

ANDRZEJ A. MARSZ

<https://orcid.org/0000-0002-1962-8004>

Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Bałtycki

ul. Waszyngtona 42, 81-342 Gdynia

aamarsz127@gmail.com

ANNA STYSZYŃSKA

<https://orcid.org/0000-0001-8763-9154>

Stowarzyszenie Klimatologów Polskich

ul. Krakowskie Przedmieście 30, lok. 217

00-927 Warszawa

astys19@wp.pl

Wpływ znaku faz NAO w okresie zimowym na bilans wodny i możliwości wystąpienia suszy w cieplej porze roku na obszarze Polski

The Influence of the Sign of NAO Phases during the Winter Period on the Water Balance
and the Possibility of Drought Occurrence in the Warm Season in Poland

Abstract: The study shows that the change in the NAO phase has an impact on the formation of the area averages of the most important climatic elements during winter, with the exception of winter precipitation totals. An increase in air temperature, wind speed and sunshine duration, and a decrease in cloudiness and relative humidity during the occurrence of positive NAO phases lead to an increase in field evaporation. Evaporation in winter, calculated by Ivanov's method, shows strong and highly significant positive correlation with the value of the winter NAO index. Thus, the water balance changes, negatively affecting the size of the soil retention. Changes in the NAO index in the winter period have such a strong influence on the water balance in Poland that their influence is detected in the course of the value of the total annual outflow of Polish rivers. Additionally, after the occurrence of a positive NAO phase in winter, in May and August the sums of precipitation (in August – highly significantly), cloudiness and relative humidity decrease, and sunshine duration increases. This is an inertial effect of the winter NAO of unidentified genesis. Both the increase in evaporation in winter and the delayed effect of winter NAO contribute to an increase in the probability of a drought in the summer following winter, during which the NAO sign was positive.

Keywords: droughts; NAO; water balance; evaporation; Poland

Abstrakt: W pracy wykazano, że zmiana fazy NAO wywiera wpływ na kształtowanie się średnich obszarowych najważniejszych elementów klimatycznych w okresie zimy, za wyjątkiem sum opadów. Wzrost temperatury powietrza, prędkości wiatru i usłonecznienia, a zmniejszenie się

zachmurzenia i wilgotności względnej w czasie wystąpienia dodatnich faz NAO prowadzi do wzrostu parowania terenowego. Parowanie w okresie zimowym obliczone metodą Iwanowa wykazuje silne i wysoce istotne, dodatnie skorelowanie z wartością zimowego indeksu NAO. Tym samym dochodzi do zmian bilansu wodnego, negatywnie wpływających na rozmiar retencji gruntowej. Zmiany indeksu NAO w okresie zimowym na tyle silnie wpływają na bilans wodny na obszarze Polski, że wykrywa się ich wpływ w przebiegu wartości rocznego odpływu całkowitego rzek polskich. Dodatkowo, po wystąpieniu dodatniej fazy NAO w okresie zimowym, w maju i sierpniu zmniejszają się sumy opadów (w tym w sierpniu wysoce istotnie) oraz zachmurzenie i wilgotność względna, a rośnie usłonecznienie. Stanowi to inercyjny efekt działania zimowego NAO o niezidentyfikowanej genezie. Łącznie wzrost parowania w okresie zimowym i opóźnione działanie zimowego NAO przyczyniają się do zwiększenia prawdopodobieństwa wystąpienia suszy w okresie lata, następującego po zimie, w czasie której znak indeksu NAO był dodatni.

Słowa kluczowe: susza letnia; NAO; bilans wodny; parowanie; Polska

WSTĘP

W „kalendarzu susz” H. Lorenc (2015) przedstawiającym miesiące z wystąpieniem susz w poszczególnych latach na obszarze Polski, obejmującym okres 1951–2015, odnotowano wystąpienie 27 przypadków (lat) z wystąpieniem suszy „wiosenno-letniej”. Aż 19 tych susz (70,3% przypadków) poprzedzone zostało wystąpieniem dodatniej fazy NAO (Oscylacji Północnego Atlantyku) w okresie zimy poprzedzającej wystąpienie suszy, a 8 susz (29,6%) poprzedzonych było zimami, w których faza NAO była ujemna¹. Taka silna asymetria liczebności przypadków sugeruje, że znak indeksu NAO w okresie poprzedzającej lato zimy może wywierać wpływ na rozwój procesów prowadzących do zaistnienia „suszy wiosenno-letniej”.

Mechanizm działania znaku fazy NAO na potencjalne wystąpienie suszy w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień) jest prosty. Z wystąpieniem zimy, w czasie której znak NAO jest dodatni, związana jest zwiększona częstość występowania dób z pogodą o dodatniej temperaturze, z większą niż przeciętnie prędkością wiatru, ze znacznie zmniejszoną liczbą dni z występowaniem pokrywy śnieżnej. Zwiększa to straty wody na parowanie z powierzchni terenu i jednocześnie nie

¹ Stosuje się tutaj, zgodnie z przyjętym do badań „kalendarzem susz”, terminologię Lorenc (2011). Tym mianem autorka określa suszę, która występuje w okresie wegetacyjnym, choć w niektórych przypadkach tego rodzaju susze mogą rozpoczynać się w okresie wegetacyjnym, a kończyć już po jego zakończeniu, w listopadzie. W całym rozpatrywanym okresie 1951–2015 (65 lat) było 37 zim z dodatnim znakiem indeksu NAO i 28 zim z ujemnym znakiem tego indeksu (odpowiednio 56,9% i 43,1% przypadków) (zob. Marsz, Styszyńska 2021).

stwarza warunków do zmniejszenia spływu powierzchniowego². W literaturze przedmiotu (zob. np. Lorenc i in. 2006; Bartczak 2007; Kędziora 2008; Brykała 2009) zwraca się uwagę na fakt, że łagodna i bezśnieżna zima nie stwarza warunków do odnowienia się zasobów retencji gruntowej, co w sezonach letnich stwarza potencjalne zagrożenie powstania suszy.

Teza o wpływie znaku indeksu NAO w okresie zimowym na wystąpienie suszy w okresie półrocza ciepłego (Marsz 2017; Marsz, Styszyńska 2019, 2021) spotkała się z krytyką. W dyskusjach zwracano uwagę na możliwość przypadkowej koincydencji wystąpienia zwiększonej częstości przypadków suszy w półroczu ciepłym z poprzedzającymi ją zimami z dodatnim wskaźnikiem NAO; co najważniejsze, wskazano, że dotychczasowe badania (zob. np. Świątek 2016) wykazują, iż NAO nie wywiera istotnego statystycznie wpływu na klimatyczny bilans wodny na obszarze Polski.

Celem niniejszej pracy jest wyjaśnienie kwestii, czy rzeczywiście znak indeksu NAO w okresie zimowym może wywierać wpływ na wystąpienie suszy w cieplej porze roku i jaki jest klimatyczny mechanizm działania tego procesu.

DANE I METODY BADAWCZE

„Kalendarz susz” (1951–2015) pochodzi z pracy Lorenc (2015). Ma on rozdzielczość miesięczną i informuje, czy w danym miesiącu wystąpiła na obszarze Polski susza (niezależnie od rejonu wystąpienia i wielkości powierzchni) w podziale na dwie kategorie: (1) susze wiosenno-letnie oraz (2) zimowo-wiosenne symptomy suszy.

Ponieważ kolejne susze na obszarze Polski obejmują obszary o różnym położeniu i mocno zróżnicowanych powierzchniach, do analizy zjawiska przyjęto dane klimatyczne o wysokim stopniu integracji, tworząc średnie obszarowe. Utworzono je z danych pochodzących z 11 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski, znajdujących się w Koszalinie, Suwałkach, Szczecinie, Chojnicach, Białymstoku, Poznaniu, Łodzi, Włodawie, Jeleniej Górze, Katowicach i Lesku. W szeregu usłonecznienia zaszła potrzeba zamiany stacji w Koszalinie (braki w obserwacjach) na pobliską stację w Kołobrzegu. Udostępnione przez IMGW wartości usłonecznienia rozpoczynają się – podobnie jak dane o ciśnieniu atmosferycznym – dopiero od stycznia 1966 r. Podstawowe dane klimatyczne stanowią przetworzone dane IMGW-BIP. Są to szeregi miesięcznych wartości temperatury powietrza (T), zachmurzenia ogólnego (N), wilgotności

² W dodatniej fazie zimowego NAO obserwuje się na obszarze Polski wyraźnie większy odpływ rzeczny niż w fazie ujemnej (Wrzesiński 2010).

względnej (f), sum opadów (P) oraz sum usłonecznienia (U) ze stacji sieci IMGW (www1). Nieliczne braki w szeregach danych uzupełniano, obliczając ich wartości miesięczne metodą regresji wielokrotnej z pobliskich stacji.

Szeregi miesięcznych wartości ciśnienia na poziomie morza (SLP) dla 9 gridów o współrzędnych [50°N, 17,5°E], [50°N, 20°E], [50°N, 22,5°E], [52,5°N, 15°E], [52,5°N, 17,5°E], [52,5°N, 20°E], [52,5°N, 22,5°E], [55°N, 17,5°E] oraz [55°N, 20°E] pobrano przez serwery NOAA PSL ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS1 MONTHLY Intrinsic MSL[pressure]. Są to dane z reanalizy (Kalnay i in. 1996). Wartości ciśnienia z tego zbioru są bardzo silnie i wysoce istotnie skorelowane z szeregami ciśnienia zredukowanego do poziomu morza na stacjach IMGW, co wskazuje, że materiał ten może być wykorzystany do analizy zmian SLP nad obszarem Polski.

Szeregi miesięcznej prędkości wiatru (dalej: V_w) pobrano ze zbioru adataset speed: speed[m/s] data za pośrednictwem serwerów IRI/LDEO Climate Data Library, z gridów o tych samych współrzędnych co SLP. Są to przetworzone do postaci „wiatru przyziemnego” dane z reanalizy, uwzględniające zmiany współczynnika tarcia w funkcji zmiany powierzchni podścielającej oraz różnic temperatury. Schemat procedury obliczania tych wartości znajduje się na stronie internetowej IRI/LDEO CDL. Dane te są silnie i istotnie skorelowane z danymi tylko na części polskich stacji. To samo zaznacza się, jeśli przeprowadza się analizę korelacji miesięcznych prędkości wiatru między stacjami polskimi – między niektórymi stacjami korelacje są silne i wysoce istotne, a korelacje z innymi, nawet pobliskimi stacjami są słabe lub bardzo słabe. Może to świadczyć o zerwaniu jednorodności ciągów obserwacji prędkości wiatru na pewnej liczbie stacji.

Średnie obszarowe, miesięczne i roczne ze wszystkich podanych elementów klimatycznych obliczano jako średnie arytmetyczne z odpowiednich danych wymienionych stacji. W przypadku danych gridowych postępowano podobnie, uśredniając wartości ze wszystkich gridów. Wartości obszarowe oznaczono dodatkowo oznaczeniem PL z odpowiednim indeksem dolnym wskazującym na przyporządkowanie danej wartości do wektora czasu (na przykład roczna temperatura obszarowa – $TP_{L_{RK}}$). Dodatkowo obliczono podobne średnie obszarowe dla okresu „rozszerzonej” zimy (grudzień–marzec; 12–03), oznaczając je dodatkowo indeksem dolnym Z (np. średnie obszarowe zachmurzenie ogólne w okresie 12–03 – NPL_Z).

Wartości indeksów NAO pobrano z odpowiednich stron internetowych Climate Research Unit (indeksy NAO CRU; Jones, Jónsson, Wheeler 1997) oraz NCAR-UCAR Climate Data Guide (indeksy J.W. Hurrella – zimowy, stacyjny DJFM; Hurrell 1995) oraz indeksy NAO oparte na analizie składowych głównych

(NAO PC-based). Ten ostatni wskaźnik dalej oznaczony jest jako PC NAO z odpowiednim indeksem (PC NAO_Z).

W pracy zastosowano podstawowe, ogólnie znane metody statystyczne: analizę korelacji i analizę regresji. Do oceny istotności statystycznej badanych związków użyto stosowne testy: test t i test F Fischera. Za granicę istotności statystycznej przyjęto wartość $p = 0,05$ (przedział ufności = 95%). Związki kontrolowano pod kątem ich liniowości, sprawdzając je na wykresach rozrzutu.

Ze względu na dostępność danych o usłonecznieniu badaniami objęto zimy, rozumiane jako okresy od grudnia do marca włącznie, w latach 1966–2015 (50 lat). Takiej długości okres analizy zapewnia, że uzyskane wyniki będą pozwalały na wyciągnięcie uprawnionych wniosków natury klimatycznej oraz że będą miały mocne podstawy natury statystycznej. Dodatkowo niektóre operacje, o ile nie zachodziła konieczność uwzględniania usłonecznienia, wykonano dla okresu 1951–2020 (70 lat).

UWAGI NA TEMAT WSKAŹNIKÓW NAO

Przeglądając prace, w których wykorzystuje się wskaźniki NAO, można zauważyć pewną niefrasobliwość w ich stosowaniu. Bardzo często poszczególni badacze biorą do analizy „dowolny” wskaźnik, nie zwracając uwagi na jego właściwości.

Wskaźniki NAO w syntetyczny sposób charakteryzują tylko pewien aspekt zachodzącej w jakimś okresie cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym – konkretnie natężenie przepływu mas powietrza z zachodu na wschód w szerokościach 45–60°N, po wschodniej stronie Atlantyku Północnego i nad obszarem NW i Środkowej Europy³. W konkretnym okresie zimowym cyrkulacja jest taka, jaka jest (rzeczywistość), a poszczególne wskaźniki (opis tej rzeczywistości) charakteryzują ją dość często w sposób odmienny. Tu zwraca się uwagę na dwa najczęściej wykorzystywane przez polskich badaczy wskaźniki NAO: wskaźnik CRU i wskaźnik Hurrella⁴. Są one wskaźnikami stacyjnymi, co oznacza, że wartości SLP do ich obliczenia pobiera się ze stałych pod względem położenia punktów. Na obszarze „występowania Niżu Islandzkiego” oba wskaźniki korzystają z tej samej stacji bazowej – Reykjavik/Stykkisholmur. W przypadku stacji bazowej, z której pochodzi SLP dla charakterystyki jego

³ Wbrew temu, co piszą niektórzy autorzy, wystąpienie ujemnego znaku indeksu NAO nie oznacza odwrócenia kierunku przepływu na wschodni czy północno-wschodni.

⁴ Pomija się omawianie innych wskaźników NAO (Rogersa, Li i Wanga – NOAA PSL 20CR NAO index itd.) (szerzej na temat wskaźników NAO i ich właściwości zob. Styszyńska 2019).

zmian w Wyżu Azorskim, Hurrell (1995) przyjmuje Lizbonę, a P.D. Jones i in. (1997; wskaźnik CRU) – Gibraltar. Oba wskaźniki mają też odmienny okres „bazowy”, względem którego przeprowadza się ich standaryzację.

Powoduje to poważne konsekwencje w różnicach wartości wskaźników z tej samej zimy w przypadku migracji centrów tych układów barycznych. Nie wchodząc w detale, wskaźnik CRU jest bardzo „czuły” na zmiany położenia centrów zarówno Wyżu Azorskiego, jak i Niżu Islandzkiego. W niemałej liczbie przypadków, kiedy centrum Wyżu Azorskiego przemieszcza się zimą na NE względem swojego przeciętnego położenia, a Niż Islandzki zajmuje położenie również przesunięte na wschód (na przykład lokuje się w rejonie Lofotów), zimowy wskaźnik NAO CRU przybiera wartości, które nie charakteryzują prawidłowo intensywności strumienia przepływu zachodniego nad NW i Środkową Europą⁵. Znacznie mniej „czuły” na zmianę położenia centrum Wyżu Azorskiego jest zimowy stacyjny indeks Hurrella, natomiast dość silnie zmienia się jego wartość w przypadku migracji centrum Niżu Islandzkiego na wschód. Między innymi z tego właśnie względu w szeregu prac wykorzystujących wskaźnik NAO CRU, nawet synchronicznie (jednakowo zdefiniowane okresy zimy w integracji danych i we wskaźniku NAO CRU), uzyskuje się wyniki w umiarkowanym stopniu charakteryzujące występującą rzeczywistość.

W przedstawionych dalej badaniach do określenia wpływu NAO na przebieg elementów klimatycznych nad Polską przyjęto zimowy indeks NAO Hurrella oparty na analizie składowych głównych (PC). Pełna jego nazwa w języku angielskim to DJFM North Atlantic Oscillation Index PC-based. Wskaźnik ten stanowi szereg czasowy wartości czynnikowych pierwszej składowej głównej (pierwszy wektor własny) średniego pola SLP z okresu od 1 grudnia do 31 marca roku następnego, w granicach między 20°N i 80°N oraz 90°W i 40°E. Z tej przyczyny, że analizowane jest pole SLP na wielkim, rozciągającym się nad Atlantykiem Północnym i otaczającym go obszarze, zbliżona do równoleżnikowej migracja centrów obu układów działania atmosfery nie ma większego znaczenia dla kształtowania dodatnich wartości tego wskaźnika. Można tutaj dodatkowo wyjaśnić, że zdaniem autorów niniejszej pracy wybór właściwych, a nie przypadkowych wskaźników do prowadzenia analizy związków nie stanowi „manipulacji dany-
mi”, lecz jest zwykłym, racjonalnym działaniem.

⁵ Wskaźnik DJFM NAO CRU wykazuje się znacznie mniejszą amplitudą niż wskaźnik DJFM NAO Hurrella i niekiedy ma, w czasie danej zimy, odmienny znak od wskaźnika Hurrella.

ZMIENNOŚĆ ZIMOWEGO WSKAŹNIKA NAO A ZMIENNOŚĆ WYBRANYCH ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH NAD POLSKĄ W OKRESIE ZIMOWYM

Obliczone wartości współczynników korelacji liniowej między zimowym wskaźnikiem PC NAO ($PC\ NAO_Z$) a wybranymi elementami klimatycznymi („średnie obszarowe”) z okresu zimowego zestawiono w tab. 1. Przedstawione w niej wartości wykazują, że poza sumą opadów (PPL_Z) przebieg pozostałych rozpatrywanych elementów klimatycznych w okresie zimy wykazuje istotne skorelowanie z przebiegiem wskaźnika $PC\ NAO_Z$. Najsilniej – i wysoce istotnie – powiązane z przebiegiem indeksu $PC\ NAO_Z$ są średnia obszarowa temperatura powietrza w okresie zimy (TPL_Z) oraz średnia obszarowa zimowa prędkość wiatru ($VwPL_Z$). Zmienność $PC\ NAO_Z$ objaśnia ponad 50% wariancji tych elementów w okresach zimowych rozpatrywanego 50-lecia (1966–2015). Znacznie słabiej, ale istotnie statystycznie, ze zmianami indeksu $PC\ NAO$ powiązane są obszarowe: zachmurzenie, wilgotność względna, usłonecznienie oraz ciśnienie atmosferyczne. Tu odsetek objaśnienia wariancji wymienionych elementów mieści się w przedziale od ~8% do ~10%.

Tab. 1. Współczynniki korelacji (r) między zimowym (DJFM) wskaźnikiem PC NAO a średnimi dla zimy wartościami „obszarowych” elementów klimatycznych i poziom ich istotności statystycznej (p). Korelowane szeregi: 1966–2015 (opracowanie własne)

Table 1. Correlation coefficients (r) between the winter (DJFM) PC NAO index and the mean values for the winter of “area” climatic elements and the level of their statistical significance (p). Correlation period: 1966–2015 (own elaboration)

Miara Value	Elementy klimatyczne / Climatic elements						
	TPL_Z	PPL_Z	NPL_Z	fPL_Z	UPL_Z	$SLPPL_Z$	$VwPL_Z$
r	0,71	0,27	-0,28	-0,31	0,30	0,32	0,74
p	<0,001	0,056	0,046	0,031	0,036	0,022	<0,001

Analiza regresji wskazuje, że zmiana indeksu $PC\ NAO_Z$ o jedną jednostkę pociąga za sobą zmianę obszarowych średnich czteromiesięcznych: temperatury powietrza (TPL_Z) o $1,26(\pm 0,17)^\circ C$, prędkości wiatru ($VwPL_Z$) o $0,62(\pm 0,08) m \cdot s^{-1}$, usłonecznienia (UPL_Z) o $11,7(\pm 5,4)$ godziny, zgodną ze znakiem zmiany indeksu. Taka sama zmiana indeksu $PC\ NAO_Z$ pociąga za sobą zmiany zachmurzenia ogólnego (NPL_Z) o $0,09(\pm 0,04)$ oktanta i wilgotności względnej (fPL_Z) o $0,61(\pm 0,27)\%$ ze znakiem przeciwnym.

Podsumowując zachodzące wraz ze wzrostem indeksu $PC\ NAO$ zimą zmiany elementów klimatycznych nad Polską, trzeba stwierdzić, że w czasie zimy z dodatnim indeksem NAO rośnie – proporcjonalnie do zmian wartości tego

indeksu – temperatura powietrza i prędkość wiatru, mniej wyraźnie rosną ciśnienie atmosferyczne i osłonecznienie, przy jednoczesnym zmniejszeniu się zachmurzenia ogólnego i wilgotności względnej. Suma opadów atmosferycznych wypadających nad Polską w czasie zimy z dodatnim indeksem PC NAO_Z wykazuje bardzo słabą i statystycznie nieistotną ($4,5(\pm 4,3)$ mm/1 PC NAO_Z) tendencję dodatnią i można przyjąć, że jej zmienność nie jest związana ze zmiennością PC NAO_Z.

WPLYW ZMIAN PC NAO_Z NA ZMIANY WIELKOŚCI PAROWANIA I BILANS WODNY

Przyjęty w analizie okres zimy trwa od grudnia do marca włącznie. Pozwala to rozpatrywać wpływ zmian elementów klimatycznych w tym okresie na parowanie terenowe i/lub parowanie z wolnej powierzchni wodnej. Ze względu na to, że okres ten nie jest okresem wegetacyjnym, odnoszenie ich do rozmiarów ewapotranspiracji byłoby ryzykowne.

Istnieje szereg różnych formuł empirycznych pozwalających na szacowanie wartości parowania. Są to formuły wieloargumentowe. Przegląd kilku z nich daje A. Schmuck (1960), kilkanaście takich formuł zawiera praca S. Baca jr (1968), kilka zaś prace P. Jokiela (2007) czy W. Żarnowiec, A. Policht-Latawiec i K. Ostrowskiego (2016). Formuły te, podobnie jak formuły pozwalające na obliczanie ewapotranspiracji i ewapotranspiracji potencjalnej, mają jedną wspólną cechę – nie jest w nich określony błąd szacunku. W większości z nich znajduje się współczynnik proporcjonalności k dostosowujący pozostałą część funkcji do jednostek mianowania zmiennych (kcal, kJ, $W \cdot m^{-2}$, mm_{Hg} , hPa itd.), do „warunków lokalnych”, albo stanowiący niejawną funkcję innych zmiennych⁶. Podstawienie takich samych wartości elementów klimatycznych do różnych formuł wskazuje, że różnice obliczonych za ich pomocą wartości parowania przekraczają kilkadziesiąt procent względem najniższej szacowanej wartości parowania. Trudno w takiej sytuacji określić, która z formuł jest „bardziej prawdziwa” w sensie zbliżenia do rzeczywistości⁷.

⁶ W „prostej” formule Thornthwaite’a ($ET = c \cdot t^a$) tego rodzaju współczynnik, oprócz stałej c , która *de facto* nie jest stałą, stanowi również stojący w potęgze t (temperatury) wskaźnik „ a ”, będący dość skomplikowaną empiryczną funkcją wieloargumentową.

⁷ W tych formułach, w których określony jest ich błąd, odnoszony jest on zazwyczaj do wartości parowania oszacowanego przez inną formułę, przyjmowaną za „wzorcową”. Przykładem takiego działania jest wskaźnik A. Doroszewskiego i T. Górskiego (1995) odnoszący rezultaty obliczeń do wskaźnika Penmana.

W większości formuł pozwalających na oszacowanie ewaporacji (dalej: E_v) lub ewapotranspiracji jednym z argumentów funkcji jest niedosyt wilgotności ($E - e$, gdzie E jest prężnością maksymalną pary wodnej, a e to prężność aktualna). Wartość E stanowi nieliniową funkcję temperatury powietrza; siłą rzeczy im wyższa temperatura, tym większa będzie wartość E . Z kolei wilgotność względna, występująca jako jeden z argumentów funkcji E_v , jest funkcją niedosytu wilgotności. W formułach stosowanych do szacowania rozmiarów parowania (i strumieni ciepła utajonego) z powierzchni morza zamiast niedosytu wilgotności wykorzystuje się człon $(E(t_w) - e)$, w których $E(t_w)$ jest prężnością maksymalną pary wodnej w temperaturze powierzchni morza, uwzględniając w ten sposób bezpośrednio temperaturę podłoża, z którego zachodzi parowanie (Sverdrup, Johnson, Fleming 1942; Sukhovej 1977). Temperatura powierzchni morza jest funkcją bilansu cieplnego jego powierzchni. Są też formuły, w których argumentem funkcji jest bezpośrednio temperatura powietrza. Taki stan stawia pytanie, w jakiej mierze argumenty funkcji, gdy jednocześnie zmiennymi niezależnymi tej funkcji są T (temperatura) i d (niedosyt wilgotności) lub T i f (wilgotność względna), są redundantne.

W wielu formułach jednym z argumentów funkcji jest bezpośrednio prędkość wiatru lub funkcja prędkości wiatru, podobnie jak w ten czy inny sposób zdefiniowany dopływ radiacji słonecznej (promieniowanie całkowite, usłonecznienie). Zarówno wzrost temperatury podłoża, wzrost temperatury powietrza, wzrost wartości dopływającej do podłoża radiacji słonecznej, jak i wzrost prędkości wiatru pociągają za sobą – obliczane przez te formuły – wzrost parowania. Oceniając z tego punktu widzenia zmiany elementów klimatycznych nad Polską, zachodzące w konsekwencji zmian wskaźnika PC_{NAO_z} , staje się jasne, że rozmiar parowania z powierzchni terenu i swobodnej powierzchni wody w ciągu czterech miesięcy tak zdefiniowanej zimy będzie wzrastać wraz ze wzrostem wartości tego wskaźnika.

Problemem jest nie to, że parowanie wzrasta wraz ze wzrostem temperatury powietrza i prędkości wiatru, bo to jest sprawą oczywistą i niekoniecznie trzeba powoływać się na takie czy inne formuły, lecz to, o ile wzrośnie parowanie przy dodatnim znaku indeksu NAO i czy wzrost ten można uznać za taki, aby mógł wywierać realny wpływ na bilans wodny okresu zimowego, ewentualnie nawet na roczny bilans wodny.

Dość często w pracach polskich agroklimatologów, hydrologów i klimatologów rozmiar parowania lub ewapotranspiracji potencjalnej szacuje się za pomocą formuły Iwanowa (np. Musiał, Bubnowska, Gąsiorek 2007; Kędziora 2008; Radzka 2014; Okoniewska, Szumińska 2020). A. Kędziora (1999, 2008) wskazuje, że dla okresu chłodnego parowanie należy obliczać tą właśnie metodą, gdyż formuła

Penmana jest stosowana do szacowania rozmiaru parowania w okresie ciepłym (wegetacyjnym). Przyjmując, że formuła Iwanowa o postaci:

$$E_v = 0,0018 \cdot (25 + t)^2 \cdot (100 - f),$$

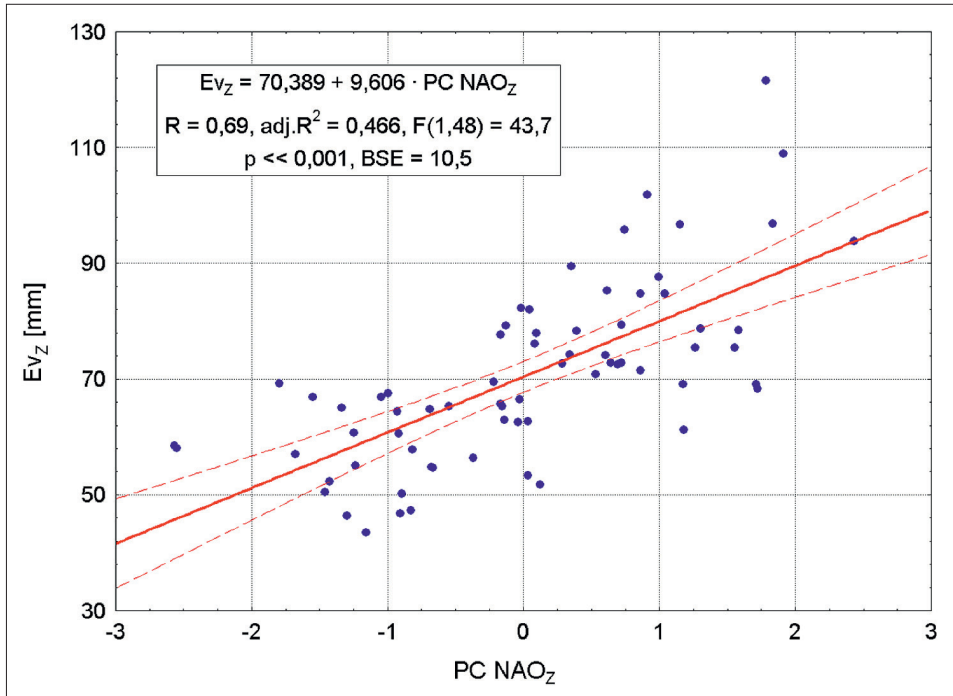
gdzie: E_v – ilość (mm słupa) odparowanej wody w miesiącu, t – temperatura miesięczna, f – miesięczna wilgotność względna (%), daje zbliżone do rzeczywistości wartości parowania, obliczono jej obszarowe wartości miesięczne (12–03), a następnie ich sumę dla okresu zimowego (oznaczenie E_{vZ}).

Współczynnik korelacji między indeksem PC NAO_Z a E_{vZ} jest równy 0,69 ($p \ll 0,001$). Analiza regresji wyjaśnia (ryc. 1), że przy zerowej wartości PC NAO_Z parowanie obszarowe z powierzchni Polski w okresie od grudnia do marca włącznie jest równe w przybliżeniu 70,4 mm słupa wody, a zmiana wartości indeksu PC NAO_Z o jedną jednostkę pociąga za sobą zmianę ilości odparowanej wody o około 10 mm, zgodną ze znakiem zmiany indeksu. Związek jest liniowy, a błąd standardowy estymacji wartości E_{vZ} (znaczony w ramce ryc. 1 jako BSE) jest równy $\pm 10,6$ mm.

Ponieważ do obliczenia wartości E_{vZ} nie jest potrzebne usłonecznienie, a szeregi TPL_Z i fPL_Z obejmują okres 1951–2020 (70 lat), ponownie oszacowano parametry równania dla tego okresu. W nowym oszacowaniu wartości wyrazu wolnego, współczynnika regresji i współczynnika korelacji wielokrotnej nie zmieniły się do poziomu setnych; najsilniej, o części dziesiątne ($\sim 0,4$ mm), zmieniła się zaś wartość BSE. Świadczy to o tym, że przedstawione na ryc. 1 równanie, opisujące rozmiar E_v w funkcji zmian PC NAO_Z, jest stabilne.

Średnie obszarowe parowanie w okresie zimowym (E_{vZ}), przy typowej zmianie wartości indeksu PC NAO_Z o ± 2 jednostki (ryc. 1), zmienia się zatem w granicach od $\sim 50(\pm 11)$ do $\sim 90(\pm 11)$ mm. Średnia wieloletnia (1951–2020) obszarowa suma opadów w okresie zimowym (PPL_Z) jest równa 144,3 mm i wykazuje bardzo silną zmienność międzyroczną (min. 69,6 mm (1954), max 213,8 mm (1994), $\sigma = 34,4$). W czasie zim, w których sumy opadów, nieskorelowanych z PC NAO_Z, stają się mniejsze, przy wystąpieniu dodatniej fazy NAO oszacowane parowanie może być na tyle duże, że tak obliczony bilans wodny będzie charakteryzował się bardzo niskimi wartościami dodatnimi lub nawet ujemnymi, wpływając tym samym na zmniejszenie retencji gruntowej. Liczenie „bilansu wodnego” okresu zimowego z tak „grubo” i o niejasnej dokładności obliczonej wielkości parowania jest niepewne, a wyciąganie dalej idących wniosków z takich obliczeń – ryzykowne. Przeprowadzone wyżej szacunki stanowią raczej symulację rzeczywistych zależności.

Jeśli jednak zmiany indeksu PC NAO_Z wywierają istotny wpływ na zimowy bilans wodny, to powinny znajdować także jakieś swoje odbicie w cechach zmian rocznego bilansu wodnego „uśrednionych” zlewni. Innymi słowy,



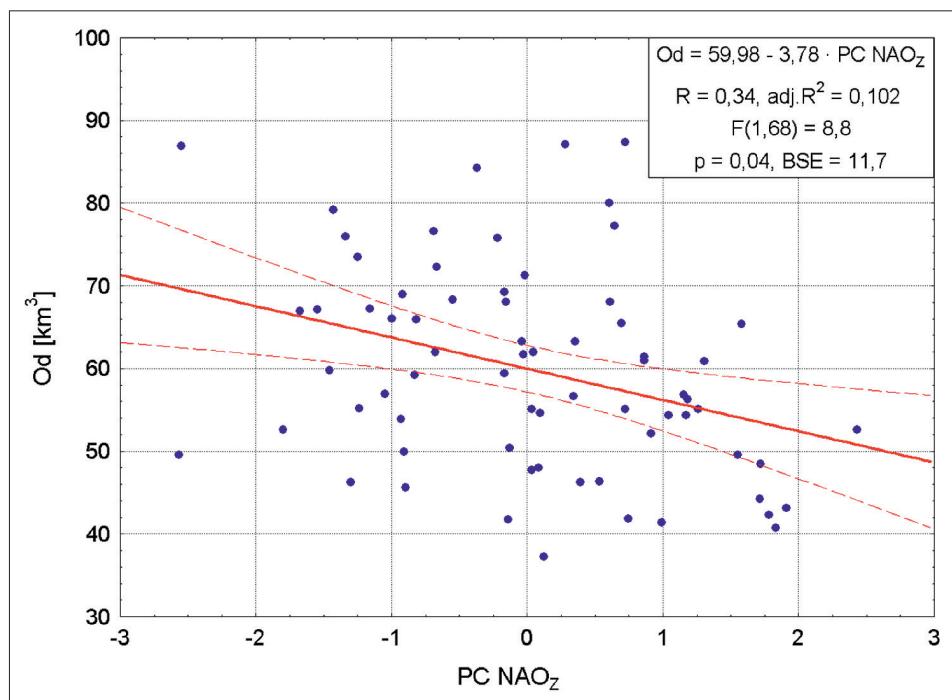
Ryc. 1. Związek między zimowym (DJFM) indeksem PC NAO ($PC\ NAO_z$) ze średnią obszarową wartością parowania w okresie zimy (12–03; Ev_z) w Polsce. W ramce – charakterystyka statystyczna zależności. Okres: 1966–2015 (opracowanie własne)

Fig. 1. Relationship between the winter (DJFM) PC NAO index ($PC\ NAO_z$) and the mean area value of evaporation in the winter period (12–03; Ev_z) in Poland. In the box – statistical characteristics of the relationship. The period: 1966–2015 (own elaboration)

powinny występować bezpośrednie związki między zmiennością indeksu PC NAO_z a odpływem rocznym z dużych zlewni. Okres zimowy (12–03) mieści się w całości w danym roku hydrologicznym (11–10), dlatego wyjaśnienie, czy i jaki jest wpływ zmian $PC\ NAO_z$ na zmiany odpływu dadzą zwykle analizy synchroniczne.

IMGW-PIB w „Biuletynie Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej” za 2020 rok udostępnił informację o odpływie całkowitym rzek Polski w latach 1951–2020. Odpływ całkowity z powierzchni danej zlewni stanowi wypadkową jej bilansu wodnego i jednocześnie miarę odnawialnych zasobów wodnych (Michalczyk 2017; Wibig 2017). Wartości odpływu rocznego rzek Polski stanowią dane o wielkiej skali integracji przestrzennej i czasowej, stanowią syntezę rocznego bilansu wodnego dziesiątków zlewni różnych rzędów występujących na obszarze Polski i tylko w nieznaczej części poza jej granicami (Michalczyk 2017).

Sprawdzenie, czy zmiany wskaźnika PC NAO_Z wykazują wpływ na kształtowanie się wartości odpływu rocznego dało pozytywny rezultat. Związek liniowy między całkowitym odpływem rocznym rzek Polski w latach 1951–2020 jest stosunkowo słaby (ryc. 2), ale statystycznie istotny.



Ryc. 2. Związek między zimowym indeksem PC NAO (PC NAO_Z) a rocznym odpływem całkowitym rzek Polski (Od). W ramce – związek i jego charakterystyka statystyczna. Okres: 1951–2020 (opracowanie własne)

Fig. 2. Relationship between the winter (DJFM) PC NAO index (PC NAO_Z) and the annual total outflow of Polish rivers (Od). In the box – relationship and its statistical characteristics. The period: 1951–2020 (own elaboration)

Zmienność indeksu PC NAO z okresu czterech miesięcy zimy objaśnia ~10% wariacji rocznego odpływu całkowitego rzek Polski (Od) w ciągu 70 lat (1951–2020). Nie jest to duży odsetek objaśnienia, podobnie sam związek nie jest ścisły (błąd standardowy estymacji Od jest równy $\pm 11,7 \text{ km}^3$). Oceniając tę zależność, należy zwrócić uwagę, że na tle innych czynników wywierających wpływ na kształtowanie się rocznych przepływów rzek na obszarze większym od obszaru Polski, a tym samym na wielkość odpływu, wpływ działającego przez cztery miesiące w roku czynnika cyrkulacyjnego, który reguluje w tym okresie tylko (?) wielkość strat na parowanie, nie może być duży. Wpływ ten jest jednak

na tyle silny, że wykrywa się jego istnienie w tak syntetycznej mierze, jaką jest całkowity odpływ roczny.

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

K. Bryś i T. Bryś (2002) wykryli występowanie statystycznie istotnej, opóźnionej reakcji szeregu wskaźników higrycznych i radiacyjnych (niedosytu wilgotności, parowania wskaźnikowego i miesięcznych sum promieniowania całkowitego) mierzonych na stacji Wrocław-Swojec w sierpniu na zmiany wartości zimowych wskaźników NAO Rogersa (1984) i Hurrella (1995). Skłoniło to autorów niniejszej pracy do przeprowadzenia dodatkowej analizy związków asynchronicznych między przebiegiem indeksu PC NAO_Z z przebiegami miesięcznych średnich obszarowych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Analiza ujawniła istnienie związków opóźnionych względem przebiegu tego indeksu (tab. 2).

Tab. 2. Współczynniki korelacji między zimowym (DJFM) wskaźnikiem PC NAO a miesięcznymi średnimi obszarowymi wartościami elementów klimatycznych nad Polską, w miesiącach następujących po okresie, w którym oblicza się wartość indeksu NAO. Okres korelacji: 1966–2015 (opracowanie własne)

Tab. 2. *Correlation coefficients between the winter (DJFM) PC NAO index and the monthly mean area values of climatic elements over Poland in the months following the period in which the NAO index value is calculated. Correlation period: 1966–2015 (own elaboration)*

Miesiąc Month	TPL	PPL	NPL	fPL	UPL	VwPL
04	0,28	-0,12	-0,10	-0,19	0,09	0,10
05	0,10	-0,34	-0,38	-0,33	0,37	0,02
06	-0,09	-0,12	-0,07	-0,11	0,03	0,16
07	0,09	-0,04	-0,11	-0,15	0,09	0,03
08	0,21	-0,47*	-0,38	-0,35	0,36	0,12
09	0,23	-0,06	-0,02	-0,15	0,03	-0,19
10	-0,03	0,10	0,12	-0,03	-0,10	0,03
11	-0,18	-0,25	-0,16	0,10	0,17	0,01
12	0,24	-0,01	-0,20	-0,10	0,19	0,07
Rok Year	0,57*	-0,27	-0,40	-0,39	0,33	0,57*

Średnie obszarowe: TPL – temperatura powietrza; PPL – suma opadów atmosferycznych; NPL – zachmurzenie ogólne; UPL – suma usłonecznienia; VwPL – prędkość wiatru. Wartości *r* statystycznie istotne ($p < 0,05$) pogrubione; wartości wysoce istotne statystycznie ($p < 0,001$) oznaczone dodatkowo *

*Area averages: TPL – air temperature; PPL – total precipitation; NPL – general cloudiness; UPL – sum of sunshine duration; VwPL – wind speed. Statistically significant *r* values ($p < 0,05$) in bold; values highly statistically significant ($p < 0,001$) additionally marked **

Występowanie statystycznie istotnych, opóźnionych korelacji grupuje się w dwóch miesiącach: maju i sierpniu. Obejmują one miesięczne obszarowe sumy opadów, zachmurzenie, usłonecznienie i wilgotność względną. Szczególnie silny, wysoce istotny związek ($r = -0,47$, $p < 0,001$) zachodzi między PC NAO_Z a sumą opadów w sierpniu. Zmiana wartości zimowego indeksu PC NAO o jedną jednostkę pociąga za sobą opóźnioną zmianę miesięcznej sumy opadów w sierpniu o 11,8(±3,2) mm, przeciwną do znaku zmiany indeksu⁸. Przy średniej wieloletniej (1966–2015) rocznej obszarowej sumie opadów w tym miesiącu równej 71,2 mm stanowi to liczący się (>15%) odsetek jej zmienności. W korelacjach synchronicznych (12–03; tab. 1), a także w korelacjach PC NAO_Z z rocznymi sumami opadu (tab. 2) nie wykryto statystycznie istotnych korelacji.

Taki rozkład współczynników korelacji wskazuje, że po zimie, w której indeks PC NAO_Z będzie miał większą wartość dodatnią, z dużym prawdopodobieństwem maj i sierpień będą miesiącami o mniejszym zachmurzeniu, zmniejszonej sumie opadów, zwiększonym usłonecznieniu i zmniejszonej wilgotności względnej powietrza. Po zimie o większej ujemnej wartości tego wskaźnika opisane zmiany warunków zachmurzenia, sum opadów i usłonecznienia zmieniają się w maju i sierpniu w odwrotnym kierunku. Przypuszczalnie ten czynnik wywiera wpływ na opisane przez J. Pociask-Karteczkę (2006) związki między dodatnią wartością zimowego wskaźnika NAO a zmniejszaniem się przepływów Skawy i Dunajca w maju, a Wisły – na profilu w Sandomierzu – w sierpniu i wrześniu.

Zestaw zmian powiązanych ze sobą elementów klimatycznych sugeruje, że opóźnione oddziaływanie NAO_Z realizuje się na drodze działania procesów o skali synoptycznej – poprzez kształtowanie struktury pogód. Po wystąpieniu zimy o wysokich wartościach indeksu NAO_Z w nadchodzącym maju i sierpniu wzrośnie częstość występowania dób z pogodą o mniejszym zachmurzeniu, zwiększonym usłonecznieniu, bez opadu i ze zmniejszoną wilgotnością powietrza. Patrząc na charakterystyczny i spójny rozkład występujących zależności między tymi elementami, zachodzących przy zmianie znaków zimowego indeksu NAO, trudno znaleźć inną drogę, na której mogłyby jednocześnie realizować się, niezależnie od siebie, opisane zmiany.

O ile wystąpienie nad Polską zmniejszonej wilgotności względnej w maju i sierpniu może być spowodowane ograniczeniem rozmiarów rzeczywistego parowania z powierzchni gruntu spowodowanego przez ograniczone rozmiary retencji gruntowej zimą, o tyle zmniejszenie sum opadów i wzrost usłonecznienia

⁸ Analiza korelacji w szeregach dłuższych o 20 lat (1951–2020) wykazała, że korelacje te utrzymują się bez istotnej zmiany wartości współczynnika korelacji ($r = -0,46$, $p < 0,001$) i współczynnika regresji. Na tej podstawie można stwierdzić, że zależność ta jest stabilna.

w tych miesiącach trudno powiązać ze zwiększonym parowaniem terenowym w okresie zimy. Ujawnia się tutaj działanie jakiegoś niezidentyfikowanego do tej pory mechanizmu inercyjnego, przenoszącego w czasie wpływu zachodzącej zimą cyrkulacji atmosferycznej na następujący po takiej zimie okres wiosny i lata.

Niezależnie od tego, jaki jest ten mechanizm inercyjny i jaka jest jego geneza, stwierdzenie statystycznie istotnego zmniejszenia się sum opadów i wzrostu usłonecznienia w maju i sierpniu po zimach w tych latach, w których zimowy indeks NAO jest dodatni, może stanowić następną przyczynę pogłębienia się w okresie letnim niedoborów wody i także wywierać wpływ na wystąpienie suszy wiosenno-letniej.

Rysują się zatem dwie grupy przyczyn powodujących, że wystąpienie dodatniej fazy NAO w okresie zimy może wpływać na zaistnienie w okresie letnim niedoborów wody prowadzących do zaistnienia suszy:

- zwiększenie parowania terenowego w czasie zimy zachodzące na skutek występowania wysokiej, jak na okres zimowy, temperatury powietrza i większej niż przeciętnie prędkości wiatru, co w konsekwencji ogranicza rozmiary retencji zasobów wody w podłożu,

- działanie procesów inercyjnych w przebiegu cyrkulacji atmosferycznej o niezidentyfikowanej genezie, prowadzących do wzrostu usłonecznienia i spadku sum opadów w maju i sierpniu.

Wpływ występowania dodatniej fazy NAO w okresie zimowym na wystąpienie suszy w okresie nadchodzącego lata okazuje się więc dość skomplikowany, ma różne aspekty i niejednorodną genezę. Występująca niepełna (~70%) koincydencja przypadków wystąpienia susz „wiosenno-letnich” w „kalendarzu susz” Lorenc (2015) z wystąpieniem wcześniej zimy z dodatnim wskaźnikiem NAO nie jest wcale przypadkowa. W świetle przedstawionych faktów teza o wpływie procesów cyrkulacyjnych zimą, zapisujących się w znaku indeksu NAO, na późniejsze wystąpienie suszy w Polsce ma mocne podstawy i nie można jej ignorować.

BIBLIOGRAFIA

Literatura

- Bac S. jr 1968. Studia nad parowaniem z wolnej powierzchni wodnej, parowaniem terenowym i ewapotranspiracją potencjalną. *Zeszyty Naukowe WSR we Wrocławiu* 13(80), 7–68.
- Bartczak A. 2007. *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznego z dorzecza Zgłowiączki*. Warszawa: IGiPZ PAN.
- Brykała D. 2009. *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzecznego Skrzy Lewej*. Warszawa: IGiPZ PAN.
- Bryś K., Bryś T. 2002. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmienność warunków wilgotnościowych, radiacyjnych, dynamicznych i ewaporacyjnych we Wrocławiu-Swojcu w latach

- 1946–2000. W: A. Marsz, A. Styszyńska (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski* (s. 147–160). Gdynia: Wydawnictwo Uczelniane Akademii Morskiej.
- Doroszewski A., Górski T. 1995. Prosty wskaźnik ewapotranspiracji potencjalnej. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu. Melioracja i Inżynieria Środowiska* 16(271), 3–8.
- Hurrell J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* 269(5224), 676–679. DOI: <http://dx.doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Jokiel P. 2007. Zmiany, zmienność i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku. *Acta Universitatis Lodzianensis. Folia Geographica Physica* 8, 63–88.
- Jones P.D., Jónsson 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. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19971115\)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13<1433::AID-JOC203>3.0.CO;2-P)
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., ..., Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77(3), 437–470.
- Kędziora A. 1999. *Podstawy agrometeorologii*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne.
- Kędziora A. 2008. Bilans wodny krajobrazu konińskich kopalni odkrywkowych w zmieniających się warunkach klimatycznych. *Roczniki Gleboznawcze* 59(2), 104–118.
- Lorenc H. 2015. Ekstrema klimatyczne i meteorologiczne w Polsce w odniesieniu do V Raportu IPCC. W: H. Lorenc, Z. Ustrnul (red.), *Klimat a społeczeństwo i gospodarka* (s. 31–51). Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne – Oddział Warszawski, IMGW-BIP.
- Marsz A. 2017. Intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym a susze w Polsce (1951–2011). W: *XXXVIII Ogólnopolski Zjazd Agroklimatologów i Klimatologów, Puławy 18–20.09.2017. Abstrakty* (s. 53). Puławy.
- Marsz A.A., Styszyńska A. 2021. Intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym a susze w Polsce. *Prace i Studia Geograficzne* 66(1), 68–80. DOI: <http://dx.doi.org/10.48128/pisg/2021-66.1-05>
- Michalczyk Z. 2017. Odpływ średni, zmienność w czasie i zróżnicowanie przestrzenne. W: P. Jokiel, W. Marszałewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski* (s. 153–160). Warszawa: PWN.
- Musiał E., Bubnowska J., Gąsiorek E. 2007. Zmiany klimatu we Wrocławiu-Swojcu w wieloletniu 1964–2000. W: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych* (s. 315–322). Kraków: Wydawnictwo IGIPIZ UJ.
- Okoniewska M., Szumińska D. 2020. Changes in Potential Evaporation in the Years 1952–2018 in North-Western Poland in Terms of the Impact of Climatic Changes on Hydrological and Hydrochemical Conditions. *Water* 12, 877. DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/w12030877>
- Pawelec W., Wereski S. (red.). 2020. Tab. 2.10. – Odpływ całkowity rzek Polski w latach 1951–2020 i klasyfikacja zasobności w wodę. *Biuletyn Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej* 13(228).
- Pociask-Karteczka J. 2006. Regionalne zróżnicowanie wpływu oscylacji północnoatlantyckiej na reżim rzek. W: J. Trepińska, Z. Olecki (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego* (s. 261–269). Kraków: Wydawnictwo IGIPIZ UJ.
- Radzka E. 2014. Klimatyczny bilans wodny okresu wegetacyjnego (według wzoru Iwanowa) w środkowowschodniej Polsce. *Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie* 14(1), 67–76.
- 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.

- Schmuck A. 1960. *Zarys hydrometeorologii*. Wrocław–Warszawa: PWN.
- Styszyńska A. 2019. Miary NAO – uwagi na temat „wskaźników NAO”. W: A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migąła (red.), *NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje* (s. 7–18). Wrocław: Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Klimatologów Polskich.
- Sukhovej V.F. 1977. *Izmenchivost' gidrologicheskikh uslovij Atlanticheskogo okeana*. Kiev: Naukova Dumka.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. 1942. *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*. New York: Prentice-Hall.
- Świątek M. 2016. Effects of NAO on the climatic water budget at the Polish southern Baltic coast. *Bulletin of Geography, Physical Geography Series 11*, 17–25.
- Wibig J. 2017. Klimatyczny bilans wodny. W: P. Jokiel, W. Marszałewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski* (s. 49–54). Warszawa: PWN.
- Wrzesiński D. 2010. Odpływ rzek w Polsce w różnych fazach Oscylacji Północnoatlantyckiej. *Badania Fizjograficzne. Seria A 1*(A61), 129–144. DOI: <https://dx.doi.org/10.2478/v10116-010-0007-z>
- Żarnowiec W., Policht-Latawiec A., Ostrowski K. 2016. Szacowanie wielkości parowania wody z powierzchni dachowych na podstawie wybranych wzorów empirycznych. *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus 15*(4), 17–28. DOI: <https://dx.doi.org/10.15576/ASP.FC/2016.15.4.17>

Netografia

- Lorenc H. 2011. *Susze i opady maksymalne w Polsce*. Prezentacja na Seminarium PK GWP, 16.12.2011. Pobrane z: <http://gwppl.org/data/uploads/prezentacje/Susze%20i%20opady%20maksymalne%20w%20Polsce.pdf>
- Lorenc H., Laskowska A., Ceran M., Mierkiewicz M., Sasim M., Wita A. 2006. *Susza w Polsce – 2006 rok (przyczyny, natężenie, zasięg, wnioski na przyszłość)*. Raport Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Warszawa. Pobrane z: <https://bip.minrol.gov.pl/content/download/38357/195882/version/1/file/SUSZA-CALOŚĆ1.pdf>
- Marsz A.A., Styszyńska A. 2019. Intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym a susze na obszarze Polski (1951–2018). W: W. Surosz, M. Mańko (red.), *II Konferencja Naukowa Polskich Badaczy Morza, stan i trendy zmian w morzach i oceanach. Książka abstraktów* (s. 81). Gdynia, 24–25 IX 2019. Pobrane z: <https://iiknpbm.ug.edu/wp-content/uploads/2019/09Ksiazka-abstraktow-II-KNPBN.pdf>
- NAO PC-based: <https://climatedata.ucar.edu/cimate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>
- www1: <https://dane.publiczne.imgw.pl>