

Andrzej A. MARSZ^a, Anna STYSZYŃSKA^b

^aPolskie Towarzystwo Geofizyczne,

Oddział Bałtycki

e-mail: aamarsz127@gmail.com

ORCID: 0000-0002-1962-8004

^bStowarzyszenie Klimatologów Polskich

e-mail: astys19@wp.pl

ORCID: 0000-0001-8763-9154

Prace i Studia Geograficzne

ISSN: 0208–4589; ISSN (*online*): 2543–7313

2024, t. 69.3, s. 25–43

DOI: 10.48128/pisg-2024-69.3-02

ATLANTYK PÓŁNOCNY A KLIMAT EUROPY. MECHANIZMY WPŁYWU

Część 1

The North Atlantic and the climate of Europe. Mechanisms of influence

Part 1

Abstract: The work discusses the mechanisms operating within the climate system leading to variability and changes in the atmospheric climate over Europe. The first part discusses the operation of the main factor regulating the variability of atmospheric circulation, which is the North Atlantic thermohaline circulation (NA THC). The variability of NA THC, through its influence on the shaping of the mid-tropospheric circulation and the distribution of geopotential heights, determines the variability of the lower circulation, and thus the variability of climatic elements over Poland and Europe. The analysis showed that the variability of NA THC largely explains the variability of sunshine duration, air temperature and relative humidity, but does not satisfactorily explain the variability of other climatic elements.

Wpłynęło: 18.02.2024

Zaakceptowano: 03.06.2024

Zalecany sposób cytowania / Cite as: Marsz A.A., Styszyńska A., 2024, Atlantyk Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 1, *Prace i Studia Geograficzne*, 69.3, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 25–43, DOI: 10.48128/pisg-2024-69.3-02.

© Copyright by Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego & Autorzy



Artykuł opublikowany przez SCIENCINDO i objęty licencją Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International License

Key words: Climate change, thermohaline circulation, atmospheric circulation, Europe, North Atlantic

SFORMUŁOWANIE ZAGADNIENIA

Wśród najważniejszych czynników wywierających wpływ na charakter klimatu Europy i Polski, zwłaszcza na przebieg temperatury powietrza, od dawna wymienia się oddziaływanie Atlantyku Północnego (dalej NA – *North Atlantic*). Przez klimatologów wpływ ten najczęściej traktowany jest statycznie – jako konsekwencja odległości od oceanu. Wielka powierzchnia i objętość wód o ogromnej

pojemności i inercji cieplnej, poprzez swoje oddziaływanie na temperaturę i wilgotność powietrza wpływa na klimat obszarów otaczających. Wpływ ten warunkuje cechę, którą określa się mianem kontynentalizmu czy oceanizmu klimatu. Cecha ta opisywana jest za pomocą odpowiednich wskaźników (np. Kerner 1905; Gorczyński 1918, 1922; Conrad 1946; Ewert 1963; Marsz 1995) lub pośrednio za pomocą wartości izonomal temperatury powietrza (np. Chałubińska 1949; Woś 1967) czy odchyleń się poziomych gradientów temperatury powietrza nad Polską od ich południkowego, strefowego ukierunkowania (Stopa-Boryczka i in. 1990, 1994; Stopa-Boryczka, Boryczka 2009).

Wartości większości stosowanych wskaźników kontynentalizmu czy oceanizmu oblicza się z charakterystycznych cech przebiegu temperatury, najczęściej z wartości rocznej amplitudy temperatury (np. Gorczyński 1918, 1922) lub na przykład różnic między temperaturą miesięczną października i kwietnia i rocznej amplitudy temperatury (Kerner 1905). Nie negując roli wpływu zmian odległości poszczególnych obszarów Europy od powierzchni Atlantyku Północnego na kształtowanie cech ich klimatu, trzeba zwrócić uwagę na działanie jeszcze innych czynników.

Ponieważ odległość np. Polski od oceanu jest stała, a wartości współczynników kontynentalizmu czy oceanizmu na poszczególnych stacjach wykazują zmienność z roku na rok (np. Kożuchowski, Marciniak 1986, 1992, 2002), wskazuje to, że stopień kontynentalizmu czy oceanizmu regulują dodatkowe czynniki, które wprowadzają zmienność tej cechy klimatu.

Powszechnie przyjmowanym i aprobowanym objaśnieniem tej zmienności jest działanie cyrkulacji atmosferycznej, której zmiany, poprzez regulację częstości i intensywności napływu mas powietrza formujących się nad Atlantykiem Północnym oraz innymi obszarami źródłowymi, wywierają istotny wpływ na zmienność temperatury powietrza nad Europą, w tym nad Polską (np. Paszyński, Niedźwiedź 1991; Kożuchowski 2004; Stopa-Boryczka, Boryczka 2009). Z tych samych danych, z których określa się współczynniki kontynentalizmu czy oceanizmu, to jest przebiegu temperatury powietrza (T_p), szacuje się „siłę” modyfikującej przebieg temperatury cyrkulacji atmosferycznej (np. $T_p = f(\text{NAO})$), która w dużej części wyjaśnia zmienność międzyroczną temperatury, a więc i pośrednio zmienność stopnia kontynentalizmu. To samo dotyczy zmienności i innych elementów klimatycznych, których zmienność regulowana jest przez zmienność cyrkulacji atmosferycznej. O ile cały zespół czynników fizycznogeograficznych, takich jak szerokość geograficzna, odległość od oceanu, wysokość nad poziomem morza, rzeźba terenu, etc. określa statyczne cechy klimatu panującego nad danym obszarem (punktem), to zmienność cyrkulacji atmosferycznej może być uważana za podstawową przyczynę dynamiki klimatu, czyli jego zmienności i zmian w czasie.

Przyczyny i mechanizmy prowadzące do zmian przebiegu procesów cyrkulacji atmosferycznej są niejasne. W literaturze przedmiotu panuje na ten temat bardzo duża rozbieżność poglądów, dotyczy to zwłaszcza tego, co ma być czynnikiem sprawczym zmian cyrkulacji atmosferycznej. Pomijając w tym miejscu przegląd poglądów na ten temat, trzeba zwrócić uwagę, że liczni badacze wskazują na zmiany stanu termicznego oceanu, jako bezpośrednią lub pośrednią przyczynę zmian cyrkulacji atmosferycznej.

W światowej literaturze przedmiotu już od dawna znaleźć można setki prac na temat różnych aspektów oddziaływania zmian temperatury powierzchni oceanu (dalej SST – *Sea Surface Temperature*) lub anomalii SST na zmienność klimatu, w tym i na zmienność cyrkulacji atmosferycznej (np. Bjerknes 1964; Namias 1969, 1972; Cayan 1980). Najczęściej związki te rozpatrywane są w aspekcie fenomenologicznym – poszczególni badacze wiążą występowanie odpowiedniej postaci cyrkulacji atmosferycznej nad danym obszarem z występowaniem anomalii SST na określonym akwenie lub z takim czy innym rozkładem przestrzennym anomalii SST, np. słynny „wzór podkowy” na Atlantyku Północnym, mający być predyktorem wystąpienia dodatniej fazy NAO w okresie nadchodzącej zimy (Czaja, Frankignoul 2002; Peng i in. 2003; Wang i in. 2004; Frankignoul, Kestenare 2005).

Cyrkulacja atmosferyczna to nic innego jak praca, którą wykonuje atmosfera. Dla wykonania pracy niezbędna jest energia, w przypadku cyrkulacji atmosferycznej tą energią jest energia cieplna. Atmosfera ogrzewa się od podłoża (powierzchni podścielającej), które jest źródłem ciepła dla proce-

sów atmosferycznych. Zamiana energii cieplnej w energię mechaniczną (pracę) wymaga zaistnienia różnic temperatury. W przypadku cyrkulacji atmosferycznej różnice te określają pionowe i poziome gradienty temperatury.

Do kwestii zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym można zatem podejść z energetycznego punktu widzenia i rozpatrywać te zmiany, jako konsekwencje zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego. Zmiany stanu termicznego oceanu stanowią jeden z przejawów dynamiki oceanu.

Pod mianem stanu termicznego Atlantyku Północnego rozumie się dalej zmienność zasobów ciepła w wodach NA. Zmienność ta przejawia się w okresowym i nieokresowym występowaniu zwiększonych i zmniejszonych zasobów ciepła w wodach poszczególnych akwenów, które stanowią źródła ciepła dla ogrzewania atmosfery. Z rozmiarem zasobów ciepła w wodach tych akwenów wiążą się wartości temperatury powierzchni oceanu.

W pracy A.A. Marsza i A. Styszyńskiej (2021) wykazano istnienie bezpośrednich związków między zmianami SST na poszczególnych akwenach Atlantyku Północnego i zmiennością kilku elementów klimatycznych, pozwalających łącznie opisać stan klimatu Polski. W cytowanej pracy zwrócono również uwagę na związki, jakie zachodzą między południkowymi gradientami SST i zmiennością elementów klimatycznych nad Polską. Celem tej pracy jest przedstawienie działania mechanizmów, które wyjaśniają na drodze jakich procesów zmienność stanu termicznego NA reguluje przebieg cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, a zmienność cyrkulacji atmosferycznej określa zmienność elementów klimatycznych. Ze względów na obszerność zagadnienia praca zostaje podzielona na dwie części. Pierwsza z nich wyjaśnia wpływ zmian cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego (NA THC – *North Atlantic Thermohaline Circulation*) na przebieg procesów cyrkulacji atmosferycznej i zmienność klimatu Europy i Polski. W drugiej części (w następnym tomie) omawia się mechanizm wpływu zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa oraz łączny wpływ cyrkulacji termohalinowej i zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa na zmienność klimatu Polski i Europy.

MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE, METODY BADAŃ

Jako źródło danych o temperaturze powierzchni oceanu (SST) wykorzystano zbiór ERSST v.5 (Extended reconstructed sea surface temperature v.5; Huang i in. 2017). Jest to zbiór globalny, oparty na danych z pomiarów *in situ* zestawionych w bazie danych ICOADS (*International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*), o rozdzielczości przestrzennej $2^\circ \times 2^\circ$ i rozdzielczości czasowej miesięcznej. Wartości SST podawane dla danego gridu (pola $2^\circ \times 2^\circ$) stanowią średnią miesięczną całej jego powierzchni. Z tego zbioru pobrano, za pośrednictwem IRI/LDEO Climate Data Library (iridl.ldeo.columbia.edu), szeregi miesięcznych wartości SST od stycznia 1950 r. do grudnia 2020 r. dla 32 gridów zlokalizowanych w siatce przestrzennej mianowanej co $10^\circ\lambda$ i $10^\circ\varphi$. Dane te tworzą południkowe i równoleżnikowe profile przez Atlantyk Północny między 20° i 70°N . Roczne wartości SST w poszczególnych gridach obliczano, jako zwykłe średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

Z tego samego zbioru pobrano wartości SST (grid 38°N , 56°W) niezbędne do obliczenia wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego względną intensywność transportu ciepła przez składową powierzchnię cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym. Stanowi on ważone z trzech kolejnych lat, standaryzowane odchylenie (anomalię) intensywności oceanicznego transportu ciepła względem średniej ze stulecia 1901–2000. Wartość tego wskaźnika obliczano zgodnie z procedurą opisaną w pracach A. Marsza (2015) oraz D. Wrzesińskiego i innych (2019). Odstępstwem od procedur podanych w tych pracach jest wykorzystanie do obliczania wskaźnika DG_{3L} danych ze zbioru ERSST v.5 zamiast zalecanego zbioru ERSST v.3b. Miesięczne wartości SST w zbiorze ERSST v.3b od lutego 2019 r.

przestano uzupełniać, w związku z czym zaszła konieczność wykorzystania zbioru zawierającego aktualne dane. Dane SST w obu zbiorach różnią się od siebie, przy czym różnice w rozpatrywanym okresie (1951–2020) można ocenić jako niewielkie.

Wartości wysokości geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa (h500) pobrano z danych reanalizy (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic PressureLevel phi: Geopotential height data) (Kalnay i in. 1996; iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/). Dane obejmują obszar od 30°N do 75°N i od 40°W do 60°E, w rozdzielczości 5° × 5° (152 gridy). Wartości roczne h500 obliczano jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych dla roku kalendarzowego. Podobnie, z danych reanalizy pozyskano wartości miesięczne temperatury bezwzględnej na poziomie 500 hPa w podanych punktach siatki gridowej (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic PressureLevel temp: Temperature data) (iridl.ldeo.columbia.edu, Kalnay i in. 1996) oraz wartości ciśnienia na poziomie morza (dalej SLP – zbiór CDAS-1).

Miesięczne wartości elementów klimatycznych: sum opadu (P), temperatury powietrza (T), wilgotności względnej (f) i sum usłonecznienia (U) stanowią przetworzone dane ze zbiorów udostępnionych przez IMGW-PIB (<https://danepubliczne.imgw.pl/>, dostęp: 15.05.2023). Po sprawdzeniu kompletności szeregów danych na poszczególnych stacjach, wybrano 11 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski. Były to: Białystok, Chojnice, Jelenia Góra, Katowice, Kołobrzeg, Lesko, Łódź, Poznań, Suwałki, Szczecin i Włodawa. Wybór stacji był zdeterminowany przez ich położenie i kompletność serii obserwacyjnych usłonecznienia. Spośród stacji, na których prowadzono pomiary usłonecznienia, wybrano te, na których seria usłonecznienia była kompletna, albo też stacje, na których w całym okresie obserwacji (1966–2020) liczba braków nie przekraczała 4 obserwacji miesięcznych. Brakujące na poszczególnych stacjach wartości usłonecznienia miesięcznego obliczono metodą regresji wielokrotnej z dwu stacji położonych w pobliżu. Podobnie postępowano z uzupełnieniem braków obserwacji miesięcznych innych elementów klimatycznych na niektórych stacjach.

Dla charakterystyki usłonecznienia w okresie 1951–2020 wykorzystano średnią z rocznych wartości usłonecznienia z 4 stacji: Krakowa – Obserwatorium Astronomiczne, Łodzi, Puław i Wrocławia. Dla tych stacji istnieją pełne dane pomiarowe. We wspólnym okresie obserwacji (1966–2020) szereg ten jest niemal idealnie skorelowany ($r = 0,97$, $p < 0,001$) z szeregiem średniej obszarowej obliczonej z 11 wyżej wymienionych stacji.

Średnie miesięczne prędkości wiatru na wysokości 10 m dla obszaru Polski zaczerpnięto z danych NCEP (*National Weather Service, National Center for Environmental Prediction, USA*) za pośrednictwem serwerów IRI LDEO Climate Data Library. Są to dane gridowe (rozdzielczość 2,5° × 2,5°), obliczane z pól SLP, przy uwzględnieniu zmiennych w przestrzeni i czasie współczynników tarcia (zbiór: *adataset speed: sped[m/s] data*, dostęp: 15.05.2023). Dane te różnią się istotnie od prędkości wiatru obliczanych ze składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa (reanaliza) (Kalnay i in. 1996) i są wysoce istotnie skorelowane z danymi średniej miesięcznej prędkości wiatru tylko na części stacji polskich¹. Dane pobrano dla gridów: [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] i [55°N, 20°E].

Z tych samych gridów pobrano szeregi czasowe miesięcznych wartości ciśnienia na poziomie morza (SLP – *Sea Level Pressure*)². Źródłem danych jest zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data. Dane te również pozyskano z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library (dostęp: 15.05.2023). Średnie roczne prędkości wiatru i SLP w po-

¹ Analiza przebiegów miesięcznych prędkości wiatru na stacjach polskich zdaje się wskazywać na zerwanie jednorodności ciągów na licznych stacjach. Ten czynnik stanowił przyczynę posłużenia się danymi NCEP, a nie danymi obserwacyjnymi ze stacji IMGW-PIB.

² Udostępnione przez IMGW-PIB dane o SLP na polskich stacjach rozpoczynają się dopiero od 1966 r.

szczególnych gidach obliczano, jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych. Szeregi SLP pobrane z reanalizy są bardzo silnie skorelowane między sobą i w przewadze wysoce istotnie skorelowane ze zredukowanym do poziomu morza ciśnieniem atmosferycznym na poszczególnych stacjach (okres 1966–2020).

Związki między termiką powierzchni oceanu i elementami klimatycznymi mają charakter wielkoskalowy i w niewielkim stopniu zmieniają się w przestrzeni. Z tego względu z miesięcznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych z wszystkich wymienionych stacjach polskich i gridów obliczono wartości średnie, tworząc tym samym miesięczne i roczne średnie „obszarowe” dla Polski. Zmienność tych średnich jest silnie skorelowana ze zmiennością odpowiednich elementów na stacjach, również innych niż te, które zostały użyte do obliczania „średniej obszarowej”. Pozwala to uważać, że tak obliczone średnie obszarowe w wystarczającym stopniu charakteryzują występującą zmienność wymienionych elementów klimatycznych nad Polską.

Szeregi miesięcznych wartości frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (Wangengejm 1952; Girs 1964) z okresu od stycznia 1951 do lutego 2018 pochodzą z załącznika nr 2 do pracy Dimitrieva i in. (2018). Pozostałe wartości frekwencji makrotypów (2018–2020) uzyskano bezpośrednio z AARI (*Arctic and Antarctic Research Institute*, St. Petersburg, RF). Roczne wartości frekwencji poszczególnych makrotypów obliczono jako sumy miesięcznych frekwencji danych makrotypów w poszczególnych latach.

Jako podstawową metodę analizy wykorzystano korelację liniową oraz analizę regresji. Wobec faktu, że dostępne autorom szeregi obserwacji usłonecznienia na polskich stacjach rozpoczynają się dopiero od roku 1966, analizę przeprowadzono w dwu przekrojach czasowych: 1966–2020 (55 lat) i 1951–2020 (70 lat). Analizę szeregu 55-letniego przeprowadzono, aby uzyskać w pełni porównywalne wyniki analizy związków między SST i elementami klimatycznymi. W tym przypadku wszystkie współczynniki korelacji z SST są dzięki temu obliczone z jednakowej długości szeregów. Przy tej długości szeregów graniczną wartością istotności ($p=0,05$) współczynnika korelacji jest $r=|0,2679|$ (przyjęto $|0,27|$), a wysokiej istotności ($p=0,001$) jest $r=|0,4286|$ (przyjęto $|0,43|$). Drugą analizę przeprowadzono z usłonecznieniem „obszarowym” obliczonym tylko z 4 stacji w pełnym 70-leciu 1951–2020. W tym przypadku, długość szeregów jest większa, co zmienia graniczne wartości współczynników korelacji dla określonego poziomu istotności (0,24 i 0,38 odpowiednio). Porównanie współczynników korelacji z obu szeregów, krótszego (55 lat) i dłuższego (70 lat), pozwala na kontrolę czy badane związki są stabilne w funkcji czasu.

Rezultaty analiz w rozdzielczości przestrzennej $10^\circ \times 10^\circ$ przetworzono do postaci graficznej, tworząc mapy izokorelat, które opracowano za pomocą programu Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

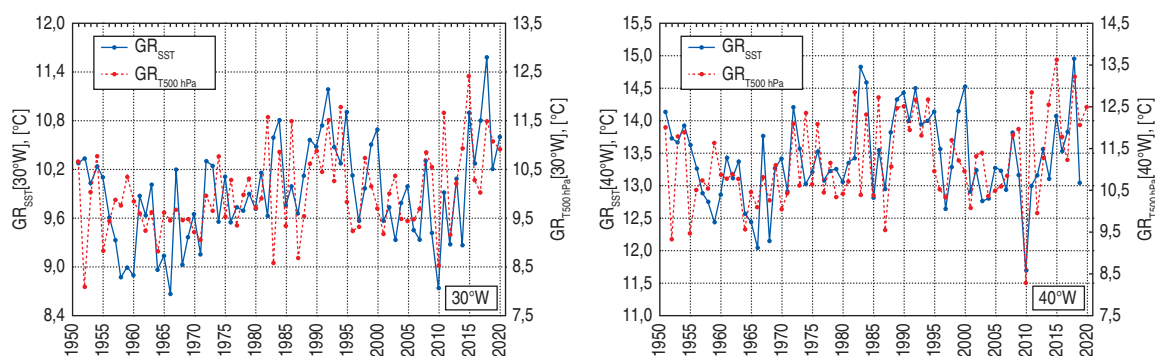
POLE SST A ŚRODKOWOTROPOSFERYCZNA I DOLNA CYRKULACJA ATMOSFERYCZNA

O ile atmosfera może oddziaływać na powierzchnię oceanu termicznie i dynamicznie³, to oddziaływanie oceanu na atmosferę może zachodzić wyłącznie poprzez przekazywanie energii – działanie strumieni ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery (Kraus 1972). Strumienie ciepła o zróżnicowanym natężeniu ogrzewają troposferę. W przypadku, gdy strumienie te osiągają nad danym akwenem

³ Oddziaływanie termiczne następuje poprzez rozmiary i lokalizację poboru ciepła z powierzchni oceanu, co w części kształtuje wartości i rozkład przestrzenny anomalii SST. Oddziaływanie dynamiczne następuje w wyniku działania wiatru, generującego prądy wiatrowe (wpływające na rozkład przestrzenny zasobów ciepła w wodach i SST) i falowanie wiatrowe.

znaczne natężenie, wzrost temperatury powietrza nad tym akwenem jest silny, szybki i sięgać może dużych wysokości, znacznie przekraczając wysokość środkowej troposfery (500 hPa) (Golubev 1975). W przypadku niewielkiego natężenia strumienia ciepła z powierzchni oceanu, proces ogrzewania powietrza nad danym akwenem jest słaby i powolny, a w momencie, gdy natężenie to staje się mniejsze od strumienia ciepła traconego przez powietrze na wypromieniowanie, dochodzi do spadku temperatury w danym słupie powietrza.

Rozmiary strumienia ciepła z powierzchni danej części oceanu (danego akwenu) w dłuższej skali czasowej (sezon, rok, wielolecie) uzależnione są od zasobów ciepła w wodach (entalpii). Im te są większe, tym większą intensywność mogą osiągnąć strumienie ciepła z oceanu do atmosfery i działać odpowiednio dłużej. O zasobach ciepła w wodach nie informuje chwilowa wartość SST, ale odpowiednio średnia sezonowa (zwłaszcza z okresu „zimowego” – styczeń–marzec, lub styczeń–kwiecień), roczna czy średnia SST z okresów dłuższych niż rok. W ten sposób zmiany zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego powodują, zróżnicowane w przestrzeni, długookresowe zmiany stopnia nagrzania troposfery nad tym akwenem. Najwyraźniej wyraża się to w kształtowaniu ogólnej zbieżności długookresowej zmienności południkowych gradientów SST i południkowych gradientów temperatury powietrza na poziomie środkowej troposfery (500 hPa) nad poszczególnymi częściami oceanu (ryc. 1).



Ryc. 1. Przebieg gradientu temperatury oceanu (GR_{SST}) oraz gradientu temperatury powietrza na poziomie 500 hPa ($GR_{T500 \text{ hPa}}$) na profilu między 40 i 60°N na długościach 30°W – panel lewy i 40°W (środkowa część Atlantyku Północnego) – panel prawy

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 1. The course of the ocean temperature gradient (GR_{SST}) and the air temperature gradient at 500 hPa ($GR_{T500 \text{ hPa}}$) on the profile between 40 and 60°N at longitudes 30°W – left panel and 40°W (central part of the North Atlantic) – right panel

Source: authors' elaboration.

W środkowej troposferze, w strefie od szerokości subtropików do Subarktyki, przemieszczają się fale długie, często nazywane falami Rossby'ego. Tworzą one układ nieodłącznie powiązanych ze sobą prądu strumieniowego oraz górnych klinów i górnych zatok, tworzonych przez zafalowania prądu strumieniowego. Ta podstawowa postać środkowotroposferycznej (średnio 500 hPa) cyrkulacji atmosferycznej stanowi główny mechanizm poziomej wymiany ciepła między strefami tropikalną i biegunową w atmosferze (Fortak 1971; Harman, Oliver 2005).

Układ fal długich oraz związanych z nimi górnych klinów i górnych zatok przemieszcza się z różną prędkością, na ogół z zachodu na wschód. W trakcie przemieszczania się amplituda fal rośnie, często doprowadzając do zerwania fali. Prędkość przemieszczania się fal długich zależy od ich długości (L), ta z kolei uzależniona jest od prędkości wiatru strefowego w środkowej troposferze. Prędkość wiatru strefowego – U w formule C.-G. Rossby'ego (1939) – uzależniona jest od wartości południkowych gradientów termicznych na poziomie 500 hPa. Ponieważ wartości południkowych gradientów

termicznych w środkowej troposferze wykazują zmienność wzdłuż długości i szerokości geograficznej oraz zmienność w funkcji czasu, prędkość wiatru strefowego na danej szerokości geograficznej⁴ również wykazuje odpowiednie zmiany. Wymusza to zmiany w przebiegu fal długich.

Prędkość fazowa (c) fali Rossby'ego, czyli prędkość przemieszczania się fali w przestrzeni, opisuje formuła (Rossby 1939):

$$c = U - ((\beta \cdot L^2)/(4 \cdot \pi^2)),$$

gdzie: U – średnia prędkość wiatru strefowego ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), β – zmiana parametru siły Coriolisa wraz ze zmianą szerokości geograficznej, L – długość fali.

W przypadku gdy wartość c jest dodatnia fala przemieszcza się na wschód (progresja), w przypadku gdy c przybiera znak ujemny fala przemieszcza się na zachód (retrogresja). W przypadku, gdy c staje się równa lub bliska zero, fala staje się falą stojącą, to znaczy utrzymującą swoje położenie w przestrzeni. To ostatnie oznacza, że przybliżone długości geograficzne, na których lokują się oś górnego klina i oś górnej zatoki danej fali w jakimś odcinku czasu nie zmieniają się.

Wynikiem tych związków jest to, że w zależności od zmian prędkości wiatru strefowego wzdłuż długości geograficznej, fala długa ulega przekształceniom (ewolucji) mogąc zmieniać swoją długość, prędkość i kierunek przemieszczania się, albo też przekształcać się w falę stojącą. Fala długa o liczbie falowej⁵ 4 ma na 45°N długość ~ 5600 km, fala o liczbie falowej 5 ma na tej samej szerokości długość ~ 4700 km. Szczegółowe objaśnienie tych procesów zainteresowany Czytelnik znajdzie w pracy C.-G. Rossby'ego (1939) lub w każdym bardziej zaawansowanym podręczniku meteorologii synoptycznej.

Procesy cyrkulacji środkowotroposferycznej nie znajdują bezpośredniego odbicia w kształtowaniu zmienności elementów meteorologicznych⁶ w dolnej troposferze (SLP – 750 hPa), ale sterują zmiennością dolnego pola ciśnienia (SLP), czyli dolnych procesów synoptycznych (Fortak 1971; Zvieriev 1978; Carr 1999; Harman, Oliver 2005, Kozuchowski, Degirmendzić 2018). Na wschód od osi górnego klina, często na granicy między górnym klinem i zachodnią granicą górnej zatoki, lokuje się dolny antycyklon (wyż). W strefie pogranicza między zachodnią granicą górnego klina i wschodnią granicą górnej zatoki występuje bardzo silna baroklinowość. Tworzą się tam układy niżowe (cyklony), które rozwijają się i przemieszczają wzdłuż granicy górnej zatoki i górnego klina w kierunku wierzchołka fali. Wraz z upływem czasu masa powietrza „wciągniętego” w wir pogłębiającego się cyklonu rośnie, jego prędkość postępową spada i w wyższych szerokościach, cyklon będąc „wyprzedzany” przez prąd strumieniowy, wchodzi w zimne powietrze górnej zatoki, gdzie stagnując, wypełnia się (Pichler 1973; Zvieriev 1978; Carr 1999).

W zależności od tego, jak kształtuje się nad jakimś obszarem dolne pole ciśnienia, taka jest pogoda nad tym obszarem. W zależności od tego, jak będzie zmieniało się to pole w czasie i przestrzeni, taka będzie sekwencja pogód występujących kolejno nad tym obszarem.

W świetle przedstawionego powyżej rysuje się łańcuch zależności, w których stan termiczny oceanu, poprzez działanie przedstawionych związków, w finale wpływa na pogodę nad danym obszarem: *rozkład przestrzenny SST → południkowe gradienty SST → strumień ciepła z oceanu do atmosfery → południkowe gradienty temperatury w środkowej troposferze → prędkość wiatru strefowego →*

⁴ Prędkość tę (U) rozpatruje się zazwyczaj na 45 lub 50°N .

⁵ Długość fali (L) Rossby'ego na 45° szerokości określa się liczbą falową (n ; $n \cdot L = 2\pi \cdot R \cdot \cos \varphi$, gdzie R – promień Ziemi). Długość tego równoleżnika (45°) jest równa $\sim 28\,000$ km. Liczba falowa (n) informuje, ile „pełnych” fal mieści się na obwodzie Ziemi na tej szerokości. Niekiedy na falach dłuższych rozwijają się fale krótsze ($n = 5, 6, 7, \dots$), przemieszczające się szybciej od fali podstawowej.

⁶ Tym niemniej, w wyniku działania procesów opisanych dalej, zmienność niektórych elementów klimatycznych (np. temperatury) wykazuje, na ogół niezbyt silne, ale statystycznie istotne, powiązania z frekwencją określonych postaci fal długich (frekwencją makrotypów) w dłuższym okresie uśrednienia.

fala długa o określonej długości, amplitudzie i prędkości fazowej → pole ciśnienia w dolnej troposferze → warunki pogodowe nad danym obszarem.

Te warunki pogodowe, w danym momencie i nad danym obszarem, będą miały konkretne cechy, czyli wartości ich elementów meteorologicznych mieścić się będą w określonych przedziałach, stosownie do tego, pod jaką częścią fali długiej w danym momencie znajduje się dany obszar⁷ i pory roku. Uśrednianie bądź sumowanie tych wartości (elementów meteorologicznych z obserwacji terminowych) daje następnie kolejne generacje średnich i sum, których wartości stanowią elementy klimatyczne, opisujące stan klimatu nad tym obszarem, a po uśrednieniach z wielolecia tworzą „normy” klimatyczne.

POŁUDNIKOWE GRADIENTY SST A FALE DŁUGIE, ZMIENNOŚĆ CYRKULACJI TERMOHALINOWEJ A POLE WYSOKOŚCI GEOPOTENCJAŁU NAD EUROPEJĄ

Opisany w końcowej części poprzedniego rozdziału ciąg zależności można poprzeć prostymi dowodami. Fale długie w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym w zdecydowanej większości przypadków, w zależności od ich ewolucji i długości, tworzą charakterystyczne układy, różniące się amplitudą i usytuowaniem (lokalizacją) górnych zatok i górnych klinów. Cechy te uogólnia klasyfikacja postaci makrotypów (makroform) cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Klasyfikacja ta wyróżnia w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym trzy makrotypy: W (n=4, cyrkulacja strefowa) oraz E (n=5, cyrkulacja południkowa) i C (n=5, cyrkulacja południkowa). Schematy przedstawiające ułożenie górnych klinów i górnych zatok w poszczególnych makrotypach prezentowane są w licznych pracach, podręcznikach i kompendiach, w związku z czym nie przytacza się ich w tym miejscu.

Jeśli wartości południkowych gradientów SST wywierają wpływ na przebieg cyrkulacji środkowotroposferycznej, powinny istnieć związki statystyczne między gradientami SST i frekwencją makrotypów. Tak jest istotnie – istnieją związki (korelacje) między wartościami rocznych gradientów SST (dalej GR) między 40 i 60°N, obliczonych przykładowo na długościach 10, 20, 30, 40, 50 i 60°W a roczną frekwencją makrotypów W, E i C (dni). Wartości współczynników korelacji między szeregami gradientów SST w powierzchni Atlantyku Północnego z lat 1951–2020 i szeregami rocznej frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej w tych samych latach zestawiono w tab. 1.

Zawartość tab. 1 wykazuje, że przy wystąpieniu określonych gradientów SST zmienia się roczna frekwencja poszczególnych makrotypów. Na przykład przy wzroście w danym roku gradientów SST na długości 10°W przeciętnie istotnie w tym samym roku rośnie frekwencja makrotypu strefowego W, istotnie spada frekwencja południkowego makrotypu E, a frekwencja południkowego makrotypu C praktycznie nie reaguje na zmiany gradientów SST na tym południku. Wypada zwrócić uwagę (tab. 1) na fakt, że wraz ze zmianą długości geograficznej, na której oblicza się gradient SST, względnie płynnie zmienia się siła związków między gradientem SST i frekwencją makrotypów. Wskazuje to jednoznacznie, że oprócz samej wartości gradientu, równie istotną kwestią dla lokalizacji górnych klinów i górnych zatok przy danej długości fali jest to, na jakiej długości geograficznej gradient ten występuje.

⁷ W zależności od tego, pod jaką częścią fali długiej znajdować się będzie dany obszar, takie będzie dolne pole ciśnienia. Dolne pola ciśnienia, mimo ich różnorodności, posiadają pewne cechy wspólne, określone przez położenie głównych centrów działania atmosfery – układów wysokiego i niskiego ciśnienia. Można to sobie wyobrazić na przykład jako kolejne następstwa wzorcowych sytuacji barycznych prezentowanych przez „typy cyrkulacji” B. Osuchowskiej-Klein (1978, 1991). Każdy z tych typów cyrkulacji powiązany jest z określoną postacią fali długiej – patrz np. A.A. Marsz (2005, 2008, 2012).

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wartościami rocznych gradientów (GR) SST między 40 a 60°N na długościach 10, 20, 30, 40, 50 i 60°W a roczną frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (500 hPa) W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Wartości r istotnych statystycznie ($p < 0,05$) pogrubiono. Wartość $p = 0,000$ oznacza, że $p < 0,001$. Okres korelacji 1951–2020

Table 1. Correlation coefficients (r) and level of their statistical significance (p) between the values of annual SST gradients (GR) between 40 and 60°N at longitudes 10, 20, 30, 40, 50 and 60°W and the annual frequency of mid-tropospheric circulation macrotypes (500 hPa) W, E and C according to the Wangengejm-Girs classification. Statistically significant r value ($p < 0.05$) in bold. Value expressed as $p = 0.000$ means that $p < 0.001$. Correlation period 1951–2020

Makrotyp Macrotype		Gradient (GR) SST na: / SST gradient (GR) at:					
		10°W	20°W	30°W	40°W	50°W	60°W
W	r	0,42	0,33	0,27	0,20	0,10	–0,03
	p	0,000	0,006	0,022	0,102	0,404	0,793
E	r	–0,32	–0,17	–0,11	–0,00	0,10	0,10
	p	0,007	0,160	0,357	0,993	0,421	0,427
C	r	–0,08	–0,21	–0,23	–0,31	–0,33	–0,12
	p	0,488	0,075	0,055	0,009	0,005	0,324

Źródło: opracowanie własne.

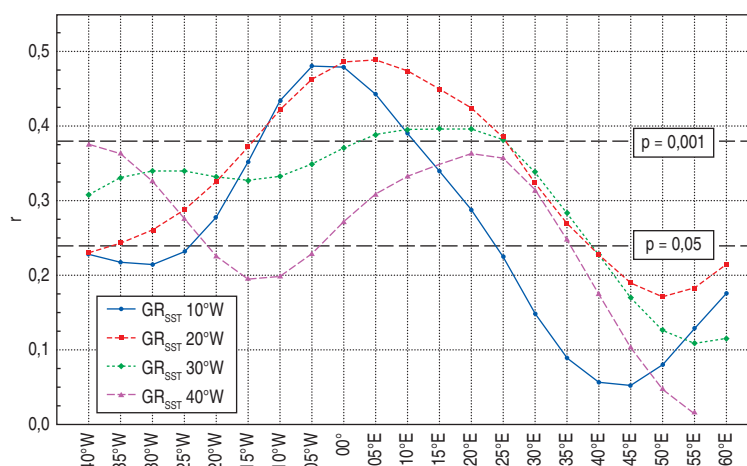
Source: authors' elaboration.

Poszczególne makrotypy to nic innego, jak pewne, względnie powtarzalne w przestrzeni, ułożenia fali długiej z jej górnymi klinami i górnymi zatokami na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Tym samym powinny zachodzić również korelacje między wartościami południkowych gradientów SST i wysokością h500.

Ponieważ fale długie obiegają glob, nad konkretnym obszarem przemieszczają się kolejno po sobie górne kliny, w których h500 leży wyżej (ciepłe powietrze, większa wysokość geopotencjału) i górne zatoki, w których h500 leży niżej (chłodne powietrze, mniejsza wysokość geopotencjału). Jeśli przeprowadzi się korelacje między rocznymi GR z określonej długości geograficznej i wartościami rocznej h500 na profilu równoleżnikowym, to lokalne maksimum współczynnika korelacji (r) wskaże, na jakiej długości geograficznej, przy danych GR najczęściej lokuje się oś górnego klina. Odpowiednio, lokalne minimum r wskaże, na jakiej długości lokuje się przeciętnie oś górnej zatoki.

Analiza przeprowadzona dla gradientu SST, obliczonego jako różnice między rocznymi SST na 40 i 60°N (średnia szerokość 50°N) na długościach wymienionych w tab. 1 i h500 na profilu od 40°W do 60°E na szerokości 50°N, czyli od środkowych części N Atlantyku do Uralu, daje obraz rozkładu położenia osi górnych klinów i górnych zatok fal długich, jakie występują przy przebiegu rocznych gradientów SST na poszczególnych długościach. Wyniki takiej analizy, ograniczone dla czytelności rysunku do GR_{SST} na 10, 20, 30 i 40°W przedstawia się w postaci graficznej (ryc. 2).

Na ryc. 2 można zidentyfikować układy fal długich oraz lokalizację osi ich górnych klinów. Zwraca uwagę to, że wysokość geopotencjału górnych klinów jest z gradientami SST skorelowana istotnie i wysoce istotnie. Wzrostom wartości GR odpowiada nad zachodnią i środkową Europą (~10°W – ~35°E) statystycznie istotny wzrost h500. Drugą charakterystyczną cechą wyniku tej analizy jest to, że osie górnych klinów lokuje się na różnych długościach geograficznych – im bliżej wybrzeży Europy położony jest profil, na którym określa się południkowy gradient SST, tym bardziej zachodnie położenie zajmuje osiowa część górnego klina związanego z tym gradientem SST. W przypadku GR_{SST} na 10°W oś górnego klina lokuje się między 5°W i 0°, GR_{SST} na 20°W na ~5°E, GR_{SST} na 30°W na ~15°E, a GR_{SST} na 40°W – między 20 i 25°E.



Ryc. 2. Rozkład współczynników korelacji (r) między h500 na profilu 50°N (od 40°W do 60°E) i wartościami gradientów SST między 40 a 60°N (GR_{SST}) na długościach 40, 30, 20 i 10°W. Oznaczone poziomy istotności statystycznej $p = 0,001$ (korelacje wysoce istotne) i $p = 0,05$ (korelacje istotne). Okres korelacji 1951–2020.

Rozkłady współczynników korelacji odtwarzają ułożenia fal długich. Przebieg fali długiej związanej z gradientem na 30°W można interpretować jako wynik interferencji (złożenia się, superpozycji) sygnałów fal na 40 i 20°W

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 2. Distribution of correlation coefficients (r) between h500 at the 50°N profile (from 40°W to 60°E) and the SST gradient values between 40 and 60°N (GR_{SST}) at longitudes 40, 30, 20 and 10°W. The indicated levels of statistical significance were $p = 0.001$ (highly significant correlations) and $p = 0.05$ (significant correlations).

Correlation period 1951–2020. The distributions of correlation coefficients reproduce the patterns of long waves. The course of the long wave associated with the gradient at 30°W can be interpreted as the result of interference (composition, superposition) of wave signals at 40 and 20°W

Source: authors' elaboration.

Rozpatruje się tutaj związki między h500 na tym samym profilu równoleżnikowym, a pojedynczymi, osobnymi południkowymi gradientami SST, z których każdy leży na innej długości geograficznej. Należy zdawać sobie sprawę z tego, że w danym roku pole SST na Atlantyku Północnym charakteryzuje się jakimś konkretnym rozkładem i na poszczególnych długościach południkowe gradienty SST przybierają różne (odmienne od siebie) wartości. Na kształt fal długich przemieszczających się w danym roku nad NA oddziałuje jednocześnie całe pole SST, a nie każdy gradient z osobna – w uproszczeniu – wszystkie gradienty, jakie występują w tym samym czasie (momencie).

Pomimo silnie zróżnicowanych po długości geograficznej wartości GR_{SST} , ich zmiany zachodzą we wspólnym rytmie – zmienność gradientów wykazuje silne i wysoce istotne skorelowanie (tab. 2).

Czynnikiem (procesem), który wymusza wspólny, długookresowy rytm zmian SST na Atlantyku Północnym, jest składowa powierzchniowa cyrkulacji termohalinowej (NA THC), transportująca, wraz z przypowierzchniowymi masami wody, ciepło z atlantyckich tropików do Arktyki. Transport ten odbywa się szlakiem ciepłych prądów – od Golfsztromu do Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Względna intensywność transportowanego przez NA THC ciepła określa wskaźnik DG_{3L} (Marsz 2015).

Przebieg NA THC cechuje silnie zaznaczająca się zmienność długookresowa. Przejawia się ona w występowaniu kolejno po sobie okresów wzmocnienia oceanicznego transportu ciepła na północ powyżej średniej wieloletniej (dodatnie wartości wskaźnika DG_{3L} , dodatnia faza NA THC) i osłabienia jego intensywności (ujemne wartości wskaźnika DG_{3L} , ujemna faza NA THC). W okresie 1856–

Tabela 2. Współczynniki korelacji (r) między wartościami rocznych gradientów (GR) SST między 40 i 60°N na Atlantyku Północnym na długościach geograficznych 10, 20, 30, 40, 50 i 60°N. Istotne ($p < 0,05$) wartości r pogrubione, wysoce istotne ($p < 0,001$) oznaczono dodatkowo *. Okres korelacji 1951–2020

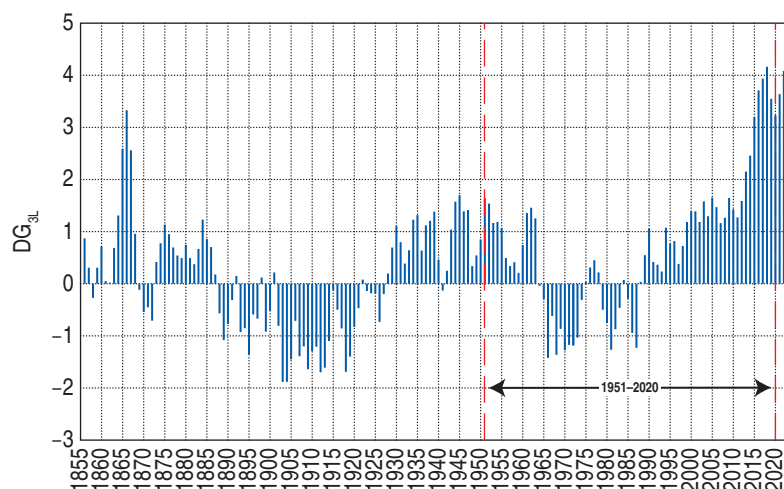
Table 2. Correlation coefficients (r) between values of annual SST gradients (GR) between 40 and 60°N in the North Atlantic at longitudes 10, 20, 30, 40, 50 and 60°N. Statistically significant r value ($p < 0.05$) in bold, highly significant ($p < 0,001$) marked additionally with *. Correlation period 1951–2020

Gradient (GR) SST na: SST gradient (GR) at:	20°W	30°W	40°W	50°W	60°W
10°W	0,69*	0,46*	0,34	0,24	0,00
20°W	x	0,86*	0,66*	0,42*	0,30
30°W		x	0,90*	0,66*	0,58*
40°W			x	0,89*	0,78*
50°W				x	0,81*

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' elaboration.

–2023, dla którego można obliczyć wartości wskaźnika DG_{3L} (ryc. 3) przebieg NA THC wykazuje quasiokresowość ~70-letnią. Zmienność ta znajduje swoje odwzorowanie w przebiegu globalnej temperatury powietrza (np. Schlesinger, Ramankutty 1994; Knight i in. 2005).



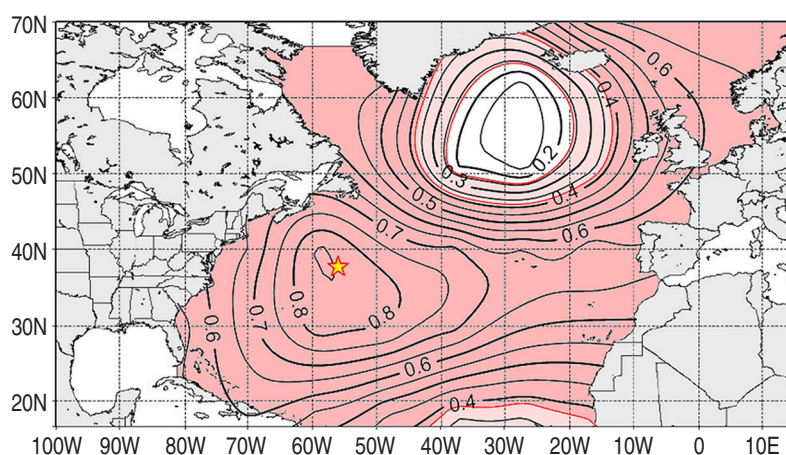
Ryc. 3. Zmiany wartości wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego intensywność NA THC, obliczonego ze zbioru ERSST v.5. Zaznaczony okres 1951–2020 rozpatrywany w tej pracy

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 3. Changes in the values of the DG_{3L} index characterizing the NA THC intensity, calculated from the ERSST v.5 set. Marked period 1951–2020 analyzed in this paper

Source: authors' elaboration.

Poza wielkim kręgiem cyrkulacji cyklonalnej Atlantyku Północnego, gdzie występuje upwelling, zmienność rocznej SST na niemal całej jego powierzchni na N od 20°N jest silnie i wysoce istotnie statystycznie powiązana ze zmiennością wskaźnika DG_{3L} (ryc. 4). Maksimum siły związku między wskaźnikiem DG_{3L} i roczną SST ($r > 0,8$) występuje na wodach tropikalnych i subtropikalnych za-



Ryc. 4. Mapa izokorelat między indeksem DG_{3L} i roczną SST w siatce $10 \times 10^\circ$ na powierzchni Atlantyku Północnego. Regiony występowania statystycznie istotnych korelacji dodatnich ($p < 0,05$) zaznaczono kolorem różowym, wysoce istotne ($p < 0,001$) – ciemnoróżowym. Okres korelacji 1951–2020. Gwiazdką oznaczono grid $38^\circ N$ $56^\circ W$

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 4. Map of isocorrelates between the DG_{3L} index and annual SST in a grid $10 \times 10^\circ$ on the surface of North Atlantic. Regions of occurrence of statistically significant positive correlations ($p < 0.05$) marked with pink colour, highly significant ($p < 0.001$) – dark pink. Correlation period 1951–2020. An asterisk marks the grid $38^\circ N$ $56^\circ W$

Source: authors' elaboration.

chodniej części NA ($30\text{--}40^\circ N$, $60\text{--}50^\circ W$), drugorzędne maksimum ($r = 0,7$) lokuje się na pograniczu wód subarktycznych i arktycznych ($70^\circ N$, $10^\circ E$; Morze Norweskie).

Silne skorelowanie południkowych gradientów SST obliczonych, jako różnica SST między 40 i $60^\circ N$ na danej długości geograficznej (λ) wynika z tej przyczyny, że zmienność NA THC reguluje, od $60\text{--}50^\circ W$ na wschód, roczne wartości SST w punktach stanowiących południowe ramiona profili ($40^\circ N$)⁸, na którym oblicza się gradienty SST. Zmiany SST na północnych ramionach dipola ($60^\circ N$), poza profilem na $10^\circ W$, zachodzą niezależnie od zmian NA THC (czyli wskaźnika DG_{3L}). W rezultacie zmienność DG_{3L} w znacznym stopniu steruje zmiennością rozkładu przestrzennego południkowych gradientów SST na Atlantyku Północnym. Jeśli uwzględnić rozkład przestrzenny korelacji DG_{3L} z SST na NA (ryc. 4), można uważać, że zmienność tego wskaźnika niesie w sobie również syntetyczną (choć niejawną) informację (sygnał) o polu SST na NA, w tym informację o zmienności wartości południkowych gradientów SST na tej części oceanu, zachodzących w zależności od zmian DG_{3L} .

Zmienność wskaźnika DG_{3L} jest istotnie powiązana z frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W oraz E i nie wykazuje istotnych związków z frekwencją makrotypu C (tab. 3). Co istotne, zmienność wskaźnika DG_{3L} w danym roku wywiera istotny wpływ na frekwencję makrotypów, jaka wystąpi w następnym roku.

Przedstawione w tab. 3 wartości współczynników korelacji wskazują, że wraz ze wzrostem intensywności NA THC rośnie frekwencja strefowego makrotypu W i jednocześnie spada frekwencja południkowego makrotypu E, natomiast frekwencja południkowego makrotypu C nie wykazuje wyraźnej reakcji na zmiany intensywności NA THC. Jest to zatem taka sama zależność frekwencji makroty-

⁸ Gradient na danej długości oblicza się, jako $(SST[40^\circ N] - SST[60^\circ N])$. Regulacja SST na $40^\circ N$ następuje przez przepływ wód Golsztromu i odchodzącego od niego na wschód ciepłego Prądu Azorskiego.

Tabela 3. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i roczną frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C w tym samym roku (wszystkie szeregi 1951–2020) oraz opóźnioną o rok w stosunku do przebiegu wskaźnika DG_{3L} (szereg wskaźnika DG_{3L} z lat 1950–2019, szeregi makrotypów 1951–2020). Oznaczenia istotności związków jak w tab. 1

Table 3. Correlation coefficients (r) and level of their statistical significance (p) between the DG_{3L} index and the annual frequency of mid-tropospheric circulation macrotypes W, E and C in the same year (all series 1951–2020) and delayed by a year in relation to the course of the DG_{3L} index (DG_{3L} index series from 1950–2019, macrotype series 1951–2020). Markings significance of correlations as in Table 1

Wskaźnik <i>Index</i>		Makrotyp / <i>Macrotype</i> (1951–2020)		
		W	E	C
DG_{3L} (1950–2019)	r	0,45	–0,49	0,17
	p	0,000	0,000	0,154
DG_{3L} (1951–2020)	r	0,44	–0,41	0,05
	p	0,000	0,000	0,701

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' elaboration.

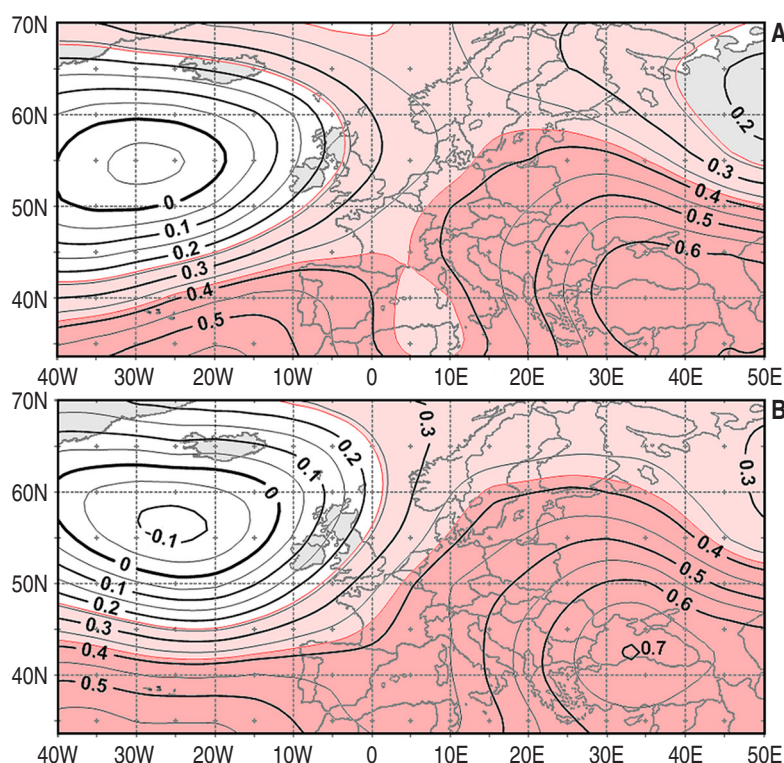
pów, jak ich zależność od zmiany południkowych gradientów SST na długościach 10–30°W (patrz tab. 1).

Występowanie silnych związków asynchronicznych wskazuje na duże znaczenie dla cyrkulacji środkowotroposferycznej utrzymywania się jednakowego znaku wskaźnika DG_{3L} przez kilka kolejnych lat. Wykazuje to, że zmiany NA THC (wskaźnika DG_{3L}) silniej wpływają na cyrkulację środkowotroposferyczną niż zmiany południkowego gradientu SST na poszczególnych długościach geograficznych (porównaj tab. 3 z tab. 1).

Zmiany wskaźnika DG_{3L} , jak można tego oczekiwać na podstawie wartości współczynników korelacji przedstawionych w tab. 3, silnie wpływają na rozkład h500 nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą – dotyczy to zarówno rozkładu h500, jaki wystąpi w następnym roku (ryc. 5A), jak i związków synchronicznych (ryc. 5B).

Oba rozkłady przestrzenne związków – asynchronicznych (DG_{3L} wyprzedza o rok pole h500; ryc. 5A) i synchronicznych (DG_{3L} i h500 z tego samego roku; ryc. 5B) – są podobne. Zwraca uwagę to, że związki synchroniczne są silniejsze od asynchronicznych, a obszar wysoce istotnych korelacji między tymi wielkościami w związkach synchronicznych przemieszcza się bardziej na północ, obejmując całą niemal Europę Zachodnią, Środkową (z Bałtykiem Środkowym i Zatoką Fińską włącznie), nad Europą Wschodnią sięgając od 60°N na zachodzie (20°E) do ~52°N na wschodzie (50°E). Najsilniejsze związki między DG_{3L} i h500, przekraczające +0,7 lokują się nad Morzem Czarnym, nad Polską korelacje między DG_{3L} i h500 mieszczą się w przedziale od 0,45 (NW Polska) do 0,55 (SE Polska). Przedstawiony obraz rozkładu korelacji między DG_{3L} i polem h500 nad Europą (ryc. 5B) wskazuje, że wraz ze wzrostem wartości wskaźnika DG_{3L} roczna wysokość geopotencjału nad Europą istotnie rośnie.

Współczynniki korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i h500 na równoleżnikach 45, 50 i 55°N tworzą obraz asymetrycznej fali długiej (ryc. 6), z położeniem osi górnej zatoki na ~25°W, a górnego klina na ~30–35°E (długość połowy fali 60°). Gdyby fala ta była falą symetryczną, jej długość byłaby równa 120°, czyli byłaby to fala skali planetarnej o liczbie falowej 3 i bardzo długim czasie trwania, bardzo wolno przemieszczająca się na zachód. Taki kształt fali długiej, jak przedstawiony na ryc. 6 może również stanowić wynik interferencji (sezonowej?) dwu lub większej liczby krótszych fal długich o niewielkich przesunięciach fazowych.



Ryc. 5. Związek między zmiennością wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego intensywność NA THC, a wysokością geopotencjału nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa, jaka będzie w roku następnym (okres korelacji DG_{3L} : 1950–2019, h500: 1951–2020) – A oraz w tym samym roku (okres korelacji DG_{3L} i h500: 1951–2020) – B. Rozdzielczość h500 – $5 \times 5^\circ$. Regiony występowania statystycznie istotnych korelacji dodatnich ($p < 0,05$) zaznaczono kolorem różowym, wysoce istotne ($p < 0,001$) – ciemnoróżowym

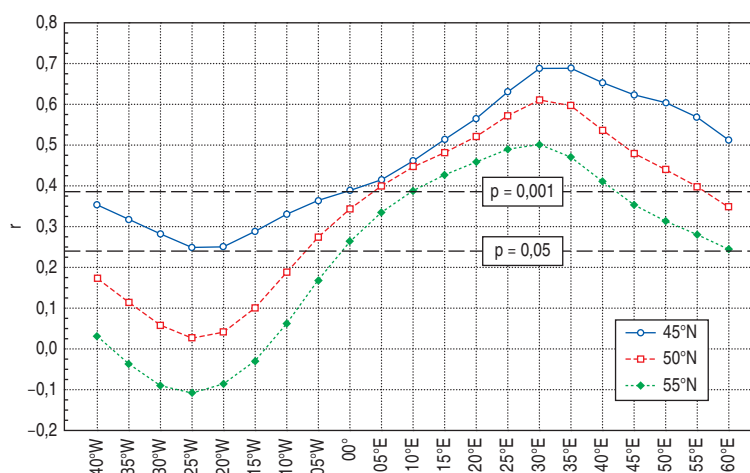
Źródło: opracowanie własne.

Fig. 5. Relationship between the variability of the DG_{3L} index characterizing the NA THC intensity, and the geopotential height over the eastern part of the North Atlantic and Europe on the 500 hPa isobaric surface, which will be in the following year (correlation period DG_{3L} : 1950–2019, h500: 1951–2020) – A and in the same year (correlation period DG_{3L} and h500: 1951–2020) – B. Resolution h500 – $5 \times 5^\circ$. Regions of occurrence of statistically significant positive correlations ($p < 0.05$) marked with pink colour, highly significant ($p < 0.001$) – dark pink

Source: authors' elaboration.

ZMIANY WYSOKOŚCI GEOPOTENCJAŁU A ZMIENNOŚĆ ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH, WPŁYW ZMIAN NA THC NA ZMIENNOŚĆ ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH NAD POLSKĄ I EUROPEJ

Zmienność wartości rocznych elementów klimatycznych nad danym obszarem jest na ogół silnie i istotnie powiązana ze zmiennością rocznej h500 nad tym obszarem i w jego otoczeniu. Można przyjąć $20^\circ E$ za środkowy południk przechodzący przez Polskę, a rozciągłość południkową określić, jako między 50° a $55^\circ N$. Zmiany rocznej wysokości geopotencjału (h500) w dwu punktach – $50^\circ N$, $20^\circ E$ (nad Krakowem) i $55^\circ N$, $20^\circ E$ (nieco na N od Sambii) – skorelowane z przebiegiem zmian rocznych 7 elementów klimatycznych, obliczonych jak średnie obszarowe nad Polską w dwu przekrojach czasowych – 1966–2020 (55 lat) i 1951–2020 (70 lat) – wykazują, że zmianom wysokości geopotencjału



Ryc. 6. Rozkład współczynników korelacji (r) między wskaźnikiem DG_{3L} a $h500$ na równoleżnikach 45, 50 i 55°N na długościach geograficznych od 40°W do 60°E. Oznaczone poziomy istotności statystycznej $p = 0,001$ (korelacje wysoce istotne) i $p = 0,05$ (korelacje istotne). Okres korelacji 1951–2020

Źródło: opracowanie własne.

Fig. 6. Distribution of correlation coefficients (r) between the DG_{3L} index and the $h500$ at the 45°, 50° and 55°N profiles from 40°W to 60°E. The indicated levels of statistical significance were $p = 0.001$ (highly significant correlations) and $p = 0.05$ (significant correlations). Correlation period 1951–2020.

Source: authors' elaboration.

w tych punktach odpowiadają silne i istotne statystycznie zmiany poszczególnych elementów klimatycznych. Analiza w dwu okresach, których długość różni się o 15 lat, wskazuje, że związki między $h500$ i poszczególnymi elementami klimatycznymi są stabilne w funkcji czasu (tab. 4).

Wraz ze wzrostem rocznej wysokości geopotencjału nad Polską istotnie rośnie roczne ciśnienie atmosferyczne i spadają zachmurzenie ogólne i sumy opadów, silnie wzrasta usłonecznienie i temperatura powietrza oraz silnie zmniejsza się wilgotność względna (tab. 4). Zachodząca wraz ze zmianami $h500$ nad Polską współzmiennność elementów klimatycznych może być uznana za typową, jeśli rozpatruje się ją w kategoriach związków na poziomie pogód, w których jako podstawowe kryterium podziału ich na dwie grupy przyjmuje się pogody antycyklonalne (wyżowe) i pogody cyklonalne (niżowe). W grupie pogód cyklonalnych znaczny odsetek pogód stanowią pogody frontalne, w których przy niskim ciśnieniu występują rozległe i zwarte powłoki chmur warstwowych ograniczających dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni, występują długotrwałe opady o zmiennym natężeniu, a wilgotność względna jest wysoka. W grupie pogód antycyklonalnych, przy wysokim ciśnieniu występują wyłącznie pogody wewnątrzmasowe, dla których charakterystyczny jest brak zwartych pokryw chmur warstwowych⁹ (występować mogą w piętrze niskim i średnim chmury konwekcyjne niepokrywające całkowicie nieboskłonu), duże usłonecznienie, niska na ogół wilgotność względna, redukcja czasu wypadania opadów – i w skali roku – na ogół zmniejszone sumy opadów. Pozwala to interpretować dane zestawione w tab. 4 jako wskazujące, że wraz ze zmianami $h500$ dochodzi do zmiany struktury pogód. Wzrost wysokości geopotencjału wskazuje na zmniejszenie się w strukturze pogód nad danym obszarem udziału związanych z układami niskiego ciśnienia pogód frontalnych, których miejsce zajmują wewnątrzmasowe pogody antycyklonalne.

⁹ Pewnego rodzaju odstępstwem od tej reguły jest występowanie rozległych powłok mgieł radiacyjnych, które mogą być klasyfikowane, jako chmury St o zerowej wysokości podstawy lub chmur St inwersji osiadania. Są to jednak przypadki jednostkowe, występujące bardzo rzadko.

Tabela 4. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między roczną $h500$ w dwu punktach: 50°N , 20°E i 55°N , 20°E a rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi nad Polską: TPL – temperatura powietrza, OPL – sumy opadów, UPL – usłonecznienie, FPL – wilgotność względna, NPL – zachmurzenie ogólne, PPL – ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza, VPL – prędkość wiatru. * – średnie roczne usłonecznienie obliczone z 4 stacji. Oznaczenia istotności związków jak w tab. 1. Okresy korelacji 1966–2020 i 1951–2020

Table 4. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the annual $h500$ at two points: 50°N , 20°E and 55°N , 20°E and the area-averaged annual climatic elements over Poland: TPL – air temperature, OPL – total precipitation, UPL – sunshine duration, FPL – relative humidity, NPL – cloud cover, PPL – sea level pressure, VPL – wind speed. * – average sunshine duration calculated from 4 stations. Markings significance of correlations as in Table 1. Correlation periods 1966–2020 and 1951–2020

Element klimatyczny <i>Climatic element</i>		1966–2020		1951–2020	
		$50^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E}$	$55^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E}$	$50^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E}$	$55^{\circ}\text{N}, 20^{\circ}\text{E}$
TPL	r	0,80	0,69	0,83	0,73
	p	0,000	0,000	0,000	0,000
OPL	r	–0,45	–0,52	–0,34	–0,44
	p	0,001	0,000	0,003	0,000
UPL	r	0,75	0,73	0,77*	0,74*
	p	0,000	0,000	0,000	0,000
FPL	r	–0,71	–0,65	–0,69	–0,67
	p	0,000	0,000	0,000	0,000
NPL	r	–0,54	–0,60	–0,45	–0,54
	p	0,000	0,000	0,000	0,000
PPL	r	0,57	0,63	0,67	0,72
	p	0,000	0,000	0,000	0,000
VPL	r	0,29	0,09	0,42	0,28
	p	0,035	0,525	0,000	0,022

Źródło: opracowanie własne.

Source: authors' elaboration.

Wskaźnik DG_{3L} nad Polską bezpośrednio silnie i wysoce istotnie koreluje tylko z temperaturą, usłonecznieniem i wilgotnością względną, z pozostałymi elementami klimatycznymi korelacje są nieistotne (tab. 5). Co jednak ważne – niezależnie od siły związku znaki współczynników korelacji poszczególnych elementów ze wskaźnikiem DG_{3L} są takie same jak z $h500$.

PODSUMOWANIE

Przedstawione w tab. 5 związki mają charakter wielkoskalowy, przestrzenna skala zmian to wielkie układy baryczne – cyklony i antycyklony, w związku z czym związki te nie mają charakteru lokalnego, odnoszącego się tylko do obszaru Polski. Obraz, jaki tworzy się z porównania tab. 4 i 5 sugeruje jednak, że zmienność wskaźnika DG_{3L} nie do końca wyjaśnia rozkład $h500$ nad Europą i musi istnieć (i działać) przynajmniej jeszcze jeden istotny czynnik wpływający na kształt i zmienność pola $h500$ nad Europą, który reguluje również zmienność rocznych sum opadów, zachmurzenia ogólnego, ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru, czyli tych elementów klimatycznych, których zmienności nie objaśnia zmienność wskaźnika DG_{3L} . Wskazanie tego czynnika i wyjaśnienie jego działania zostanie przedstawione w drugiej części tej pracy (Marsz, Styszyńska 2024).

Tabela 5. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} a rocznymi średnimi obszarowymi elementami klimatycznymi na obszarze Polski. Okresy korelacji 1966–2020 i 1951–2020. Oznaczenia jak w tab. 4

Table 5. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the area-averaged annual climatic elements in Poland. Correlation periods 1966–2020 and 1951–2020. Designations as in Table 4

Okres Period		Elementy klimatyczne / Climatic elements						
		TPL	OPL	UPL	FPL	NPL	PPL	VPL
1966–2020	r	0,71	–0,03	0,72	–0,60	–0,04	0,11	0,06
	p	0,000	0,789	0,000	0,000	0,772	0,440	0,671
1951–2020	r	0,61	–0,02	0,70*	–0,54	0,05	0,06	0,03
	p	0,000	0,875	0,000	0,000	0,707	0,633	0,829

Źródło: opracowanie własne.
Source: authors' elaboration.

Bibliografia

- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, 1–82, DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9.
- Carr M.W., 1999, *Weather predicting simplified. International Marine*, The McGraw-Hill Company, Omden, Maine, New York, San Francisco.
- Cayan D.R., 1980, Large-Scale Relationships between Sea Surface Temperature and Surface Air Temperature, *Monthly Weather Review*, 108, 1293–1301, DOI: 10.1175/1520-0493(1980)108<1293:LSRBSS>2.0.CO;2.
- Chałubińska A., 1949, Izoanomale rocznej temperatury w Polsce, *Annales UMCS w Lublinie*, 4(2), 17–32.
- Conrad V., 1946, Usual formulas of continentality and their limits of validity, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 27(5), 663–664.
- Czaja A., Frankignoul C., 2002, Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 15(6), 606–623, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOASA>2.0.CO;2.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, *Atmosfernyye processy severnogo polushariya (1891–2018 gg) ikh klassifikaciya i ispolzovanie*, SUPER Izdatelstvo, Sankt-Peterburg.
- Ewert A., 1963, Kontynentalizm termiczny klimatu, *Przegląd Geofizyczny*, 3(16), 143–150.
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft Berlin, Darmstadt, Wien.
- Frankignoul C., Kestenare E., 2005, Observed Atlantic SST Anomaly Impact on the NAO: An Updated, *Journal of Climate*, 18(19), 4089–4094, DOI: 10.1175/JCLI3523.1.
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43–47.
- Golubev V.E., 1975, Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdukhnykh mass v privednom sloe nad okeanom, *Trudy Girometeorologicheskogo Nauchno-Issledovatel'skogo Centra SSSR*, 147, 36–52.
- Gorczyński W., 1918, O wyznaczaniu stopnia kontynentalizmu według amplitudy temperatury, *Sprawozdanie z posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, Wyd. III, 4, 500–574.
- Gorczyński W., 1922, The calculation of the degree of continentality, *Monthly Weather Review*, 50(7), 370. DOI: 10.1175/1520-0493(1922)50<370b:TCOTDO>2.0.CO;2.
- Harman J.R., Oliver J.E., 2005, Rossby Wave/Rossby Number, [w:] J.E. Oliver (red.), *Encyclopedia of World Climatology*, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, 625–628, DOI: 10.1007/1-4020-3266-8_174.
- Huang B., Thorne P.W., Banzon V.F., Boyer T., Chepurin G., Lawrimore J.H., Menne M.J., Smith T.M., Vose R.S., Zhang H-M., 2017, Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validation and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30(20), 8179–8205, DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0836.1.

- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Chelliah M., Reynolds R., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *BAMS (Bulletin of the American Meteorological Society)*, 77(3), 437–470.
- Kerner F., 1905, Thermoisodromen, Versuch einer kartographischen Darstellung des jährlichen Ganges der Lufttemperatur (Wien), *Kaiserlich-Königliche Geographische Gesellschaft*, 6(3), 1–30.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E., 2005, A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophysical Research Letters*, 32, L20708, DOI: 10.1029/2005GL024233.
- Koźuchowski K., 2004, Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską i jej wpływ na warunki klimatyczne, [w:] K. Koźuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Wyd. „Biblioteka”, Łódź, 67–87.
- Koźuchowski K., Degirmendzić J., 2018, Zmienność form cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangenheima-Girsa i ich relacje z polem ciśnienia na poziomie morza, *Przegląd Geofizyczny*, 58(1–2), 89–122.
- Koźuchowski K., Marciniak K., 1986, Fluktuacje kontynentalizmu klimatu Polski na tle warunków cyrkulacyjnych i solarnych (1881–1980), *Przegląd Geofizyczny*, 31(2), 130–152.
- Koźuchowski K., Marciniak K., 1992, Kontynentalizm termiczny klimatu na obszarze Polski w okresie 1881–1980, *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, 15(4), 89–95.
- Koźuchowski K., Marciniak K., 2002, Zmienność kontynentalizmu klimatu w Polsce, [w:] G. Wójcik, K. Marciniak (red.), *Działalność naukowa profesora Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja*, Wyd. Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, 261–283.
- Kraus E.B., 1972, *Atmosphere-Ocean Interaction*, Oxford University Press, London.
- Marsz A.A., 1995, *Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współoddziaływania w systemie ocean – atmosfera – kontynenty*, Wydawnictwo Wyższej Szkoły Morskiej, Gdynia.
- Marsz A., 2005, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna? [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Sekutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Wydawnictwo PTGeof. i IMGW, Warszawa, 32–52.
- Marsz A.A., 2008, W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), *Przegląd Geofizyczny*, 53(1), 3–26.
- Marsz A.A., 2012, Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania, [w:] Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasa, A. Widacki (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 74, 101–117.
- Marsz A.A., 2015, Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979–2013) – zmienne sterujące w modelu minimalistycznym i ich wymowa klimatyczna, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25, 249–334.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021, Zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego a przebieg wybranych elementów klimatycznych charakteryzujących klimat Polski, *Przegląd Geofizyczny*, 66(3–4), 161–186.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2024, Atlantyck Północny a klimat Europy. Mechanizmy wpływu. Część 2, *Prace i Studia Geograficzne*, 69.4 (w druku).
- Namias J. 1969, Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's, *Monthly Weather Review*, 97(3), 173–192, DOI: 10.1175/1520-0493(1969)097<0173:SIBTNP>2.3.CO;2.
- Namias J., 1972, Space scales of sea-surface temperature patterns and their causes, *Fishery Bulletin*, 70(3), 611–617.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Osuchowska-Klein B., 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej 1976–1990*, IMGW, Warszawa.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1991, Klimat, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski, Środowisko Przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 296–355.

- Peng S., Robinson W.A., Li S., 2003, Mechanisms for the NAO Responses to the North Atlantic SST Tripole, *Journal of Climate*, 16(12), 1987–2004, DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<1987:MFTNRT>2.0.CO;2.
- Pichler H., 1973, On the theory of cyclogenesis in middle latitudes, *Geoforum*, 4(2), 7–10, DOI: 10.1016/0016-7185(73)90002-X.
- Rossby C.-G. and Collaborators, 1939, Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and displacements of the semi-permanent centers of action, *Journal of Marine Research*, 2(1), 38–55, DOI: 10.1357/002224039806649023.
- Schlesinger M.E., Ramankutty N., 1994, An oscillation in the global climate system of period 65–70 years, *Nature*, 367(6465), 723–726, DOI: 10.1038/367723a0.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2009, Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy, *Prace i Studia Geograficzne*, 41, 191–208.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kicińska B., Żmudzka E., 1990, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, VI, Wpływ Oceanu Atlantyckiego i ukształtowania powierzchni Ziemi na pole temperatury w Polsce*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowiska M., Śmiałkowski J., 1994, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, VIII, Cechy oceaniczne klimatu Europy*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Wang W., Anderson B.T., Kaufmann R.K., Myneni R.B., 2004, The Relation between the North Atlantic Oscillation and SST in the North Atlantic Basin, *Journal of Climate*, 17(24), 4752–4759, DOI: 10.1975/JCLI-31861.
- Wangengejm G. Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*, Trudy AANIL, 34.
- Woś A., 1967, Zagadnienie kontynentalizmu i oceanizmu termicznego klimatu w świetle izoanomal rocznej amplitudy temperatury powietrza, *Przegląd Geograficzny*, 39(2), 367–374.
- Wrzesiński D., Marsz A.A., Styszyńska A., Sobkowiak L., 2019, Effect of the North Atlantic Thermohaline Circulation on changes in climatic conditions and river flow in Poland, *Water*, 11(8), 1622, 1–20, DOI: 10.3390/w11081622.
- Zwieriev A.S., 1978, *Sinopticheskaya meteorologiya*, 2. Gidrometeoizdat, Leningrad.

Źródła internetowe:

iridl.ldeo.columbia.edu – dostęp: 21.05.2023

iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/ – dostęp: 25.05.2023