

PRACE GEOGRAFICZNE

zeszyt 170, 2023, 9–46

doi: 10.4467/20833113PG.23.001.17489

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Komisja Geograficzna, Polska Akademia Umiejętności

Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

NIESTACJONARNOŚĆ PRZEBIEGU TEMPERATURY POWIETRZA NAD OBSZAREM EUROPY – ZMIANA REŻIMU TERMICZNEGO W EUROPIE W LATACH 1987–1989 I JEJ PRZYCZYNY

Andrzej A. Marsz , Anna Styszyńska

Non-stationary of the air temperature course over Europe – change of the thermal regime in Europe in 1987–1989 and its causes

Abstract: The study discusses changes in the average annual air temperature over Europe in the years 1931–2020. The results of the research show that in 1987–1989, there was a sudden change in the thermal regime over Europe and a discontinuity appeared in the course of this climatic element. In the years 1931–1988, despite the high inter-annual variability, the temperature trend was zero. A positive, statistically significant, temperature trend appeared after 1988. The entire warming in Europe, which can be estimated at ~2.3 deg, occurred after 1988. The discontinuity in the course was caused by an abrupt change in macro-circulation conditions in the Atlantic-Eurasian circulation sector, which manifests itself as a fundamental change in the frequency of the macrotypes of the mid-tropospheric circulation (500 hPa) according to the Wangengejm-Girs classification, causing an equally fundamental change in the weather structure. The change in macro-circulation conditions was forced by a change in the thermal state of the North Atlantic – a sharp increase in the intensity of oceanic heat transport to the north. The analysis showed that the annual variability of temperature over Europe was mainly influenced by natural processes, the variability of which explains ~65% of its variance. Radiative forcing, which is a function of anthropogenic increase in CO₂ concentration in the atmosphere, explains only 7–8% of the variability of the average annual temperature over Europe, being a secondary or tertiary factor in shaping its changes.

Keywords: Europe, annual temperature, regime change, warming, macro-circulation conditions, N Atlantic

Zarys treści: W pracy omówiono zmiany średniej rocznej temperatury powietrza nad Europą w latach 1931–2020. Wyniki badań wykazują, że w latach 1987–1989 nastąpiła nad Europą nagła zmiana reżimu termicznego i w przebiegu tego elementu klimatycznego pojawiła się nieciągłość. W latach 1931–1988, mimo dużej zmienności międzyrocznej, trend temperatury był zerowy. Dodatni, statystycznie istotny, trend temperatury pojawił się po roku 1988. Całe ocieplenie Europy, które może być szacowane na ~2,3 deg, nastąpiło po roku 1988. Przyczyną wystąpienia nieciągłości w przebiegu była radykalna zmiana warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, która przejawia się jako zasadnicza zmiana frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej (500 hPa) według klasyfikacji Wangengejma-Girsa, powodująca równie zasadniczą zmianę struktury pogód. Zmiana warunków makrocyrkulacyjnych została wymuszona przez zmianę stanu termicznego Atlantyku Północnego – gwałtowny wzrost intensywności oceanicznego transportu ciepła na północ. Analiza wykazała, że zmienność temperatury rocznej nad Europą nastąpiła głównie pod wpływem działania procesów naturalnych, które objaśniają ~65% jej wariancji. Wymuszenie radiacyjne, będące funkcją antropogenicznego wzrostu koncentracji CO₂ w atmosferze, objaśnia zaledwie 7–8% zmienności średniej rocznej temperatury nad Europą, stanowiąc w kształtowaniu jej zmian czynnik drugo- lub trzeciorzędny.

Słowa kluczowe: Europa, temperatura roczna, zmiana reżimu, ocieplenie, warunki makrocyrkulacyjne, N Atlantyk

Sformułowanie zagadnienia

Badania nad przebiegiem rocznej temperatury powietrza nad Polską obejmujące lata 1951–2018 wykazały, że szereg czasowy tego elementu klimatycznego jest niestacjonarny. Do zerwania stacjonarności doszło w latach 1987–1989 (Marsz, Styszyńska 2019, 2022; Marsz i in. 2021). Zerwanie stacjonarności przebiegu przejawia się jako gwałtowny, skokowy wzrost temperatury w ciągu dwu lat o 1,0–1,2 deg, a następnie pojawienie się w nim silnego i wysoce istotnego trendu dodatniego, którego we wcześniejszym okresie, przed rokiem 1987–1988, nie obserwowano. Wskazuje to na zaistnienie w tych latach nagłej zmiany klimatu (ang. *abrupt climate change*).

Wobec zidentyfikowanych przyczyn tej zmiany, jakimi była zmiana warunków makrocyrkulacyjnych (Marsz, Styszyńska 2022), stało się jasne, że zjawisko zerwania stacjonarności przebiegu temperatury powietrza ma charakter wielkoskalowy i powinno wystąpić na obszarze znacznie większym od Polski.

Problem stanowi to, jaka jest w rzeczy samej skala przestrzenna tego zjawiska. Czy zmiana reżimu przebiegu temperatury obejmuje tylko obszary Europy Środkowej lub Europy Bałtyckiej, w bliższym otoczeniu Polski, czyli nosi charakter regionalnej zmiany przebiegu temperatury, czy też zaznacza się na znacznie większym obszarze

Europy, wykazując skalę makroregionalnej zmiany klimatu? Dla wyjaśnienia tego zagadnienia przeprowadzono analizę przebiegu rocznej temperatury powietrza nad Europą, rozszerzając okres badań do 90-lecia 1931–2020. Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań dotyczących tego zagadnienia.

Materiały źródłowe i metody badań

Podstawowym materiałem do badań były szeregi czasowe miesięcznej temperatury powietrza pochodzące z obserwacji na 212 stacjach europejskich, dające względnie równomierne pokrycie obszaru Europy. Warunkiem przyjęcia danych z poszczególnych stacji do analizy była kompletność serii pomiarowej wartości miesięcznych, czyli brak przerw w obserwacjach od stycznia 1931 r. do grudnia 2020 r., oraz to, aby dana stacja nie była wysokogórska. Dla każdej stacji z wartości miesięcznych obliczono wartości roczne w roku kalendarzowym. Roczna temperatura powietrza stanowi syntezę zachodzących w jej przebiegu zmian sezonowych i pozbawiona jest cykliczności, jej przebieg ujawnia wyłącznie zmienność międzyroczną. Wobec bardzo dużej liczby stacji nie podaje się ich zestawienia tabelarycznego, rolę tę pełni rycina z rozkładem przestrzennym stacji (ryc. 1).

Serie pomiarowe pochodziły z różnego rodzaju europejskich elektronicznych zbiorów danych instytutów i służb państwowych (www1). Dodatkowo wykorzystano ze zarchiwizowanych w rosyjskiej bazie „Pogoda i Klimat” danych spoza Rosji i krajów byłego ZSRR (www2). Nie korzystano z danych pochodzących z baz GHCN (Global Historical Climatology Network) ze względu na ich wysoce wątpliwą jakość (O’Neill i in. 2022) oraz z szeregów „gridowych” pochodzących z modelowania.

Wobec dużego „masywu danych”, w celu zmniejszenia liczby zmiennych oraz wyjaśnienia kwestii zasobu zmienności wspólnej w zbiorze rocznych wartości temperatury powietrza na 212 stacjach wykorzystano analizę czynnikową (składowych głównych). Dodatkowo obliczono średnią arytmetyczną z wartości temperatury rocznej na wszystkich 212 stacjach, traktując tę wartość jako umowną „średnią obszarową roczną temperaturę powietrza w Europie” (dalej oznaczenie T_{EU}).

W przedstawionych dalej obliczeniach i szacunkach wykorzystano także szeregi czasowe indeksów NAO J. Hurrella, opracowane przez UCAR (University Corporation for Atmospheric Research). Są to indeksy NAO PC-Based (www3), których wartości w mniejszym stopniu niż indeksy stacyjne reagują na zmiany położenia Niżu Islandzkiego i/lub Wyżu Azorskiego. Indeksy te stanowią pierwszy wektor własny (pierwszą empiryczną funkcję ortogonalną) pola anomalii SLP w granicach między 20°N i 80°N oraz 90°W i 40°E.

Szeregi czasowe frekwencji rocznej makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964)



Ryc. 1. Położenie analizowanych stacji meteorologicznych

Fig. 1. Localization of the analyzed meteorological stations

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

od roku 1931 do 2018 zaczerpnięto z załączników do prac Dimitrieva i Belyazo (2006) oraz Dimitrieva i in. (2018). Pozostałe wartości frekwencji makrotypów (2018–2020) uzyskano bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, RF).

Szeregi czasowe rocznej koncentracji CO_2 w troposferze z okresu 1931–1978 pobrano ze zbioru „Historical CO_2 Records from the Law Dome DE08, DE08-2 and DDS Ice Cores” (www4; Etheridge i in. 1996, 1998), a z okresu 1959–2020 ze zbioru „Mauna Loa CO_2 annual mean growth rates” (www5; Thoning i in. 1989). Wartości rocznej koncentracji CO_2 posłużyły do obliczenia wartości wymuszenia radiacyjnego (ΔF , $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) za pomocą formuły zalecanej przez IPCC (2001):

$$\Delta F_k = 4,841 \cdot \ln(C_k/C_0) + 0,0906 \cdot ((C_k)^{0,5} - (C_0)^{0,5}), \quad [1]$$

gdzie: ΔF_k – wymuszenie radiacyjne w roku o numerze k , C_0 – koncentracja CO_2 w epoce preindustrialnej, przyjęto za IPCC (2001) C_0 równe 280 ppm, C_k – koncentracja CO_2 w roku o numerze k , \ln – logarytm naturalny.

Wartości wskaźnika DG_{3L} obliczono zgodnie z podaną procedurą (Marsz 2015; Wrześniński i in. 2019) ze zbioru ERSST v.5 (Huang i in. 2017) uzyskanego za pośrednictwem serwerów IRI/LDEO Climate Data Library (www6). Użycie zbioru ERSST v.5 zamiast zbioru ERSST v.3b, jak to wskazano w pracy Marsza (2015), spowodowane jest tym, że wartości temperatury powierzchni oceanu w zbiorze ERSST v.3b przestano uzupełniać w lutym 2019 r., a zbiór ERSST v.5 jest systematycznie uzupełniany. Wskaźnik DG_{3L} informuje, jaka jest względna ilość ciepła przenoszonego przez powierzchniową składową cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego (dalej NA THC) z atlantyckich tropików na północ w stosunku do średniej z lat 1901–2000. Może być on utożsamiany z miarą merydionalnego transportu ciepła przez procesy oceaniczne (OHT – Oceanic Heat Transport; Seidov 2009) na Atlantyku Północnym.

Wyniki analizy

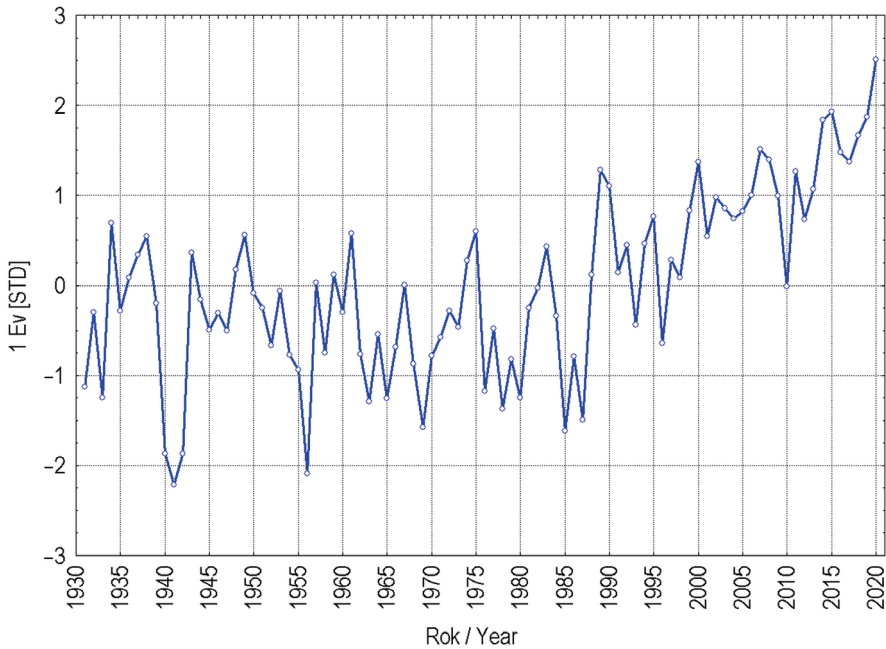
Analiza składowych głównych

Przeprowadzona analiza składowych głównych zbioru szeregów czasowych rocznych wartości temperatury powietrza na 212 stacjach europejskich ujawniła 11 składowych o wartościach własnych większych od 1,0, czyli istotnych statystycznie według kryterium Kaisera. Z kolei analiza testu ospyska wskazała, że w dalszych badaniach należy uwzględnić jedynie trzy pierwsze składowe (Hill, Lewicki 2006).

Pierwsza składowa główna, o wartości własnej równej 133,91, objaśnia 63,77% całkowitej wariancji zbioru, druga, o wartości własnej równej 19,54, objaśnia 9,31%, a trzecia, o wartości własnej 16,33, objaśnia 7,78 % całkowitej wariancji. Czwarta do jedenastej składowej głównej objaśniają łącznie 13,33% całkowitej zmienności zbioru.

Szeregi wartości czynnikowych poszczególnych składowych głównych tworzą wektory własne (dalej Ev). Analiza sensu fizycznego poszczególnych wektorów własnych wykazała, że 1 Ev stanowi standaryzowane odchylenia od średniej temperatury ze wszystkich 212 stacji, czyli standaryzowane względem średniej z 90-lecia 1931–2020 anomalie T_{EU} . Drugi Ev i następne wektory własne przedstawiają cechy zróżnicowania regionalnego temperatury rocznej na obszarze Europy – od najbardziej generalnych do coraz bardziej szczegółowych – różnicując odpowiednio zbiór wektorów. Ponieważ zróżnicowanie rozkładu przestrzennego temperatury rocznej nad obszarem Europy nie jest celem tej pracy, zagadnienia te zostaną dalej pominięte.

Przebieg T_{EU} na wszystkich bez wyjątku stacjach jest skorelowany dodatnio z 1 Ev. Tylko na jednej stacji korelacja ta jest nieistotna (Reykjavik, $r = 0,18$), na pozostałych stacjach islandzkich (Stykkisholmur, Akureyri) jest wyraźnie obniżona, ale jeszcze istotna (odpowiednio $r = 0,25$ i $0,28$). Także w Soczi, czyli już poza formalnymi granicami Europy, korelacja jest stosunkowo niska ($r = 0,41$). Temperatura na pozostałych stacjach wykazuje skorelowanie z 1 Ev wyższe od 0,5, ze zdecydowaną przewagą stacji wykazujących korelacje w przedziale r od 0,7 do 0,9. Oznacza to, że zasadnicze zmiany temperatury rocznej na obszarze Europy zachodziły synchronicznie – jednocześnie na wszystkich stacjach, choć z różną siłą – następowały długookresowe wzrosty i spadki temperatury (dodatnie korelacje z 1 Ev). Przebieg 1 Ev, objaśniającego ponad połowę ($\sim 63,8\%$) całkowitej wariancji zbioru, przedstawia ryc. 2.



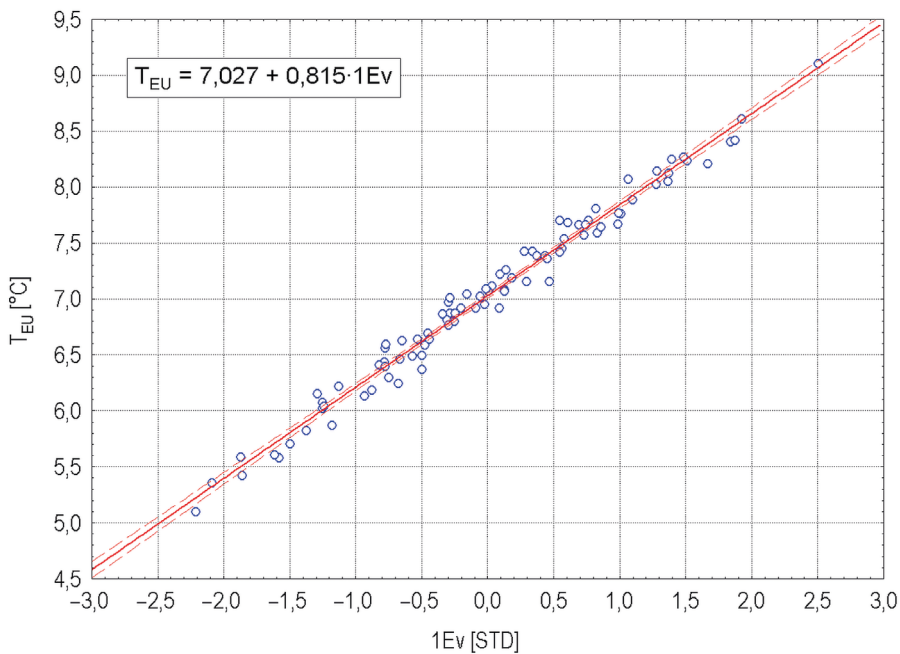
Ryc. 2. Przebieg wartości czynnikowych pierwszej składowej głównej (1 Ev) szeregów czasowych rocznej temperatury powietrza na 212 stacjach europejskich

Fig. 2. Course of the factor values of the eigenvector (1 Ev) of the time series of annual air temperature at 212 European stations

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

W przebiegu 1 Ev wyraźnie zaznacza się nieciągłość lokująca się między rokiem 1987 a 1989. Pozwala to przyjąć środkowy numer roku tego okresu (1988) jako rok graniczny między okresem „przed” i „po” wystąpieniu nieciągłości. Wcześniejsza część (1931–1988) przebiegu jest „chłodniejsza” – większość punktów lokuje się poniżej wartości zerowej (anomalie $\sim -0,5 \sigma$ – odchylenia standardowego) i nie występuje w niej trend, który byłby statystycznie istotny. Późniejsza (1988–2020) część przebiegu jest wyraźnie „cieplejsza”, ze zdecydowaną większością punktów lokujących się powyżej wartości zerowej i z występującym statystycznie istotnym trendem dodatnim.



Ryc. 3. Związek między 1 wektorem własnym (1 Ev; wartość standaryzowana) zbioru temperatury rocznej na 212 stacjach europejskich i średnią roczną temperaturą obliczoną z 212 stacji europejskich (T_{EU})

Fig. 3. Relationship between 1 eigenvector (1 Ev; standardized value) of the annual temperature set from 212 European stations and the average annual temperature calculated from 212 European stations (T_{EU})

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

Przebieg 1 Ev i jego związki z przebiegiem temperatury rocznej na poszczególnych stacjach wyraźnie wskazują, że nad obszarem całej Europy temperatura powietrza zmieniała się jednocześnie, a w jej przebiegu zaznacza się nieciągłość w tych samych latach, w których wykryto to nad obszarem Polski.

1 Ev jest niemal „idealnie” skorelowany z przebiegiem średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU} ; ryc. 3). Współczynnik korelacji jest równy 0,991, a funkcja przejścia z wartości 1 Ev do T_{EU} (ryc. 3, w ramce) jest istotna na poziomie $p \ll 0,001$.

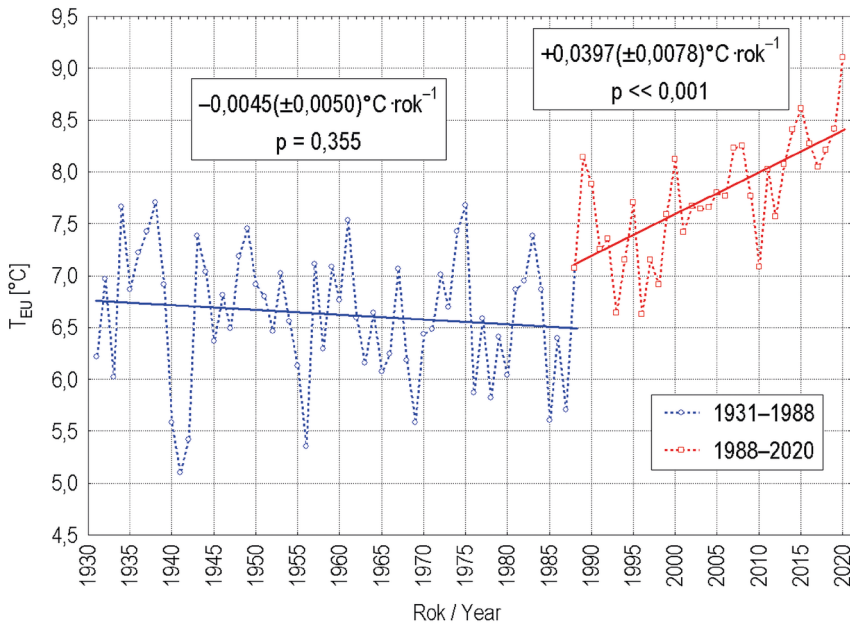
Oznacza to, że oba przebiegi – 1 Ev i T_{EU} – są takie same, różnią się jedynie jednostkami, w jakich są wyrażone. Wykazuje to jednoznacznie, że przebieg średniej obszarowej rocznej temperatury nad Europą (T_{EU}) zawiera w sobie (objaśnia) 63–64% całkowitej wariancji zbioru szeregów czasowych rocznych wartości temperatury powietrza na 212 stacjach i jednocześnie pozwala w dalszej analizie, zamiast posługiwać się wartościami 1 Ev, stanowiącymi standaryzowane anomalie temperatury rocznej T_{EU} , wartościami T_{EU} mianowanymi w °C. Ta ostatnia miara jest bardziej pogładowa i łatwiejsza w dalszych interpretacjach.

Analiza przebiegu średniej temperatury rocznej nad Europą (T_{EU})

Przebieg T_{EU} przedstawia ryc. 4. Średnia wieloletnia obszarowa temperatura powietrza nad Europą w latach 1931–2020 jest równa $+7,03^{\circ}\text{C}$, z błędem oszacowania tej średniej $\pm 0,09^{\circ}\text{C}$. W całym, 90-letnim okresie zaznacza się statystycznie istotny trend dodatni ($+0,02(\pm 0,00)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), który objaśnia (adj. $R^2 \cdot 100\%$) 31% wariancji T_{EU} . Zmienność, opisana przez odchylenie standardowe, jest znaczna i wynosi 0,82 deg. Bardziej szczegółowy ogląd ryciny 4 wskazuje, że charakterystyka zmian T_{EU} za pomocą jednolitego trendu dla całego rozpatrywanego okresu jest nieadekwatna, gdyż nie opisuje w sposób obiektywny rzeczywistości. Analizowany szereg T_{EU} jest niestacjonarny i składa się z dwu odrębnych odcinków.

Analiza wartości trendów liniowych wykazuje, że zaznaczający się w latach 1931–1988 bardzo słaby trend ujemny (ryc. 4) jest statystycznie nieistotny (błąd estymacji wartości trendu większy od wartości trendu), w związku z czym nie można odrzucić hipotezy zerowej. Oznacza to, że w ciągu pierwszych 58 lat (1931–1988), mimo bardzo dużej zmienności międzyrocznej obszarowej temperatury powietrza (T_{EU}), wypadkowa jej zmienność jest również równa zero. Tym samym można twierdzić, że w tym okresie nie obserwowano się nad Europą ani wypadkowego spadku, ani też – co ważne – wzrostu temperatury.

Wzrost temperatury nad Europą rozpoczął się po roku 1988, od tego momentu pojawił się w przebiegu T_{EU} silny ($\sim +0,04^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i wysoce istotny statystycznie ($p \ll 0,001$) trend dodatni. W latach 1988–2020 (33 lata) temperatura nad Europą pod wpływem tego trendu wzrosła o 1,29 deg. Nie jest to całkowity wzrost temperatury



Ryc. 4. Przebieg średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU}) w latach 1931–2020. Oznaczone trendy w podokresach 1931–1988 i 1988–2020 oraz ich wartości i poziom istotności (w ramkach). Wartości w nawiasach za wartościami trendów określają standardowy błąd ich estymacji

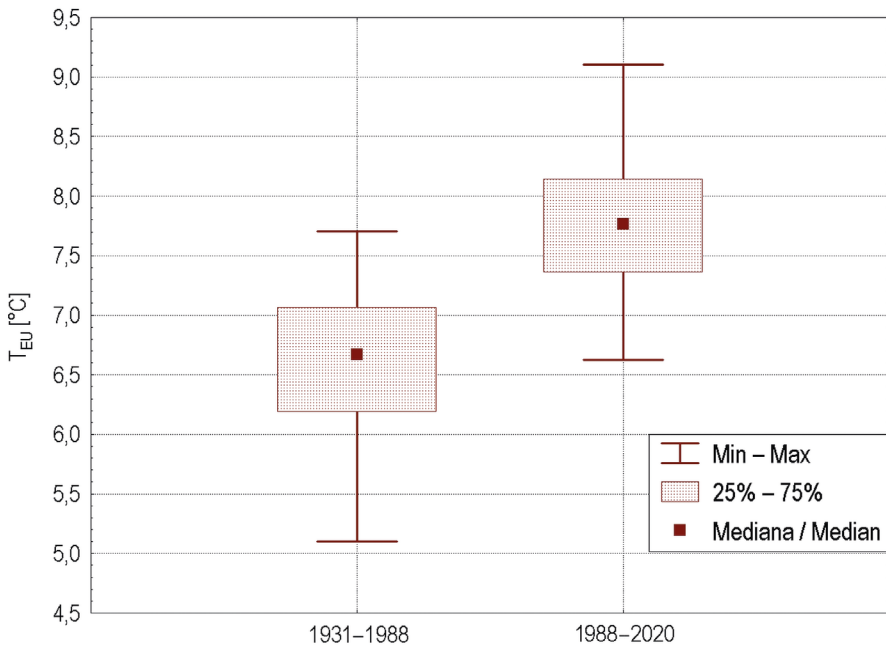
Fig. 4. Course of the area-average annual air temperature over Europe (T_{EU}) in the years 1931–2020. Marked trends in the sub-periods 1931–1988 and 1988–2020, their values and the level of significance (in boxes). The values in brackets after the trend values indicate the standard error of their estimation

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

nad tym kontynentem do roku 2020, gdyż należy do wartości wynikającej z występowania dodatniego trendu doliczyć „skok” temperatury o wartości około 1 deg, który miał miejsce w latach wystąpienia nieciągłości. Pozwala to szacować przeciętny wzrost temperatury nad Europą w latach 1988–2020 na około 2,3 deg. Cechą charakterystyczną przebiegu T_{EU} po roku 1988 jest to, że lokalne minima (z wyjątkiem roku 1996) osiągają w przewadze coraz wyższe wartości. Znacznemu zmniejszeniu w stosunku do poprzedniego okresu uległa również zmienność temperatury z roku na rok. Zmienności tej, w wyniku występowania trendu, nie ujawnia w pełni taka miara, jaką jest odchylenie standardowe.

Między oboma częściami przebiegu T_{EU} – w latach 1931–1988 i 1988–2020 – zachodzą znaczne różnice, pozwalające na stwierdzenie, że w latach 1987–1989 doszło do zasadniczej zmiany reżimu termicznego (ryc. 5). Średnia obszarowa roczna temperatura powietrza nad Europą (T_{EU}) w okresie 1931–1988 jest równa $+6,98(\pm 0,08)^{\circ}\text{C}$, a w latach 1988–2020 $+8,09(\pm 0,10)^{\circ}\text{C}$. Różnica między tymi średnimi jest wysoce istotna. Przesunięciu uległy zarówno mediany T_{EU} w obu podzbiorach (7,03 i $8,10^{\circ}\text{C}$ odpowiednio), jak i granice 25 i 75 kwartyła. Granice kwartyła 25% w drugim okresie (1988–2020) są wyższe niż kwartyła 75% w poprzednim (1951–1988). Odpowiednio w drugim okresie wzrosły wartości minimum i maksimum, wartość minimum w drugim okresie jest w przybliżeniu równa medianie zbioru z pierwszego okresu. Podzbiory wartości T_{EU} w obu okresach stanowią, w sensie statystycznym, całkowicie różne populacje.

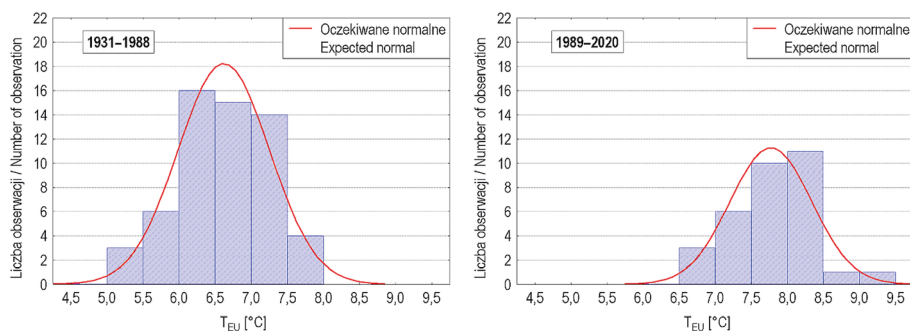


Ryc. 5. Zakresy zmienności T_{EU} w okresie przed zmianą reżimu przebiegu temperatury (1931–1988) i w okresie po zmianie reżimu temperatury (1988–2020)

Fig. 5. Variability ranges of T_{EU} in the period before the change of the temperature regime (1931–1988) and in the period after the change of the temperature regime (1988–2020)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.



Ryc. 6. Rozkłady wartości T_{EU} nad Europą w latach 1931–1988 (58 lat) i 1988–2020 (33 lata)
 Fig. 6. Distribution of T_{EU} values over Europe in the years 1931–1988 (58 years) and 1988–2020 (33 years)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

Jeszcze wyraźniej całkowitą odrębność populacji T_{EU} w obu okresach uwidaczniają histogramy rozkładu wartości T_{EU} w przedziałach półstopniowych (ryc. 6). W okresie 1931–1988 dominują lata z temperaturą roczną w przedziale 6,0–6,5°C, stanowiące ~32% liczby wszystkich lat tego okresu. W latach 1988–2020 dominują lata z temperaturą roczną w przedziale 8,0–8,5°C. T_{EU} w tym przedziale stanowią ~33% czasu tego okresu i nie występowały w ogóle w okresie poprzednim.

W okresie po zmianie reżimu nie występują obserwowane wcześniej lata o temperaturze rocznej w przedziałach 5,0–5,5 i 5,5–6,0°C. Pojawiły się nadto nieliczne lata z T_{EU} w przedziałach 8,5–9,0 i 9,0–9,5°C. Tak więc zmiana reżimu temperatury nad Europą manifestuje się nie tylko w samej wartości wzrostu temperatury, ale i bardzo wyraźnie w zmianie struktury lat o określonych przedziałach wartości rocznej temperatury obszarowej.

Przyczyny zmiany reżimu temperatury nad Europą

Wpływ wzrostu koncentracji CO_2 w atmosferze na przebieg rocznej temperatury powietrza nad Europą

Wzrost temperatury nad Europą i jej poszczególnymi częściami jest znany przynajmniej od lat 90. XX w. i omawiany w dziesiątkach prac różnych autorów. Cytowanie tak licznych prac w tym miejscu nie wydaje się celowe, przegląd najważniejszych

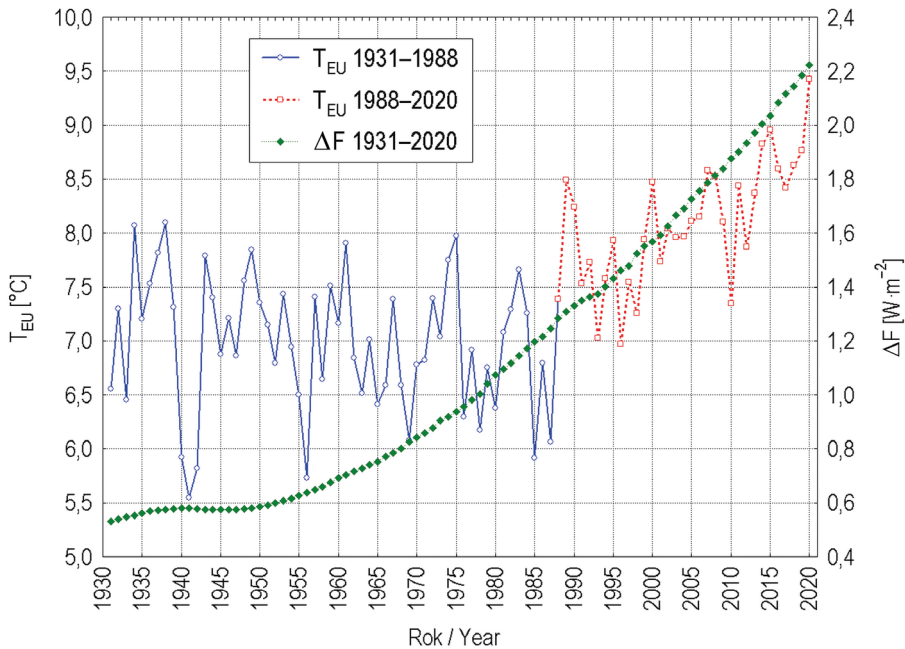
prac na ten temat przedstawia synteza opracowana przez międzynarodowy zespół badaczy (EEA Author Team 2018). Również obszerne informacje na ten temat, wsparte analizą literatury, zawierają kolejne Raporty IPCC. W tych pozycjach brak wzmianek o występowaniu nieciągłości w przebiegu temperatury nad Europą w latach 1987–1989.

Za najważniejszą przyczynę wzrostu temperatury nad Europą i w skali globalnej, przyjmuje się wzrost koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze, głównie „antropogenicznego” CO₂ (EEA Author Team 2018; IPCC 2001, 2007, 2013, 2021). Wzrost koncentracji CO₂, który niewątpliwie jest gazem cieplarnianym, powoduje wzrost strumienia promieniowania zwrotnego (podczerwonego) skierowanego do powierzchni Ziemi. W ten sposób zmniejsza się ilość energii opuszczającej system i energia wewnętrzna systemu rośnie. Ilość tej energii „nieopuszczającej” systemu określa się mianem wymuszenia radiacyjnego (ΔF) i szacowana jest jako funkcja koncentracji CO₂ (patrz formuła [1]).

Analiza wpływu wymuszenia radiacyjnego (ΔF) na zmiany rocznej temperatury Europy nie daje jednoznacznych wyników, które wskazywałyby na dominującą rolę ΔF we wzroście T_{EU} . Roczne wartości ΔF w latach 1931–2020 rosną monotonicznie, z wyjątkiem lat 1942–1948, kiedy to zaznacza się ich spadek od 0,002 do 0,005 W·m⁻². Międzyroczna zmienność wartości ΔF sprowadza się jedynie do występowania kolejnych przyrostów, od roku 1948 systematycznie rosnących proporcjonalnie do coraz szybszego wzrostu koncentracji CO₂ w atmosferze. Nie ujawnia się również w przebiegu ΔF wystąpienie nieciągłości, która występuje w przebiegu T_{EU} (ryc. 7). Charakter zmienności T_{EU} jest całkowicie różny od zmienności ΔF – charakteryzuje się dużą zmiennością międzyroczną z występowaniem w szeregu zarówno wzrostów, jak i spadków.

Przebieg oszacowanej wartości wymuszenia radiacyjnego i T_{EU} , podzielonej na dwa podokresy, ujawnia niestałość związków między tymi wielkościami. W latach 1931–1988 brak związków między tymi wielkościami ($r = -0,14$, $p = 0,301$), w drugim okresie (1988–2020) związki są bardzo silne i wysoce istotne ($r = 0,70$, $p < 0,001$). Jeżeli przyjąć, że zmiany T_{EU} są funkcją ΔF , takie kształtowanie się obu przebiegów zmusza do przyjęcia, że ΔF jako przyczyna wzrostu temperatury zaczyna działać dopiero od roku 1988, a wcześniej, z bliżej nieokreślonych powodów, nie funkcjonowała. W przypadku zależności fizycznej, a więc deterministycznej, taka sytuacja, że raz prawo fizyczne działa, a drugi raz nie działa, nie jest możliwa. W literaturze niekiedy ta niekonsekwencja w związkach między oboma wielkościami (T versus ΔF) tłumaczona jest „maskowaniem” wpływu ΔF przez zmienność innych czynników wywierających wpływ na zmienność temperatury¹.

¹ Na przykład Scherrer i Begert (2019) wyjaśniają to występowaniem okresu obniżonego dopływu radiacji słonecznej w latach 50.–80. XX w., spowodowanego przez zmniejszenie się usłonecznienia w przypadającym na te lata okresie „ściemniania” (*dimming*), który „maskuje” wzrost temperatury zachodzący pod wpływem wzrostu koncentracji gazów cieplarnianych. Przy takim objaśnieniu powstaje pytanie – co w



Ryc. 7. Przebieg wartości wymuszenia radiacyjnego (ΔF) oraz średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU}) w latach 1931–1988 i 1988–2020

Fig. 7. Course of the value of the radiative forcing (ΔF) and the area-average annual air temperature over Europe (T_{EU}) in the years 1931–1988 and 1988–2020

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

Mając na względzie te zastrzeżenia, można wstępnie przyjąć, że przebieg ΔF może być „odpowiedzialny” za trend wzrostowy ujawniający się w przebiegu T_{EU} po roku 1988. Nic nie wskazuje na to, że zmienność ΔF może być regulatorem zmienności międzyrocznej T_{EU} w tym samym okresie. We wcześniejszym, dłuższym, 58-letnim okresie (1951–1988) zmienność ΔF nie wyjaśnia żadnej cechy przebiegu T_{EU} . Trudno zatem przyjąć, że systematyczny wzrost ΔF może być najważniejszym czynnikiem stanowiącym przyczynę zmian T_{EU} . Wskazuje to, że należy rozpatrywać również inne czynniki wywierające wpływ na zmienność temperatury rocznej nad Europą.

takim razie jest ważniejszą przyczyną występującego ocieplenia – przyrost koncentracji CO_2 w atmosferze czy zmiany ilości dopływającej do podłoża atmosfery radiacji słonecznej? W innych przypadkach wyjaśnia się to „ochładzającym” działaniem ENSO w fazie La Nina. Najczęściej jednak ta niekonsekwencja jest w literaturze starannie przemilczana.

Wpływ warunków makrocyrkulacyjnych na przebieg rocznej temperatury powietrza nad Europą

Badania nad przyczynami wzrostu rocznej temperatury powietrza nad Polską wykazały, że przyczyną tego wzrostu jest zmiana warunków makrocyrkulacyjnych (Marsz, Styszyńska 2022). Ta sama zmiana warunków makrocyrkulacyjnych stanowi przyczynę zerwania stacjonarności przebiegu temperatury nad Polską w latach 1987–1989.

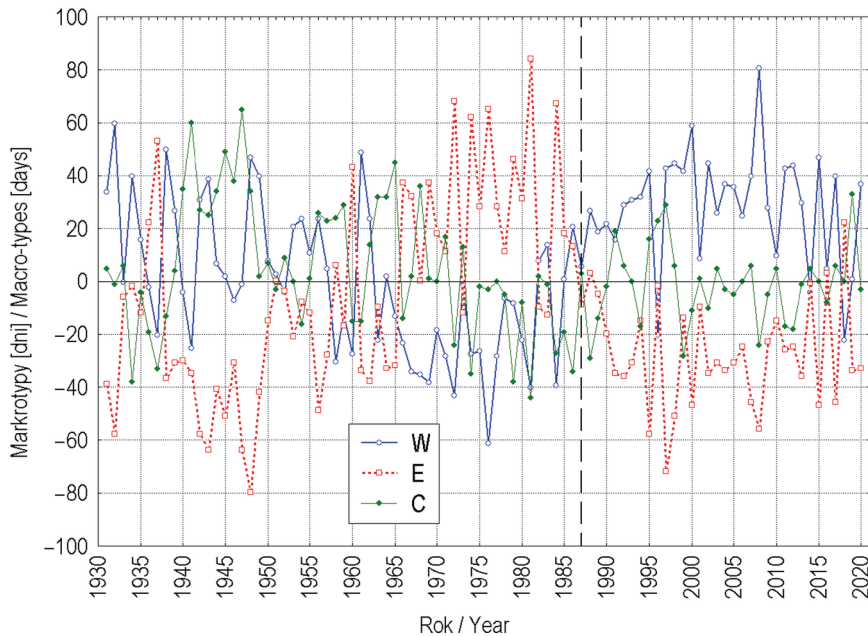
Warunki makrocyrkulacyjne w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym charakteryzuje roczna frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Stanowi ona schematyczną typologię przestrzennego układu środkowotroposferycznych (500 hPa) fal długich (fal Rossby'ego, fal górnej planetarnej strefy frontalnej), opartą na położeniu górnych klinów i górnych zatok w przestrzeni sektora cyrkulacyjnego. Występowanie makrotypu W powoduje, że w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym występuje cyrkulacja strefowa, a występowanie makrotypów E i C stanowi przyczynę występowania w tym sektorze postaci cyrkulacji południkowych, o odmiennych położeniach osi górnych klinów i górnych zatok (Degirmendżić, Kożuchowski 2017). To ostatnie warunkuje również odmienny układ przestrzenny stref adwekcji z południa i północy nad obszarem Europy przy występowaniu każdego z tych makrotypów.

Frekwencja poszczególnych makrotypów w dłuższych okresach, rzędu kilkudziesięciu lat, wykazuje względnie stałe proporcje, tworząc tak zwane epoki cyrkulacyjne (Girs, Kondratovich 1978), w których dominuje jeden z makrotypów lub też zaznacza się dominacja jednego makrotypu z subdominacją drugiego typu. Girs i Kondratovich (1978), a następnie Savichev i in. (2015) wyróżniają w okresie 1931–2015 następujące epoki cyrkulacyjne:

1929–1939 (E) → 1940–1948 (C) → 1949–1965 (E+C)
→ 1966–1989 (E) → 1990–2015 (W),

przy czym ostatnia epoka W trwa najprawdopodobniej nadal (patrz ryc. 8). Bardzo podobne granice epok cyrkulacyjnych w tym samym okresie, wykazujące 1–3-letnie przesunięcia w czasie w stosunku do wydzieleni Savicheva i in. (2015), posługując się innymi metodami analizy, wyznaczają Degirmendżić i Kożuchowski (2018, 2019), przy czym kolejność wyróżnionych epok przez cytowanych autorów (E, C, E+C, E, W) jest taka sama jak u Savicheva i in. (2015). Przebieg anomalii frekwencji rocznej poszczególnych makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej w rozpatrywanym okresie przedstawia ryc. 8.

Cechą charakterystyczną ostatniej epoki cyrkulacyjnej W jest trwałe występowanie anomalnie wysokiej, w stosunku do średniej wieloletniej, frekwencji makrotypu W,



Ryc. 8. Przebieg anomalii frekwencji rocznej makrotypów W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Anomalie obliczone względem średniej z lat 1951–2000. Pionowa linia przerywana – oznaczony rok 1987

Fig. 8. Course of the anomaly in the annual frequency of the W, E and C macro-types, according to the Wangengejm-Girs classification. Anomalies calculated based on averages from 1951–2000. The year 1987 is marked as the vertical dashed line

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

przy anomalnie niskiej frekwencji makrotypu E i oscylacji wokół wartości średniej wieloletniej, lub nieco poniżej tej średniej, frekwencji makrotypu C. Jest to obraz rozkładu anomalii makrotypów odmienny od tego, który wystąpił wcześniej (ryc. 8).

Cyrkulacja środkowotroposferyczna steruje procesami dolnej (SLP) cyrkulacji atmosferycznej (Fortak 1971; Zvieriev 1977; Harman, Oliver 2005), w związku z czym określa ona rodzaj masy atmosferycznej występującej nad danym obszarem oraz kierunki adwekcji. Obszar Europy jest na tyle duży, że w przypadku występowania określonego makrotypu występują nad nim jednocześnie różne masy, a adwekcje nad poszczególnymi jego częściami są różnokierunkowe. Niemniej jednak wpływ zmian rocznych frekwencji poszczególnych makrotypów znajduje odbicie w kształtowaniu się T_{EU} .

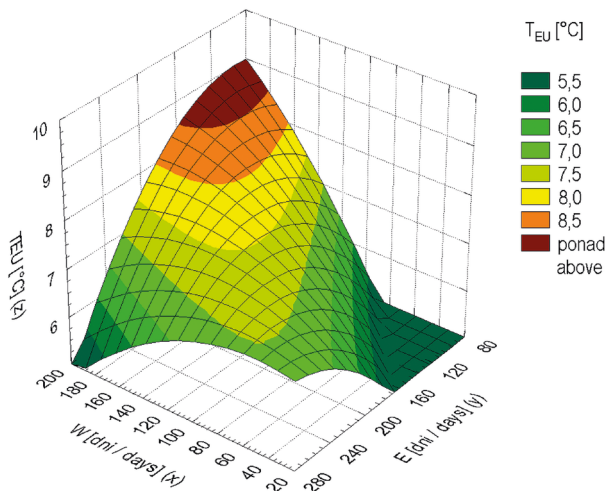
Współczynnik korelacji między T_{EU} i frekwencją makrotypu W jest równy 0,47 ($p \ll 0,001$), a między T_{EU} i frekwencją makrotypów E i C są równe odpowiednio $-0,21$ ($p = 0,043$) i $-0,29$ ($p = 0,005$). Współczynnik korelacji między T_{EU} i sumą roczną frekwencji makrotypów E i C jest równy $-0,47$ ($p \ll 0,001$). To ostatnie oznacza, że wpływy zmian frekwencji makrotypu W i sumy makrotypów E i C (makrotypów „nie-W”) na roczną temperaturę powietrza nad Europą się równoważą. Wskazuje to jednoznacznie, że wzrost frekwencji strefowego makrotypu W ponad jego „normę klimatyczną” powoduje wzrost temperatury nad Europą, a wzrost frekwencji południkowych makrotypów E i C ponad tę normę – spadek temperatury nad tym kontynentem.

Cechą charakterystyczną rocznej frekwencji poszczególnych makrotypów jest to, że ich przebiegi są bardzo silnie skorelowane ujemnie. Ponieważ liczba dni w roku jest stała, a w danym dniu może wystąpić tylko jeden makrotyp, to wzrost rocznej frekwencji jednego z makrotypów o jeden dzień pociąga za sobą spadek frekwencji o jeden dzień jednego z dwu pozostałych makrotypów². Proces wzrostu frekwencji jednego i spadku innego makrotypu zachodzi jednocześnie, nie można więc „oddzielić” od siebie wpływu na temperaturę zmiany frekwencji konkretnego, wyizolowanego makrotypu. To silne skorelowanie frekwencji makrotypów powoduje szereg komplikacji obliczeniowych, uniemożliwiając m.in. wykorzystanie analizy regresji wielokrotnej (liniowej), ze względu na występowanie redundancji. Analiza nieliniowa (tu wielomian drugiego stopnia) wskazuje wyraźnie, że wraz ze wzrostem frekwencji rocznej makrotypu W i spadkiem frekwencji makrotypu E temperatura roczna nad Europą rośnie³ (ryc. 9). Tym samym wpływ zmian frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej na T_{EU} nie budzi wątpliwości.

Faktyczne granice między jedną a drugą epoką cyrkulacyjną nie zachodzą pomiędzy końcem ostatniego roku danej epoki i początkiem roku epoki następnej – występują między nimi okresy przejściowe różnej długości. Jeśli przeanalizować przejście od epoki E (1966–1989) do epoki W (1989–2020, ryc. 8) można zauważyć, że stopniowo zmniejszające się liczby dni z anomaliami makrotypu E i zwiększające się liczby dni z makrotypem W oraz gwałtownie zmieniający swoją frekwencję makrotyp C doprowadzają do takiego stanu, że frekwencje wszystkich trzech makrotypów osiągają w roku 1987 liczbę zbliżoną do średniej wieloletniej (anomalii 0). Dopiero później, w roku 1989, dochodzi do stabilizacji wzrostu frekwencji makrotypu W powyżej

² Zależność ta jest: $W = 365 - (E+C)$, $E = 365 - (W+C)$, a $C = 365 - (E+W)$. Współczynnik korelacji między roczną frekwencją makrotypów W i E jest równy $-0,77$ ($p \ll 0,001$), makrotypów E i C równy $-0,55$ ($p \ll 0,001$), a między frekwencją makrotypu W i sumą makrotypów E i C równy $-1,00$ (lata 1931–2020).

³ Ponieważ współczynnik korelacji między frekwencją roczną makrotypu W i sumą frekwencji makrotypów E i C ($E + C$) jest równy 1,00 (albo W, albo E lub C), nie można również przedstawić prawidłowo zależności $T_{EU} = f(W, E+C)$ za pomocą dwumianu. Zależności między frekwencją makrotypów i temperaturą są w większej mierze zależnościami logicznymi niż liczbowymi.



$$z = -5,289 + 0,086 \cdot x + 0,077 \cdot y - 9,967e-5 \cdot x^2 - 2,718e-4 \cdot x \cdot y - 1,229e-4 \cdot y^2$$

Ryc. 9. Średnia obszarowa roczna temperatura powietrza nad Europą ($T_{EU}; z$) jako funkcja jednoczesnych zmian rocznej frekwencji makrotypu W (x) i makrotypu E (y)

Fig. 9. Area-averaged annual air temperature over Europe ($T_{EU}; z$) as a function of simultaneous changes in the annual frequency of macrotype W (x) and macrotype E (y)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

jego średniej frekwencji wieloletniej, spadku frekwencji makrotypu E poniżej jego średniej wieloletniej, a wartości frekwencji makrotypu C względnie trwale oscylują w przedziale wartości ujemnych. Można przyjąć, że od tego roku rozpoczęła się epoka cyrkulacyjna W.

Na ten właśnie okres przejściowy (1987–1989) przypada przebudowa struktury makrocyrkulacyjnej w stosunku do średniej wieloletniej (ryc. 8) i jednocześnie w przebiegu temperatury powietrza nad Europą pojawia się nieciągłość. Ponieważ wiadomo, że zarówno wzrost frekwencji makrotypu W, jak i spadek frekwencji makrotypów E i C pociągają za sobą wzrost temperatury, to w rezultacie sumaryczne działanie zmiany frekwencji makrotypów dało w tych latach „skokowy” wzrost temperatury powietrza nad Europą o około 1 deg. Dalszy, po roku 1989, wzrost frekwencji makrotypu W stał się przyczyną występowania trendu dodatniego w przebiegu temperatury nad Europą. Tak więc zmienność warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym wyjaśnia obserwowane zmiany temperatury powietrza nad Europą.

Przedstawione zależności wskazują, że pierwotnych przyczyn zmienności temperatury nad Europą należy doszukiwać się w działaniu tych czynników, które stanowią przyczynę zmian warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

Stan termiczny Atlantyku Północnego, warunki makrocyrkulacyjne w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, a roczna temperatura powietrza nad Europą

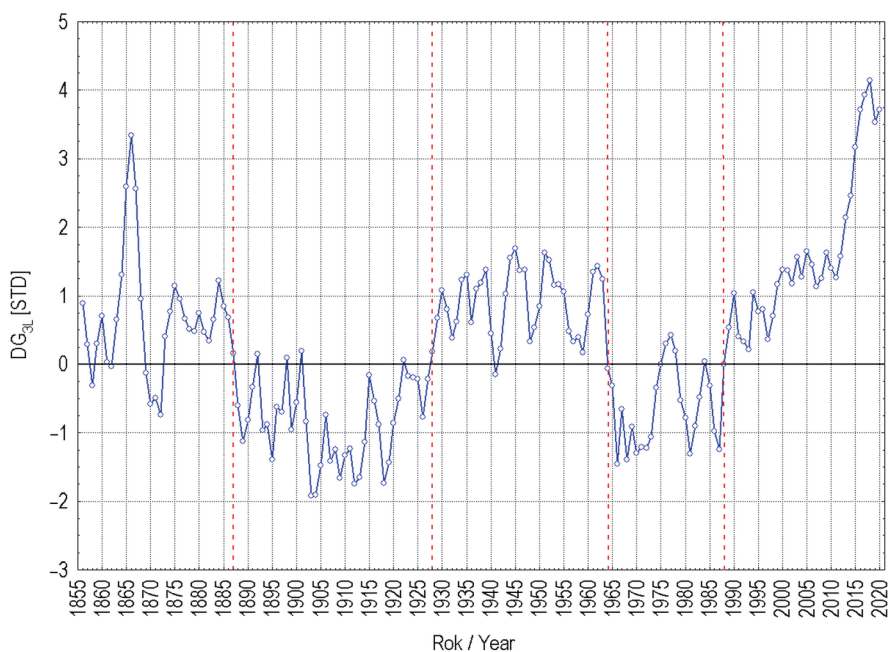
Poszczególne makrotypy to nic innego, jak wyidealizowane fale Rossby'ego o określonych położeniach górnych klinów i górnych zatok. Z tego względu między zasobami ciepła w poszczególnych częściach Atlantyku Północnego (temperaturą powierzchni oceanu – dalej SST) i frekwencją makrotypów zachodzą bezpośrednie związki.

Procesy przemieszczania się fal długich w środkowej troposferze zależą od rozkładu wartości południkowych gradientów termicznych między 30 i 60°N (średnio na 45°N) po (wzdłuż) długości geograficznej. Wartości południkowych gradientów termicznych kształtują prędkość strefowego wiatru termicznego (U w formule Rossby'ego; Rossby 1939). Przy pewnych wartościach gradientów termicznych fale długie stają się falami stojącymi, przy innych, nadkrytycznych wartościach, przekształcają się w fale o innych długościach – liczbach falowych (Fortak 1971; Harman, Oliver 2005).

Nad obszarami lądowymi strumienie ciepła z powierzchni do atmosfery, ogrzewające środkową troposferę, wykazują zmienność sezonową (cykl roczny), ale ich rozkład przestrzenny w danym sezonie, ze względu na niezmiennie cechy podłoża, jest również w przybliżeniu stały. W związku z tym południkowe gradienty termiczne, zwłaszcza w półroczu chłodnym, zachowują nad lądami względnie stałe wartości w danych położeniach. Na obszarach oceanicznych, na których o rozkładzie zasobów ciepła w wodach decyduje nie tylko dopływ promieniowania słonecznego, ale i cyrkulacja oceaniczna przenosząca ciepło wraz z ruchem mas wód, akweny z nadwyżkami i niedoborami ciepła zmieniają swoje położenie. W rezultacie strumienie ciepła z poszczególnych części oceanu do atmosfery, ogrzewające środkową troposferę, zmieniają swoje natężenie i czas działania w funkcji zmian zasobów ciepła w wodach, tym samym międzyrocznym zmianom ulegają nad oceanem także południkowe gradienty termiczne. Do istniejących w środkowej troposferze gradientów temperatury dostosowuje się z pewnym opóźnieniem (Musaelyan 1980, 1984) przebieg fal długich, które w zależności od położenia źródeł ciepła ogrzewających atmosferę przybierają, częściej niż przeciętnie, powtarzalne postaci o określonym ułożeniu górnych klinów i górnych zatok.

Zasoby ciepła na poszczególnych akwenach Atlantyku Północnego wykazują długookresową zmienność o charakterze naturalnym (Kushnir 1994; Srokosz i in. 2012; Latif i in. 2022). Zmiennością tą steruje składowa powierzchniowa cyrkulacji

termohalinowej (dalej NA THC). Wskaźnikiem informującym o ilości ciepła transportowanego wraz z transportem wód przypowierzchniowych z atlantyckich tropików, przez Atlantyk Północny, do Arktyki (morza Barentsa, Grenlandzkie) jest wskaźnik DG_{3L} . Przebieg tego wskaźnika, oprócz zmienności międzyrocznej, wykazuje zmienność długookresową, charakteryzującą się występowaniem okresów wzmoczonego ponad wieloletnią normę (1901–2000) i osłabionego transportu ciepła z tropików na północ (ryc. 10), odtwarzając ujemne i dodatnie fazy NA THC⁴. Wraz ze zmianami



Ryc. 10. Przebieg wskaźnika DG_{3L} w latach 1856–2020. Pionowymi liniami przerywanymi oznaczono granice między dodatnimi i ujemnymi fazami NA THC

Fig. 10. Course of the DG_{3L} index in the years 1856–2020. Vertical dashed lines mark the boundaries between the positive and negative NA THC phases

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

⁴ Wskaźnik DG_{3L} (delta Gofsztrumu, 3 lata) charakteryzuje jeden z aspektów NA THC, jakim jest transport ciepła w warstwie przypowierzchniowej (orientacyjnie 0–300 m). Wskaźniki AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation – Srokosz i in. 2012; Frajka-Williams i in. 2019) charakteryzują trójwymiarowy transport masy przez NA THC (nie ciepła, choć transport ciepła powiązany jest z transportem masy).

faz NA THC zachodzi zmiana pola SST na Atlantyku Północnym – kolejno rośnie i maleje SST w atlantyckich tropikach (30–40°N) po zachodniej stronie N Atlantyku (60–40°W), wód wzdłuż szlaku Prądu Północnoatlantyckiego oraz na wodach NE części N Atlantyku (morza Norweskie, Barentsa, E część Morza Grenlandzkiego). W rezultacie anomalie SST obliczane dla całej powierzchni Atlantyku Północnego wykazują również długookresową zmienność, która przejawia się jako AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation – Kerr 2000; Enfield i in. 2001).

Granice faz NA THC z dobrym przybliżeniem pokrywają się z niektórymi granicami epok cyrkulacyjnych określonymi przez Savicheva i in. (2015). W dodatniej fazie NA THC w latach 1929–1965 mieszczą się epoki E (1929–1939), C (1940–1948) oraz E+C (1949–1965). Ujemnej fazie 1966–1988 odpowiada epoka E (1966–1989), a ostatniej, dodatniej fazie, rozpoczynającej się od 1989 r., odpowiada epoka cyrkulacyjna W.

Między szeregami wartości wskaźnika DG_{3L} i szeregami rocznej frekwencji makrotypów zachodzą niezbyt silne, ale wysoce istotne korelacje. W latach 1931–2020 współczynniki korelacji między DG_{3L} i frekwencją makrotypu W są dodatnie (+0,41, $p < 0,001$), a między sumą rocznej frekwencji makrotypów E i C ujemne (–0,41, $p < 0,001$)⁵. Jest to pod względem rozkładu znaków współczynników korelacji taki sam związek, jak związki między frekwencją makrotypu W i sumą makrotypów E+C a średnią obszarową roczną temperaturą powietrza nad Europą.

Tego rodzaju związki wskazują, że zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego sterują zmianami frekwencji makrotypów. Czy polega ono wyłącznie na sterowaniu frekwencją makrotypu W, a zmiany frekwencji makrotypów E i C są wymuszone przez występujące między nimi związki formalne (korelacje ujemne), czy też sterowanie dotyczy jednocześnie frekwencji makrotypów W i E, nie jest jasne. Dla kształtowania zmian rocznej frekwencji makrotypów jest to obojętne, skutek jest taki sam.

Występowaniu poszczególnych makrotypów o charakterystycznym dla nich rozmieszczeniu górnych klinów i górnych zatok nad danym obszarem odpowiada zwiększona lub obniżona wysokość geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa (dalej h500). Ponieważ fale długie bez przerwy zmieniają swoje położenie, im częściej nad danym punktem (obszarem) lokować się będzie na jakiejś długości geograficznej górny klin, tym po uśrednieniu h500 nad danym punktem wysokość geopotencjału będzie wyższa (w przypadku górnych zatok – niższa). Oznacza to, że między frekwencją makrotypów w jakimś okresie i uśrednioną w tym samym okresie h500 musi występować skorelowanie. Lokalne maksima i minima w rozkładzie

⁵ Nie można wykluczyć, że frekwencja makrotypów sprzed roku 1951 nie do końca została prawidłowo określona, gdyż występujący makrotyp identyfikowano wtedy w AARI drogą interpretacji map dolnych (SLP). Mapy h500 zaczęto do tego celu wykorzystywać dopiero w latach 50. XX w. (Dimitriev i in. 2018). W szeregach z okresu 1951–2020 korelacje między DG_{3L} i makrotypami W i E są znacznie silniejsze (r około 0,6).

współczynników korelacji między określonym makrotypem i h500 w punktach usytuowanych wzdłuż równoleżnika wskazywać będą najczęstsze położenie w tym okresie osi górnych klinów i górnych zatok.

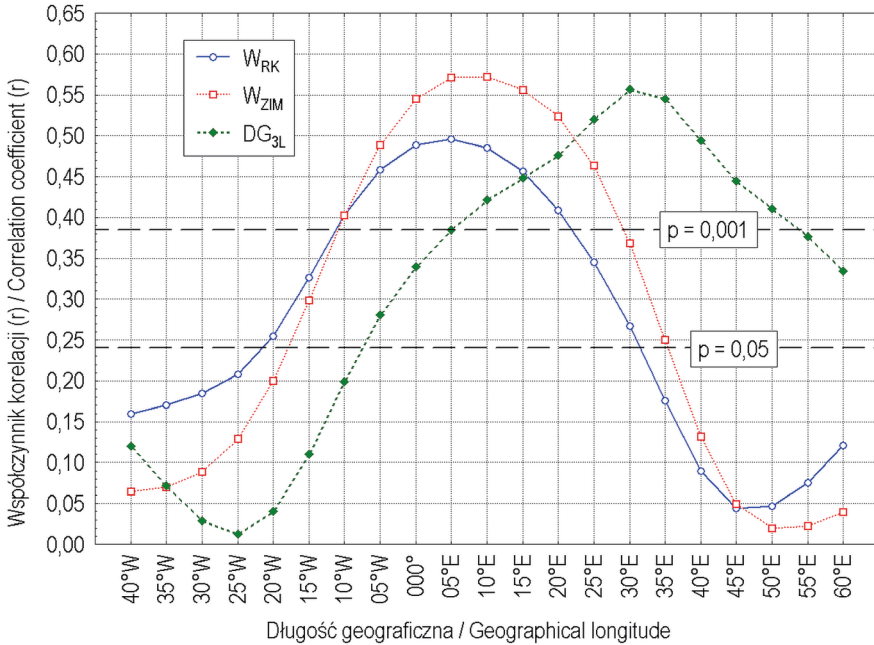
Powierzchnię Europy można podzielić umownie na część północną i południową. Za granicę dzielącą powierzchnię kontynentu na wymienione części można przyjąć równoleżnik 50°N. Wpływ zmian rocznej frekwencji makrotypu W oraz wskaźnika DG_{3L} na roczną wysokość geopotencjału (h500) na profilu położonym na 50°N i rozciągającym się między 40°W i 60°E, z rozdzielczością 5° po długości geograficznej przedstawia ryc. 11. Wobec faktu, że wartości h500 dostępne są dopiero od roku 1949 przedstawione na rycinie 11 wartości współczynników korelacji obejmują nie cały rozpatrywany okres, ale lata 1949–2020 (71 lat).

Korelacja między roczną h500 na 50°N i roczną frekwencją makrotypu W przedstawia sobą obraz fali z lokalnym maksimum na długości 5°E i lokalnymi minimami na długości 45°W i 45°E (długość fali 90°, liczba falowa 4). Wskazuje to, że przy występowaniu makrotypu W oś górnego klina lokuje się najczęściej nad Europą Zachodnią, a osie górnych zatok nad środkową częścią Atlantyku Północnego i Europą Wschodnią.

Wraz ze wzrostem wartości wskaźnika DG_{3L} rośnie frekwencja makrotypu W. Wzrost ten jest szczególnie silny w okresie zimowym, a w miesiącach ciepłej pory roku słabnie. Obraz związków między zimową frekwencją makrotypu W i roczną h500 (ryc. 11) wskazuje na występowanie fali długiej, z położeniem osi górnego klina na długości 5–10°E. Współczynnik korelacji, mimo tego, że koreluje się tu wartości frekwencji makrotypu W z okresu zimowego (XII–III) z rocznymi wartościami h500, jest silniejszy od związków między h500 i roczną frekwencją makrotypu W, w przedziale długości geograficznej od 10°W do 28–29°E przekracza granice wysokiej istotności ($p << 0,001$). Statystycznie istotne korelacje występują na przestrzeni między ~17°W i 35°E, co oznacza, że rozciągają się nad całą zachodnią i środkową Europą, sięgając zachodnich części Niziny Rosyjskiej.

Obraz rozkładu współczynników korelacji między DG_{3L} i h500 jest znacznie bardziej skomplikowany. Nie tworzy on jednolitej, „gładkiej” fali, ale falę nieregularną, z lokalnym maksimum wskazującym na najczęstsze występowanie osi górnego klina w rejonie ~30°E. Bardziej szczegółowa analiza obejmująca zbadanie związków między DG_{3L} i h500 w przekrojach miesięcznych⁶ wykazuje, że taki obraz stanowi rezultat interferencji sezonowej zmienności siły związków między tymi wielkościami. Silne związki między nimi występują w miesiącach ciepłej pory roku, do sierpnia/września ich maksimum przemieszcza się, wraz z nagrzewaniem się powierzchni kontynentu, na wschód. Warto zwrócić uwagę, że statystycznie istotny ($p = 0,05$)

⁶ To znaczy, że wpływ rocznej wartości DG_{3L} był rozpatrywany kolejno na szeregi miesięcznych wartości h500 w poszczególnych punktach. Przedstawienie w artykule tego obszernego materiału zostaje pominięte.



Ryc. 11. Rozkład wartości współczynników korelacji (r) między roczną wysokością geopotencjału 500 hPa na 50°N (od 40°W do 60°E) a roczną frekwencją makrotypu W (W_{RK}) i frekwencją makrotypu W w okresie zimy (XII–III; W_{ZIM}) oraz wskaźnikiem DG_{3L} . Oznaczone poziomy istotności ($p = 0,001$ i $0,05$). Okres korelacji 1949–2020

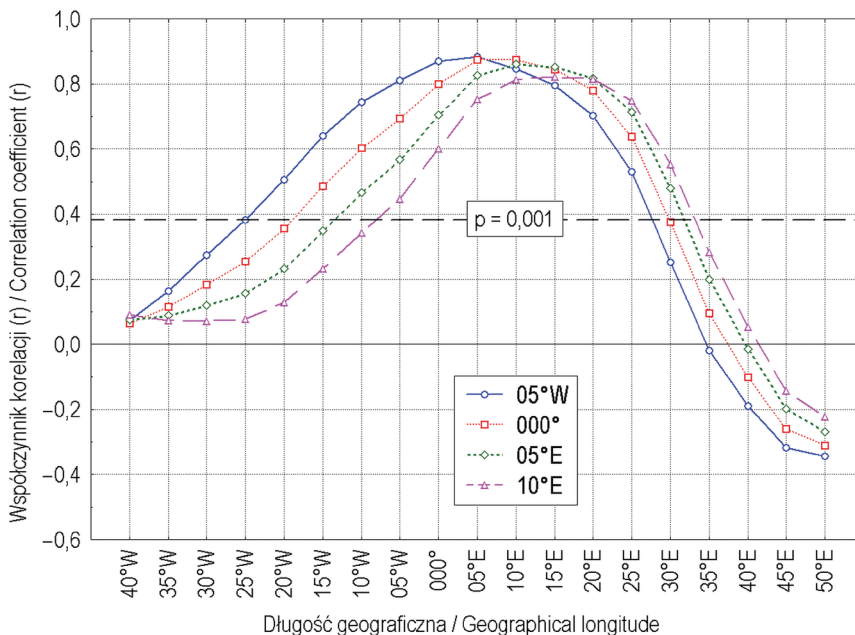
Fig. 11. Distribution of the values of correlation coefficients (r) between the annual height of the geopotential 500 hPa at 50°N (from 40°W to 60°E) and the annual frequency of the W macrotype (W_{RK}) and the frequency of the W macrotype in winter (DJFM; W_{ZIM}) and the DG_{3L} index. Significance levels ($p = 0.001$ and 0.05) are marked. Correlation period 1949–2020

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

wpływ zmienności wskaźnika DG_{3L} na roczną $h500$ rozciąga się od ~5°W, a więc od zachodnich krańców Europy, do Uralu (60°E) i dalej na wschód. Wysoce istotny ($p < 0,001$) wpływ na $h500$ wskaźnik DG_{3L} wywiera od ~5°E do ~50°E, czyli obejmuje całą środkową i wschodnią Europę.

Wysokość geopotencjału jest bardzo silnie skorelowana z ciśnieniem atmosferycznym na poziomie morza. Maksimum siły związku między $h500$ i SLP jest przesunięte nieco na wschód (średnio o ~10–12°λ na 50°N) w stosunku do położenia punktu o określonej $h500$, co wynika z tego, że dolne centra układów wyżowych (SLP) lokują się na



Ryc. 12. Rozkład wartości współczynników korelacji między roczną wysokością geopotencjału 500 hPa na 50°N w punktach: 05°W, 000°, 05°E i 10°E a rocznym ciśnieniem na poziomie morza na 50°N (od 40°W do 50°E). Oznaczony poziom wysokiej istotności statystycznej ($p = 0,001$). Okres korelacji 1949–2020

Fig. 12. Distribution of the values of correlation coefficients between the annual height of the geopotential 500 hPa at 50°N at the points: 05°W, 000°, 05°E and 10°E and the annual pressure at sea level at 50°N (from 40°W to 50°E). Highly significance level ($p = 0.001$) is marked. Correlation period 1949–2020

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

wschód od osi górnych klinów (Fortak 1971; Zvieriev 1977). Przykład takiej zależności dla 4 punktów h500 na szerokości 50°N: 5°W, 000°, 5°E i 10°E w strefie między 40°W i 50°E przedstawia ryc. 12. Ze zmianami SLP, ale też i bezpośrednio ze zmianami h500, powiązana jest zmienność szeregu elementów klimatycznych na danym obszarze⁷.

⁷ Przykładowo współczynniki korelacji między roczną h500 w punkcie 50°N, 15°E i średnimi obszarowymi rocznymi elementami klimatycznymi z obszaru Polski (średnie z 28 stacji, okres 1951–2020) są równe: z temperaturą roczną +0,80, rocznymi sumami opadów -0,37 ($p = 0,001$), zachmurzeniem ogólnym -0,37, wilgotnością względną -0,72.

Rozpatrując zależność między stanem termicznym Atlantyku Północnego, charakteryzowanym przez wartość wskaźnika DG_{3L} i $h500$ oraz SLP w kategoriach synoptycznych, a nie przez pryzmat związków z elementami klimatycznymi, można stwierdzić, że im wyższa wartość DG_{3L} , tym większa jest częstość występowania nad Europą, czy jej poszczególnymi częściami, pogód antycyklonalnych (wyżowych). Wzrost częstości pogód antycyklonalnych w roku jest równoznaczny ze spadkiem częstości pogód cyklonalnych, dla których charakterystyczne jest występowanie pogód frontalnych, z okresami długotrwałego zachmurzenia tworzonego przez chmury warstwowe. Typowymi cechami pogód wyżowych są zmniejszenie zachmurzenia, wzrost usłonecznienia, a w okresie „długiego dnia”⁸ – wzrost temperatury podłoża i powietrza.

Z tej przyczyny między wskaźnikiem DG_{3L} i średnią obszarową roczną temperaturą Europy (T_{EU}) występuje bezpośredni, wysoce istotny związek ($r = 0,63$, $p < 0,001$; 1931–2020). Temperatura roczna na wszystkich rozpatrywanych stacjach jest istotnie skorelowana dodatnio ze wskaźnikiem DG_{3L} , najslabiej ($r = 0,32$ – $0,35$) na stacjach SW krańcach Europy (Lisbona, Porto, Walencja, Palma, ...) oraz na SE jej krańcach (Rostov n/Donem, Novouzensk, Bezenczuk, ...). Wyjątkowo wysokim wartościom wskaźnika DG_{3L} w latach 2013–2020 (ryc. 10) odpowiadają wyjątkowo wysokie wartości T_{EU} (ryc. 4).

Mechanizm wzrostu temperatury rocznej nad Europą

Analiza zmian temperatury powietrza nad Europą przeprowadzona ze zwiększoną rozdzielczością czasową, w okresach kwartalnych, wykazała, że na zdecydowanej większości stacji europejskich zaznacza się w latach 1988–2020 istotny statystycznie wzrost temperatury w pierwszym (I–III), drugim (IV–VI) i trzecim kwartale (VII–IX), podczas gdy w ostatnim (X–XII) kwartale roku takiego wzrostu nie stwierdzono lub ujawnił się jedynie na pojedynczych stacjach. Uogólniając – rozkład wzrostów temperatury w poszczególnych kwartałach jest nad Europą praktycznie niemal taki sam, jak nad Polską (Marsz, Styszyńska 2022), która stanowi jej niewielką część.

Wzrost temperatury powietrza w pierwszym kwartale jest związany ze wzrostem intensywności NAO. Fizycznie ciepło, które powoduje wzrost temperatury jako skutek działania NAO, jest ciepłem adwekcyjnym i stanowi ciepło pobrane przez powietrze z powierzchni Atlantyku Północnego, przetransportowane następnie przez cyrkulację atmosferyczną nad Europę.

⁸ Okres, w którym długość dnia jest we wszystkich dobach większa od 12 godzin; upraszczając, można przyjąć, że jest to okres odpowiadający „cieplej połowie roku” (kwiecień–wrzesień).

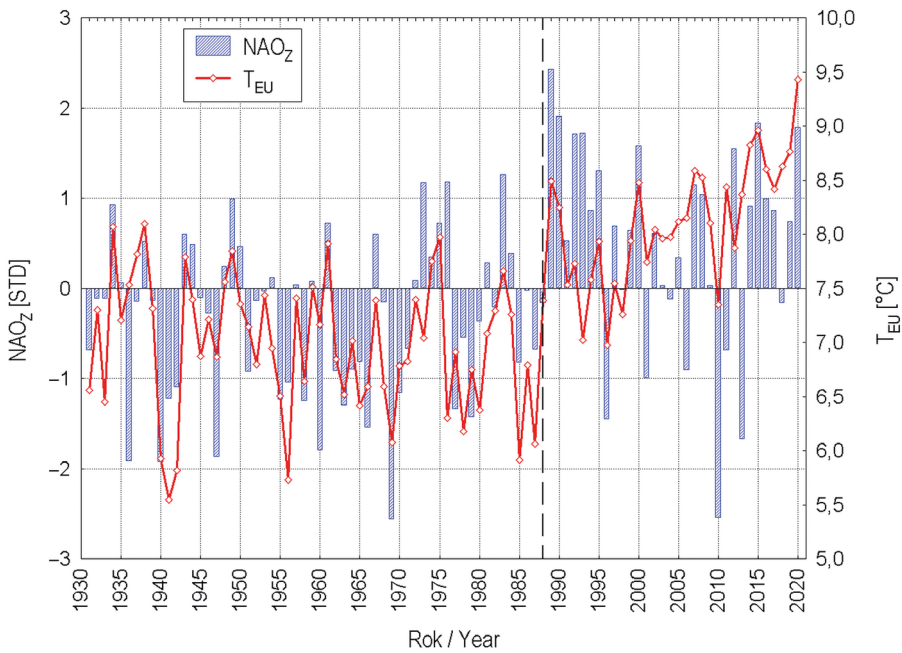
Znak i wartość zimowego indeksu NAO bardzo silnie zależą od zimowej (XII–III) frekwencji makrotypu W. Współczynnik korelacji między zimową frekwencją makrotypu W i zimowym indeksem NAO (DJFM NAO PC-based, dalej NAOz) jest równy w rozpatrywanym okresie 0,67 ($p < 0,001$). Wraz z przejściem epoki E do epoki W, w której frekwencja roczna makrotypu W istotnie wzrosła w stosunku do średniej wieloletniej, silnie wzrosła również frekwencja makrotypu W w okresie pierwszego kwartału, a wraz z nią częstość występowania dodatnich faz NAO o wysokich wartościach indeksu. Z tej przyczyny, że frekwencja roczna makrotypu W stanowi funkcję DG_{3L} , między NAOz i DG_{3L} zachodzi słaby, ale statystycznie istotny związek ($r = 0,24$, $p = 0,021$, 1931–2020).

Ponieważ zmiany temperatury pierwszego kwartału objaśniają na stacjach europejskich od kilku do ponad 65% wariancji temperatury rocznej, zmienność zimowego NAO objaśnia 35% wariancji T_{EU} . Wartość współczynnika korelacji między T_{EU} i zimowym indeksem NAO jest równa 0,60. Niemal na wszystkich rozpatrywanych stacjach występuje na ogół silna i istotna korelacja dodatnia między ich temperaturą roczną i NAOz (r od 0,26 do 0,70). Wyjątkiem są stacje islandzkie oraz stacje leżące we wschodniej części basenu śródziemnomorskiego i na Krymie oraz NE brzegach Morza Czarnego, na których korelacje temperatury z przebiegiem NAO są nieistotne.

W przebiegu NAOz zaznacza się nieciągłość między rokiem 1987 i 1989, kiedy wartość indeksu rośnie z $-0,68$ (1987) do $+2,43$ (1989), po czym przez kolejne 7 lat indeks nieprzerwanie utrzymuje wartości dodatnie. Te zmiany intensywności NAO dość dobrze odtwarza przebieg T_{EU} (ryc. 13). Zwraca jednak uwagę niezgodność trendów T_{EU} i NAO w ostatnim okresie, od roku 1989, kiedy trend T_{EU} jest dodatni, a trend indeksu NAO ujemny (ryc. 13). Wskazuje to, że wbrew opinii Zveryaeva i Guleva (2006), NAO nie jest jedynym ani decydującym czynnikiem kształtującym wzrost temperatury nad Europą.

Następnym czynnikiem, który został zidentyfikowany jako wywierający wpływ na kształtowanie się zmian temperatury nad obszarem Polski, w tym występowania silnego trendu dodatniego po roku 1988, jest usłonecznienie. Wzrost usłonecznienia, zgodnie z formułą Blacka (Black i in. 1954), powoduje zwiększony dopływ energii słonecznej do podłoża, a w związku z tym odpowiednie zwiększenie wymiany turbulencyjnej i wzrost temperatury powietrza.

W przypadku Europy nie ma pełnej możliwości sprawdzenia działania tego czynnika. Kompletnie pod względem zasobu szeregi czasowe danych charakteryzujących usłonecznienie nad Europą w latach 1931–2020 są nieliczne, a ich rozmieszczenie ograniczone jest wyłącznie do obszarów Wysp Brytyjskich i Europy Środkowej (Szwajcaria, Niemcy, Holandia, Dania, Austria, Polska, Słowacja). Jednak nawet na tych obszarach w bazach danych są braki wojenne oraz dotyczące lat 2018–2020. Na pozostałych obszarach Europy w ciągach pomiarów usłonecznienia występują



Ryc. 13. Przebieg wartości zimowego indeksu NAO (PC-based) i średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU}). Pionowa linia przerywana – oznaczony rok 1988
 Fig. 13. Course of the value of the winter NAO index (PC-based) and area-averaged annual air temperature over Europe (T_{EU}). The year 1987 is marked vertical dashed line

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

bardzo liczne braki, uniemożliwiające uzyskanie nawet najbardziej ogólnego, ale wiarygodnego poglądu na kształtowanie się zmienności tego elementu w skali kontynentu.

Badania (Marsz i in. 2022) wykazały, że usłonecznienie nad obszarem Europy Środkowej w latach 1951–2018 jest wysoce istotnie skorelowane z przebiegiem wskaźnika DG_{3L} ($r = 0,60$, $p \ll 0,001$) i zmiennością frekwencji makrotypu W ($r = 0,49$). Średnie roczne usłonecznienie z 13 stacji europejskich⁹ w latach 1931–2018 wykazuje istotne skorelowanie z DG_{3L} ($r = 0,54$, $p \ll 0,001$), a w jego

⁹ Stacjami tymi są: Armagh, De Bilt, Geneva, Basel, Zuerich, Koebenhavn, Potsdam, Kremsmunster, Klagenfurt, Zagreb, Wien, Wrocław i Kraków.

przebiegu zaznacza się, tak jak i w przebiegu wskaźnika DG_{3L} , nieciągłość w latach 1987–1989 oraz występowanie po roku 1988 istotnego statystycznie dodatniego trendu. Wyjaśnia to, że wpływ DG_{3L} na zmienność temperatury nad Europą realizuje się nie tylko poprzez regulację znaku i wartości zimowego indeksu NAO, ale również poprzez regulację rozmiarów usłonecznienia. Zmienność DG_{3L} , jak wspomniano już wcześniej, objaśnia ~40% wariancji T_{EU} w latach 1931–2020.

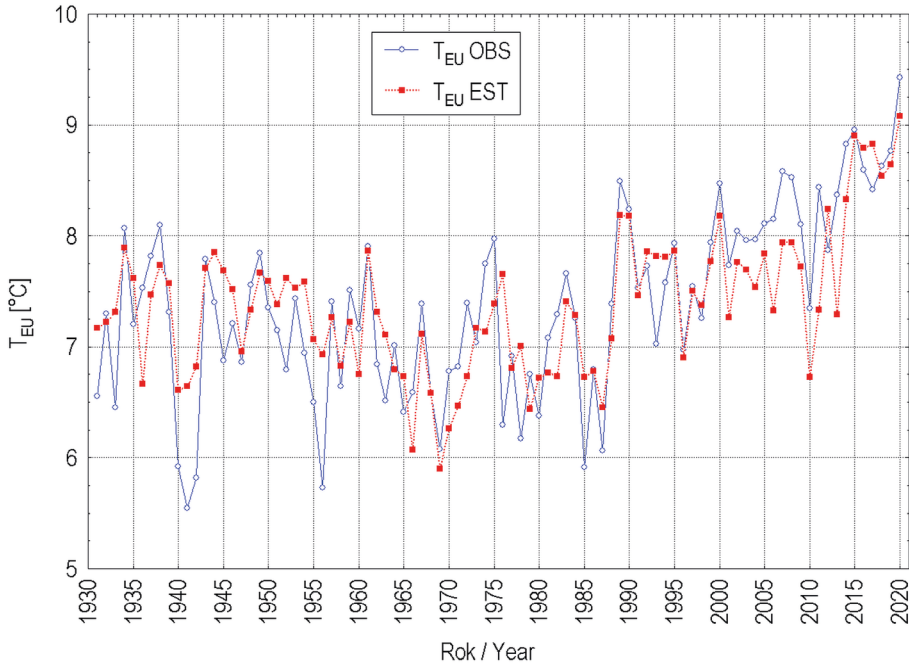
Oba te czynniki – zimowe NAO i usłonecznienie – działają w ciągu roku wspólnie, choć niekoniecznie jednocześnie, wywierając sumaryczny wpływ na kształtowanie wartości temperatury rocznej nad obszarem Europy. Wobec słabego, ale istotnego skorelowania wskaźnika NAOz ze wskaźnikiem DG_{3L} , w regresji wielokrotnej $T_{EU} = f(\text{NAO}, DG_{3L})$ pojawi się niedokładność w ocenie objaśnionej wariancji T_{EU} , wynikająca z zachodzącej redundancji między zmiennymi niezależnymi, to jest DG_{3L} i NAOz.

Wskaźniki NAOz i DG_{3L} wyrażone są w wartościach standaryzowanych. Stanowią je standaryzowane anomalie obu wielkości. Wpływ zmian wartości obu zmiennych na T_{EU} jest taki sam – wraz ze wzrostem NAOz rośnie intensywność adwekcji z zachodu, pociągających za sobą wzrost temperatury i wraz ze wzrostem DG_{3L} rośnie usłonecznienie, powodujące również wzrost temperatury powietrza. W przypadku wystąpienia w danym roku różnych znaków obu wielkości, temperaturę powietrza określać będzie wartość wypadkowa obu zmiennych. Analiza regresji wykazuje, że T_{EU} stanowi funkcję zmienności obu zmiennych:

$$T_{EU} = 7,14(\pm 0,06) + 0,35(\pm 0,05) \cdot DG_{3L} + 0,36(\pm 0,06) \cdot \text{NAOz}, \quad [2]$$

w której zmienność wspólna obu zmiennych niezależnych objaśnia (adj. R^2) 60,1% wariancji T_{EU} w latach 1931–2020 ($R = 0,78$, $F(2,87) = 68,13$, $p \ll 0,001$, $BSE = 0,51$). W równaniu [2] zmienność wskaźnika DG_{3L} objaśnia 39,78, a zmienność NAOz – 21,25 % wariancji T_{EU} w rozpatrywanym okresie. Współczynniki regresji stojące przed oboma zmiennymi niezależnymi są praktycznie takie same, a wartość wyrazu wolnego jest bardzo bliska średniej wartości T_{EU} z lat 1931–2020 ($+7,03(\pm 0,09)^\circ\text{C}$). Tak więc, w zależności od odchylenia się zmiennych niezależnych – DG_{3L} i NAOz – od ich wartości średnich wieloletnich (zerowych), tak będzie kształtować się zmienność rocznej temperatury powietrza nad Europą. Wzrost ten będzie szczególnie duży w latach, w których zarówno wskaźnik DG_{3L} , jak i zimowy indeks NAO będą przybierały dodatnie, znaczne wartości. W przypadku odwrócenia znaków obu zmiennych nad obszarem Europy dojdzie do głębokich spadków temperatury rocznej. Przebieg wartości T_{EU} oszacowanych według tego równania i przebieg obserwowany T_{EU} przedstawia ryc. 14.

W przebiegu wartości T_{EU} estymowanej z równania [2] (T_{EU-EST}) ujawnia się występowanie nieciągłości w latach 1987–1989, a więc dokładnie w tym samym



Ryc. 14. Przebieg wartości obserwowanych (OBS) i estymowanych (EST) za pomocą równania [2] średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU})

Fig. 14. Course of observed (OBS) and estimated (EST) using the equation [2] values of the area-averaged annual air temperature over Europe (T_{EU})

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

momencie, w którym nieciągłość ta ujawnia się w obserwowanym przebiegu T_{EU} , oraz występowanie od roku 1988 dodatniego trendu. Oszacowany trend T_{EU} EST w latach 1988–2020 jest równy $+0,030(\pm 0,009)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($p = 0,003$), a więc nieznacznie mniejszy od trendu T_{EU} oszacowanego dla tego samego okresu ($+0,040(\pm 0,008)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p = 0,001$). Obie te wartości mieszczą się w tym samym przedziale dokładności oszacowania i nie można twierdzić, że są one różne. Trend T_{EU} EST w pierwszym okresie jest ujemny ($-0,012(\pm 0,003)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i statystycznie istotny ($p = 0,001$). Jest to trend nieznacznie większy od trendu występującego w tym samym okresie w obserwowanych wartościach T_{EU} ($-0,0045(\pm 0,0050)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), ale formalnie, mimo znikomej wartości, nie można przyrównać go do zera.

Porównanie obu przebiegów i ocena ich charakterystyk statystycznych pozwala na stwierdzenie, że zmienność tych dwu prostych zmiennych umożliwia odtworzenie 60% obserwowanej zmienności rocznej temperatury powietrza nad Europą w ciągu 90-letnia 1931–2020, łącznie z szeregiem cech osobliwych w tej zmienności.

Porównując oba przebiegi T_{EU} na rycinie 14, nietrudno zauważyć, że wartości T_{EU} oszacowane z równania [2] znacznie zawyżają wartości temperatury rocznej w latach 1940, 1941, 1942, 1947 oraz 1956. Są to lata, w których temperatura powietrza w miesiącach zimowych nad Europą Wschodnią i Środkową kształtowała się pod wpływem anomalnie wysokiej frekwencji makrotypu C. Wpływ frekwencji tego makrotypu na T_{EU} w równaniu [2] nie został, ani w postaci pośredniej, ani też bezpośrednio, uwzględniony.

Zastosowanie jako dodatkowej zmiennej w równaniu [2] rocznych anomalii frekwencji makrotypu C daje równanie [3] o postaci¹⁰:

$$T_{EU} = 7,14(\pm 0,06) + 0,37(\pm 0,04) \cdot DG_{3L} + 0,31(\pm 0,05) \cdot NAOz - 0,01(\pm 0,00) \cdot C, \quad [3]$$

którego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0,82$, $adj.R^2 = 0,6535$, $F(3,86) = 56,96$, $p \ll 0,001$, $BSE = 0,48$. Uwzględnienie dodatkowej zmiennej o charakterze makrocyrkulacyjnym podnosi stopień objaśnienia zmienności T_{EU} do 65% i nieco (o $0,03^\circ C$) zwiększa dokładność oszacowania tej wielkości. Oszacowane wartości trendów z wartości T_{EU} estymowanych z równania [3], z uwzględnieniem dokładności szacunków, są takie same jak w szeregu obserwowanych wartości T_{EU} – trend w latach 1931–1988 jest ujemny, nieistotny statystycznie, a trend w latach 1988–2020 dodatni i statystycznie istotny ($\sim 0,03(\pm 0,01)^\circ C \cdot rok^{-1}$). W przebiegu estymowanych za pomocą równania [3] wartościach T_{EU} zaznacza się również nieciągłość w latach 1987–1989.

W świetle przedstawionych wyżej wyników rysuje się pytanie: jaki – na tle działania czynników naturalnych – jest wpływ czynnika antropogenicznego (wymuszenia radiacyjnego) na wzrost temperatury nad Europą?

Wyjaśnienie roli wymuszenia radiacyjnego (ΔF) w procesie wzrostu temperatury rocznej nad Europą, do tej pory nierozpatrywanego, wymaga przeprowadzenia kolejnej analizy. Dla zmniejszenia liczby zmiennych niezależnych w kolejnym równaniu ze zmiennych DG_{3L} i $NAOz$ utworzono nową zmienną oznaczoną jako $DGNAO$,

¹⁰ Anomalie frekwencji makrotypu C (jak i pozostałych makrotypów; ryc. 8) obliczone są względem średniej z lat 1951–2000. Szereg wartości rocznej makrotypu C nie jest istotnie skorelowany z szeregiem zmiennej DG_{3L} ($r = 0,07$), ale istotnie skorelowany ujemnie ($r = -0,22$, $p = 0,039$) z zimowym indeksem NAO, co obniża stopień objaśnienia zmienności T_{EU} przez tą zmienną w równaniu [3]. Średnia wieloletnia (1951–2000) frekwencja roczna makrotypu C jest równa 89,1 dób.

będącą sumą rocznego wskaźnika DG_{3L} i zimowego wskaźnika NAO ($DG_{NAO} = DG_{3L} + NAOz$)¹¹. Estymacja parametrów równania liniowego, w którym T_{EU} stanowi funkcję DG_{NAO} , C i ΔF , daje równanie [4] o postaci:

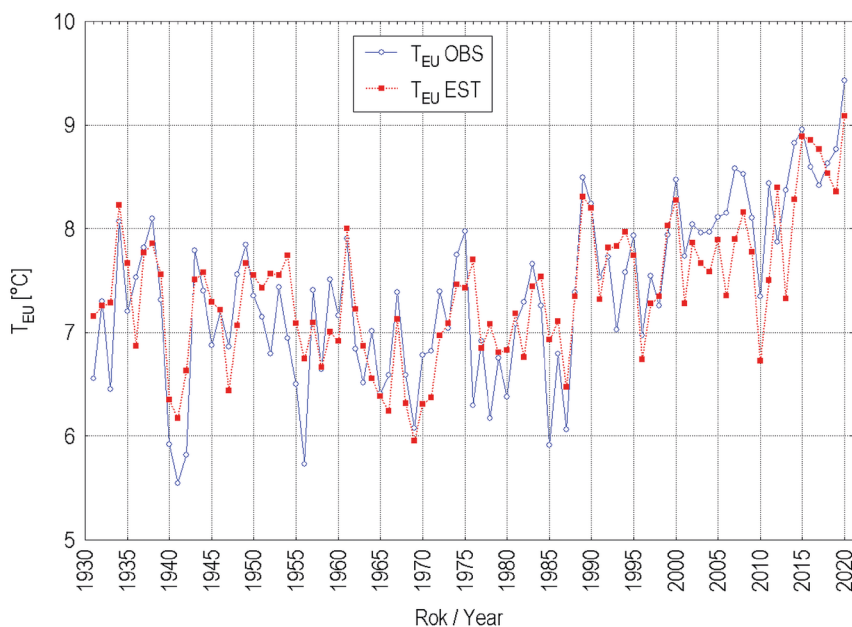
$$T_{EU} = 6,72(\pm 0,12) + 0,28(\pm 0,03) \cdot DG_{NAO} + 0,44(\pm 0,11) \cdot \Delta F - 0,01(\pm 0,00) \cdot C, \quad [4]$$

którego parametry (wyraz wolny, współczynniki regresji) oszacowane są ze znaczną istotnością statystyczną. Najniżej prezentuje się w tym równaniu istotność oszacowania współczynnika regresji stojącego przed zmienną C , którego p jest równy 0,004. Charakterystyka statystyczna tego równania jest: $R = 0,85$, $adj. R^2 = 0,71$, $F(3,86) = 72,23$, $p \ll 0,001$ i $BSE = 0,44$. W równaniu [4] zmienność DG_{NAO} objaśnia 61%, zmienność $\Delta F - 7,6$, a zmienność rocznych anomalii makrotypu $C \sim 3\%$ (dokładnie 2,94%) wariancji T_{EU} w rozpatrywanym 90-leciu.

W stosunku do równania [3] wprowadzenie jako zmiennej niezależnej wymuszenia radiacyjnego zwiększyło stopień objaśnienia zmienności T_{EU} o $\sim 6\%$ i zmniejszyło błąd oszacowania T_{EU} o $0,04^\circ C$. Analiza wartości trendów T_{EU} w obu okresach (1931–1988 i 1988–2020) estymowanych z równania [4] wykazała, że ich oszacowanie w stosunku do wartości obserwowanych i uzyskanych z równań [2] i [3] uległo nieznacznemu pogorszeniu. Znacznie zmniejszył się także, w stosunku do obserwowanego, „skok” temperatury w latach wystąpienia nieciągłości przebiegu (1987–1989). Przebieg wartości T_{EU} obserwowanych i estymowanych z równania [4] przedstawia ryc. 15.

Wprowadzenie kolejnej zmiennej do równania [4], jaką jest wymuszenie radiacyjne (ΔF) nie zmieniło w istotny sposób obrazu stopnia zależności zmienności T_{EU} od działania czynników naturalnych – zmienności NA THC (wskaźnika DG_{3L}), zimowego indeksu NAO oraz frekwencji rocznej makrotypu C . Ich rola uległa tylko nieznacznemu zmniejszeniu (o około 1%), ale nadal stanowią główne czynniki regulujące zmienność T_{EU} ($\sim 64\%$). Rola wymuszenia radiacyjnego w kształtowaniu zmienności T_{EU} może być oceniona na nie więcej niż 7–8%, a więc jest o rząd wielkości mniejsza od działania czynników naturalnych. Pozwala to kwestionować zasadnicze znaczenie czynnika antropogenicznego w obserwowanym wzroście rocznej temperatury powietrza nad Europą.

¹¹ Obie wielkości są wartościami wyrażonymi w takich samych jednostkach – odchyleniach standardowych, i reprezentują taką samą jakość – stanowią anomalie danych wartości w stosunku do średnich wieloletnich (patrz równanie [2] i jego opis).



Ryc. 15. Przebieg wartości obserwowanych (OBS) i estymowanych (EST) za pomocą równania [4] średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU})

Fig. 15. Course of observed (OBS) and estimated (EST) using the equation [4] values of the area-averaged annual air temperature over Europe (T_{EU})

Źródło: opracowanie własne.

Source: own work.

Wnioski

Przedstawione wyniki analiz wykazują, że ocieplenie nad obszarem Europy rozpoczęło się po roku 1988. Wcześniej, w okresie 57 lat (1931–1988), mimo bardzo dużej międzyrocznej zmienności temperatury powietrza, nie stwierdzono jej wypadkowego wzrostu. Rozpoczęcie ocieplenia nastąpiło jako skutek zmiany reżimu przebiegu temperatury, polegającego na skokowym wzroście temperatury rocznej o około 1 deg między rokiem 1987 i 1989, a następnie pojawieniu się w przebiegu temperatury rocznej statystycznie istotnego trendu dodatniego. Występowanie tego trendu doprowadziło między rokiem 1988 i 2020 do wzrostu średniej temperatury rocznej nad Europą o dalsze ~1,29 deg. Pozwala to ocenić, że roczna temperatura nad Europą wzrosła w ostatnim 33-leciu o około 2,2–2,3 deg.

Bezpośrednią przyczyną zmiany reżimu temperatury nad Europą była zmiana warunków makrocyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, jaka nastąpiła wraz ze zmianą epok cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. W latach 1987–1989 epoka cyrkulacji południkowej E przeszła w epokę cyrkulacji strefowej W i następnie, przez cały czas trwania tej epoki, do roku 2020 utrzymuje się anomalnie wysoka frekwencja makrotypu W, przy anomalnie niskiej frekwencji makrotypu E i utrzymywaniu się poniżej normy wieloletniej frekwencji rocznej makrotypu C. Wraz z nastaniem epoki cyrkulacyjnej W wzrosła nad Europą częstość występowania pogód antycyklonalnych i proporcjonalnemu zmniejszeniu uległa częstość występowania pogód cyklonalnych. Doprowadziło to do wzrostu częstości adwekcji powietrza morskiego z nad Atlantyku Północnego nad Europę w okresach zimowych (konsekwencja wydatnego zwiększenia się częstości dodatnich faz NAO) i wzrostu usłonecznienia w okresach cieplej pory roku, na skutek zmniejszenia zachmurzenia warstwowego (konsekwencja zmniejszenia częstości frontów przechodzących nad Europą). Ten ostatni wniosek jest zgodny z wynikami badań Veretenenko i Ogurtsova (2016), którzy stwierdzili występowanie względnie ścisłych związków między pokrywą chmur w szerokościach umiarkowanych i intensywnością procesów cyklonicznych, i tym samym związek między zmiennością cyrkulacji atmosferycznej a zmiennością dopływu energii promienistej Słońca do powierzchni Ziemi.

Pierwotną przyczyną zmiany warunków makrocyrkulacyjnych była zmiana stanu termicznego Atlantyku Północnego związana z ostatnim przejściem cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego (NA THC) z fazy ujemnej do fazy dodatniej, co nastąpiło w latach 1987–1989. NA THC, poprzez kształtowanie południkowych gradientów temperatury powierzchni oceanu, reguluje frekwencję makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej. Wraz ze wzrostem intensywności NA THC znacznie powyżej wcześniej obserwowanych wartości, odpowiednio wzrosła frekwencja makrotypu W i jednocześnie zmniejszyła się frekwencja makrotypu E, co doprowadziło do opisanych skutków odnośnie zmiany reżimu temperatury nad Europą.

Tej skali zmiana temperatury rocznej nad Europą pozwala twierdzić, że w latach 1987–1989 doszło nad tym kontynentem do radykalnej zmiany klimatu. Zmiana ta posiada charakter makroskalowy i obejmuje całą Europę, a przypuszczalnie cały obszar atlantycko-eurazjatyckiego sektora cyrkulacyjnego.

Zmienność trzech prostych zmiennych – wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego intensywność NA THC, zimowego indeksu NAO (PC-based) i rocznej frekwencji makrotypu C objaśnia ~65% wariancji średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza nad Europą (T_{EU}) w latach 1931–2020. Zmienność wymienionych zmiennych pozwala na odtworzenie zarówno zmian temperatury, jakie zaszły w momencie zmiany reżimu, jak i cech przebiegu temperatury przed i po zmianie reżimu, włącznie z wartościami trendów T_{EU} w obu okresach.

Przeprowadzona analiza wyjaśnia, że ciepłem, które doprowadziło do wzrostu temperatury powietrza nad Europą w ostatniej epoce cyrkulacyjnej, jest ciepło słoneczne. Jest to bezpośredni, zwiększony dopływ energii promienistej Słońca do powierzchni kontynentu, stanowiący skutek zwiększonego usłonecznienia oraz ciepło słoneczne zakumulowane wcześniej w wodach Atlantyku Północnego, które następnie, wraz z wygrzаныmi nad powierzchnią oceanu masami powietrza, wnoszone jest przez cyrkulację atmosferyczną (zimowe NAO) nad Europę. Pogląd o zasadniczej roli ciepła słonecznego w kształtowaniu „globalnego ocieplenia” nie jest nowy i nie stanowi wyłącznie poglądów autorów tej pracy. Podobne wnioski, wykorzystując inne materiały i metody badawcze, formułowano już wcześniej (patrz np. Trenberth, Fasullo 2009; Pokrovsky 2019; Dübal, Vahrenholt 2021).

Uzyskane wyniki wykazują, że to zespół procesów naturalnych funkcjonujących w systemie ocean–atmosfera, który objaśnia 65% wariacji rocznej „obszarowej” temperatury nad Europą, stanowi najważniejszą przyczynę obserwowanego wzrostu temperatury – i ogólnej – zmienności temperatury nad tym kontynentem w rozpatrywanym okresie. Rola wymuszenia radiacyjnego (ΔF), stanowiącego efekt wzrostu koncentracji CO_2 w atmosferze, w kształtowaniu zmienności temperatury nad Europą może być oceniona na maksymalnie 7–8%, przy czym nie można wykluczyć, że oszacowany rozmiar tego wpływu stanowi artefakt statystyczny. Trudno w takiej sytuacji przyjmować, że to wzrost GHG (koncentracji gazów cieplarnianych) w atmosferze stanowi główną przyczynę wzrostu temperatury powietrza nad Europą. Stanowi ona część powierzchni planety i trudno zakładać, aby mechanizmy zmian klimatu były nad nią odmienne od tych, które funkcjonują w strefach szerokości umiarkowanych całej planety.

W świetle przedstawionych wyników stwierdzenie zawarte w dokumentach IPCC (np. AR 5, Summary for Policymakers, fig. SPM 3; 2014), że wpływ wewnętrznej zmienności systemu klimatycznego w obserwowanym wzroście temperatury powietrza nie jest większy niż $0,0(\pm 0,1)^\circ\text{C}$, czyli w rzeczywistości zerowy, wydaje się co najmniej wątpliwe. W dalszej konsekwencji również wątpliwe wydaje się zawarte w AR 5 stwierdzenie: „Jest niezwykle prawdopodobne, że ponad połowa obserwowanego wzrostu średniej globalnej temperatury przypowierzchniowej warstwy powietrza w latach 1951–2010 była spowodowana antropogenicznym wzrostem stężeń GHG i innymi antropogenicznymi wymuszeniami łącznie. Najlepsze oszacowanie wkładu człowieka w ocieplenie jest podobne do ocieplenia obserwowanego w tym okresie (ryc. 3 SPM)”. To „najlepsze oszacowanie” oparte jest na wynikach modelowania, a nie na analizie materiału empirycznego.

Literatura

- Black J.N., Bonython C.W., Prescott J.A., 1954, *Solar radiation and the duration of sunshine*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 80(344), 231–235.
- Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2017, *Makrocyrkulacyjne uwarunkowania długotrwałych fal termicznych w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 67(1–2), 3–28.
- Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2018, *Circulation epochs based on the Vangengeim-Girs large scale patterns (1891–2010)*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 17, 7–13.
- Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2019, *Variation of macro-circulation forms over the Atlantic-Eurasian temperate zone according to the Vangengeim-Girs classification*, International Journal of Climatology, 39(13), 1–15.
- Dimitriev A.A., Belyazo V.A., 2006, *Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polarnykh regionov*, Gidrometeoizdat, St. Petersburg.
- Dimitriev A.A., Dubravın V.F., Belyazo V.A., 2018, *Atmosfernyye processy severnogo polushariya (1891–2018 gg.), ikh klyassifikaciya i ispolzovanie*, SUPER-Izdatelstvo, Sankt Peterburg.
- Dübal H.-R., Vahrenholt F., 2021, *Radiative Energy Flux Variation from 2001–2020*, Atmosphere, 12, 1297, <https://doi.org/10.3390/atmos12101297>.
- EEA Author Team, 2018, *Global and European temperature*. European Environment Agency; Copenhagen, <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/indicators/global-and-european-temperature-9/assessment> (dostęp: 12.03.2020).
- Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J., 2001, *The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.*, Geophysical Research Letters, 28(10), 2077–2080.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfiels R.L., Francey R.J., Barnola J.-M., Morgan V.I., 1996, *Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn*, Journal of Geophysical Research, 101, 4115–4128.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfiels R.L., Francey R.J., Barnola J.-M., Morgan V.I., 1998, *Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores, [w:] Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft, Berlin, Darmstadt, Wien.
- Frajka-Williams E., Ansorge I.J., Baehr J., Byrden H.L., Paz Chidichimo M., Cunningham S.A., Danabasoglu G., Dong S., Donohue K.A., Elipot S., Heimbach P., Holliday N.P., Hummels R., Jackson L.C., Karstensen J., Lankhorst M., Le Bras I.A., Lozier M.S., McDonagh E.L., Meinen C.S., Mercier H., Moat B.I., Perez R.C., Piecuch C.G., Rhein M., Srokosz M.A., Trenberth K.E., Bacon S., Forget G., Goni G., Kieke D., Koelling J., Lamont T., McCarthy G.D., Mertens C., Send U., Smeed D.A., Speich S., van der Berg M., Volkov D., Wilson C., 2019, *Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability*, Frontiers in Marine Sciences, 6(260), 1–18.

- Girs A.A., 1964, *O sozdanii iedinoj klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya*, Meteorologiya i gidrologiya, 4, 43–47.
- Girs A.A., Kondratowich K.V., 1978, *Metody dolgosrochnykh prognozov pogody*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- 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.
- Hill T., Lewicki P., 2006, *STATISTICS: Methods and Applications: a Comprehensive Reference for Science, Industry, and Data Mining*, StatSoft Inc, Tulsa.
- Huang B., Thorne P.W., Banzon V.F., Boyer T., Cherupin 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, Validations and Intercomparisons*, Journal of Climate, 30(20), 8179–8205.
- IPCC, 2001, *Charter 6. Radiative Forcing of Climate Change*, [w:] *TAR Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, 35–414.
- IPCC, 2007, *Technical Summary*, [w:] S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (red.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge and New York, <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ar4-wg1-ts-1.pdf> (dostęp: 17.06.2020).
- IPCC, 2013, *Summary for Policymakers*, [w:] T.F. Stocker, D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Naules, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (red.), *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, USA.
- IPCC, 2014, *AR5 Synthesis Report: Climate Change 2014. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC Geneva, Switzerland.
- IPCC, 2021, *Summary for Policymakers*, [w:] V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Pean, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Mathews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekci, R. Yu, B. Zhou (red.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I of the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.
- Kerr R.A., 2000, *A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries*, Science, 288(5473), 1984–1986.
- Kushnir Y., 1994, *Interdecadal Variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and Associated Atmospheric Conditions*, Journal of Climate, 7(1), 141–157.
- Latif M., Sun J., Visbeck M., Bordbar M.H., 2022, *Natural variability has dominated Atlantic Meridional Overturning Circulation*, Nature Climate Change, 12, 455–460.

- Marsz A.A., 2015, *Cyrkulacja termohalinowa na Atlantyku Północnym a temperatura powietrza w Polsce (1961–2010)*, Przegląd Geofizyczny, 60(3–4), 109–131.
- Marsz A.A., Matuszko D., Styszyńska A., 2022, *The thermal state of the North Atlantic and macro-circulation conditions in the Atlantic-European sector, and changes in sunshine duration in Central Europe*, International Journal of Climatology, 42(2), 748–761.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2019, *Skala i przyczyny zmian temperatury najcieplejszych miesięcy roku nad obszarem Polski po roku 1988*, [w:] L. Chojnacka-Ożga, H. Lorenc (red.), *Współczesne problemy klimatu Polski*, Wyd. IMGW PIB, Warszawa, 9–26.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2022, *Proces ocieplenia w Polsce – przebieg i przyczyny (1951–2018). Przejaw wewnętrznej dynamiki systemu klimatycznego czy proces antropogeniczny?*, Prace i Studia Geograficzne, 67.2, 51–82.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Bryś K., Bryś T., 2021, *Role of internal variability of climate system in increase of air temperature in Wrocław (Poland) in the years 1951–2018*, Quaestiones Geographicae, 40(3), 109–124.
- Musaelyan Sh.A., 1980, *O dinamiko-statisticheskoy parametrizacii teplovoj pamyati okeana*, Meteorologiya i Gidrologiya, 3, 5–14.
- Musaelyan Sh.A., 1984, *Problemy predskazuemosti sostoyaniya atmosfery i gidrodinamicheskij dolgosrochnyj prognoz pogody*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- O'Neill P., Connolly R., Connolly M., Soon W., Chimani B., Crok M., de Vos R., Harde H., Kajaba P., Nojarov P., Przybylak R., Rasol D., Skrynyk O., Skrynyk O., Štěpánek P., Wypych A., Zahradníček P., 2022, *Evaluation of the Homogenization Adjustments Applied to European temperature Records in the Global Historical Climatology Network Dataset*, Atmosphere, 13, 285, <https://doi.org/10.3390/atmos13020285>.
- Pokrovsky O.M., 2019, *Cloud Changes in the Period of Global Warming: The Results of the International Satellite Project*, Izvestiya RAN, Atmospheric and Oceanic Physics, 55, 1189–1197.
- Rosby C.G and Collaborators, 1939, *Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action*, Journal of Marine Research, 2, 38–55, <https://images.peabody.yale.edu/publications/jmr/jmr02-01-06.pdf> (dostęp: 17.06.2020).
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Yu., 2015, *Osobennosti kolebanij atmosfernoj cirkuljacii v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletija*, Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta, 39, 120–131.
- Scherrer S.C., Begert M., 2019, *Effects of large-scale atmospheric flow and sunshine duration on the evolution of minimum and maximum temperature in Switzerland*, Theoretical and Applied Climatology, 138, 227–235.
- Seidov D., 2009, *Heat Transport, Oceanic and Atmospheric*, [w:] V. Gornitz (red.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer, Dordrecht, 407–409.

- Srokosz M., Baringer M., Byrden H., Cunningham S., Delworth T., Marotzke J., Sutton R., 2012, *Past, Present, and Future Changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation*, Bulletin of the American Meteorological Society, 93(11), 1663–1676.
- Thoning K.W., Tans P.P., Komhyr W.D., 1989, *Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa Observatory 2. Analysis of the NOAA GMCC data, 1974–1985*, Journal of Geophysical Research, 94, 8549–8565.
- Trenberth K.E., Fasullo J.T., 2009, *Global warming due to increasing absorbed solar radiation*, Geophysical Research Letters, 36, L07706. DOI: 10.1029/2009GL037527.
- Veretenenko S., Ogurtsov M., 2016, *Cloud cover anomalies at middle latitudes: Links to troposphere dynamics and solar variability*, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 149, 207–218.
- Wangengejm G.Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*, Trudy AANII, 34, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Wrześciński D., Marsz A., Styszyńska A., Sobkowiak L., 2019, *Effect of the North Atlantic Thermohaline Circulation in Changes in Climate Conditions and River Flow in Poland*, Water, MDPI, 11, 1622. DOI: 10.3390/w11081622.
- Zveryaev I.I., Gulev S.K., 2006, *Seasonal and Nonstationary Nature of European Climate Variability in the Twentieth Century*, Doklady RAS, Earth Sciences, 417(8), 1212–1215.
- Zvieriev A.S., 1977, *Sinopicheskaya meteorologiya, izd. vtoroe, prerabotannoe i dopolnennoe*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

Strony internetowe [dostęp: 12.05.2022]:

www1:

- Central Geophysical Observatory named after Boris Sreznevsky, <http://cgo-sreznevskiy.kyiv.ua/>.
- Climatic Research Unit (University of East Anglia), <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hr/g/>.
- Czech Hydrometeorological Institut, <https://www.chmi.cz/>.
- Danish Meteorological Institute, <http://research.dmi.dk/data/>.
- Deutscher Wetterdienst, https://www.dwd.de/EN/climate_environment/cdc/cdc_node_en.html.
- Estonian Environment Agency, <https://www.ilmateenistus.ee/>.
- European Climate Assessment & Dataset, <https://www.ecad.eu/>.
- HISTALP, <http://www.zamg.ac.at/histalp/>.
- Icelandic Met Office, <https://en.vedur.is/climatology/iceland>.
- IMGW PIB, <https://danepubliczne.imgw.pl/>.
- Irish Meteorological Service, <https://www.met.ie/>.
- Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre, <https://klimats.meteo.lv/klimats/>.
- Met Office, <https://www.metoffice.gov.uk/>.
- Norwegian Meteorological Institute, <https://www.met.no/en>.
- Portuguese Institute for Sea and Atmosphere, <https://www.ipma.pt/en/>.
- RIHMI-WDC, <http://meteo.ru/data/>.

Swedish Meteorological and Hydrological Institute, <https://www.smhi.se/data/>
www2: Справочно-информационный портал „Погода и климат” / Reference and information portal, “Weather and climate”, www.pogodaiklimat.ru [dostęp: 18.05.2022]
www3: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based> [dostęp: 20.05.2022]
www4: <https://cdiac.ess-dive.lbl.gov/trends/co2/lawdome.html> [dostęp 20.05.2022]
www5: https://gml.noaa.gov/webdata/ccgg/trends/co2/co2_gr_mlo.txt [dostęp: 20.05.2022]
www6: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version5/> [dostęp: 20.05.2022]

Andrzej A. Marsz
Polskie Towarzystwo Geofizyczne
aamarsz127@gmail.com
ORCID: 0000-0002-1962-8004

Anna Styszyńska
Stowarzyszenie Klimatologów Polskich
00-927 Warszawa, ul. Krakowskie Przedmieście 30
astys19@wp.pl
ORCID: 0000-0001-8763-9154