Na rycinie 4 przedstawiono przebieg i trendy zmian średnich rocznych wartości opadów atmosferycznych i temperatury powietrza na wybranych stacjach, reprezentujące tereny górskie (Śnieżka), przedgórskie (Kłodzko) oraz nizinne (Wrocław).



Ryc. 3. Zmienność sezonowych (półrocze zimowe (XI-IV) i letnie (V-X)) wartości przepływu całkowitego i podziemnego w przekrojach: Chałupki (Odra), Kłodzko (Nysa Kłodzka), Krasków (Bystrzyca) i Mirsk (Czarny Potok)

Na obszarze badań w przypadku większości zlewni istnieje zależność między odpływami całkowitym i podziemnym a warunkami meteorologicznymi charakteryzowanymi za pomocą opadu atmosferycznego i temperatury powietrza (tab. 2). W wybranych 4 zlewniach reprezentujących ogólne trendy w przepływie rzeczonym, wartości współczynnika korelacji Pearsona (r) osiągają wartości od $-0,43$ do $+0,49$ z przeważającą liczbą wartości r w zakresie istotnym statystycznie (tab. 2). W związku z tym, iż lokalne warunki meteorologiczne kształtowane są przez zjawiska wielkoskalowe, to w dalszej części wielkości odpływów powiązane zostały w wartościami indeksów NAO.



Ryc. 4. Zmienność średnich rocznych wartości temperatury powietrza i rocznych wartości opadów atmosferycznych na wybranych stacjach (Wrocław, Kłodzko, Śnieżka)

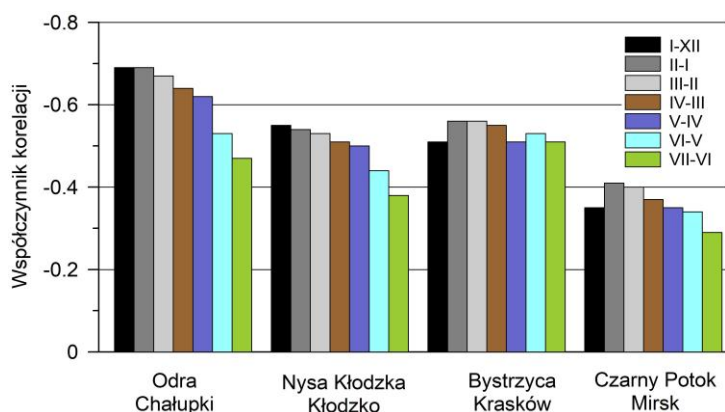
Tab. 2. Współczynniki korelacji między rocznymi i sezonowymi wartościami przepływu całkowitego (Q) i podziemnego (Qg) a temperaturą powietrza i opadami atmosferycznymi w wybranych zlewniach. Korelacje istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,1$ pogrubiono

Rzeka Profil		Odra Chałupki	Nysa Kłodzka Kłodzko	Bystrzyca Krasków	Czarny Potok Mirsk
Okres	Przepływ	Temperatura powietrza			
Rok	Q	-0,30	-0,28	-0,28	-0,29
	Qg	-0,23	-0,12	-0,34	-0,43
Zima	Q	-0,24	-0,06	-0,19	-0,02
	Qg	-0,18	-0,01	-0,25	-0,10
Lato	Q	-0,17	-0,29	-0,18	-0,34
	Qg	-0,17	-0,29	-0,18	-0,34
		Opady atmosferyczne			
Rok	Q	0,08	0,35	0,32	0,13
	Qg	0,16	0,42	0,34	0,07
Zima	Q	-0,12	0,01	-0,14	-0,14
	Qg	-0,05	0,03	-0,10	-0,15
Lato	Q	-0,01	0,29	0,39	0,01
	Qg	-0,02	0,31	0,49	0,02

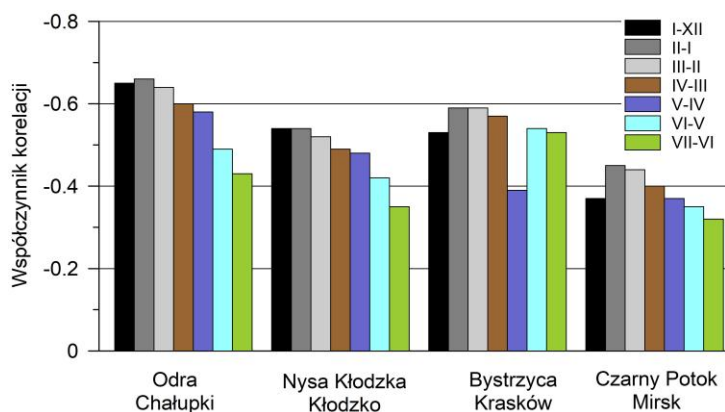
W kolejnym etapie prac porównano zmiany przepływów całkowitego i podziemnego z różnymi wskaźnikami NAO (tab. 3), umożliwiającymi charakterystykę zmian klimatycznych (ryc. 5 i 6). We wszystkich zlewniach obszaru badań w przypadku rocznych przepływów (całkowitego i podziemnego) porównywanych do rocznego i zimowego wskaźnika NAO obserwujemy wysokie korelacje (powyżej progu wartości istotnych statystycznie) osiągające wartości $r = -0,69$. W przypadku zależności wielkości przepływów całkowitego i podziemnego w okresie zimowym od zimowego wskaźnika NAO otrzymano wartości $r > 0,2$ dla 13 z 17 zlewni. Korelacje między indeksami NAO a przepływami całkowitym i podziemnym dla wybranych zlewni przedstawiono w tabeli 3.

Tab. 3. Korelacje między wskaźnikami NAO a przepływem całkowitym (Q) i podziemnym (Qg) wybranych zlewni. Korelacje istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,1$ pogrubiono

Rzeka Profil	Odra Chałupki	Nysa Kłodzka Kłodzko	Bystrzyca Krasków	Czarny Potok Mirsk
Roczny wskaźnik NAO				
Q I-XII	-0,69	-0,55	-0,51	-0,35
Qg I-XII	-0,65	-0,54	-0,53	-0,37
Zimowy wskaźnik NAO				
Q I-XII	-0,65	-0,42	-0,60	-0,34
Qg I-XII	-0,61	-0,42	-0,65	-0,37
Zimowy wskaźnik NAO				
Q I-VI	-0,57	-0,29	-0,62	-0,17
Qg I-VI	-0,47	-0,27	-0,65	-0,20



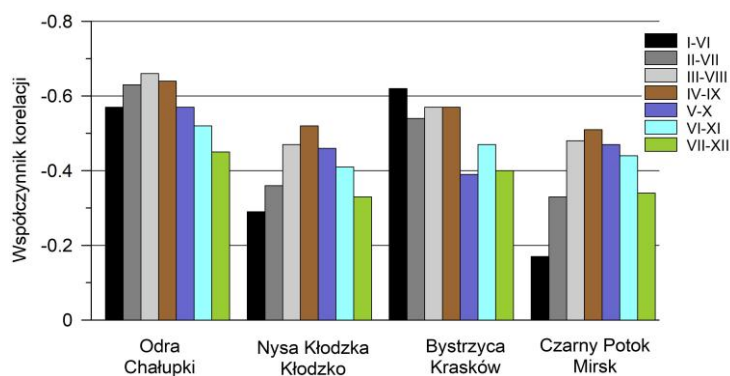
Ryc. 5. Korelacja rocznych wartości indeksu NAO i rocznych wartości przepływu całkowitego



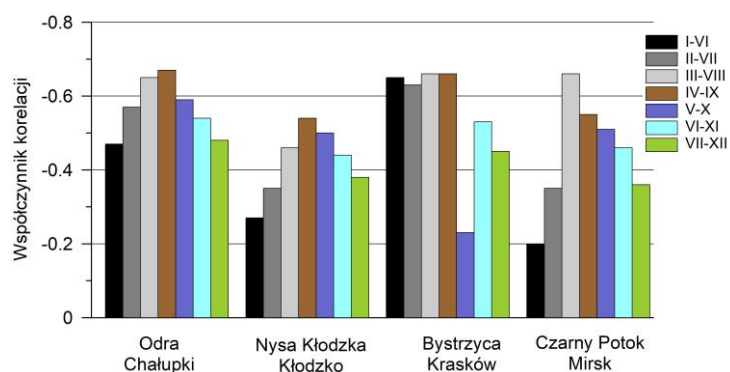
Ryc. 6. Korelacja rocznych wartości indeksu NAO i rocznych wartości przepływu podziemnego

Na rycinach 5 i 6 przedstawiono wartości współczynników korelacji rocznego indeksu NAO z rocznymi przepływami całkowitymi i podziemnymi liczonymi rok do roku (I-XII) oraz z przepływami rocznymi opóźnionymi względem indeksu NAO o kolejne miesiące (liczonymi od lutego do stycznia następnego roku, od marca do lutego następnego roku i tak dalej). Z analizy tych rycin wynika, iż najwyższe wartości współczynnika korelacji otrzymujemy porównując roczne wartości indeksu NAO z rocznymi wartościami przepływu całkowitego dla dużych zlewni (Chałupki, Kłodzko) wyznaczonego dla okresów od stycznia do grudnia danego roku (I-XII), a w małych zlewniach (Krasków, Mirsk) dla okresów od lutego do stycznia (II-I) oraz od marca do lutego (III-II). W przypadku przepływu podziemnego najsilniejsze związki z rocznym indeksem NAO wykazują przepływy liczone z pewnym opóźnieniem, czyli od lutego do stycznia następnego roku (II-I) oraz od marca do lutego następnego roku (III-II).

Inaczej sytuacja kształtuje się porównując zimowy indeks NAO z półrocznymi wartościami przepływów całkowitych i podziemnych (ryc. 7 i 8). Najwyższe wartości r , istotne statystycznie, otrzymuje się porównując zimowy wskaźnik NAO w stosunku do przepływów całkowitych i podziemnych z półroczy marzec – sierpień (III-VIII) oraz kwiecień – wrzesień (IV-IX). Taka sytuacja sugeruje istotny wpływ zimowego indeksu NAO na kształtowanie się odpływów w miesiącach cieplejszych.



Ryc. 7. Korelacja zimowego indeksu NAO i średnich półrocznych wartości przepływu całkowitego



Ryc. 8. Korelacja zimowego indeksu NAO i średnich półrocznych wartości przepływu podziemnego

7. Wnioski

Na podstawie przeprowadzonej analizy statystycznej danych meteorologicznych i hydrologicznych z lat 1966-2015 dla obszaru południowo-zachodniej Polski można stwierdzić:

- uzależnienie odpływu z obszaru Sudetów i ich przedpola od cyrkulacyjnych czynników klimatu (NAO),

- indeks NAO w większym stopniu opisuje zmienność przepływów całkowitych i podziemnych rzek SW Polski w stosunku do zmienności temperatury i opadów atmosferycznych,
- związek średnich rocznych przepływów całkowitych i podziemnych z indeksem NAO pozostaje na podobnym poziomie istotności przy porównaniu z rocznym i zimowym indeksem NAO,
- roczny indeks NAO najlepiej opisuje zmienność średnich rocznych (12-miesięcznych) przepływów całkowitych i podziemnych liczonych od lutego do stycznia i od marca do lutego,
- zimowy indeks NAO najlepiej opisuje zmienność średnich rocznych (12-miesięcznych) przepływów całkowitych i podziemnych liczonych od marca do lutego i od kwietnia do marca,
- zimowy indeks NAO najlepiej opisuje zmienność średnich półrocznych (6-miesięcznych) przepływów całkowitych i podziemnych liczonych od kwietnia do września,
- w wyżej wymienionych przypadkach wartości współczynniki korelacji Pearsona są na wysokim poziomie i osiągają wartość – 0,65.

Literatura

- Arnell N.W., 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation. [w:] FRIEND '97 – Regional Hydrology (ed. by A. Gustard & S. Blazkova), IAHS Publ. 264. IAHS Press, Wallingford, UK; 77-85.
- Chudzik B., Tokarczyk T., Bogusz A., Dąbrowski M., Garncarz B., Hołda I., 2008. Odływ podziemny w zlewniach o różnym zagospodarowaniu. [w:] Mońka B. (red.), Zarządzanie Zasobami wodnymi w dorzeczu Odry. Wyd. PZITS 882, Wrocław; 199-213.
- Cullen H.M., deMenocal P.B., 2000. North Atlantic influence on Tigris–Euphrates streamflow. *International Journal of Climatology*, 20; 853-863.
- Cullen H.M., Kaplan A., Arkin P.A., deMenocal P.B., 2002. Impact of the North Atlantic Oscillation on the middle eastern climate and streamflow. *Climatic Change*, 55 (3); 315-338.
- Dettinger M.D., Diaz H.F., 2000. Global characteristics of streamflow seasonality and variability. *Journal of Hydrometeorology*, 1 (4); 289-310.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269; 676-679.
- Hurrell J.W., van Loon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36 (3/4); 301-326.
- Lavers D., Prudhome C., Hannah D.M., 2010. Large-scale climatic influences on precipitation and discharge for a British river basin. *Hydrological Processes*, 24(18); 2555-2563.
- Lorenzo-Lacruz J., Vicente-Serrano S.M., López-Moreno J.I., González-Hidalgo J.C., Morán-Tejeda E., 2011. The response of Iberian rivers to the North Atlantic Oscillation. *Hydrology and Earth System Science*, 15 (8); 2581-2597.
- Marsz A., 2005. O oceanicznych uwarunkowaniach cyrkulacyjnego i termicznego charakteru zimy w Polsce i środkowej Europie. Wyd. Akademii Morskiej, Gdynia; 1-63.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001. Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską. Wyd. Wyższa Szkoła Morska, Gdynia; 1-101.
- Massei N., Laignel B., Deloffre J., Mesquita J., Motelay A., Lafite R. i Durand, A., 2010. Long term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *International Journal of Climatology*, 30(14); 2146-215.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1999. Klimat (rozdział 3.3) [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, wydanie 2, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa; 288-343.
- Pekarova P., Miklanek P., Pekar J., 2006. Long-term trends and runoff fluctuations of European rivers. [w:] *Climate Variability and Change – Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006)*, IAHS Publication, 308; 520-525.
- Pekarova P., Pekar J., 2004. Teleconnections of AO, NAO, SO and QBO with interannual streamflow fluctuation in the Hron Basin. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 52 (4); 279-290.

- Phillips I.D., Mc Gregor G.R., Wilson C.J., Bower D., Hannah D.M., 2003. Regional climate and atmospheric circulation controls on the discharge of two British rivers, 1974-97. *Theoretical and Applied Climatology*, 76 (3-4); 141-164.
- Pociask-Karteczka J., Limanówka D., Nieckarz Z., 2003. Wpływ oscylacji północnoatlantyckiej na przepływy rzek karpackich (1951-2000). *Folia Geographica, series Geographica-Physica*, 33-34; 89-104.
- Rimbu N., Boroneant C., Buta C., Dima, M., 2002. Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relations with the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 22 (10); 1169-1179.
- Shorthouse C.A., Arnell N.W., 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation. [w:] *FRIEND '97. International Association of Hydrological Sciences Publ.*, 246: 77-85.
- Sloto R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4040*; 1-46.
- Styszyńska A., 2001. Oscylacja Północnego Atlantyku a opady na obszarze Polski. *Prace i Studia Geograficzne*, 29; 232-241.
- Styszyńska A., Tamulewicz J., 2004. Warta river discharges in Poznań and atmospheric circulation in the North Atlantic region. *Quaestiones Geographicae*, 23; 63-81.
- Trigo R.M., Pozo-Vazques D., Osborn T.J., Castro-Diez Y., Gámiz-Fortis G., Esteban-Parra M.J., 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow, and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24, (8); 925-944.
- Turki I., Laignel B., Massei N., Nouaceur Z., Benhamiche N., Madani K., 2016 Hydrological variability of the Soummam watershed (Northeastern Algeria) and the possible links to climate fluctuations. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(6): 1-12.
- Wrzeński D., 2008. Impact of the North Atlantic Oscillation on river runoff in Poland. *IWRA 13th World Water Congress Montpellier, France*; 1-4.
- Wrzeński D., 2010a. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmiany odpływu rzek w Polsce w latach 1951–2000. [w:] Wrzeński D. (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań; 153-167.
- Wrzeński D., 2010b. Odpływ rzek w Polsce w różnych fazach Oscylacji Północnoatlantyckiej. *Badania Fizjograficzne, seria A, T. 61*; 129-144.
- Wrzeński D., 2011. Regional differences in the influence of the North Atlantic Oscillation on seasonal river runoff in Poland. *Quaestiones Geographicae*, 30 (3): 127–136.
- Wrzeński D., Ogór T., Plewa K., 2015. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek w dorzeczu górnej Wisły. *Badania Fizjograficzne, seria A, T. 66*; 195-203.
- Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M., 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present and future. *PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences)*, 98 (23); 12876-12877.
- Zanchettin D., Rubino A., Traverso P., Tomasino M., 2008. Impact of variations in solar activity on hydrological decadal patterns in northern Italy. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113, D12102, doi:10.1029/2007JD009157.

Reakcja miesięcznej i sezonowej temperatury powietrza na północnym skłonie Karkonoszy i ich przedpolu na zmiany wskaźnika NAO

Anna Styszyńska¹, Krzysztof Migala², Grzegorz Urban³

¹ – Katedra Urbanistyki i Planowania Przestrzennego, Politechnika Gdańska
anna.styszynska@pg.edu.pl

² – Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, IGiRR, Uniwersytet Wrocławski
krzysztof.migala@uwr.edu.pl

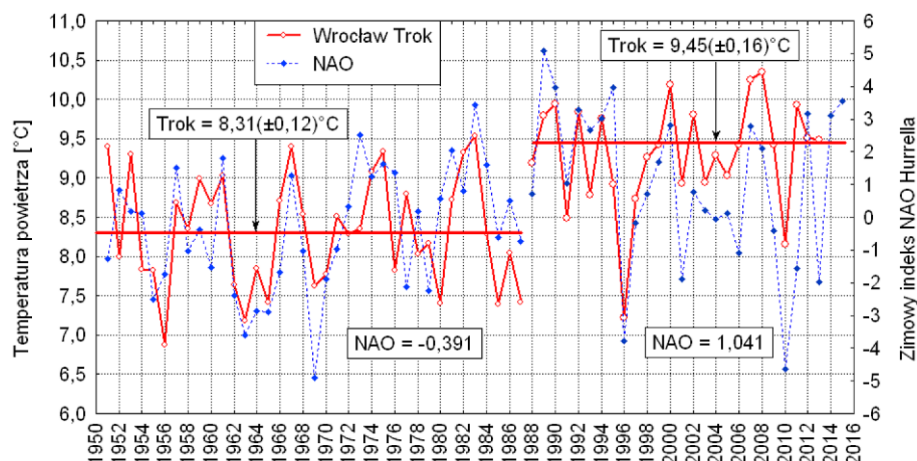
³ – Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy
grzegorz.urban@imgw.pl

1. Wstęp

Wpływ zmienności napływów Powietrza Polarnego morskiego z zachodu na temperaturę powietrza w Polsce był w ostatnich latach wielokrotnie badany i opisywany. Napływy morskiego powietrza z zachodu sterowane są przez występowanie dodatniej fazy Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO), która szczególnie silne skutki dla zmian temperatury powietrza daje zimą (Marsz 1999, Marsz i Żmudzka 1999, Wibig 1999, 2000; Marsz i Styszyńska 2001, Wibig 2001, Przybylak i in. 2003, Degirmendzić i in. 2004, Tomczyk 2015). W wielu tych pracach obszary położone powyżej 400 lub 500 m n.p.m. są oznaczone jako obszary górskie i wyłączone z analiz. To wyłączenie wynika ze słabej zależności obszarów górskich, w tym zwłaszcza Karpat, od cyrkulacji strefowej. Migala (2005), Ustrnul i Czekierda (2007) czy Ojrzyńska (2015) tłumaczą ją swoistą odrębnością klimatyczną gór, przejawiającą się osłabieniem pionowego gradientu termicznego, występowaniem inwersji termicznych oraz specyficzną lokalną cyrkulacją atmosferyczną. Taki stan rzeczy powoduje pewien niedostatek wiedzy na temat wpływu zmienności NAO na kształtowanie się temperatury powietrza na obszarach gór i ich przedgórzy w Polsce. Badania na ten temat prowadzone były do tej pory rzadko. Ustrnul i Czekierda (2006, 2007) analizując, w wieloletniu 1951-2005, wpływ NAO na temperaturę powietrza w Polsce zwrócili uwagę na duże znaczenie dla siły tego związku ukształtowania pionowego i wysokości nad poziom morza. Ich zdaniem im wyżej, tym współczynnik korelacji wyraźnie maleje, a szczególnie duże różnice zaznaczają się między dolinami a szczytami. Autorzy ci stwierdzają, że w styczniu korelacje te na Kasprowym Wierchu są 1,5 razy słabsze niż w Zakopanem i prawie dwukrotnie (1,9) słabsze niż w Krakowie. Ponadto związki temperatury powietrza z NAO ograniczają się do miesięcy zimowych (grudzień-marzec) i najistotniejsze są w styczniu (Ustrnul i Czekierda 2007). Z kolei w górach niskich, na szczytach Łysogór (Święty Krzyż – 575 m n.p.m., Góry Świętokrzyskie), w podobnym okresie badań (1955-2005), Olszewski i in. (2007) wykazali istotne związki między miesięczną temperaturą powietrza a miesięcznymi, stacyjnymi indeksami NAO Hurrella nie tylko w okresie zimowym (grudzień-marzec), ale również w miesiącach przełomu lata i jesieni (sierpień-październik). W Sudetach badania związków zmian temperatury powietrza z NAO ograniczyły się do analiz w ujęciu rocznym na najwyższym szczycie tego masywu górskiego. Migala, Urban i Tomczyński (2016) badając 130-letnią (1881-2010) serię rocznej temperatury powietrza na Śnieżce (Karkonosze) stwierdzili występowanie w tym czasie bardzo podobnych cykliczności (2-3 i 7-8-letnich) temperatury powietrza i wskaźnika NAO. Nie jest natomiast do tej pory jasne jak związki temperatury powietrza i NAO kształtują się w poszczególnych sezonach i miesiącach nie tylko na szczytach Karkonoszy,

ale również u ich podnóży i na przedpoju. Ogólnym celem tej pracy jest uzupełnienie w pewnym stopniu niedostatków wiedzy w tym zakresie.

Do badań przyjęto wielolecie 1951-2015. W tym czasie, w przebiegu temperatury powietrza w Polsce, również w Sudetach i na Dolnym Śląsku, występuje dodatni, statystycznie istotny trend średniej temperatury rocznej. Na Dolnym Śląsku i szeroko rozumianym przedpoju Sudetów, we Wrocławiu, wartość tego trendu wynosi $+0,029^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($p < 0,000$). Należy zwrócić uwagę, że przebieg średniej temperatury rocznej w tym okresie nie jest jednorodny (ryc. 1), ale składa się z dwu wyraźnie różnych odcinków. W okresie między 1951 a 1987 rokiem trend temperatury rocznej jest statystycznie nieistotny, a jego wartość bliska zeru ($-0,002^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p = 0,87$). W latach 1987-1988 nastąpił skokowy wzrost rocznej temperatury powietrza o ponad $1,5^{\circ}\text{C}$, po którym występuje słaby, na granicy istotności trend dodatni ($0,039^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p = 0,05$).



Ryc. 1. Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza we Wrocławiu (Trok) oraz zimowego, stacyjnego indeksu NAO Hurrella w latach 1951-2015. Widoczny „skok” w przebiegu średniej rocznej temperatury powietrza między rokiem 1987 a 1988 (oznaczone przez rozerwanie przebiegu) oraz zmiana charakteru przebiegu indeksu NAO. Linie poziome – wartości średniej rocznej temperatury w obu okresach. W nawiasach – błąd standardowy średniej

Analizy wykazują, że wartość trendu całego badanego 65.letnia 1951-2015 stanowi przede wszystkim skutek opisanego „skoku” temperatury powietrza, a zasadniczą rolę w kształtowaniu tego trendu odgrywają zmiany temperatury w okresach zimowych. W przebiegu wszystkich zimowych indeksów NAO w tym samym okresie (lata 1987-1989) także występuje taki „skok” – wskaźniki NAO gwałtownie rosną i po roku 1987 częstość występowania dodatnich faz NAO jest wyższa, a wartości indeksów są znacząco większe, niż w okresie poprzedzającym. Również średnie wartości zimowego stacyjnego indeksu NAO Hurrella (1995) są istotnie różne, w latach 1951-1987 wartość średnia tego indeksu była równa $-0,391$, a w latach 1988-2015 $+1,041$ (ryc. 1). Pozwala to sądzić, że zmiany intensywności NAO, jakie nastąpiły w tym okresie stanowią przyczynę obserwowanego „skokowego” wzrostu temperatury we Wrocławiu – na przedpoju Sudetów.

Celem pracy jest próba rozpoznania, jak kształtuje się wpływ NAO na temperaturę powietrza w „profilu” od najwyższego szczytu Karkonoszy, przez ich północne zbocza i przedgórze, po szeroko rozumiane przedpoje. Celem szczegółowym jest sprawdzenie, czy reakcja temperatury powietrza na zmiany NAO na stacjach położonych na różnych wysokościach jest podobna, czy też występują tu jakieś różnice, czy reakcja ta zmienia się w czasie i czy jest stabilna. Za granicę okresów, w których badać się będzie stabilność związków przyjmuje się przełom lat 1987-1988, gdyż w tym momencie nastąpiła wspomniana już zmiana reżimu NAO i temperatury powietrza we Wrocławiu.

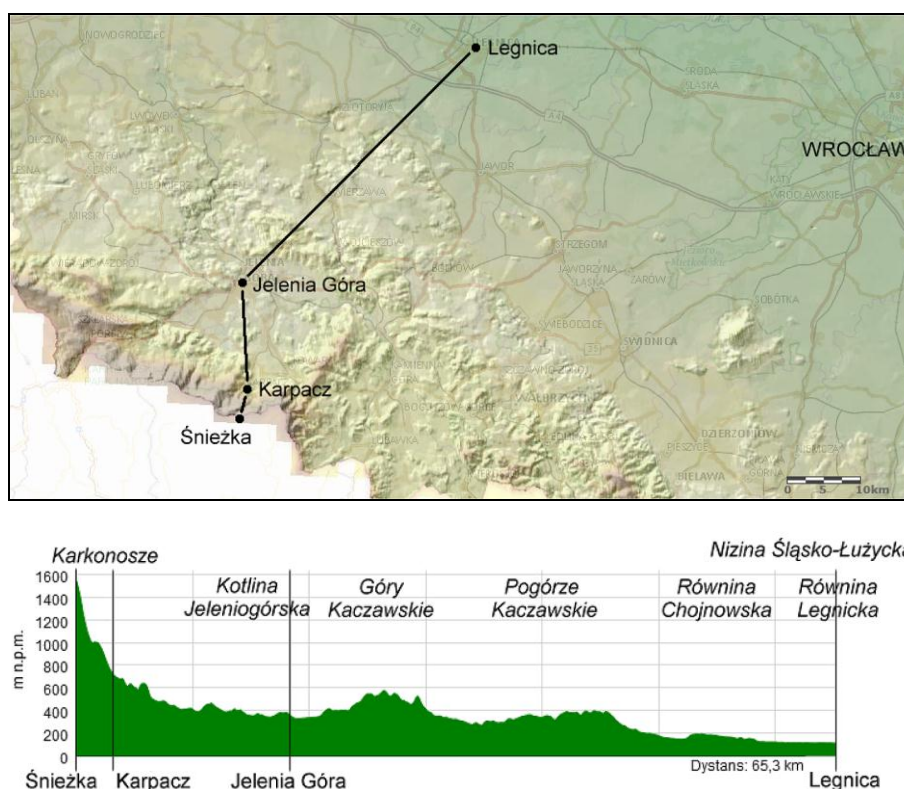
2. Obszar badań, materiały źródłowe i metody badawcze

Do badań przyjęto 4 stacje Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego (IMGW-PIB) tworzące „profil” (ryc. 2) od najwyższego szczytu Sudetów do ich północnych przedgórz i szeroko rozumianego przedpoja. Stacjami tymi są Śnieżka (1603 m n.p.m.; $50^{\circ}44'10''\text{N}$, $15^{\circ}44'23''\text{E}$),

Karpacz (do 1980 r. 720 m n.p.m.; 50°46'00"N, 15°45'00"E, a od 1983 r. – 580 m n.p.m.; 50°46'44"N, 15°46'10"E), Jelenia Góra (342 m n.p.m.; 50°54'01"N, 15°47'20"E) i Legnica (137 m n.p.m.; 51°11'33"N, 16°12'34"E).

Śnieżka położona jest na głównym grzbiecie Karkonoszy rozciągającym się z WNW na ESE na przestrzeni około 40 km. Szerokość pasma waha się od 8 do 20 km. Ze względu na topografię Śnieżki (wyizolowany szczyt wystający około 200 m ponad otaczającą powierzchnię zrównania), napływ powietrza z dowolnych kierunków nad tę stację jest pozbawiony przeszkód, a wymiana powietrza nad gruntem jest bardzo szybka. W takich warunkach wpływy lokalne nie powinny, w jakimś zasadniczym stopniu, wpływać na modyfikacje temperatury powietrza generowane przez adwekcje mas powietrza. Duże wyniesienie stacji (1603 m n.p.m.) może natomiast mieć wpływ na wielkość temperatury powietrza wynikającą z modyfikacji w wysokich górach warunków radiacyjnych.

Karpacz leży około 900 m niżej od Śnieżki, od której w linii prostej dzieli go zaledwie 4,6 km. Stacja jest położona na północnych stokach Karkonoszy, przez co jest osłonięta od południa. Całe jej otoczenie jest silnie nachylone i ma północną ekspozycję. Stacja Karpacz w analizowanym okresie badawczym zlokalizowana była na różnych wysokościach. Do 1980 roku stacja meteorologiczna położona była na wysokości 720 m n.p.m., a po jej przeniesieniu w 1983 roku, leży na wysokości 580 m n.p.m. W pracy wykorzystano oryginalne ciągi danych dostępne w Centralnej Bazie Danych Historycznych IMGW-PIB, bez wprowadzania poprawek na zmianę wysokości stacji.



Ryc. 2. Położenie stacji na tle rzeźby terenu Sudetów Zachodnich i ich przedpola (<http://mapy.geoportal.gov.pl/>) i zmiana wysokości n.p.m. na profilu Śnieżka – Karpacz – Jelenia Góra – Legnica (<http://www.geocontext.org/>)

Jelenia Góra leży w dnie stosunkowo rozległej kotliny śródgórskiej (ryc. 2). Od północy ograniczają ją długie na około 30 km Góry Kaczawskie o średniej wysokości 600 m n.p.m., od zachodu – przebiegający z NW na SE grzbiet Gór Izerskich o wysokościach rzędu 800-900 m n.p.m., a od wschodu – rozciągające się z SW na NE Rudawy Janowickie. Topografia Kotliny Jeleniogórskiej ogranicza swobodny napływ powietrza z południa, w mniejszym stopniu z pozostałych kierunków. Rozległa zakłębłość sprzyja tworzeniu się w niej zastoisk chłodnego powietrza, spływającego z obszarów wyżej położonych i tworzenia głębokich inwersji.

Legnica położona jest już poza górami i przedgórzem, na Nizinie Śląsko-Łużyckiej, na obszarach o niewielkich deniwelacjach, dobrze przewietrzanych, nie ograniczających nad nią przepływu powietrza.

Każda stacja tworząca profil położona jest na około 2,0-2,5-krotnie większej wysokości niż poprzednia: Legnica – 137, Jelenia Góra – 342, Karpacz – 720/580 i Śnieżka – 1603 m n.p.m. Stacje krańcowe analizowanego profilu dzieli w linii prostej 65,5 km. Obszar badań oddalony jest o około 1000 km od Oceanu Atlantyckiego i około 350 km od Morza Bałtyckiego.

Dane dla analizowanych stacji stanowią szeregi średniej miesięcznej temperatury powietrza oraz w przypadku Śnieżki także miesięczne sumy usłonecznienia rzeczywistego, których źródłem jest sieć pomiarowo-obszernościowa IMGW-PIB. Z uwagi na fakt, iż w pracy wykorzystano dane ze stacji o różnych rangach (synoptyczne, klimatologiczne), a co za tym idzie, także o odmiennych sposobach uzyskiwania średnich wartości temperatury powietrza, konieczne było ujednoczenie metody wyznaczania średnich. Ponadto wprowadzone w IMGW-PIB zmiany w sposobie wyznaczania średniej dobowej temperatury powietrza oraz sama długość analizowanego ciągu danych stwarzała problem ich porównywalności i właściwego doboru metody (Lorenc i Suwalska-Bogucka 1995, Urban 2010). Problem ten jest szczególnie ważny m.in. przy badaniu wieloletnich zmienności i trendów temperatury powietrza, gdzie w wieloletnim ciągu danych może wystąpić kilka sposobów wyznaczania tej termicznej charakterystyki (Pyka 1991, Urban 2010).

Jednorodną serię miesięcznych i rocznych średnich wartości temperatury powietrza uzyskano wyznaczając z dobowych ekstremów (T_{max} , T_{min}) wartość średnią dobową (T_d) według wzoru: $T_d = (T_{max} + T_{min})/2$. Z tak uzyskanych wartości dobowych wyznaczono poszczególne średnie miesięczne, a z nich średnie roczne, jako wartości średnie arytmetyczne. Metoda ta dobrze sprawdza się w obliczaniu średniej temperatury powietrza w przypadku długich (np. sezonowych, rocznych) przedziałów czasowych (Urban 2010, Urban 2013). Przyjętą w pracy metodykę zastosowano z powodzeniem w badaniach tendencji zmian temperatury powietrza we wcześniejszych badaniach (Migała i in. 2016, Urban i Tomczyński 2017, Urban i in. 2018).

W pracy wykorzystano również miesięczne sumy usłonecznienia rzeczywistego ze Śnieżki z lat 1951-2015. Wartości usłonecznienia stanowią również jednorodny ciąg danych, gdyż zostały zmierzone w całym analizowanym okresie heliografem Campbella-Stokesa usytuowanym na tarasie Obserwatorium Meteorologicznego na Śnieżce.

Analizę związków między średnią miesięczną temperaturą powietrza a NAO prowadzono wykorzystując miesięczne wskaźniki NAO CRU (Jones i in. 1997) pobrane z bazy danych Climatic Research Unit University of East Anglia (<https://crudata.uea.ac.uk/~timo/datapages/naoi.htm>). Przy konstrukcji tego wskaźnika wykorzystuje się pomiary ciśnienia atmosferycznego w stacjach Gibraltar i Reykjavik. Do analizy związków zimowej temperatury powietrza wykorzystano dwa zimowe (grudzień-marzec; DJFM) wskaźniki NAO Hurrella: stacyjny (dalej NAO DJFM st) – oparty na stacjach bazowych Lizbona i Stykkisholmur/Reykjavik (Hurrell 1995) oraz oparty na analizie PC pola SLP na obszarze między 20-80°N, 90°W-40°E (dalej NAO DJFM PC). Oba zestawy wskaźników zostały pobrane bezpośrednio ze strony National Center for Atmospheric Research University Corporation for Atmospheric Research (NCAR/UCAR): NAO Index Data provided by the Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (2003) – <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based> oraz ...-index-pc-based. Z tej samej strony www NCAR/UCAR pobrano także zestaw stacyjnych wskaźników sezonowych NAO Hurrella: (zima DJF), wiosna (MAM), lato (JJA) i jesień (SON) opartych na stacjach bazowych Ponta Delgada i Stykkisholmur/Reykjavik (...nao_station_seasonal.txt).

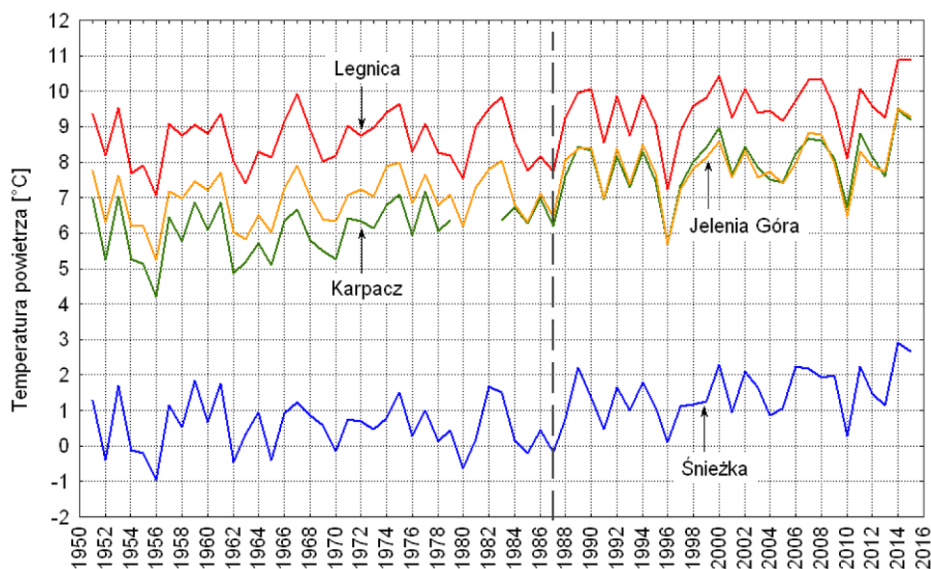
Do wyjaśnienia przyczyn niestabilności związków miesięcznej temperatury powietrza z NAO wykorzystano miesięczne szeregi składowych strefowych i merydionalnych wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa oraz ciśnienia na poziomie morza ze zbioru CDAS-1: Climate Data Assimilation System I w gridzie 2,5 x 2,5° o współrzędnych centrum 50°N, 15°E stanowiących dane Reanalizy (Kalnay i in. 1996) i pozyskane z serwerów bazy danych NOAA NCEP-NCAR (USA) – <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP-NCAR/CDAS-1/MONTHLY/Intrinsic/>.

W analizach związków badanych elementów meteorologicznych ze wskaźnikami NAO wykorzystano standardowe, powszechnie stosowane procedury analiz statystycznych – analizy korelacji, regresji i wariancji – posługując się programem Statistica PL firmy StatSoft. Istotność statystyczną zależności sprawdzano za

pomocą odpowiednich testów (t-Studenta i F Fischera-Snedecora). Za granicę istotności statystycznej przyjęto wartość $p = 0,05$ (przedział ufności = 95%).

3. Wyniki

W przebiegu rocznej temperatury powietrza na wszystkich stacjach tworzących profil widoczny jest „skok” wartości między rokiem 1987 i 1988 (ryc. 3). Podobny jak we Wrocławiu jest również rozkład trendów. Dodatkowo, statystycznie istotne trendy występują w całym okresie badań (1951-2015), natomiast w podokresach są one nieistotne statystycznie (tab. 1). Jedynie na Śnieżce, stacji leżącej na głównym grzbiecie Karkonoszy, występuje istotny statystycznie, bardzo słaby dodatni trend również w okresie 1988-2015. W przebiegach średniej rocznej temperatury powietrza (ryc. 3) zwraca uwagę wyraźny wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w drugim podokresie (1988-2015) na stacji w Karpaczu. O ile na pozostałych badanych stacjach średnia wieloletnia wzrosła w drugim okresie (1988-2015) o 0,9-1,0°C, to w Karpaczu wzrost ten był dwukrotnie większy (tab. 1). Wzrost ten wiązać należy z przeniesieniem pod koniec 1983 roku stacji na niższą wysokość (z 720 na 580 m n.p.m.). Przy założeniu gradientu termicznego (wilgotno- lub suchoadiabatycznego) od 0,65 do 0,997°C na 100 m różnicy wysokości daje to wzrost temperatury o od 0,9 do 1,4°C i wtedy wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w Karpaczu w drugim podokresie staje się porównywalny ze wzrostem temperatury występującym w tym czasie na innych badanych stacjach.



Ryc. 3. Przebieg rocznej temperatury powietrza (°C) na stacjach Śnieżka, Karpacz, Jelenia Góra i Legnica w latach 1951-2015. Linią przerywaną zaznaczono rok „skoku” temperatury – 1987

Tab. 1. Wartości średniej rocznej temperatury powietrza (Tr; °C), jej trendy (°C·rok⁻¹) i ich istotność statystyczna (p) na stacjach Karkonoszy i ich przedpola w okresie 1951-2015 i podokresach 1951-1987 oraz 1988-2015. Trendy istotne statystycznie pogrubiono

Okres	Śnieżka			Karpacz			Jelenia Góra			Legnica		
	Tr	trend	p	Tr	trend	p	Tr	trend	p	Tr	trend	p
1951-2015	1,0	0,024	0,000	6,9	0,049	0,000	7,4	0,027	0,000	9,0	0,024	0,000
1951-1987	0,5	-0,004	0,730	6,1	0,022	0,086	6,9	0,011	0,290	8,6	0,001	0,921
1988-2015	1,5	0,015	0,036	8,0	0,018	0,074	7,9	0,024	0,201	9,5	0,030	0,113

3.1. Związki temperatury zimy na stacjach Karkonoszy i ich przedpola z NAO

Związki temperatury powietrza zimy (dalej T_z) z NAO analizowano stosując metody korelacji liniowych oraz regresji. Do analiz wykorzystano zimowe (grudzień-marzec; DJFM) wskaźniki NAO Hurrella: stacyjny

(Hurrell 1995) oraz bazujący na PC (Hurrell i in. 2003). Temperaturę zimy obliczono jako średnią z wartości miesięcznych od grudnia do marca, czyli dla takiego samego okresu jak oblicza się „zimowy” indeks NAO. Zimy datowane są na rok stycznia (zima określana dalej jako zima 1951 roku jest zimą 1950/1951).

Analiza wykazała, że na wszystkich stacjach korelacje między Tz są relatywnie silne i statystycznie wysoce istotne (tab. 2). Wyraźnie słabsze korelacje Tz z NAO zaznaczają się na Śnieżce (tab. 2), natomiast na pozostałych stacjach korelacje Tz z NAO są takiej samej siły (różnice współczynnika korelacji rzędu 0,01 przy długości szeregu $n = 65$ są nieistotne statystycznie). Można sądzić, że słabsze korelacje na najwyższej położonej Śnieżce są wynikiem znacznego wyniesienia tej stacji nad poziom morza i braku osłonięcia morfologicznego, jednak na pozostałych stacjach, mimo znacznych różnic wysokości między nimi, wpływu wysokości na siłę związku Tz z NAO nie zauważa się.

Tab. 2. Wartości współczynników korelacji (r) między zimowymi indeksami NAO (DJFM) Hurrella (st – stacynym i PC – opartym na PC) a temperaturą zimy (DJFM) na stacjach Karkonoszy i ich przedpola w latach 1951-2015. Wszystkie wartości r są wysoce istotne ($p < 0,001$)

Indeks	Śnieżka	Karpacz	Jelenia Góra	Legnica
NAO DJFM st	0,65	0,75	0,76	0,75
NAO DJFM PC	0,62	0,68	0,67	0,68

Wartości współczynników korelacji Tz ze wskaźnikiem stacynym Hurrella są nieco wyższe, niż ze wskaźnikiem szacowanym z PCA, ale obie korelacje dają praktycznie taki sam obraz. Analiza regresji upewnia, że zależności między indeksami NAO a Tz są liniowe i wyjaśnia, że zmienność zimowego NAO objaśnia ($\text{adj.}R^2$) od 40% wariacji temperatury zimy na Śnieżce do 54-55% na pozostałych stacjach. Taki stopień objaśnienia wskazuje, że na zmienność temperatury powietrza zimą w Karkonoszach i na ich przedpolu istotnie wpływają również inne niż NAO czynniki.

3.2. Związki między sezonową temperaturą powietrza a sezonowymi wskaźnikami NAO

Związki te badano obliczając sezonową temperaturę powietrza na poszczególnych stacjach jako średnią arytmetyczną z trzymiesięcznego okresu wyznaczającego sezon „klimatyczny” (zima: grudzień-luty (DJF), wiosna: marzec-maj (MAM), lato: czerwiec-sierpień (JJA), jesień: wrzesień-listopad (SON)) i korelując te szeregi z szeregami wartości wskaźników sezonowych NAO Hurrella, obliczanych dla takich samych okresów uśrednień. Wykorzystano szeregi wskaźników stacynnych. Rezultaty analizy zestawiono w tabeli 3.

Tab. 3. Wartości współczynników korelacji między sezonową temperaturą powietrza na stacjach Karkonoszy i ich przedpola a sezonowymi wskaźnikami stacynnymi NAO Hurrella (1951-2015). Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ($p < 0,05$) oznaczono pogrubionym drukiem, a wysoce istotne ($p < 0,001$) dodatkowo *

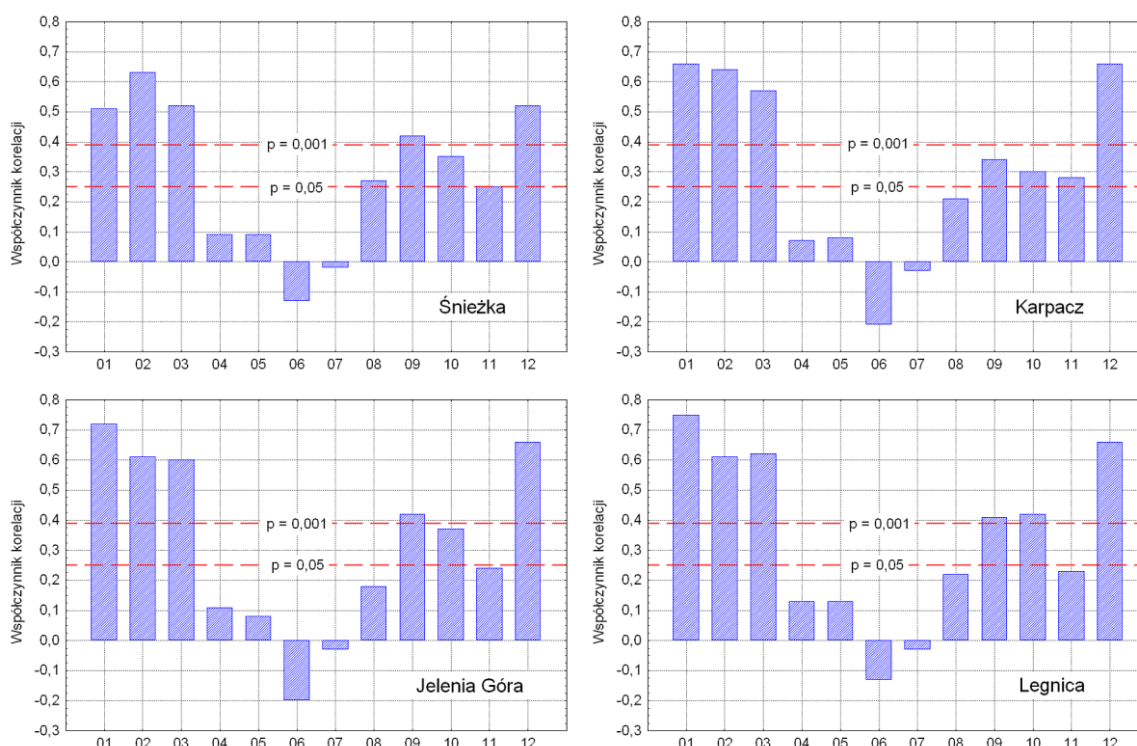
Sezon	Śnieżka	Karpacz	Jelenia Góra	Legnica
Zima (DJF)	0,49*	0,62*	0,63*	0,63*
Wiosna (MAM)	0,41	0,38	0,45*	0,41
Lato (JJA)	0,06	-0,05	0,04	0,08
Jesień (SON)	0,39	0,38	0,38	0,35

W przekrojach sezonowych jedynie latem brak istotnych związków między NAO a temperaturą powietrza. W pozostałych sezonach związki między badanymi elementami są statystycznie istotne, z tym, że zimą na wszystkich stacjach wysoce istotne. Najsilniejsze związki występują zimą, przy czym najsłabsze są na Śnieżce, wyraźnie odbiegając od pozostałych stacji. Jest to taki sam obraz, jak w poprzedniej analizie (tab. 2). Siła związków sezonowej temperatury powietrza wiosną i jesienią na całym obszarze jest niezbyt duża, podobna do siebie (r od 0,35 do 0,45) i trudno dopatrzeć się w jej rozkładzie przestrzennym jakichś prawidłowości. Podobny obraz rozkładu siły związków między sezonowym NAO a sezonową temperaturą powietrza jest typowy dla całej Polski, z tym, że nie na całym obszarze kraju związki „jesienne” są istotne statystycznie (Marsz i Styszyńska 2001, Kożuchowski i Degirmendzić 2002).

Analiza związków miesięcznej temperatury powietrza z miesięcznymi wskaźnikami stacyjnymi Hurrella (tu nieomawiana) wykazuje, że poza zimą, uzyskany obraz występowania związków między sezonowymi indeksami NAO a sezonową temperaturą stanowi artefakt statystyczny. W rzeczywistości korelacje temperatury „wiosny” z „wiosennym NAO” wymusza zmienność ciśnienia atmosferycznego (wskaźnika NAO) w marcu, w pozostałych dwu miesiącach tej wiosny (kwiecień, maj) żadnych istotnych związków między tymi wielkościami się nie obserwuje (patrz następny podrozdział). To samo dotyczy „jesieni”, w której korelacje między temperaturą sezonową a sezonowym NAO uzależnione są od związków występujących tylko we wrześniu (w niektórych latach) lub tylko w październiku (w innych latach).

3.3. Związki przebiegu temperatury z NAO w cyklu rocznym

W przebiegu miesięcznej temperatury powietrza występuje cykl roczny. Pierwszym etapem badań była analiza związków, jakie zachodzą między przebiegiem miesięcznej temperatury powietrza (dalej Tm) na poszczególnych stacjach a miesięcznymi wskaźnikami NAO CRU (Jones i in. 1997). Jej wyniki zestawiono w tabeli 4. Analiza wykazuje, że siła związków między Tm a NAO jest największa w ciągu czterech miesięcy – od grudnia do marca. W tym okresie korelacje na wszystkich stacjach są wysoce istotne ($p < 0,001$). Na stacjach położonych niżej (Jelenia Góra, Legnica) maksimum siły związków między NAO a temperaturą powietrza w tym okresie zaznacza się w styczniu, w Karpaczu jest to grudzień-styczeń, a na najwyższej położonej Śnieżce jest opóźnione i występuje dopiero w lutym. Średnio w tym okresie najłabsze (r^2) powiązania między NAO a Tm występują na najwyższej położonej Śnieżce, jednak na tej stacji statystycznie istotne związki z NAO występują nieprzerwanie przez 8 miesięcy w roku – od sierpnia do marca włącznie (tab. 4, ryc. 4).



Ryc. 4. Rozkład współczynników korelacji między miesięcznymi szeregami indeksów NAO CRU a szeregami miesięcznej temperatury powietrza na stacjach Karkonoszy i ich przedpola w latach 1951-2015. Zaznaczono poziomy istotności 0,001 oraz 0,05

Na niżej położonej stacji Karpacz, statystycznie istotne związki Tm z NAO są o miesiąc krótsze i trwają od września do marca, a na najniżej leżących stacjach Jeleniej Górze i Legnicy związki takie występują w dwu okresach, pierwszym – obejmującym wrzesień i październik, drugim – okres od grudnia do marca. Jest to

podobny obraz do tego, jaki uzyskali Olszewski i in. (2007) na Świętym Krzyżu (Łysogóry), z tym, że tam istotne korelacje występowały jeszcze w sierpniu. Nie jest jasne co jest przyczyną tego, że w Jeleniej Górze i Legnicy w listopadzie nie występują istotne związki między Tm a NAO.

Występowanie najsilniejszych związków między miesięcznymi indeksami NAO a temperaturą powietrza w okresie od grudnia do marca jest typowe dla obszaru całej Polski (Marsz i Styszyńska 2001, Kozuchowski i Degirmendzić 2002, Kozuchowski 2004), przy czym najwyższe współczynniki korelacji obserwuje się w zachodniej Polsce, skąd ich siła zmniejsza się stopniowo wraz z przemieszczaniem się na wschód i południowy wschód. W tym kontekście, relatywnie niskie współczynniki korelacji między NAO a Tm w okresie od grudnia do marca na Śnieżce są zdecydowanie nietypowe. W tych samych miesiącach okresu zimowego wartości współczynników korelacji w grudniu, styczniu i marcu rosną wraz ze spadkiem wysokości stacji, stając się najwyższe na przedpolu Sudetów (Legnica). Jedynie w lutym siła związków między NAO a Tm na omawianym obszarze wyrównuje się i nie wykazuje istotnych różnic (r od 0,61 do 0,63).

Tab. 4. Wartości współczynników korelacji między temperaturą miesięczną na stacjach Karkonoszy i ich przedpola a miesięcznymi indeksami NAO CRU w latach 1951-2015. Istotne statystycznie ($p < 0,05$) wartości współczynników korelacji oznaczono pogrubionym drukiem, wartości wysoce istotne ($p < 0,001$) dodatkowo *

Stacja	Miesiące											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Śnieżka	0,51*	0,63*	0,52*	0,09	0,09	-0,13	-0,02	0,27	0,42	0,35	0,25	0,52*
Karpacz	0,66*	0,64*	0,57*	0,07	0,08	-0,21	-0,03	0,21	0,34	0,30	0,28	0,66*
Jelenia Góra	0,72*	0,61*	0,60*	0,11	0,08	-0,20	-0,03	0,18	0,42	0,37	0,24	0,66*
Legnica	0,75*	0,61*	0,62*	0,13	0,13	-0,13	-0,03	0,22	0,41	0,42*	0,23	0,66*

Stopień objaśnienia zmienności miesięcznej temperatury powietrza zimą przez miesięczną zmienność indeksów NAO, mimo, że najsilniejszy w ciągu roku, jest niewielki – zmienność NAO objaśnia w styczniu 55% zmienności temperatury w Legnicy, 50% w Jeleniej Górze, 42% w Karpaczu i zaledwie 25% wariacji temperatury na Śnieżce.

W miesiącach wiosennych i letnich istotne związki między Tm a NAO na żadnej ze stacji nie występują. Korelacje są bardzo słabe, w czerwcu i lipcu zmieniają znak na ujemny. Oznacza to, że w „cieplej porze roku” zmienność NAO nie wywiera żadnego mierzalnego wpływu na Tm, a na zmienność temperatury miesięcznej na tym obszarze i o jej zmienności decydują inne czynniki.

4. Stabilność związków NAO z miesięczną temperaturą powietrza

W analizowanym 65. leciu można wyróżnić dwa wyraźne okresy jednoczesnej zmiany reżimu temperatury powietrza i reżimu NAO. Ich granica przypada, jak już wcześniej wspomniano, na przełom lat 1987 i 1988. Rysuje się problem – czy charakter związków między Tm a NAO jest w obu okresach stały, czy też charakter związków się zmienia? Odpowiedź na to pytanie daje porównanie rozkładów współczynników korelacji między zmiennymi w obu okresach (tab. 5). Wynika z niego, że związki Tm z NAO w Karkonoszach i na ich przedpolu są niestabilne. Siła związków i ich rozkład w czasie są w obu okresach odmienne.

Jeśli zwrócić uwagę na zachowanie się tylko istotnych statystycznie związków, to trzeba zauważyć, że ujawniające się w całym rozpatrywanym okresie 1951-2015 raczej słabe związki we wrześniu i październiku (tab. 4), okazują się być w pierwszej części szeregu (1951-1987) we wrześniu związkami umiarkowanej siły (r od 0,51 do 0,61), a w drugiej (1988-2015) – związki te, poza Legnicą, tracą istotność i ich występowanie przesuwa się na październik, przy czym siła związku rośnie (r od 0,58 do 0,67), najmocniej w Jeleniej Górze i Legnicy. W drugiej części szeregu, w listopadzie, na wszystkich stacjach związki stają się nieistotne, by w grudniu istotnie wzrosnąć – najsłabiej na Śnieżce, najsilniej w Legnicy (tab. 5). W styczniu związki w drugim okresie słabną na całym obszarze, najsilniej na Śnieżce, gdzie przestają być istotne statystycznie (tab. 5), natomiast w lutym istotnie wzrastają na Śnieżce, a na pozostałych stacjach nieznacznie maleją. W marcu siła związków na Śnieżce wyraźnie spada, w Karpaczu wzrasta nieznacznie, a wraz ze zmniejszaniem się wysokości stacji nad poziom morza (Jelenia Góra, Legnica) następuje ich istotny wzrost.

Tab. 5. Wartości współczynników korelacji (r) miesięcznej temperatury powietrza na stacjach Karkonoszy i ich przedpola z miesięcznymi wskaźnikami NAO CRU w okresie 1951-1987 oraz 1988-2015 i ich poziom istotności (p). Wartości współczynników korelacji istotne na poziomie $p < 0,05$ pogrubiono

Okres		Miesiące											
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Śnieżka													
1951-1987	r	0,58	0,64	0,49	0,09	0,24	-0,14	-0,01	0,26	0,51	0,17	0,33	0,47
	p	0,000	0,000	0,002	0,618	0,160	0,403	0,941	0,119	0,001	0,317	0,048	0,004
1988-2015	r	0,29	0,61	0,53	0,08	-0,05	-0,02	0,06	0,32	0,37	0,58	0,17	0,57
	p	0,133	0,001	0,004	0,703	0,818	0,909	0,765	0,099	0,056	0,001	0,391	0,002
Karpacz													
1951-1987	r	0,65	0,61	0,52	0,07	0,18	-0,25	0,10	0,20	0,58	0,24	0,35	0,57
	p	0,000	0,000	0,001	0,678	0,275	0,133	0,574	0,244	0,000	0,153	0,029	0,000
1988-2015	r	0,63	0,60	0,66	0,04	0,08	0,04	0,01	0,30	0,38	0,62	0,24	0,78
	p	0,000	0,001	0,000	0,835	0,695	0,824	0,952	0,121	0,046	0,000	0,223	0,000
Jelenia Góra													
1951-1987	r	0,73	0,61	0,53	0,13	0,18	-0,24	0,02	0,09	0,61	0,18	0,26	0,54
	p	0,000	0,000	0,001	0,460	0,282	0,154	0,909	0,604	0,000	0,281	0,122	0,001
1988-2015	r	0,66	0,55	0,71	0,07	0,02	-0,03	0,02	0,29	0,34	0,65	0,22	0,78
	p	0,000	0,002	0,000	0,729	0,927	0,886	0,902	0,140	0,075	0,000	0,251	0,000
Legnica													
1951-1987	r	0,76	0,59	0,54	0,12	0,24	-0,16	0,02	0,24	0,53	0,28	0,24	0,51
	p	0,000	0,000	0,001	0,476	0,147	0,341	0,920	0,152	0,001	0,088	0,152	0,001
1988-2015	r	0,68	0,59	0,73	0,13	0,02	-0,03	0,02	0,24	0,38	0,67	0,22	0,80
	p	0,000	0,001	0,000	0,496	0,919	0,868	0,928	0,213	0,047	0,000	0,267	0,000

Uwaga: wobec niejednakowej liczebności szeregów 1951-1987 i 1988-2015, wartości r dla określonych p są odmienne

Tak więc w warunkach nasilenia cyrkulacji strefowej typu NAO zwiększa się siła związków w październiku i grudniu, przy czym wzrost tej siły jest odwrotny do wysokości stacji – największe wzrosty zachodzą na przedpolu Sudetów. W końcu zimy (marzec) związki słabną na stacji najwyżej położonej (Śnieżka), a rosną na stacjach położonych niżej.

4.1. Hipotezy na temat przyczyn niestabilności związków T_m z NAO

Doszukując się przyczyn niestabilności związków między NAO a T_m – ich osłabienia na większych wysokościach (Śnieżka, Karpacz) i wzmacniania na stacjach niżej położonych (Jelenia Góra, Legnica), rozpatrzono kilka hipotez, badając między innymi związki między NAO i T_m a składowymi strefową i merydionalną wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa, ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza (dalej SLP), etc. W rezultacie przeprowadzonych analiz znaleziono dwie potencjalne przyczyny opisanej niestabilności. Obie, przynajmniej statystycznie, powiązane są ze zmieniającymi się w kolejnych okresach częstotliwością i amplitudą dodatnich faz NAO.

Przedstawienie pełnych wyników badań nad przyczynami występującej niestabilności związków między NAO a temperaturą powietrza w Sudetach i na ich przedpolu nie jest w tej chwili możliwe, wymaga bowiem prac o wiele bardziej szczegółowych i analiz w znacznie większej skali przestrzennej. Przedstawione dalej przyczyny stanowią rezultat wstępnych badań, których wyniki niekoniecznie muszą zostać potwierdzone przez badania makroskalowe.

Pierwszą analizowaną przyczyną była próba wykrycia ewentualnych różnic w kształtowaniu się składowych strefowych i południkowych wiatru geostroficznego oraz kierunku i prędkości wiatru geostroficznego między oboma okresami, które mogłyby w jakiś bardziej radykalny sposób zmienić warunki napływu mas powietrza nad obszar Sudetów. Dla tego celu obliczono ze składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego jego kierunek i prędkość.

Brak jednoznacznych związków między wskaźnikiem NAO a składową merydionalną wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa w gridzie $2,5 \times 2,5^\circ$ o współrzędnych centrum $50^\circ N$ i $15^\circ E$. Związki są słabe, nieistotne i zmieniają znaki. Składowa strefowa wiatru geostroficznego jest istotnie dodatnio powiązana z miesięcznymi indeksami NAO CRU w ciągłym okresie od listopada do marca oraz w maju na obu rozpatry-

wanych poziomach, siła związku jest w poszczególnych miesiącach podobna (r od 0,64-0,66 w styczniu do 0,42-0,45 w grudniu i 0,26-0,28 w listopadzie).

Analiza regresji wykazuje, że w miesiącach zimowych zmienność składowych strefowej i merydionalnej wiatru geostroficznego na poziomie 850 hPa objaśnia na Śnieżce od 0% (w grudniu) do 45% wariancji temperatury w lipcu. Znacznie lepsze objaśnienie wariancji temperatury miesięcznej występuje od kwietnia do lipca włącznie (od 18 do 45%), a następnie we wrześniu (39%). W sierpniu występuje nagły spadek objaśnienia zmienności temperatury przez składowe wiatru geostroficznego (7%). Od października do marca włącznie stopień objaśnienia wariancji T_m przez zmienność składowych jest niski, od 2% w grudniu (nieistotne) do 21% w lutym. Co ciekawe, w kilku miesiącach rola składowej strefowej (!) w kształtowaniu zmian temperatury miesięcznej na Śnieżce staje się znikomo mała (nieistotna) i prawie całą lub całą zmienność objaśnia składowa merydionalna (w maju, sierpniu, wrześniu, październiku, listopadzie).

Na stacjach Jelenia Góra i Legnica nie obserwuje się takiego obniżenia objaśnienia wariancji przez składowe wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa w całym okresie zimowym. Przejściowe osłabienie objaśnienia zaznacza się tylko w marcu, gdzie spada do ~11%. Przeciętne objaśnienie wariancji w grudniu, styczniu i lutym przez składowe wiatru geostroficznego to 36-49%. W ciepłej porze roku (kwiecień-lipiec i wrzesień) stopień objaśnienia wariancji T_m na tych stacjach jest podobny (średnio ~39%) jak w chłodnej porze roku, z głębokim minimum w czerwcu (5-15%) i sierpniu (8-13%). Również w kilku miesiącach zmienność składowej merydionalnej objaśnia taki sam lub większy odsetek wariancji T_m , niż składowa strefowa (kwiecień, maj, październik). Na stacji Karpacz objaśnienie wariancji temperatury miesięcznej przez składowe wiatru geostroficznego ma charakter pośredni między stacjami leżącymi poniżej, a Śnieżką, z tym, że nieco lepiej objaśniona jest zmienność w chłodnej porze roku, niż w ciepłej. Na stacji Karpacz, co odbiega od pozostałych, przez 7 miesięcy w roku większą część wariancji lub całą wariancję T_m objaśnia składowa merydionalna wiatru geostroficznego.

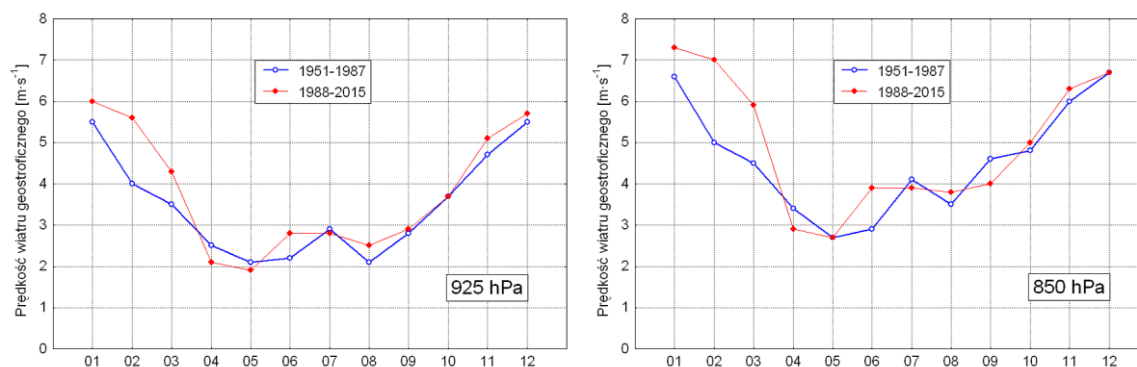
Mając na względzie, że składowe strefowe na obu poziomach (925 i 850 hPa) są istotnie skorelowane z miesięcznymi indeksami NAO CRU w sezonie chłodnym (od listopada do marca) i w maju, dziwi silne osłabienie wpływu zmian intensywności adwekcji z zachodu na temperaturę powietrza na Śnieżce, zwłaszcza w drugim podokresie (poza lutym). W całym badanym okresie (1951-2015) na tej stacji rola objaśnienia T_m przez składową strefową w październiku, listopadzie i grudniu jest praktycznie zerowa, w styczniu obie składowe objaśniają po około 6% wariancji. Tylko w lutym rola cyrkulacji strefowej w objaśnieniu wariancji T_m rośnie (w całym badanym okresie składowa strefowa na 850 hPa objaśnia ~22%, a w drugim podokresie aż 61% wariancji T_m).

Uzyskany obraz zmian prędkości i kierunków wiatru geostroficznego między oboma okresami wyjaśnia tylko częściowo przyczyny obserwowanej niestabilności związków między NAO a T_m w ciepłej porze roku, raczej nie wyjaśnia przyczyn niestabilności w chłodnej części roku, a zwłaszcza nie wyjaśnia silnej zmiany związków między NAO a temperaturą powietrza na Śnieżce zimą.

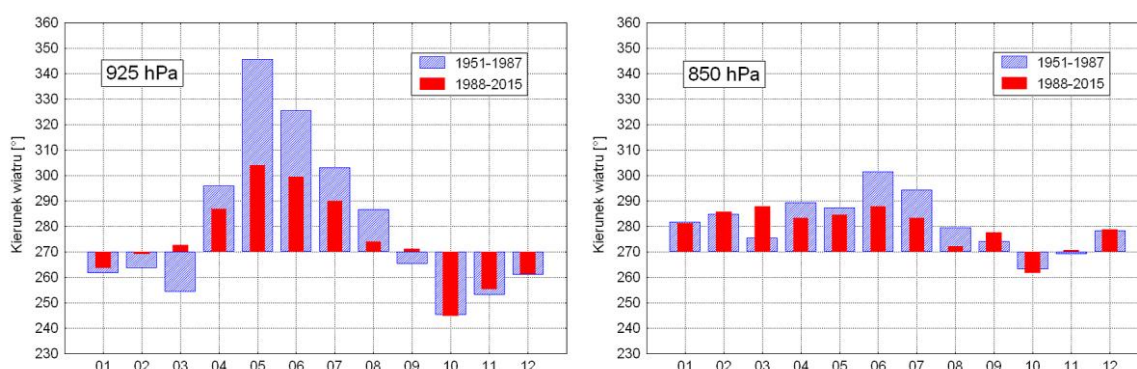
Zmiany prędkości wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa, w okresie 1988-2015, wykazują istotne statystycznie dodatnie związki z indeksem NAO CRU w okresie od listopada do marca, natomiast w okresie wcześniejszym (1951-1987) takie związki występowały tylko w grudniu, styczniu i marcu. Również siła związków między miesięczną prędkością wiatru a miesięcznymi indeksami NAO w okresie 1988-2015 jest wyraźnie większa niż w okresie poprzedzającym.

Zmiany prędkości wiatru między oboma okresami są większe na poziomie 850 hPa, niż na poziomie 925 hPa. W drugim z rozpatrywanych okresów (1988-2015), w lutym i marcu, gdy wartości indeksu NAO wzrosły, średnia prędkość wiatru geostroficznego na poziomie 850 hPa wzrosła o około 1,5-2 $m \cdot s^{-1}$, a na poziomie 925 hPa tylko o około 0,8-1,6 $m \cdot s^{-1}$ (ryc. 5) w stosunku do okresu wcześniejszego.

Zmiany średniego miesięcznego kierunku wiatru w obu okresach zachowywały się odwrotnie. Były one znacznie bardziej stabilne na poziomie 850 hPa niż na niższym poziomie 925 hPa. Jednak w okresie zimowym, od grudnia do marca włącznie, na obu poziomach różnice średnich kierunków między okresami nie przekraczają $\pm 10^\circ$ i w obu okresach zdecydowanie dominują napływy zachodnie ($260-280^\circ$; ryc. 6). Silniejsze zmiany średnich miesięcznych kierunków wiatru na poziomie 925 hPa między oboma okresami zaszły jedynie w maju i czerwcu, gdy w okresie 1988-2015 średni kierunek wiatru zmienił się z $\sim 330^\circ$ na $\sim 300^\circ$ (ryc. 6).



Ryc. 5. Średnie miesięczne prędkości wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa w gridzie 50°N, 15°E w dwu podokresach: 1951-1987 i 1988-2015



Ryc. 6. Średnie miesięczne kierunki wiatru geostroficznego na poziomach 925 i 850 hPa w gridzie 50°N, 15°E w podokresach: 1951-1987 i 1988-2015

W tych miesiącach, w obu okresach, na żadnej stacji temperatura powietrza nie jest istotnie powiązana z NAO (tab. 5), tak więc trudno uznać te zmiany kierunku wiatru geostroficznego za przyczynę zróżnicowania siły związków między NAO a Tm.

Temperatura powietrza na poszczególnych stacjach przez większość miesięcy w roku jest silnie powiązana z prędkością wiatru geostroficznego, przy czym charakter związków wykazuje wyraźną zmienność roczną. Na stacjach niżej położonych – Karpaczu, Jeleniej Górze i Legnicy – wzrost prędkości wiatru w okresie od kwietnia do września pociąga za sobą spadek temperatury, w okresie od października do marca – jej wzrost. Na Śnieżce okres występowania ujemnych korelacji między prędkością wiatru jest wydłużony i trwa do października-listopada (tab. 6). Te ujemne związki między temperaturą powietrza a prędkością wiatru w okresie od kwietnia do września nie mają żadnych związków przyczynowych ze zmiennością NAO – temperatura powietrza w tych miesiącach nie wykazuje związków z NAO.

Na Śnieżce w okresie chłodnym dodatnie związki między prędkością wiatru a temperaturą są słabe, stając się istotne tylko w czasie jednego miesiąca pod koniec zimy. W latach 1951-1987 istotne związki występowały w marcu, w następnym okresie (1988-2015) ich wystąpienie uległo przesunięciu na luty. Przesunięcie wystąpienia istotnych związków między temperaturą a prędkością wiatru między oboma okresami z marca na luty i silne wzmocnienie ich siły w okresie 1988-2015 zaznaczyło się na wszystkich rozpatrywanych tu stacjach.

Silny wzrost temperatury powietrza w lutym, jaki wystąpił w drugim okresie (1988-2017) na wszystkich stacjach za wyjątkiem Śnieżki, można wiązać ze wzrostem prędkości wiatru w tym miesiącu. Ponieważ prędkości wiatru od grudnia do lutego w tym okresie są wysoce istotnie powiązane ze zmiennością wskaźnika NAO, można przyjąć, że wzrost prędkości wiatru, powodujący wzrost temperatury na wszystkich stacjach w lutym, może stanowić konsekwencję wzrostu wartości wskaźnika NAO w tym miesiącu.

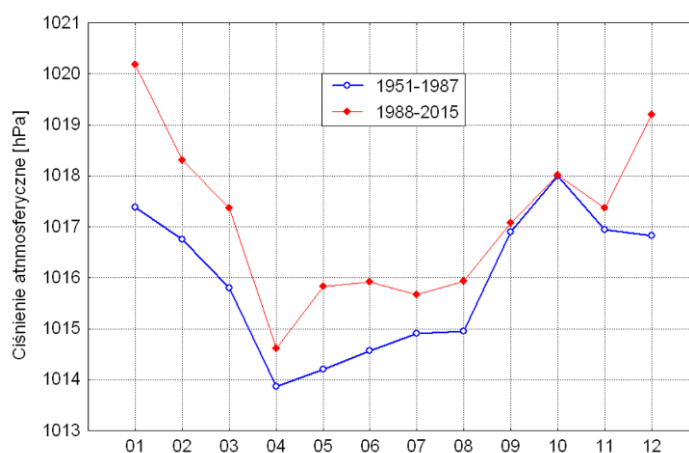
Tab. 6. Wartości współczynników korelacji miesięcznej prędkości wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa z miesięczną temperaturą powietrza na stacjach Karkonoszy i ich przedpola w latach 1951-1987 i 1988-2015

Okres	Miesiące											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
Śnieżka												
1951-1987	0,28	0,02	0,42	-0,52	-0,53	-0,70	-0,74	-0,42	-0,41	-0,22	-0,01	0,22
1988-2015	0,18	0,55	-0,02	-0,24	-0,68	-0,59	-0,68	-0,43	-0,62	-0,07	0,14	-0,17
Karpacz												
1951-1987	0,49	0,13	0,42	-0,40	-0,60	-0,52	-0,71	-0,23	-0,27	0,14	0,31	0,55
1988-2015	0,68	0,70	0,17	-0,15	-0,75	-0,52	-0,66	-0,37	-0,53	0,05	0,37	0,58
Jelenia Góra												
1951-1987	0,67	0,25	0,52	-0,39	-0,55	-0,61	-0,64	-0,25	-0,21	0,22	0,42	0,68
1988-2015	0,76	0,73	0,28	-0,12	0,69	-0,52	-0,69	-0,26	-0,47	0,06	0,46	0,59
Legnica												
1951-1987	0,70	0,33	0,55	-0,33	-0,48	-0,69	-0,69	-0,33	-0,27	0,28	0,50	0,70
1988-2015	0,78	0,74	0,31	-0,12	-0,70	-0,54	-0,69	-0,35	-0,53	0,15	0,51	0,64

Uwaga: wobec niejednakowej liczby szeregów 1951-1987 i 1988-2015, wartości r dla określonych p są odmiennie

Wraz ze wzrostem średniej miesięcznej prędkości wiatru zmniejsza się udział cisz i rośnie turbulencja w warstwie tarcia, sprzyjająca silniejszemu wymieszaniu powietrza w tej warstwie. W rezultacie pionowy gradient temperatury zmniejsza się. Zachodzące zimą w dodatnich fazach NAO częste napływy ciepłego powietrza, którym towarzyszy zwiększona turbulencja, nie pozwalają na utrzymywanie się w kotlinach i na równinach przyziemnej warstwy wychłodzonego powietrza (inwersji). Może to stanowić przyczynę silniejszego wzrostu temperatury powietrza przy dodatnich fazach NAO na stacjach w Legnicy i Jeleniej Górze. Do partii grzbietowych Karkonoszy, które zwiędza Śnieżka dociera powietrze relatywnie chłodniejsze, stąd i zmienność temperatury powietrza na tej wysokości jest odpowiednio mniejsza, co skutkuje słabszym powiązaniem temperatury powietrza z NAO (i słabszym wzrostem temperatury). Jest to podobny proces do opisanych przez Kozuchowskiego (2012) różnic w przebiegu temperatury powietrza między Kasprowym Wierchem a Zakopanym, zachodzących wraz ze zmianą prędkości wiatru.

Drugą analizowaną przyczyną występującej niestabilności związków między NAO a Tm może być stwierdzona zmiana ciśnienia atmosferycznego między oboma podokresami. W drugim podokresie (1988-2015) ciśnienie atmosferyczne w rejonie Sudetów w stosunku do pierwszego okresu (1951-1987) wzrosło, przy czym wzrost ten nastąpił w okresie od listopada do sierpnia. Najsilniejszy wzrost ciśnienia, od 1 do ponad 2 hPa, nastąpił zimą (średnie wieloletnie – ryc. 7). Występujący wzrost SLP może być interpretowany jako rezultat przesuwania się zasięgu Wyżu Azorskiego na wschód – północny-wschód w czasie silnych dodatnich faz NAO (Folland i in. 2009, Lehmann i in. 2011).



Ryc. 7. Przebieg średnich miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) w rejonie Sudetów i ich przedpola (grid 50°N, 15°E) w podokresach 1951-1987 i 1988-2015

Zmiany miesięcznego ciśnienia na poziomie morza w całym okresie badań i w obu podokresach są skorelowane ze zmianami indeksu NAO, i korelacje te są bez wyjątku dodatnie – wystąpieniu dodatniej fazy NAO towarzyszy wzrost SLP w szeroko rozumianym rejonie Sudetów. Jednak nie we wszystkich miesiącach te korelacje są istotne (tab. 7).

Tab. 7. Wartości współczynników korelacji między miesięcznymi indeksami NAO CRU a ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza w gridzie 50°N, 15°E w całym okresie badań (1951-2015) i dwu podokresach: 1951-1987 i 1988-2015. Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubione

Okres	Miesiące											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1951-2015	0,24	0,36	0,46	0,13	0,38	0,45	0,46	0,50	0,32	0,44	0,39	0,28
1951-1987	0,19	0,34	0,48	0,03	0,50	0,51	0,41	0,47	0,18	0,48	0,51	0,17
1988-2015	0,19	0,34	0,42	0,26	0,33	0,67	0,64	0,60	0,58	0,49	0,25	0,42

Nietrudno zauważyć, że w drugim podokresie liczba miesięcy, w których występują istotne korelacje między SLP a NAO zmniejszyła się i korelacje te są najsilniejsze w miesiącach ciepłej pory roku. W porze zimowej, w którym wpływ NAO na Tm jest najwyraźniejszy, we wszystkich badanych okresach w styczniu korelacje te są nieistotne statystycznie, w pierwszym podokresie (1951-1987) ma to miejsce w grudniu i styczniu, a w drugim (1988-2015) – w styczniu i lutym. Oznacza to, że w tych miesiącach zmiany NAO nie regulowały zmienności SLP w rejonie Sudetów.

Można wstępnie założyć, że wzrost SLP pociąga za sobą spadek zachmurzenia i w konsekwencji wzrost usłonecznienia rzeczywistego (dalej U). Seria obserwacyjna usłonecznienia ze Śnieżki wykazuje, że w latach 1951-2015 takie korelacje występują w ciągu całego roku i są statystycznie istotne. Wzrost SLP pociąga za sobą na Śnieżce wzrost usłonecznienia (tab. 8). W związkach jakie zachodzą między SLP a U w obu badanych podokresach zauważa się pewne niewielkie różnice, z których najważniejszą wydaje się wzrost siły związku U z SLP w styczniu i dość wyraźne osłabienie tego związku w grudniu w drugim podokresie.

Tab. 8. Wartości współczynników korelacji między SLP w gridzie 50°N, 15°E a usłonecznieniem (godziny) na Śnieżce w całym okresie badań (1951-2010) i jego dwoma podokresami 1951-1987 i 1988-2015. Istotne statystycznie ($p < 0,05$) wartości współczynników korelacji oznaczono pogrubionym drukiem

Okres	Miesiące											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1951-2015	0,64	0,56	0,54	0,35	0,63	0,37	0,53	0,45	0,41	0,60	0,63	0,54
1951-1987	0,53	0,58	0,50	0,29	0,60	0,42	0,45	0,33	0,27	0,66	0,65	0,60
1988-2015	0,70	0,55	0,62	0,37	0,61	0,21	0,63	0,55	0,61	0,48	0,59	0,48

Z kolei, między usłonecznieniem a temperaturą powietrza na Śnieżce przez większą część roku występują silne związki – wzrost U pociąga za sobą wzrost temperatury powietrza (tab. 9). Również te związki wykazują zróżnicowanie między podokresami. W drugim podokresie, w lutym związki między U a Tm stają się bliskie zeru. Jednocześnie jest to miesiąc, w którym siła związku między indeksem NAO a Tm w drugim podokresie jest największa w ciągu całej zimy. W obrazie kombinacji współczynników korelacji między NAO a SLP, SLP a U, U a Tm i wreszcie między NAO a Tm, jakie występują zimą, rysują się paradoksy i pozorny chaos.

Tab. 9. Wartości współczynników korelacji między usłonecznieniem rzeczywistym a miesięczną temperaturą powietrza na Śnieżce w całym okresie badań (1951-2010) i jego dwoma podokresami 1951-1987 i 1988-2015. Istotne statystycznie ($p < 0,05$) wartości współczynników korelacji oznaczono pogrubionym drukiem

Okres	Miesiące											
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
1951-2015	0,27	0,07	0,34	0,58	0,55	0,69	0,81	0,73	0,71	0,48	0,43	0,23
1951-1987	0,15	0,10	0,31	0,55	0,41	0,65	0,75	0,65	0,62	0,50	0,50	0,08
1988-2015	0,33	0,02	0,43	0,55	0,62	0,73	0,85	0,70	0,82	0,50	0,32	0,41

Wyjaśnienie tego pozornego chaosu może okazać się dość proste. Na wartość miesięcznej temperatury powietrza na Śnieżce w okresie zimowym wywierają jednocześnie wpływ różne czynniki: adwekcyjny – związany z charakterem cyrkulacji atmosferycznej (NAO oraz inne postaci cyrkulacji południkowej) i solarny – związany z dopływem energii, który w jakimś stopniu stanowi funkcję usłonecznienia. Dodatkowo zmienność SLP, która jest słabo w okresie zimowym powiązana z NAO, bardzo silnie wpływa na Śnieżce na zmiany usłonecznienia.

Oslabienie w drugim podokresie (1988-2015) związków między NAO a SLP w okresie zimowym (tab. 4) i jednoczesny wzrost SLP (ryc. 7) oraz „wzmocnienie” siły związków między SLP a usłonecznieniem (tab. 7) powoduje, że miesięczna temperatura powietrza na Śnieżce kształtowana jest w różnych „rytmach”, choć ze zmieniającą się w funkcji czasu „siłą” jednocześnie. Na makroskalowe działanie NAO, regulujące generalne cechy temperatury miesięcznej, nakłada się bardzo silnie działający na zmiany temperatury dopływ promieniowania słonecznego. Analiza regresji wykazuje, że w pierwszym podokresie (1951-1987) zmiana średniej wartości SLP z okresu od grudnia do marca o 1 hPa pociągała za sobą zmianę usłonecznienia w tym samym okresie o $12,8(\pm 3,8)$ godziny, zgodnie ze znakiem zmian SLP. W drugim podokresie (1988-2015) taka sama zmiana SLP o 1 hPa pociągała za sobą zmianę usłonecznienia w okresie od grudnia do marca aż o $17,5(\pm 4,5)$ godziny.

Przeprowadzone analizy wskazują, że przebieg miesięcznej temperatury powietrza na Śnieżce w drugim podokresie stanowi sumę sygnału cyrkulacji atmosferycznej i silniejszego niż poprzednio (w pierwszym podokresie) dopływu energii słonecznej (tab. 8). Udział poszczególnych czynników w ostatecznym ukształtowaniu wartości temperatury danego miesiąca jest zmienny w czasie. Oba czynniki występując jednocześnie w czasie miesiąca, z różną siłą wpływając na wartość temperatury powietrza. Analiza regresji wielokrotnej między T_m a NAO i usłonecznieniem wykazała, że w pierwszym podokresie (1951-1987) w miesiącach zimowych (grudzień-marzec) temperatura powietrza na Śnieżce w istotny sposób zależała od NAO, natomiast w drugim podokresie (1988-2015), w grudniu i marcu – również od usłonecznienia, które w tych miesiącach zaczęło objaśniać 14-15% zmienności temperatury powietrza.

Bardziej wnikliwa analiza sugeruje, że zjawisko to może mieć charakter lokalny i stanowić przejaw osobliwości kształtowania się pola zachmurzenia w rejonie Śnieżki. Współczynniki korelacji między serią usłonecznienia na Śnieżce a temperaturą miesięczną w Karpaczu, odległym od Śnieżki około 4-4,5 km w linii prostej, są w grudniu, styczniu i lutym ujemne, natomiast od kwietnia do października dodatnie i statystycznie istotne. W tym samym drugim podokresie, na stacjach niżej położonych, siła związków T_m z NAO utrzymała się zimą na niezmiennym poziomie lub wzrosła. Wydaje się to również sugerować, że opisane „dziwne” zachowanie się związków T_m z NAO na Śnieżce ma związek ze specyficzną sytuacją nefologiczną, jaka kształtuje się w rejonie tego szczytu, a wzrost temperatury miesięcy zimowych na niżej położonych stacjach w drugim podokresie stanowi efekt wzrostu intensywności NAO.

Można przypuszczać, że wzrost SLP, który nastąpił na obszarze Sudetów i ich przedpola w drugim podokresie, jeśli miał również bardziej wyraźny wpływ na zachmurzenie/usłonecznienie, to doprowadził do jeszcze większego osłabienia, i tak bardzo słabych związków NAO z miesięczną temperaturą powietrza w miesiącach cieplej pory roku na stacjach na przedpolu Sudetów i w Kotlinie Jeleniogórskiej.

5. Wnioski

1. Siła związków miesięcznej temperatury powietrza z NAO na obszarze Karkonoszy i ich przedpola maleje wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza.
2. Na wszystkich stacjach okresem najsilniejszych i istotnych statystycznie korelacji temperatury powietrza z NAO jest okres od grudnia do marca włącznie. W tym okresie zmiana indeksów NAO w wieloleciu 1951-2015 objaśnia od 41% zmienności temperatury na Śnieżce do 56% w Legnicy. W styczniu – od 25% zmienności temperatury na Śnieżce do 55% w Legnicy.
3. Na stacjach niżej położonych niż Śnieżka brak istotnych związków między NAO a temperaturą w okresie od kwietnia do sierpnia (w Legnicy od kwietnia do września), podczas gdy na Śnieżce od kwietnia do lipca włącznie.

4. Zauważa się różnice w momencie wystąpienia maksimum siły korelacji NAO z temperaturą miesięczną między stacjami położonymi na różnych wysokościach. Na przedpolu Sudetów, w Kotlinie Jeleniogórskiej oraz na północnych stokach Karkonoszy maksimum występuje w styczniu, na głównym grzbiecie Karkonoszy (Śnieżka) – najsilniejsze korelacje występują w lutym.
5. Na stacjach położonych wysoko istotne statystycznie korelacje średniej temperatury miesięcznej z NAO są słabsze, ale okres występowania takich korelacji jest dłuższy, niż na stacjach leżących niżej (Śnieżka – 8 miesięcy, Karpacz i Jelenia Góra – 7, Legnica – 6 miesięcy).
6. Na stacjach położonych powyżej 500 m n.p.m. okresy istotnego skorelowania temperatury z NAO są ciągłe i trwają od sierpnia do marca (Śnieżka) lub od września do marca (Karpacz), na stacjach leżących poniżej 400-500 m n.p.m. występują dwa okresy istotnych związków między wskaźnikiem NAO a temperaturą powietrza – od grudnia do marca oraz we wrześniu i październiku.
7. Związki między NAO a temperaturą powietrza w Karkonoszach i na ich przedpolu nie są stacjonarne, ale wykazują zmiany w czasie. Porównanie dwu podokresów – 1951-1987 (37 lat) i 1988-2015 (28 lat) wykazuje, że największe zmiany siły związków miały miejsce w grudniu, w którym doszło do wzmocnienia siły związków (najsilniejsze na przedpolu, najsłabsze na Śnieżce). Na wszystkich stacjach doszło również do osłabienia siły związków w styczniu (najsilniejsze na Śnieżce) i lutym, a wzmocnienia się siły związków w marcu (najsilniejsze na przedpolu).
8. Najważniejszą przyczyną zmiany charakteru związków między NAO a temperaturą powietrza między analizowanymi podokresami jest najprawdopodobniej wzrost ciśnienia atmosferycznego związany z nasileniem NAO w drugim podokresie (1988-2015). Wzrost SLP zachodzący w tym czasie w rejonie Sudetów prowadzi, poprzez wpływ na odpowiednie zmiany zachmurzenia i usłonecznienia do przeciwnych skutków – osłabiania siły związków między miesięczną temperaturą powietrza a miesięcznymi indeksami NAO na głównym grzbiecie Karkonoszy i ich wzmacniania na obszarach położonych niżej – zwłaszcza w Kotlinie Jeleniogórskiej i na przedpolu Sudetów.
9. Uzyskane wyniki potwierdzają indywidualizm klimatu Karkonoszy. Przejawia się on między innymi w tym, że w partiach szczytowych Karkonoszy (Śnieżka) najsilniejszy wpływ zmienności cyrkulacji atmosferycznej opisywanej przez NAO na kształtowanie się temperatury powietrza występuje w lutym, podczas gdy zarówno w górach wysokich (Tatry, Kasprowy Wierch; Ustrnul i Czekierda 2007) jak i niskich (Góry Świętokrzyskie, Święty Krzyż; Olszewski i in. 2007) ma to miejsce w styczniu. Zjawisko to może stanowić przejaw osobliwości kształtowania się pola zachmurzenia i usłonecznienia w rejonie Śnieżki (Urban, Mięgała i Pawliczek 2018) i wymaga dalszych wielowymiarowych analiz.

Literatura

- Degirmendzić J., Kozuchowski K., Żmudzka E., 2004. Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951-2000 and their relationship to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 24 (3); 291-310, DOI: 10.1002/joc.1010.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Feready D., Ineson S., Hurrell J.W., 2009. The Summer North Atlantic Oscillation; Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, 22 (5); 1082-1103. DOI: 10.1175/2008JCLI2459.1.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationship to regional temperature and precipitation. *Science*, 296 (5224); 676-679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation. [w:] Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. (wyd.), *The North Atlantic Oscillation. Climate significance and environmental impact*. AGU Geophysical Monograph, Vol. 134; 1-35.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17 (13); 1433-1450.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen Y., Zhu A., Leetmaa B., Reynolds M., Chelliah W., Ebisuzaki W., Higgins J., Janowiak K.C.,

- Mo J., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3); 437-470.
- Kożuchowski K., 2004. Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską i jej wpływ na warunki klimatyczne. [w:] Kożuchowski K. (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*. Wydawnictwo „Biblioteka”, Łódź; 69-87.
- Kożuchowski K., 2012. Stratyfikacja termiczna oraz okresowe i nieokresowe zmiany temperatury powietrza [w:] Kożuchowski K. (red), *Meteorologia i klimatologia*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa; 61-66.
- Kożuchowski K., Degirmendzić J., 2002. Wskaźniki cyrkulacji a temperatura powietrza w Polsce. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni; 111-128.
- Lehmann A., Getzlaff K., Harlaß J., 2011. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Climate Research*, 46; 185-196. DOI: 10.3354/cr00876.
- Lorenc H., Suwalska-Bogucka M., 1995. Metody obliczania średniej dobowej temperatury i wilgotności względnej powietrza. *Materiały badawcze IMGW, Seria: Meteorologia*, 24; 5-41.
- Marsz A.A., 1999. Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i polskim wybrzeżu Bałtyku. *Przegląd Geograficzny*, 71 (3); 225-245.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001. Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską. *Wyd. Uczelniane WSM w Gdyni, Gdynia*; 1-101.
- Marsz A.A., Żmudzka E., 1999. Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce. *Przegląd Geofizyczny*, 44 (4); 199-210.
- Migała K., 2005. Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2718; *Studia Geograficzne* 78, *Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego*; 1-148.
- Migała K., Urban G., Tomczyński K., 2016. Long-term air temperature variation in the Karkonosze mountains according to atmospheric circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 125; 337-351, DOI: 10.1007/s00704-015-1468-0.
- Ojrzyńska H., 2015. Cyrkulacyjne uwarunkowania przestrzennego rozkładu temperatury powietrza na terenie zróżnicowanym morfologicznie na przykładzie Sudetów. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski*, 36; 1-353.
- Olszewski J.L., Żarnowicki G., Jarzyna K., Adamczyk A., 2007. Zmienność warunków termicznych i opadowych szczytowych partii Łysogór na tle wskaźników cyrkulacyjnych. [w:] Piotrowicz K., Twardosz R. (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków; 307-314.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., 2003. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej i Arktycznej na warunki termiczne chłodnej pory roku w Polsce w XVI-XX wiekach. *Przegląd Geofizyczny*, 48 (1-2); 61-74.
- Pyka J.L., 1991. Temperatura i opady atmosferyczne we Wrocławiu w latach 1881-1980. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1237; *Prace Instytutu Geografii Uniwersytetu Wrocławskiego, Seria A, t. VI*; 19-54.
- Tomczyk A.M., 2015. Impact of macro-scale circulation types on the occurrence of frosty days in Poland. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 9; 55-65, DOI: <http://dx.doi.org/10.2478/4692>.
- Urban G., 2010. Ocena wybranych metod obliczania średniej dobowej, miesięcznej i rocznej wartości temperatury powietrza (na przykładzie Sudetów Zachodnich i ich przedpola). *Opera Corcontica*, 47 (1); 23-33.
- Urban G., 2013. Valuation of accuracy of selected methods of calculation of the daily mean air temperature depending on atmospheric circulation (the case study of the Western Sudety Mountains and their foreland). *Opera Corcontica*, 50/S; 81-96.
- Urban G., Migała G., Pawliczek P., 2018. Sunshine duration and its variability in the main ridge of the Karkonosze Mountains in relation to with atmospheric circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 131; 1173-1189, DOI 10.1007/s00704-017-2035-7.

- Urban G., Richterová D., Kliegrová S., Zusková I., Pawliczek P., 2018. Winter severity and snowiness and their multiannual variability in the Karkonosze Mountains and Jizera Mountains. *Theoretical and Applied Climatology*, 134 (1-2); 221-240, DOI: 10.1007/s00704-017-2270-y.
- Urban G., Tomczyński K., 2017. Air temperature trends at Mount Śnieżka (Polish Sudetes) and solar activity, 1881-2012. *Acta Geographica Slovenica*, 57 (2); 33-44, DOI: 10.3986/AGS.837.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2006. Zmienność średniej temperatury powietrza w Polsce latach 1951-2005 na tle warunków cyrkulacyjnych z wykorzystaniem narzędzi GIS. [w:] Mięka K., Ropuszyński P. (red.), *Współczesna meteorologia i klimatologia w geografii i ochronie środowiska*. PTG-Oddział Wrocławski; 119-128.
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2007. Wpływ wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej na średnią temperaturę powietrza w różnych skalach przestrzennych. [w:] Piotrowicz K., Twardosz R. (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków; 75-84.
- Wibig J., 1999. Cyrkulacja atmosferyczna nad Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Cz. 1 Zima. *Przegląd Geofizyczny*, XLIV, 1-2; 15-24.
- Wibig J., 2000. Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. *Przegląd Geofizyczny*, 45, 2; 121-137.
- Wibig J., 2001. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Łódzkiego*, Łódź; 1-208.

Dobowe sumy promieniowania UV – rola cyrkulacji atmosferycznej na przykładzie stacji w Borucinie

Michał Kitowski, Mirosław Miętus

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Gdański
michal.kitowski@ug.edu.pl

1. Wstęp

W przedmowie do tomu wieńczącego konferencję z 2002 roku – “Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski” Styszyńska i Marsz wskazują na znaczny wpływ wspomnianego mechanizmu w kształtowaniu zmienności zjawisk i procesów występujących na obszarze Polski. Obok czynników radiacyjnych, cyrkulacja atmosfery odgrywa kluczową rolę w kształtowaniu poszczególnych elementów klimatu (Matuszko 2002). Jednak jak trafnie wskazują Bryś i Bryś (2002), w rozważaniach dotyczących wpływu Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na kształtowanie i zmienność warunków klimatycznych zdecydowaną większość opracowań stanowią te, traktujące o aspektach cyrkulacyjnych oraz wpływie NAO na temperaturę i opady (m.in. Hurrell 1995, Rogers 1997, Wibig 2000, Miętus 2002, Marosz 2002). Opracowania dotyczące związku NAO z innymi elementami meteorologiczno-hydrologicznymi takimi jak promieniowanie, zachmurzenie, wilgotność, parowanie czy bilans wodny stanowią zdecydowaną mniejszość (Bryś 2002, Cyberski 2002, Matuszko 2002, Adameczyk 2007).

Promieniowanie słoneczne zmienia się przede wszystkim pod wpływem uwarunkowań astronomicznych. Można więc twierdzić, że wpływ innych czynników modyfikujących wartości promieniowania jest znikomy. Jednak jak wskazuje Podstawczyńska (2007) cyrkulacja atmosferyczna w ujęciu makroskalowym jest obok wysokości Słońca i długości dnia jednym z głównych mechanizmów modyfikujących wartości usłonecznienia i zachmurzenia. Ponadto Autorka w kontekście zmienności transmisji promieniowania UV w atmosferze zwraca uwagę na wzrost frekwencji typów blokadowych cyrkulacji w miesiącach wiosennych oraz na intensyfikację cyrkulacji strefowej w miesiącach letnich w ostatnich dziesięcioleciach. Przekłada się to na zmienność przezroczystości atmosfery w tym występowania dni pochmurnych. Co więcej, w swojej pracy „Oscylacja Północnoatlantycka a wielkość zachmurzenia na obszarze Polski” – Adameczyk (2007) w oparciu o dane z okresu 1961-1990 dla 54 stacji stwierdza istnienie zależności zachmurzenia ogólnego na obszarze Polski od intensywności cyrkulacji strefowej wyrażonej poprzez wskaźnik NAO. Faktem jest, że wykazana przez Autorkę zależność jest niewielka. Jednak istotność statystyczna wyników oraz większa zależność w niektórych regionach kraju może stanowić podstawę do uznania Oscylacji Północnoatlantyckiej za czynnik istotny w kształtowaniu się zachmurzenia – co za tym idzie wartości promieniowania w Polsce. Dodatkowo Bieszczuk-Jakubowska i Curyło (2010) wskazuje, że natężenie promieniowania UV zależy głównie od całkowitej zawartości ozonu w atmosferze, kąta zenitalnego, zachmurzenia oraz od zawartości aerozoli w atmosferze.

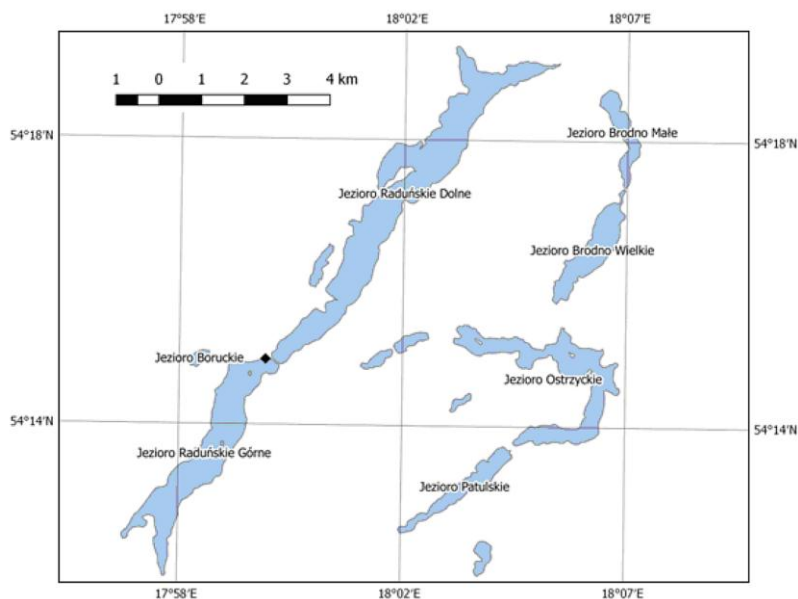
W zależności od długości fali możemy rozróżnić trzy pasma spektralne promieniowania ultrafioletowego: UV-C (100-280 nm – promieniowanie całkowicie pochłaniane w górnych warstwach atmosfery ziemskiej poprzez cząsteczki tlenu oraz ozonu), UV-B (280-315 nm – tylko niewielki procent tego pasma dociera do powierzchni Ziemi. Dodatkowo promieniowanie UV-B jest w większości pochłaniane przez ozon stratosferyczny) oraz UV-A (315-400 nm – prawie w całości docierające do powierzchni Ziemi).

Stosunkowo niewielka liczba badań dotyczących powiązań makroskalowej cyrkulacji z wspomnianymi wcześniej elementami meteorologicznymi oraz przesłanki płynące z literatury (że taki związek istnieje),

zdeternowały podjęcie próby weryfikacji hipotezy o istnieniu związku między dobowymi sumami promieniowania UV (UV-A + UV-B) a cyrkulacją atmosferyczną wyrażoną poprzez dzienny wskaźnik NAO. Jednocześnie ze względu na krótką serię pomiarów promieniowania UV w Borucinie (lata 2014-2016) prace należy traktować jako wstęp do dalszych badań.

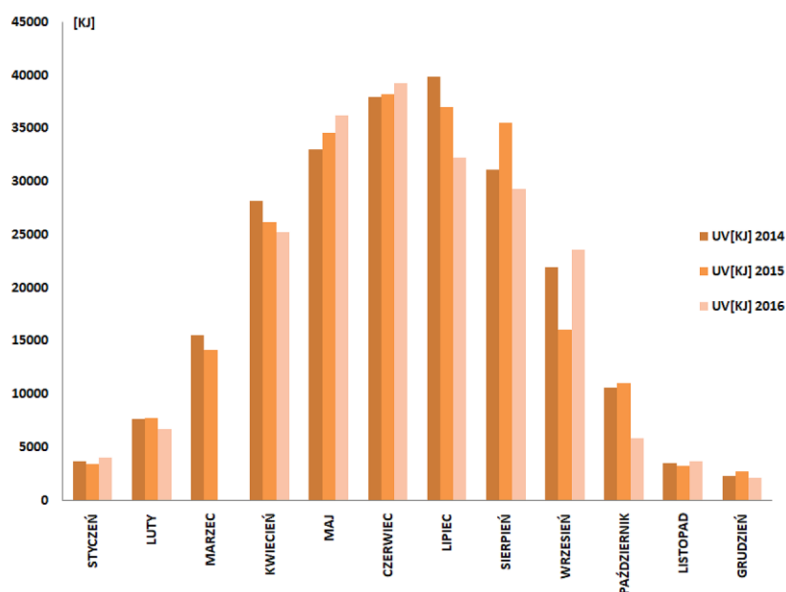
2. Dane i metody

Wyjściowymi materiałami, na których oparto analizę są wartości dobowych sum promieniowania UV (UV-A + UV-B) w latach 2014-2016. Dane pochodzą ze stacji meteorologicznej Uniwersytetu Gdańskiego, znajdującej się nad jeziorem Raduńskim Górnym w miejscowości Borucino (54,25°N, 17,99°E) – ryc. 1.



Ryc. 1. Położenie stacji meteorologicznej Uniwersytetu Gdańskiego w Borucinie

Należy zaznaczyć, że w marcu 2016 roku odnotowano problemy związane z zapisem danych poprzez czujnik UV (UVS-AB-T UV Radiometer firmy Kipp & Zonen) – dane te nie zostały uwzględnione podczas analizy (ryc. 2). Wartości dziennego i miesięcznego (tab.1) indeksu NAO zaczerpnięto z repozytorium NOAA (www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml#current).



Ryc. 2. Miesięczne sumy promieniowania UV (UV-A + UV-B) w kJ w latach 2014-2016 na stacji w Borucinie

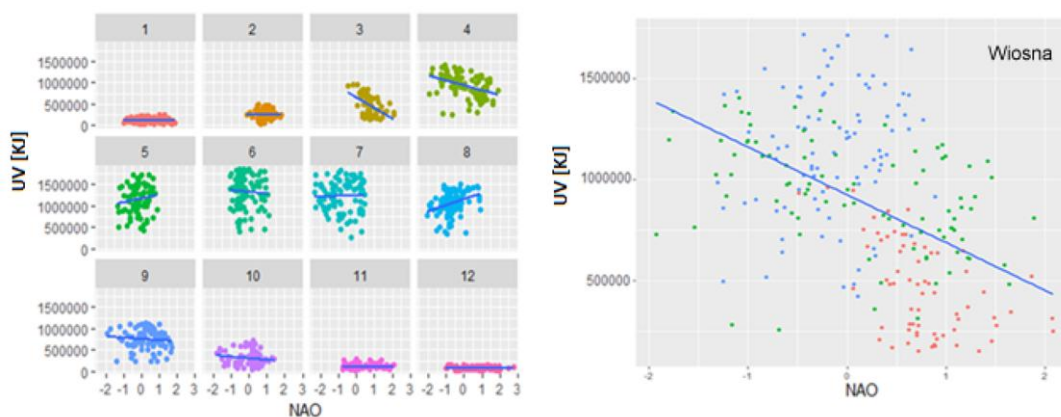
Tab. 1. Miesięczne wartości indeksu NAO w latach 2014-2016

Rok	Miesiące											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2014	0,29	1,34	0,80	0,31	-0,92	-0,97	0,18	-1,68	1,62	-1,3	0,68	1,86
2015	1,79	1,32	1,45	0,73	0,15	-0,07	-3,18	-0,76	-0,65	0,44	1,74	2,24
2016	0,12	1,58	0,73	0,38	-0,77	-0,43	-1,76	-1,65	0,61	0,41	-0,16	0,48

Pierwszą część pracy stanowi analiza korelacji między dziennym indeksem NAO a dobowymi wartościami promieniowania UV na stacji w Borucinie – zarówno w ujęciu miesięcznym, jak i sezonowym. Zastosowano metodę liniowej korelacji Pearsona, a za istotne statystycznie wyniki uznano te na poziomie $\alpha = 0,05$. Następnie dla sezonów (zima, wiosna, lato, jesień) przeprowadzono analizę opartą na komponentach dobowych wartości promieniowania UV – klasy: „LOW”, „NORMAL” i „HIGH” wyznaczono w oparciu o kwantyle 0,33 i 0,66 wartości dziennego wskaźnika NAO. Następnie za pomocą tablic kontyngencji określono skorygowany współczynnik kontyngencji C-Pearsona. Ostatnią część pracy zajmuje analiza porównawcza funkcji gęstości prawdopodobieństwa dobowych sum promieniowania UV (podzielonych według wspomnianych klas NAO), zarówno dla sezonów, jak i całego okresu. W celu sprawdzenia czy rozkłady różnią się od siebie w sposób istotny statystycznie, zastosowano nieparametryczny test Kołmogorowa-Smirnowa.

3. Wyniki

Pierwszym etapem analizy była identyfikacja związków korelacyjnych pomiędzy dziennym wskaźnikiem NAO a dobowymi sumami promieniowania UV (UV-A + UV-B) w ujęciu miesięcznym i sezonowym (ryc. 3). W przypadku poszczególnych miesięcy statystycznie istotne wyniki na poziomie $\alpha = 0,05$ uzyskano dla marca, kwietnia oraz sierpnia (tab. 2). Wartości współczynnika korelacji liniowej Pearsona w marcu i kwietniu wynoszą kolejno -0,51 i -0,41 (tab. 2). Ukazuje to spadek wartości dobowych sum promieniowania UV wraz ze wzrostem wartości dobowego indeksu NAO. Zazwyczaj ze wzrostem dodatnich wartości wskaźnika NAO wzrasta częstość i głębokość niżów, które docierają nad obszar Polski – wraz z tym następują duże zmiany zachmurzenia, prędkości wiatru, wilgotności i temperatury powietrza (Kozłowski i Michalska 2012). W sierpniu korelacja osiągnęła wartość $r = 0,34$. Dodatnia, choć stosunkowo niska wartość współczynnika korelacji ukazuje wzrost notowanych wartości promieniowania UV wraz ze wzrostem wartości dobowego indeksu NAO. Sierpień w latach 2014-2016 cechuje występowanie ujemnych wartości wskaźnika NAO, zarówno dziennego jak i miesięcznego (tab. 1). Promieniowanie UV utrzymuje wysokie wartości zarówno przy dniach z niskim, jak i wysokim indeksem dziennym NAO. Można więc sądzić, że pomimo istotnych statystycznie współczynników korelacji głównym czynnikiem wpływającym na dobowe sumy promieniowania UV jest roczny cykl słoneczny, a rzeczywisty wpływ oscylacji Północnego Atlantyku jest znikomy. W odniesieniu do sezonów, statystycznie istotnym wynikiem odznacza się jedynie wiosna. Wartość współczynnika korelacji wynosi $r = -0,48$ (ryc. 3).



Ryc. 3. Wyniki analizy korelacyjnej UV vs NAO w ujęciu miesięcznym oraz sezonowym – wiosna

Tab. 2. Statystycznie istotne wartości współczynnika korelacji liniowej C-Pearsona (KOR) między dobowymi sumami promieniowania UV a wartościami dziennego wskaźnika NAO. Istotność statystyczna na poziomie $\alpha = 0,05$

Miesiąc	Marzec	Kwiecień	Sierpień
KOR	-0,51	-0,41	0,34

Dodatkowo dla sezonów (zima, wiosna, lato, jesień) przeprowadzono analizę opartą na komponentach dobowych wartości promieniowania UV – klasy: „LOW”, „NORMAL” i „HIGH” wyznaczono w oparciu o kwantyle 0,33 i 0,66 wartości dziennego wskaźnika NAO, a następnie za pomocą tablic kontyngencji określono skorygowany współczynnik C-Pearsona (tab. 3).

Tab. 3. Wartości skorygowanego współczynnika kontyngencji C-Pearsona w sezonach. Istotnie statystycznie wyniki na poziomie $\alpha = 0,05$ oznaczono pogrubieniem

Sezon	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
C-Pearson	0,25	0,48	0,74	0,39

Statystycznie istotne wyniki na poziomie $\alpha = 0.05$ otrzymano w sezonach zimowym ($C_{kor} = 0,25$) i wiosennym ($C_{kor} = 0,48$) – tab. 3. W analizowanym okresie, zima odznacza się dodatnim indeksem NAO, który determinuje wysokie i średnie zachmurzenie oraz dominację zachodniego kierunku wektora wiatru geostroficznego (tab. 4), co z kolei poza uwarunkowaniami astronomicznymi może przyczynić się do występowania niskich wartości dobowych sum promieniowania UV (ryc. 2). Sezon wiosenny cechują niskie dodatnie wartości indeksu NAO w marcu i kwietniu oraz wystąpienie jego ujemnych wartości w maju – blokada spływu zachodniego uwidacznia się w dominującym kierunku wiatru (napływ mas z południowego-wschodu) oraz średnim zachmurzeniu wynoszącym 4,3 oktanta (tab. 4).

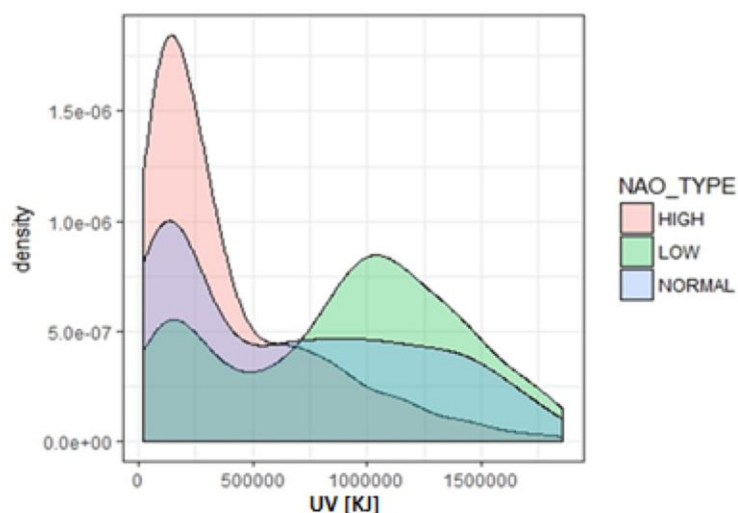
Tab. 4. Wartości miesięcznego wskaźnika NAO (NAO), średniego miesięcznego zachmurzenia w Borucinie (N) i średniego kierunku wiatru geostroficznego nad centralną częścią polskiego wybrzeża (KIER). Kierunek wiatru geostroficznego na podstawie Marosz 2017

Zima					Wiosna				
Miesiąc	Rok	NAO	N	KIER	Miesiąc	Rok	NAO	N	KIER
Styczeń	2014	0,29	6	S	Marzec	2014	0,8	4	W
	2015	1,79	7	W		2015	1,45	6	SW
	2016	0,12	6	SW		2016	0,73	7	SW
Luty	2014	1,34	5	SW	Kwiecień	2014	0,31	4	E
	2015	1,32	6	W		2015	0,73	5	NW
	2016	1,58	7	W		2016	0,38	5	SW
Grudzień	2014	1,86	7	W	Maj	2014	-0,92	4	SE
	2015	2,24	6	W		2015	0,15	5	W
	2016	0,48	6	NW		2016	-0,77	4	SE

Celem uzupełnienia analiz korelacyjnych porównano rozkłady funkcji gęstości prawdopodobieństwa dobowych sum promieniowania UV, zarówno dla sezonów, jak i całego okresu. Dane zostały podzielone na podstawie kwantyli 0,33 i 0,66 wartości dobowego wskaźnika NAO (LOW, NORMAL, HIGH) – ryc. 4. Sprawdzone czy rozkłady różnią się od siebie w sposób istotny statystycznie. W tym celu wykorzystano nieparametryczny test Kołmogorowa-Smirnowa (K-S; tab. 5 i 7).

Tab. 5. Istotność statystyczna testu K-S na poziomie $\alpha = 0,05$ dla komponentów promieniowania UV wydzielonych na podstawie kwantyli 0,33 i 0,66 wartości dziennego indeksu NAO – okres 2014-2016

HIGH~NORMAL	TAK
LOW~NORMAL	TAK
HIGH~LOW	TAK



Rys. 4 Rozkłady gęstości prawdopodobieństwa UV vs NAO dla okresu 2014-2016

Zróznicowanie rozkładów funkcji gęstości prawdopodobieństwa oraz wyniki testu K-S (tab. 5) wskazują, że cyrkulacja atmosferyczna wyrażona poprzez indeks NAO, jest czynnikiem, który może w pewnym stopniu modyfikować wielkość dobowych sum promieniowa UV. Wysokie wartości indeksu NAO (HIGH) pokrywają się z niskimi wartościami dobowych sum promieniowania UV (ryc. 4). Taką zależność można wyjaśnić intensywnym soplewem zachodnim oraz wysokimi wartościami zachmurzenia, które są charakterystyczne dla pozytywnej fazy NAO (tab. 6). Z kolei wartości indeksu NAO (LOW), pomimo rozkładu bimodalnego, w dużej mierze pokrywają się ze zwiększoną intensywnością promieniowania UV (ryc. 4). Dni z NAO LOW charakteryzuje przede wszystkim osłabiona cyrkulacja strefowa (tab. 6). Dni zaklasyfikowane jako te z normalnym typem NAO (NORMAL) charakteryzuje występowanie zarówno wysokich, średnich, jak i niskich wartości dobowych sum promieniowania. Taka sytuacja może być wynikiem dużego zróżnicowania kierunków napływu mas powietrza i wartości zachmurzenia w poszczególnych sezonach (tab. 6). Dodatkowo, rozkłady przeanalizowano w podziale na sezony. DJF – zima, MAM – wiosna, JJA – Lato oraz SON – jesień (ryc. 5).

Tab. 6. Średnie wartości indeksu NAO, zachmurzenia (N) oraz składowych „u” i „v” wiatru geostroficznego w Polsce z podziałem na sezony – podział na podstawie komponentów NAO „LOW”, „NORMAL” i „HIGH”. n – liczebność próby

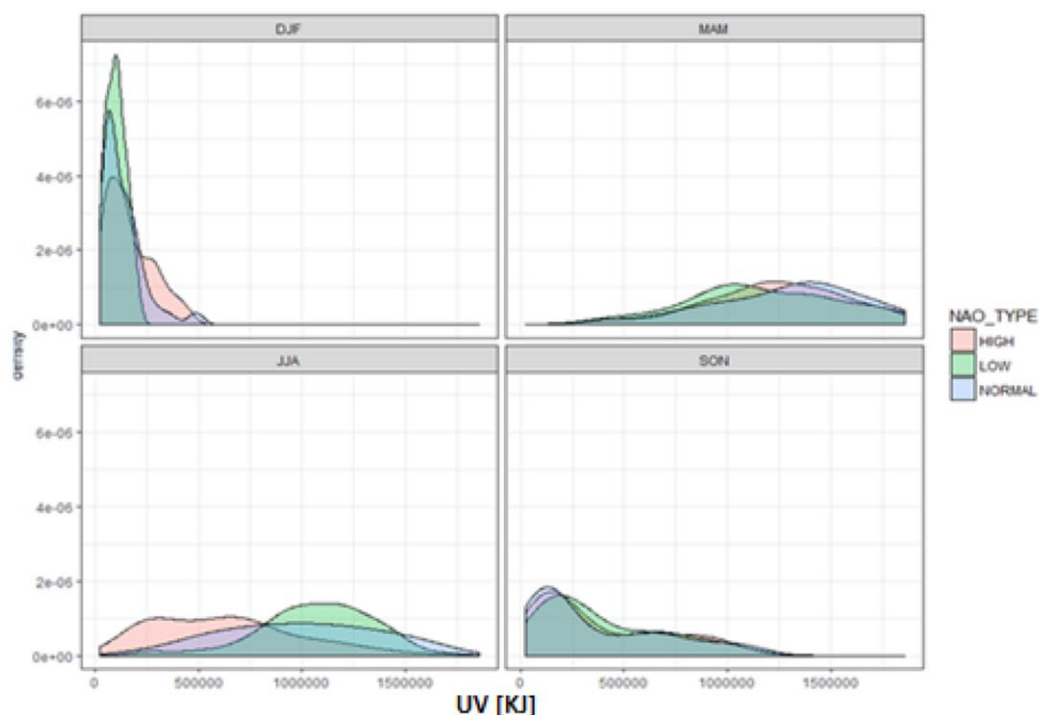
Komponent NAO	Sezon	NAO	N	u	v	n
LOW	Zima	-0,61	7	4,73	-1,49	37
	Wiosna	-0,77	4	0,08	1,13	74
	Lato	-0,97	4	3,15	0,67	116
	Jesień	-0,79	6	0,58	3,90	72
NORMAL	Zima	0,16	6	2,77	2,57	69
	Wiosna	0,15	5	0,30	0,00	101
	Lato	0,09	4	0,31	0,58	76
	Jesień	0,15	5	0,07	2,55	122
HIGH	Zima	1,13	6	7,93	2,30	168
	Wiosna	0,96	6	3,71	0,18	105
	Lato	0,82	4	1,83	0,24	21
	Jesień	1,05	6	3,30	0,44	82

Analizując funkcje rozkładu prawdopodobieństwa UV vs NAO w ujęciu sezonowym istotnie statystyczne wyniki (tab. 7) uzyskano dla zimy wiosny i lata w relacji HIGH – LOW oraz dla wiosny (relacja HIGH – NORMAL). W analizowanym okresie wysokie i niskie wartości indeksu NAO mają najbardziej widoczny wpływ na sytuację synoptyczną nad centralną i północną Europą – odpowiednio intensyfikują i osłabiają napływ powietrza z Oceanu Atlantyckiego i wpływają na wielkość zachmurzenia w Polsce (tab. 6).

Tab. 7. Istotność statystyczna testu K-S na poziomie $\alpha = 0,05$ w podziale na sezony dla komponentów promieniowania UV wydzielonych na podstawie kwantyli 0,33 i 0,66 wartości dziennego indeksu NAO

Kompozyt	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
HIGH~NORMAL	NIE	TAK	NIE	NIE
LOW~NORMAL	NIE	NIE	NIE	NIE
HIGH~LOW	TAK	TAK	TAK	NIE

Sezony zimowy cechują niskie wartości promieniowania – to właśnie przy nich skupione są wszystkie trzy typy (LOW, NORMAL, HIGH). Pomimo istotnych różnic pomiędzy rozkładami HIGH i LOW wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na dobowe sumy promieniowania UV wydaje się znikomy, a same wartości promieniowania uzależnione są od długości dnia i wysokości słońca nad horyzontem.



Ryc. 5. Rozkłady gęstości prawdopodobieństwa UV vs NAO dla okresu 2014-2016 z podziałem na sezony. DJF – zima, MAM – wiosna, JJA – Lato, SON – jesień

Wiosną można zaobserwować przesunięcie rozkładów względem siebie. Typ HIGH wskazuje na zwiększone wartości promieniowania UV. Taka sytuacja może budzić wątpliwości jeśli porównać ją z ujemnym wynikiem korelacji wiosną, wynoszącym -0,48 (ryc. 3). Warto zwrócić uwagę na to, że rozkłady mają dużą część wspólną, a typem NAO najbardziej przesuniętym w stronę wysokich wartości promieniowania jest typ NORMAL, który reprezentuje wartości dziennego wskaźnika NAO bliskie zero. Wy tłumaczenia takiego stanu rzeczy można upatrywać się w odmiennych kierunkach napływu mas powietrza. Komponent LOW cechuje intensyfikacja spływu południowego (Powietrze Zwrotnikowe, tab. 6), co może prowadzić do zwiększenia zawartości pyłów w atmosferze, a to z kolei może tłumaczyć zmniejszenie wartości promieniowania UV (ryc. 5). Komponent HIGH w sezonie wiosennym cechuje wysoka wartość składowej równoleżnikowej wiatru geostroficznego oraz wysoka średnia wartość zachmurzenia ($N = 6$; tab. 6).

Latem statystycznie istotne wyniki uzyskano jedynie dla relacji HIGH – LOW. Wysokie wartości indeksu NAO współwystępują z niskimi wartościami promieniowania, a niskie wartości NAO z wysokimi wartościami promieniowania ultrafioletowego. Otrzymane wyniki jakoby przeczą wynikom analizy korelacji w sierpniu ($r = 0,34$), (ryc. 3). Warto jednak zwrócić uwagę na to, że dla całego sezonu letniego nie uzyskano istotnych wyników korelacji. W sezonie jesiennym rozkłady nie różnią się od siebie w sposób istotny statystycznie.

4. Podsumowanie

Zakres czasowy danych (2014-2016) wykorzystanych do analizy jest stosunkowo krótki, jednak na podstawie przeprowadzonej analizy można wysnuć pewne wnioski. Analiza korelacyjna dla poszczególnych miesięcy wykazuje istotnie statystyczną współzależność dobowych sum promieniowania i wskaźnika NAO jedynie w marcu ($r = -0,51$), kwietniu ($r = -0,41$) i sierpniu ($r = 0,34$). W odniesieniu do sezonów – jedynie wiosną. Analiza poszczególnych sezonów oparta o tablice kontyngencji wykazała istotne wyniki (skorygowanego współczynnika kontyngencji Pearsona) dla zimy ($C_{\text{skor}} = 0,25$) i wiosny ($C_{\text{skor}} = 0,48$). Tak mała ilość istotnych wyników nie pozwala mówić o jednoznacznie udokumentowanym wpływie dziennego indeksu NAO na dobowe sumy promieniowania.

Zróznicowanie rozkładów funkcji gęstości prawdopodobieństwa dobowych sum promieniowania UV w okresie 2014-2016 (dla komponentów NAO: LOW, NORMAL i HIGH) oraz wyniki testu K-S, wskazują, że cyrkulacja atmosferyczna wyrażona poprzez indeks NAO, może być czynnikiem, który wpływa na wielkość dobowych sum promieniowania UV. Sytuacja komplikuje się podczas analizy rozkładów w podziale na sezony (wiosna, lato, jesień, zima). Rozkłady, które różnią się od siebie w sposób istotny, to relacja komponentu zawierającego wartości niskiego NAO (LOW) z komponentem wysokich wartości (HIGH). Wyniki porównania rozkładów dla wiosny wykazują niższe promieniowanie UV przy małych wartościach indeksu NAO i tym samym nie pokrywają się z wynikami korelacji dla tego sezonu ($r = -0,48$).

Na podstawie uzyskanych wyników nie można jednoznacznie stwierdzić o wpływie makroskalowej cyrkulacji wyrażonej poprzez dzienny wskaźnik NAO na dobowe sumy promieniowania UV w Borucinie. Jednak pewne istotne statystycznie wyniki zachęcają do prowadzenia takich badań w przyszłości. Z pewnością na wyniki ma wpływ bardzo mały rozmiar próby (3 lata pomiarów) i roczny cykl słoneczny, który należałoby zniwelować, aby odrzucić tak silny wpływ czynników astronomicznych.

Literatura

- Adamczyk R., 2007. Oscylacja Północnoatlantycka a wielkość zachmurzenia na obszarze Polski [w:] Piotrowicz K., Twardosz R. (red.), Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych. Instytut Geografii i Gospodarki przestrzennej UJ; 85-91.
- Biszcuk-Jakubowska J., Curyło A., 2010. Słoneczne promieniowanie UV a zdrowie człowieka. Prace Instytutu Elektrotechniki, 244; 93-106.
- Bryś K., Bryś T., 2002. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmienność warunków wilgotnościowych, radiacyjnych dynamicznych i ewaporacyjnych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1946-2000. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski. Akademia Morska, Gdynia; 147-160.
- Cyberski J., 2002. Powiązania zmienności parametrów bilansu wodnego Morza Bałtyckiego z Oscylacją Północnoatlantycką (NAO). [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia; 181-190.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science, 269; 676-679.
- Koźmiński C., Michalska B., 2012. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) na międzydobowe zmiany ciśnienia atmosferycznego w Polsce, Przegląd Geofizyczny, 84 (3); 375-389.
- Matuszko D., 2002. Wpływ cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie w Krakowie. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia; 141-146.
- Marosz M., 2002. Warunki strefowego przepływu powietrza w środkowej troposferze nad Europą a zmienność wskaźników intensywności przenosu zachodniego. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia; 215-222.
- Marosz M., 2017. Wieloletnia charakterystyka przepływu powietrza nad Polską Północną 1951-2015. Katedra Meteorologii i Klimatologii, UG, Gdańsk; 1-101.

- Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), 2002. Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia; 1-222.
- Miętus M., 2002. NAO a cyrkulacja atmosferyczna w rejonie Północnego Atlantyku i Europy. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Akademia Morska, Gdynia; 31-45.
- Owczarek M., Marosz M., Wiejak K., 2015-2018. Uniwersytecki Biuletyn Meteorologiczny Borucino-Kościelna-Ostrzyce. Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii.
- Podstawczyńska A., 2007. Cechy solarne klimatu Łodzi, Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica, 7. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź; 1-294.
- Rogers J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its associations to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. Journal of Climate, 10; 1635-1647.
- Wibig J., 2000. Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. Przegląd Geofizyczny, 45 (2); 121-137.