

CYRKULACJA TERMOHALINOWA ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO A EKSTREMALNIE WYSOKA TEMPERATURA POWIETRZA NAD OBSZAREM POLSKI

Andrzej A. Marsz , *Anna Styszyńska*

Thermohaline circulation of the North Atlantic and extremely high air temperature over Poland

Zarys treści: W pracy omówiono związki między intensywnością północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC), charakteryzowanej przez wskaźnik DG_{3L} , i liczbą dni z występowaniem ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza nad Polską w latach 1951–2020. Za miarę warunków ekstremalnych przyjęto liczbę dni w roku z temperaturą maksymalną w ciągu doby $\geq 25^{\circ}\text{C}$ (dni gorące; $D5_{DG}$) i $\geq 30^{\circ}\text{C}$ (dni upalne; $D5_{DU}$) oraz liczbę dni z temperaturą średnią dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$). Stwierdzono wysoce istotne zależności między zmiennością wskaźnika DG_{3L} a $D5_{DG}$, $D5_{DU}$ i $D5_{D25}$, wskazujące, że im bardziej intensywna jest NA THC, tym więcej w roku występuje dni ekstremalnie ciepłych. Długookresowa zmienność liczby dni ekstremalnie ciepłych wyraźnie nawiązuje do zmienności warunków makrocyrkulacyjnych – epok cyrkulacyjnych według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Zwiększona w ciągu roku liczba dni ekstremalnie ciepłych jest powiązana ze wzrostem ponad średnią wieloletnią strefowego makrotypu W. Zmienność NA THC stanowi przyczynę zmian zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego, co wpływa na kształtowanie się południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze. Wraz ze wzrostem NA THC gradienty te rosną. W wyniku wzrostu tych gradientów dochodzi w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym do wzrostu frekwencji fal długich o liczbie falowej 4 (makrotyp W) i spadku frekwencji fal o liczbie falowej 5 (makrotypy E i C; cyrkulacja południkowa). Rezultatem tego jest wzrost wysokości geopotencjału ($h500$) nad zachodnią i środkową Europą, na południe od 55°N . Nad tym obszarem dochodzi do wzrostu ciśnienia na poziomie morza, co w skali synoptycznej

powoduje wzrost częstości występowania pogód antycyklonalnych, bez chmur warstwowych (*As*, *Ns* i *St*; frontalnych), silnego wzrostu usłonecznienia i redukcji opadów. W strukturze strumieni ciepła z powierzchni lądowych do atmosfery spada udział strumieni ciepła parowania, a rośnie udział strumieni ciepła jawnego, powodując silny wzrost temperatury powietrza. Silny trend wzrostowy, jaki zaznacza się w przebiegu wskaźnika DG_{3L} po roku 1988, znajduje swoje odzwierciedlenie w rosnącej od tego momentu liczbie dni ekstremalnie ciepłych nad Polską.

Słowa kluczowe: dni gorące, dni upalne, cyrkulacja środkowotroposferyczna, cyrkulacja termohalinowa, Atlantyk Północny, Polska

Abstract: The work discusses the relationships between the intensity of the North Atlantic thermohaline circulation (NA THC), characterized by the DG_{3L} index, and the number of days with extremely high air temperatures over Poland in the years 1951–2020. The measure of extreme conditions was the number of days in a year with maximum daily temperature $\geq 25^{\circ}\text{C}$ (hot days; $D5_{DG}$) and $\geq 30^{\circ}\text{C}$ (very hot days; $D5_{DU}$), as well as the number of days with average daily temperature $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$). Highly significant relationships were found between the variability of the DG_{3L} index and $D5_{DG}$, $D5_{DU}$ and $D5_{D25}$, indicating that the more intense the NA THC, the more extremely warm days there are in a year. The long-term variability of the number of extremely warm days clearly refers to the variability of macro-circulation conditions – circulation epochs according to the Wangengejm-Girs classification. The increase in extremely warm days throughout the year is associated with an increase above the long-term average of the zonal macrotype W. The variability of NA THC is the cause of changes in heat resources in the waters of the North Atlantic, which affects the formation of meridional thermal gradients in the mid-troposphere. As NA THC increases, these gradients increase. As a result of the increase in these gradients, in the Atlantic-Eurasian circulation sector, there is an increase in the frequency of long waves with wave number 4 (macrotype W) and a decrease in the frequency of long waves with wave number 5 (macrotypes E and C; meridional circulation). The result is an increase in geopotential height (h_{500}) over western and central Europe, south of 55°N . There is an increase in sea level pressure over this area, which, on the synoptic scale, causes an increase in the frequency of anticyclonic weather, without stratiform clouds (*As*, *Ns* and *St*; frontal), a strong increase in sunshine duration and a reduction in rainfall. In the structure of heat fluxes from land surfaces to the atmosphere, the share of evaporative heat fluxes decreases, and the share of sensible heat fluxes increases, causing a strong increase in air temperature. The strong upward trend observed in the DG_{3L} index after 1988 is reflected in the increasing number of extremely warm days over Poland since then.

Keywords: hot days, very hot days, mid-tropospheric circulation, thermohaline circulation, North Atlantic, Poland

Wprowadzenie

Wystąpienie ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza stanowi pewnego rodzaju uciążliwość dla ludności, wnosi zagrożenia dla stabilności funkcjonowania systemów przyrodniczych, a także stwarza warunki do zakłóceń pracy wielu systemów

technicznych. Zwiększenie częstości epizodów z występowaniem ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza w miesiącach letnich, obserwowane nad Europą od początku lat 90. XX wieku (np. Andrade i in. 2012; Russo i in. 2015; Dong i in. 2016; Xu i in. 2020) spowodowało wzrost zainteresowania problematyką pojawiania się „fal ciepła” czy też „fal upałów”. Skutkiem tego jest gwałtowny wzrost liczby publikacji rozpatrujących różne aspekty tego zagadnienia. Dotyczy to również polskiej literatury klimatologicznej.

Za miarę, służącą do identyfikacji i opisu natężenia ekstremalnych warunków termicznych w miesiącu czy roku przyjmuje się najczęściej liczbę dni z przekroczeniem arbitralnie określonego progu przez maksymalną lub minimalną temperaturę dobową. W warunkach klimatycznych Polski wyróżniające się wysoką temperaturą powietrza „dni gorące” są definiowane jako te, w których maksymalna temperatura dobową jest równa lub wyższa od 25°C. Taką progową wartość dla wyznaczenia ich liczby w miesiącu czy roku przyjmuje Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB oraz Instytut Ochrony Środowiska PIB (np. Klimada 2.0; www1), a także zgodnie polscy klimatolodzy (np. Cebulak, Limanówka 2007; Kossowska-Cezak 2010a, 2010b; Koźmiński, Michalska 2010; Ustrnul i in. 2014). Oprócz „dni gorących” wyróżnia się i inne klasy dni z wystąpieniem ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza, na przykład „dni upalne”, czyli takie, w których maksymalna temperatura powietrza jest równa lub przekracza wartość 30°C (np. Koźmiński, Michalska 2010; Kossowska-Cezak, Skrzypczuk 2011; Ustrnul i in. 2014). Wysoka temperatura powietrza w czasie nocy, niespadająca poniżej 20°C stanowi kryterium wyróżniania „nocy tropikalnych” (np. Chelchowski 1963; Piotrowicz 2007).

Wyniki badań autorów europejskich (dalej cytuje się tylko autorów polskich) wykazują, że częstość występowania liczby ekstremalnie ciepłych dni i nocy nad obszarem Europy, a tym samym i Polski, rośnie (np. Kejna i in. 2009; Kossowska-Cezak, Skrzypczuk 2011; Wypych i in. 2017; Ustrnul i in. 2021; Wibig 2021), tworząc często kilku-, a nawet kilkunastodniowe serie dni (dób), nazywane „falami upałów” (np. Twardosz 2009; Wibig i in. 2009; Sulikowska i in. 2016; Wibig 2021). Przekłada się to na wzrost średniej temperatury miesiący letnich, a w przebiegu wieloletnim – na zwiększenie częstości występowania miesiący o temperaturze przekraczającej normę wieloletnią i występowanie w przebiegu ich temperatury silnego trendu dodatniego (Kossowska-Cezak, Twardosz 2012a, 2012b; Wójcik, Miętus 2015; Marsz, Styszyńska 2019). Ostatecznym rezultatem tego procesu jest wzrost temperatury rocznej. Tym samym wzrost częstości wystąpienia dób o ekstremalnie wysokiej temperaturze stanowi jeden z przejawów¹ obserwowanego globalnego wzrostu temperatury lub „antropogenicznego globalnego ocieplenia” (np. National Research Council 2020; IPCC 2021) i jest interpretowane jako jeden z dowodów na

¹ Nie jest natomiast „skutkiem” globalnego ocieplenia, jak piszą niektórzy autorzy.

wzrost częstości występowania „zjawisk ekstremalnych”, jaki ma być konsekwencją postępującego globalnego ocieplenia.

Badania przeprowadzone przez polskich klimatologów nad meteorologicznymi uwarunkowaniami występowania dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze powietrza wskazują jednoznacznie na ich przyczynę – specyficznie kształtującą się w okresie ich występowania wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną. Przegląd tej literatury (Kossowska-Cezak 1993; Wibig i in. 2009; Ustrnul, Wypych 2011; Tomczyk 2014; Sulikowska i in. 2016; Tomczyk, Bednorz 2016; Degirmendźić, Kożuchowski 2017; Wibig 2018; Tomczyk, Owczarek 2020; Wibig 2021; Sulikowska, Wypych 2023) pozwala na stwierdzenie, że wystąpienie tych epizodów wiąże się z wykształceniem nad Europą Środkową czy bardziej ogólnie – nad Europą – nie jednego, ale kilku powtarzających się „typów” pola wysokości geopotencjału na poziomie środkowej troposfery (dalej h500) i związanych z nimi „typów” pól ciśnienia na poziomie morza (dalej SLP – *Surface Level Pressure*). Są to sytuacje, w których Polska znajduje się w zasięgu silnego antycyklonu lub pod dużym jego wpływem, albo też w osiowej części klina wyżowego. Jedynie Sulikowska i współautorzy (2016) wiążą występowanie epizodów z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nie tylko z układami antycyklonalnymi i występowaniem klinów wysokiego ciśnienia, ale i z „brudami niżowymi”. Znacznie większe różnice w interpretacji poszczególnych badaczy zaznaczają się w ocenie masy powietrza, powodującej, czy mającej powodować, wystąpienie ekstremalnej temperatury powietrza. Wymienia się tu masy powietrza zwrotnikowego, polarnego kontynentalnego, a nawet polarnego morskiego.

Tego rodzaju stwierdzenia stanowią konstatację faktów i nie wyjaśniają przyczyn występowania epizodów ekstremalnie wysokiej temperatury. Rysuje się bowiem natychmiast następane pytanie – co, jakie czynniki – powodują, że pojawiają się takie właśnie postaci pola SLP i co powoduje, że ich liczba w ostatnich trzech-czterech dekadach istotnie wzrosła? Jak do tej pory zagadnienie to w polskiej literaturze przedmiotu nie jest poruszane, spotyka się jedynie wzmianki, że wzrost częstości dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze czy „fal upałów” jest skutkiem wzmoczonej antropopresji – np. Sulikowska i Wypych (2023, ich ryc. 2). To ostatnie stwierdzenie jest powszechne w literaturze z innych niż Polska krajów europejskich czy USA (np. National Research Council 2020).

Nieliczni badacze, zajmujący się kwestiami współoddziaływania oceanu i atmosfery, zwracają uwagę na związki między stanem termicznym Atlantyku Północnego i występowaniem fal upałów czy bardziej ogólnie, ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza nad Europą (np. Cassou i in. 2005; Sutton, Hodson 2005; Sutton, Dong 2012; Dong i in. 2016; Ossó i in. 2018, 2020; Qasmi i in. 2022). Według tych badań wystąpienie wyższej od przeciętnej temperatury powierzchni wód Atlantyku Północnego skutkuje pojawieniem się letnich fal upałów nad Europą, przy czym

bezpośrednią przyczyną wystąpienia fal upałów nie jest napływ cieplejszego powietrza z nad Atlantyku nad Europę, ale zmiana charakteru cyrkulacji atmosferycznej (np. Sutton, Hodson 2005; Knight i in. 2006; Sutton, Dong 2012).

Ponieważ zmienność składowej powierzchniowej północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC – *North Atlantic Thermohaline Circulation*) determinuje rozkład przestrzenny zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego oraz wartości wskaźników AMO (*Atlantic Multidecadal Oscillation*), a tym samym i rozkład przestrzenny pola temperatury powierzchni oceanu (dalej SST – *Sea Surface Temperature*), zmienność NA THC powinna wykazywać wpływ na częstość występowania ekstremalnie wysokiej temperatury nad Europą i Polską. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że temperatura powietrza w miesiącach letnich nad Polską wykazuje wyraźne związki ze wskaźnikiem charakteryzującym intensywność NA THC (Marsz 2015a). Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad związkami między zmiennością NA THC i zmiennością liczby dni z wystąpieniem ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza nad Polską. Okresem opracowania jest 70-lecie 1951–2020.

Materiały i metody analizy

Za miary ekstremalnych warunków termicznych nad Polską przyjęto występujące w danych latach liczby „dni gorących” (dobowa $T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$), „dni upalnych” (dobowa $T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$) oraz liczby dni z temperaturą średnią dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$. W tym ostatnim przypadku istnieje większe od 95% prawdopodobieństwo wystąpienia „nocy tropikalnych”. Szeregi tych zmiennych są komplementarne, nie są rozłączne i wykazują między sobą silne i wysoce istotne skorelowanie. Przyjęte trzy różne, ale powiązane ze sobą miary wydają się być wystarczające dla identyfikacji i charakterystyki ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza i pozwalają jednocześnie na kontrolę uzyskanych w analizach wyników (wykluczenie zaistnienia przypadkowego związku w pojedynczej korelacji). Nie zwracano natomiast uwagi na to, czy dni ekstremalnie ciepłe tworzyły dłuższe serie dni następujących po sobie („fale ciepła”), czy też występowały pojedynczo lub w krótkich, jedno-, trzydniowych lub dłuższych okresach. Wszystkie dane o liczbie takich dni zaczerpnięto z bazy danych „Meteomodel” (www2). Wartości te stanowią przetworzone dane IMGW-PIB.

Ponieważ rozkład przestrzenny liczby dni gorących na obszarze Polski wykazuje wyraźne zróżnicowanie regionalne (Wypych i in. 2017; Wibig 2021 – jej ryc. 2), aby wyeliminować wpływ tego czynnika na uzyskane wyniki analizy, obliczono średnie arytmetyczne liczby dni gorących w roku ($T_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$; dalej oznaczenie DG), dni upalnych ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$; oznaczenie DU) i dni o średniej dobowej temperaturze $\geq 25^{\circ}\text{C}$ (oznaczenie D25) z pięciu stacji – Szczecina, Suwałk, Łodzi, Wrocławia

i Tarnowa². Wartości średnie roczne z 5 stacji stanowią główny zbiór danych (oznaczenia zmiennych odpowiednio $D5_{DG}$, $D5_{DU}$ i $D5_{D25}$). Wartości $D5_{DG}$, $D5_{DU}$ i $D5_{D25}$ są również ze sobą silnie i wysoce istotnie skorelowane. Średnia w roku liczebność przypadków wystąpienia poszczególnych tak wyróżnionych kategorii „dni ekstremalnych” jest skrajnie różna (średnie z okresu 1951–2020 wynoszą: $D5_{DG}$ – 38,7($\pm 1,51$), $D5_{DU}$ – 6,40($\pm 0,61$) i $D5_{D25}$ – 1,60($\pm 0,27$) dni w roku). Z takiego rozkładu wartości średnich wynika, że najbardziej ostrym kryterium wyróżnienia temperatury ekstremalnej na obszarze Polski jest liczba dni w roku ze średnią temperaturą dobową nie niższą od 25°C. Z tej przyczyny wartościom $D5_{D25}$ i $D5_{DU}$ poświęci się najwięcej uwagi.

Usłonecznienie nad obszarem Polski (sumy roczne i sumy godzin operacji Słońca w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień)) obliczono jako średnią obszarową z 11 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski (Kołobrzeg, Suwałki, Szczecin, Chojnice, Białystok, Poznań, Łódź, Włodawa, Jelenia Góra, Katowice i Lesko)³. Dane o usłonecznieniu udostępnione przez IMGW-PIB rozpoczynają się od 1966 roku, stąd też możliwa do wykorzystania długość szeregów wynosi tylko 55 lat (1966–2020).

Wskaźnik DG_{3L} , charakteryzujący intensywność oceanicznego transportu ciepła przez NA THC, został obliczony zgodnie z procedurą opisaną w pracy Marsza (2015b). Jedynym odstępstwem jest wykorzystanie danych miesięcznych SST ze zbioru ERSST v.5 (*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v.5*; Huang i in. 2017) zamiast zalecanego do tego celu (Marsz 2015b) zbioru ERSST v.3b. Dane te uzyskano za pośrednictwem serwerów IRI/LDEO Climate Library (www3). Wskaźnik DG_{3L} stanowi standaryzowane odchylenie od średniej ze 100-lecia 1901–2000 intensywności oceanicznego transportu ciepła wraz z transportem wód z atlantyckich tropików do Arktyki. Jest on średnią ważoną z roku o danym numerze (k) i dwu lat poprzedzających (k–1 i k–2), jego datowanie jest na rok k, a rozdzielczość czasowa tego wskaźnika jest roczna.

Szeregi czasowe danych wysokości geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa (dalej h500) oraz SLP pochodzą z reanalizy (Kalnay i in. 1996). Dane (NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 Intrinsic PressureLevel phi: Geopotential height data (www4) i NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data (www5) pobrano z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library. Z tego samego zbioru, za pośrednictwem serwerów NOAA/ESRL Physical Science Division, generowano kolejne mapy miesięcznego rozkładu SLP od stycznia 1949

² Szeregi temperatury powietrza na stacjach położonych na obszarze SE Polski (Rzeszów, Sanok, Lesko, Przemyśl) w okresie 1951–2020 nie są kompletne (rozpoczęły pracę po roku 1951 lub zakończyły obserwacje przed 2020 rokiem).

³ Ocena materiałów dotyczących usłonecznienia została przeprowadzona w pracy autorów (Marsz, Styszyńska 2021b).

do grudnia 2020 roku dla obszaru między 35 i 75°N oraz od 40°W do 60°E. Mapy te służyły do wizualnej oceny rozkładu i cech wykształcenia pola ciśnienia w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

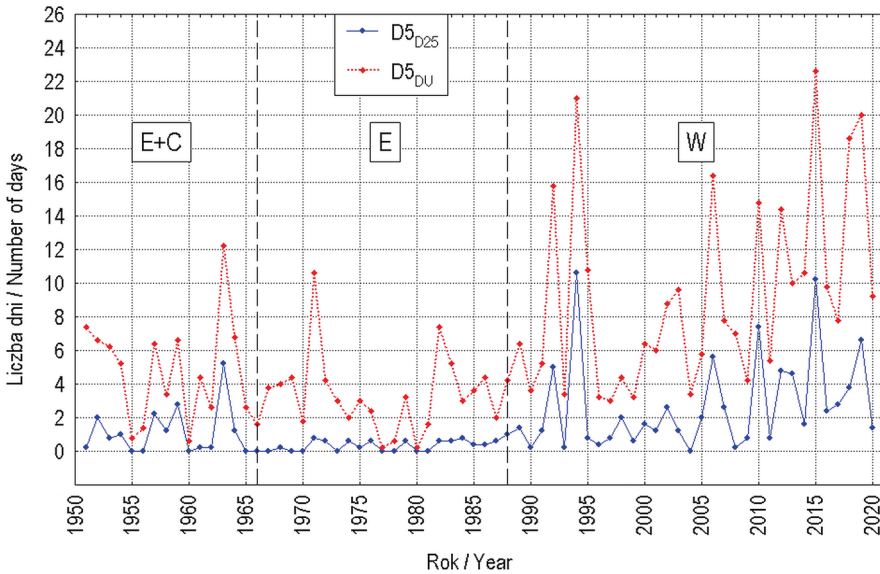
Szeregi frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952, Girs 1964) dla atlantycko-eurazjatyckiego sektora cyrkulacyjnego pozyskano z załącznika do pracy Dimitrieva i in. (2018), a po roku 2018 – bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Peterburg, RF). Szeregi frekwencji rocznych i półroczna ciepłego (kwiecień–wrzesień) typów cyrkulacji według Osuchowskiej-Klein dla okresu 1951–1990 obliczono z „kalendarzy typów cyrkulacji” tej Autorki (Osuchowska-Klein 1978, 1991).

W badaniach stosowano powszechnie znane metody analizy statystycznej; głównie analizę korelacji liniowej i analizę regresji. Istotność związków kontrolowano za pomocą odpowiednich testów – t Studenta i F Fishera-Snedecora. Rezultaty niektórych analiz przetworzono do postaci graficznej, tworząc mapy izokorelat między indeksem DG_{3L} i roczną SST na powierzchni N Atlantyku oraz wysokością geopotencjału nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa. Mapy opracowano, posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

Wyniki

Przebieg liczby dni z temperaturą ekstremalną a epoki cyrkulacyjne według klasyfikacji makrotypów Wangengejma-Girsa

Przebieg rocznej liczby dni ze średnią temperaturą dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) i rocznej liczby dni upalnych ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$; $D5_{DU}$) w Polsce przedstawia ryc. 1. W przebiegu $D5_{D25}$ można zauważyć, że w przybliżeniu do połowy lat 60. XX wieku liczba tych dni waha się od zera do trzech rocznie, z maksimum 5 dni. W następnym okresie, od połowy lat 60. do końcowych lat 80. XX wieku, liczba dni z temperaturą dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ znacząco się zmniejszyła i waha się między 0 i 1 w roku, przy czym w znacznym odsetku przypadków są to wartości zerowe lub mniejsze od 1. W przypadku wartości zerowej oznacza to, że na wszystkich 5 stacjach, z których oblicza się średnią, w danym roku nie wystąpił ani jeden taki dzień, a w latach, w których wartość średniej jest mniejsza od 1, nie na wszystkich 5 rozpatrywanych stacjach w danym roku wystąpił dzień przekraczający ten próg. Od końca lat 80. XX wieku liczba takich dni ($D5_{D25}$) wyraźnie wzrasta, nie wystąpił ani jeden rok, w którym liczba takich dni byłaby równa zero, a w kilku przypadkach przekracza nawet 6 w roku. Mniej wyraźnie takie zróżnicowanie potwierdza przebieg liczby dni upalnych w roku ($D5_{DU}$). Przebieg liczby dni gorących ($D5_{DG}$; dla czytelności rysunku, na ryc. 1 nieprzedstawiony)



Ryc. 1. Przebieg obliczonej z 5 stacji średniej rocznej: liczby dni z temperaturą dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) i liczby dni upalnych ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$; $D5_{DU}$). Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych (E+C, E i W) według Savicheva i in. (2015)

Fig. 1. Course of the average annual number of days with daily temperature $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) and the number of very hot days ($T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$; $D5_{DU}$) calculated from 5 stations. Vertical dashed lines – boundaries of circulation epochs (E+C, E and W) according to Savichev et al. (2015)

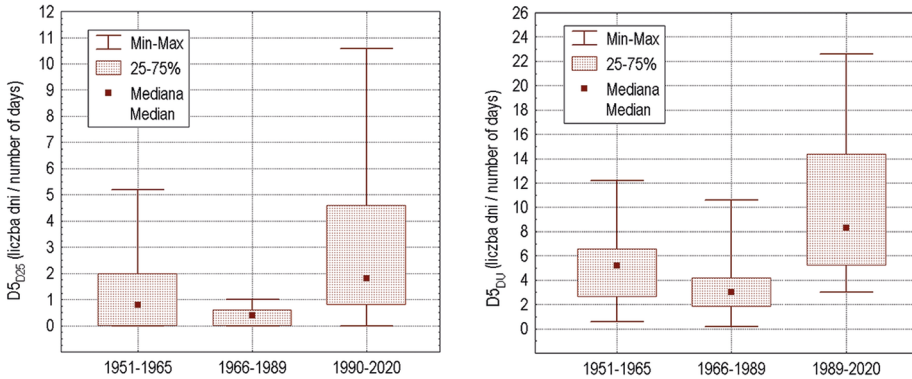
Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

potwierdza tylko zmianę reżimu w końcu lat 80. XX wieku – pojawienie się w nim dodatniego trendu po tej dacie.

Taki przebieg liczby dni ekstremalnie ciepłych wyraźnie sugeruje, że wykazuje on związek z epokami cyrkulacyjnymi wyznaczanymi na podstawie frekwencji makrotypów cyrkulacji śródzwrotnoposferycznej Wangengejma-Girsa. Savichev i in. (2015) wyróżniają w drugiej połowie XX wieku i początku XXI wieku następujące epoki cyrkulacyjne: E+C (1949–1965), E (1966–1989) i epokę W (1990–...), która trwała przynajmniej do roku 2020. Wydzielenia Savicheva i in. (2015), z około rocznym–dwuletnim przesunięciem granic epok w czasie⁴, potwierdzają badania Degirmen-

⁴ Wyznaczanie epok cyrkulacyjnych następuje na drodze analizy statystycznej rocznej frekwencji makrotypów. W zależności od tego, jakie przyjmuje się założenia i jakie metody analizy zastosuje do wyznaczania



Ryc. 2. Roczne liczby dni ze średnią dobową temperaturą powietrza $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) – lewy i dni z $T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ ($D5_{DU}$) – prawy oraz zakresy ich zmienności w epokach cyrkulacyjnych: E+C (1951–1965), E (1966–1989) i W (1990–2020)

Fig. 2. Annual numbers of days with average daily air temperature $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) – left and with $T_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$ ($D5_{DU}$) – right and the ranges of their variability in circulation epochs: E+C (1951–1965), E (1966–1989) and W (1990–2020)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

dziła i Kożuchowskiego (2018, 2019), którzy wyróżniają taką samą sekwencję epok cyrkulacyjnych (kolejno E+C, E i W). Zróżnicowanie rocznej frekwencji $D5_{D25}$ i $D5_{DU}$ w poszczególnych epokach cyrkulacyjnych potwierdza związek rozkładu zmienności liczby dni ekstremalnie ciepłych z epokami cyrkulacyjnymi (ryc. 2). Różnice między średnimi w poszczególnych epokach są istotne statystycznie.

Makrotypy Wangengejma-Girsa to nic innego jak specyficzne ułożenia w danym dniu środkowotroposferycznej fali długiej (fali Rossby'ego) – o określonej długości i konkretnej lokalizacji jej górnych zatok i górnych klinów. W danej epoce cyrkulacyjnej zaznacza się dominacja pojedynczego makrotypu (postaci fali długiej), na przykład E (1966–1989) czy W (1990–...), albo też słabsza dominacja określonej postaci fali długiej i subdominacja innej (np. 1949–1965, epoka E+C). Wskazuje to, że w danej epoce cyrkulacyjnej frekwencja dominującego makrotypu jest wyższa od

granic epok, oraz od tego, jaką do analizy przyjmie się długość szeregów obserwacyjnych, takie uzyskuje się rezultaty. Pomiedzy epokami następują okresy przejściowe, kiedy makrotyp do tej pory dominujący zmniejsza swoją frekwencję i przestaje być dominującym, a wchodzący na jego miejsce inny makrotyp nie uzyskuje jeszcze dominacji. Z tej przyczyny występują niewielkie, ale zrozumiałe, różnice między przedstawianymi przez różnych Autorów wynikami badań nad delimitacją granic epok cyrkulacyjnych.

jej średniej wieloletniej, a „proporcje” między frekwencją makrotypów (ich struktura) są odmienne od epoki poprzedniej i następnej. Makrotyp W (liczba falowa 4) to postać silnej cyrkulacji strefowej, makrotypy E i C (liczba falowa 5) to postaci silnej cyrkulacji południkowej o odmiennych położeniach górnych klinów i górnych zatok.

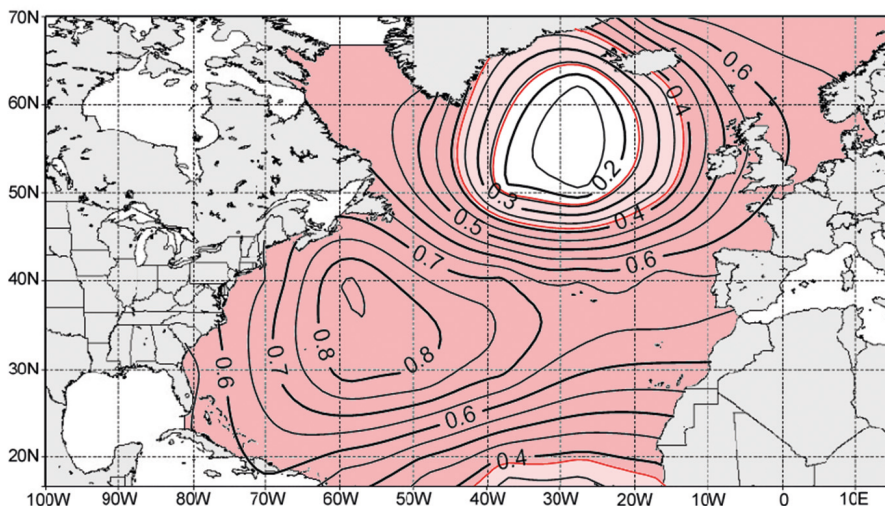
Interpretując obraz przebiegu liczby dni $D5_{D25}$ i $D5_{DU}$ w rozpatrywanym okresie (ryc. 1 i 2), można zauważyć, że spadek frekwencji dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza następuje w przypadku wystąpienia ponad przeciętną frekwencji makrotypu E. Natomiast wzrost liczby dni ekstremalnie ciepłych następuje w przypadku wzrostu ponad przeciętną frekwencji makrotypów W i C, przy czym szczególnie silny i wyraźny wzrost następuje w przypadku dominacji strefowego makrotypu W. Wartości współczynników korelacji między roczną liczbą $D5_{D25}$ i $D5_{DU}$ a frekwencją makrotypów potwierdzają taką interpretację: korelacje kolejno z makrotypami W, E C w przypadku $D5_{D25}$ są równe odpowiednio: 0,26 ($p = 0,030$), $-0,29$ ($p = 0,014$) i 0,11 ($p = 0,353$), zaś w przypadku $D5_{DU}$ równe 0,30 ($p = 0,012$), $-0,35$ ($p = 0,003$) i 0,15 ($p = 0,225$). Podobny rozkład współczynników korelacji z frekwencją makrotypów jest w przypadku $D5_{DG}$ (0,32, $-0,34$ i 0,10). Stwierdzenie to jest ogólnie zgodne z wynikami badań Degirmendžića i Kożuchowskiego (2017), którzy już wcześniej stwierdzili, że występowanie „fal ciepła” (ale i „fal chłodu”) ma wyraźne uwarunkowania makrocyrkulacyjne.

Fazy NA THC a frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej, geneza epok cyrkulacyjnych

Zmianami cyrkulacji środkowotroposferycznej, a tym samym i frekwencji makrotypów sterują zmiany rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego (Marsz, Styszyńska 2023). Powierzchniowa składowa cyrkulacji termohalinowej (NA THC) reguluje rozkład pola zasobów ciepła w wodach i pola SST na niemal całej powierzchni Atlantyku Północnego. Regulacja ta następuje poprzez osłabienie lub wzmoczenie transportu silnie zasolonych i bardzo ciepłych wód tropikalnych z niskich szerokości geograficznych w szerokości wysokie – do Arktyki (ryc. 3).

W okresach wzmocnienia transportu ciepła (dodatnia faza NA THC, dodatnie wartości wskaźnika DG_{3L}) zasoby ciepła w wodach i SST rosną, szczególnie silnie w atlantyckich tropikach i subtropikach oraz po wschodniej stronie Atlantyku Północnego, w strefie szerokości umiarkowanych i wysokich (ryc. 3). W okresach osłabienia NA THC (ujemne wartości wskaźnika DG_{3L}) zasoby ciepła i SST na wymienionych akwenach obniżają się.

Roczne wartości SST na danym akwenie informują pośrednio o zasobach ciepła w wodach. Jeśli zasoby ciepła w wodach danej części oceanu są znaczne, strumienie ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery mogą osiągać duże natężenie i atmosfera nad tymi akwenami ogrzewa się szybko, do wysokości przekraczającej poziom



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

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

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

środkowej troposfery (500 hPa; Golubev 1975), a proces ogrzewania może trwać odpowiednio długo. W przypadku małych zasobów ciepła w wodach danego akwenu natężenie strumieni ciepła z oceanu do troposfery jest niewielkie, proces wzrostu temperatury powietrza jest powolny. W momencie kiedy strumień ciepła z oceanu do atmosfery staje się mniejszy od strat ciepła ze słupa powietrza na wypromieniowanie, temperatura powietrza nad takim akwenem spada. W przypadku małych zasobów ciepła w wodach stosunkowo szybko dochodzi do ich wyczerpania i proces ogrzewania powietrza nad daną częścią oceanu ustaje⁵. W rezultacie działania takich procesów

⁵ Dzieje się tak najczęściej krótko po okresie przejścia od okresu letniego nagrzewania oceanu do okresu zimowego wychładzania oceanu. Jeśli zasoby ciepła w wodach są niewielkie, zakumulowana w wodach w okresie letniego nagrzewania oceanu energia słoneczna (ciepło) jest całkowicie rozchodowana już z końcem jesieni lub w początku zimy (po 2–4 miesiącach).

Tab. 1. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangejma-Girsa; roczną (Rok) i w półroczu ciepłym (04–09). Okres korelacji 1951–2020. Wartość $p = 0,000$ oznacza, że $p \ll 0,001$

Table 1. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the DG_{3L} index and the frequency of mid-tropospheric circulation macrotypes according to the Wangejm-Girs classification; annual (Year) and in the warm half-year (April-September). Correlation period 1951–2020. Value expressed as $p = 0.000$ means that $p \ll 0.001$

Okres / Period		Makrotyp / Macrotype		
		W	E	C
Rok / Year	r	0,46	-0,46	0,09
	p	0,000	0,000	0,448
04–09 April-September	r	0,34	-0,44	0,19
	p	0,004	0,000	0,121

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

ogrzewania troposfery przez strumienie ciepła z oceanu zmienność południkowych gradientów temperatury w środkowej troposferze nad oceanem z dobrym przybliżeniem odtwarza rozkład i zmienność w czasie południkowych gradientów SST.

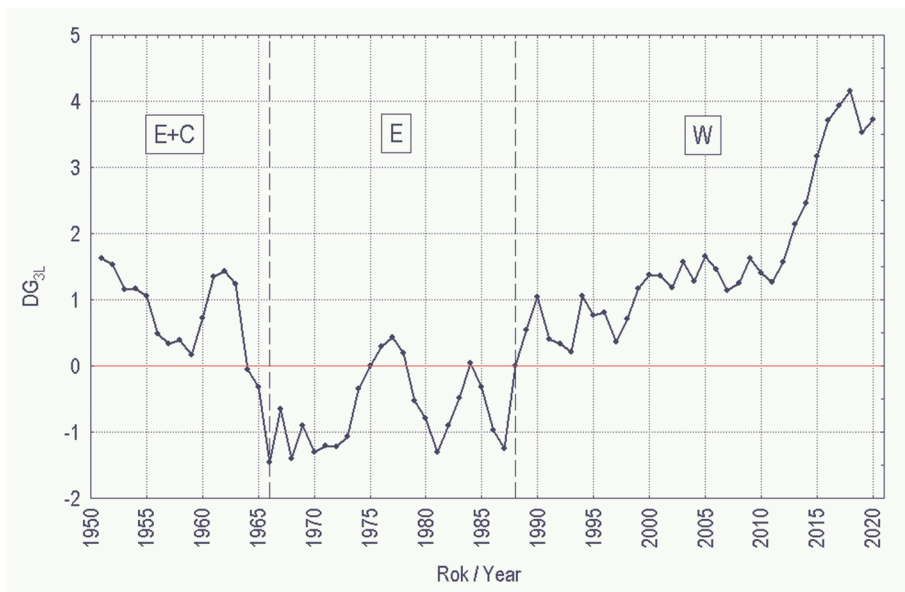
Od wartości południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze uzależniona jest prędkość wiatru strefowego, która określa charakter fal Rossby'ego tworzących się w środkowej i górnej troposferze (długość fali i jej prędkość fazową; Rossby 1939). Zmiany prędkości wiatru strefowego w szerokościach 45–50°N wzdłuż długości geograficznej powodują zmiany parametrów fal długich (długość fali, prędkość fazowa, amplituda, przekształcanie się w falę stojącą; Rossby 1939; Fortak 1971; Harman, Olivier 2005), z czym wiążą się zmiany układu przestrzennego położenia górnych klinów i górnych zatok fal długich w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

W taki sposób zmienność NA THC wpływa na częstość pojawiania się nad Atlantykiem i Europą, czyli w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, określonych postaci fal długich. Między wskaźnikiem DG_{3L} , charakteryzującym intensywność NA THC, i frekwencją makrotypów W, E i C, które są określonymi postaciami fal długich, zachodzą związki przedstawione w tabeli 1.

Wzrost intensywności NA THC (wskaźnika DG_{3L}) pociąga za sobą statystycznie istotny wzrost rocznej frekwencji makrotypu W, nieistotny wzrost frekwencji makrotypu C i jednocześnie istotny spadek frekwencji makrotypu E. Podobnie kształtuje

się związek między DG_{3L} i frekwencją makrotypów w półroczu ciepłym: zaznacza się pewne osłabienie siły związku z makrotypem W, wzmocnienie siły związku z makrotypem C, przy czym ten ostatni związek pozostaje, tak jak w korelacjach z frekwencją roczną, nieistotny. Ponieważ w danej dobie może wystąpić jeden i tylko jeden makrotyp, staje się jasne, że w latach o dodatnich wartościach wskaźnika DG_{3L} musi w rocznej strukturze frekwencji makrotypów zaznaczyć się wzrost frekwencji makrotypu W i jednocześnie nastąpić spadek frekwencji makrotypu E, przy trudnej do oceny zmianie frekwencji makrotypu C.

NA THC wykazuje długookresową zmienność, przejawiającą się w postaci kilkunasto-, kilkudziesięcioletnich okresów, w których jej intensywność jest wyższa lub niższa od średniej wieloletniej, tworząc dodatnie lub ujemne fazy NA THC. Przebieg wskaźnika DG_{3L} uwidacznia to zróżnicowanie (ryc. 4).



Ryc. 4. Przebieg wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego intensywność NA THC (1951–2020). Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych (E+C, E i W) według Savicheva i in. (2015)

Fig. 4. Course of the DG_{3L} index characterizing the NA THC intensity (1951–2020). Vertical dashed lines – boundaries of circulation epochs (E+C, E and W) according to Savichev et al. (2015)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

Na rycinie 4 oznaczono granice epok cyrkulacyjnych wyznaczonych przez Savicheva i in. (2015). Nietrudno zauważyć, że wyznaczone granice⁶ epok są opóźnione o rok względem momentu przejścia wartości wskaźnika DG_{3L} przez zero. Gdyby nie uwzględnić tego przesunięcia, epoka cyrkulacyjna E w całości lokowałaby się w silnej ujemnej fazie NA THC, a następną epoka W rozpoczynałaby się w dodatniej fazie NA THC.

Nie wchodząc w tym miejscu w dyskusję na temat przyczyn tworzenia się i zmian epok cyrkulacyjnych, autorzy tej pracy wykazują, że struktura makrotypów w danym roku uzależniona jest od intensywności NA THC, a przejście jednej epoki cyrkulacyjnej w kolejną, różną pod względem struktury makrotypów od poprzedniej, jest rezultatem zmiany fazy NA THC i zmienności w jej trakcie intensywności oceanicznego transportu ciepła. Tym samym związana z epokami cyrkulacji śródzwrotnoposferycznej zmienna w czasie frekwencja dni z ekstremalnie wysoką temperaturą nad Polską jest również związana ze zmianami faz NA THC.

Epoki cyrkulacyjne, NA THC a liczby przypadków z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nad Polską

Jeżeli zmienność NA THC reguluje frekwencję makrotypów cyrkulacji śródzwrotnoposferycznej i określa granice epok cyrkulacyjnych, a zmienność rocznej frekwencji makrotypów cyrkulacji śródzwrotnoposferycznej wpływa na liczbę dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nad Polską, należy się spodziewać, że powinny również zachodzić bezpośrednie związki między zmiennością wskaźnika DG_{3L} i roczną frekwencją dni z wystąpieniem ekstremalnie wysokiej temperatury powietrza. Przeprowadzona analiza korelacji liniowych między DG , DU i $D25$ a wskaźnikiem DG_{3L} potwierdza taki sąd (tab. 2; część korelacje synchroniczne).

Średnie z 5 stacji liczby dni ekstremalnie ciepłych ($D5_{DG}$, $D5_{DU}$, $D5_{D25}$) wykazują umiarkowanej siły, ale wysoce istotne korelacje dodatnie ze wskaźnikiem DG_{3L} . Objaśniają one od ~24 do ~36% wariancji liczby dni z wystąpieniem wartości różnych od zera w poszczególnych szeregach, wyciąganie dalej idących wniosków na temat przedstawionych różnic w wartościach współczynników korelacji wydaje się ryzykowne. Ważne natomiast wydaje się to, że wartości współczynników korelacji są we wszystkich przypadkach podobne do siebie i zachowują taki sam, dodatni znak. Wskazuje to jednoznacznie, że wraz ze wzrostem intensywności NA THC, czyli „cieplejszym” Atlantykiem Północnym, rośnie liczba przypadków z wystąpieniem

⁶ Patrz odnośnik 4.

Tab. 2. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i liczbą dni ekstremalnie ciepłych na wybranych stacjach polskich: dni gorących (DG: $T_{max} \geq 25^{\circ}C$), dni upalnych (DU: $T_{max} \geq 30^{\circ}C$) oraz dni z temperaturą średnią dobową $\geq 25^{\circ}C$ (D25). W części „korelacje synchroniczne” okres korelacji 1951–2020, w części „korelacje asynchroniczne” szereg DG_{3L} wyprzedza o rok (1950–2019) szeregi liczby dni z temperaturą ekstremalną (1951–2020). Wartość $p = 0,000$ oznacza, że $p \ll 0,001$

Table 2. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the DG_{3L} index and the number of extremely warm days at selected Polish stations: hot days (DG: $T_{max} \geq 25^{\circ}C$), very hot days (DU: $T_{max} \geq 30^{\circ}C$) and days with average daily temperature $\geq 25^{\circ}C$ (D25). In the “synchronous correlations” section, the correlation period is 1951–2020, while in the “asynchronous correlations” section, the DG_{3L} series is one year (1950–2019) ahead of the series for the number of days with extreme temperature (1951–2020). A value expressed as $p = 0.000$ indicates that $p \ll 0.001$

Stacja Station		Korelacje synchroniczne Synchronous correlations			Korelacje asynchroniczne Asynchronous correlations		
		DG	DU	D25	DG	DU	D25
Szczecin	r	0,32	0,32	0,25	0,32	0,30	0,21
	p	0,007	0,007	0,035	0,006	0,013	0,081
Suwałki	r	0,47	0,37	0,28	0,51	0,39	0,28
	p	0,000	0,001	0,011	0,000	0,001	0,016
Łódź	r	0,49	0,50	0,49	0,47	0,48	0,47
	p	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Wrocław	r	0,58	0,62	0,58	0,59	0,58	0,54
	p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Tarnów	r	0,64	0,66	0,51	0,62	0,61	0,47
	p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
D5 (średnia / mean)	r	0,55	0,59	0,49	0,54	0,54	0,45
	p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

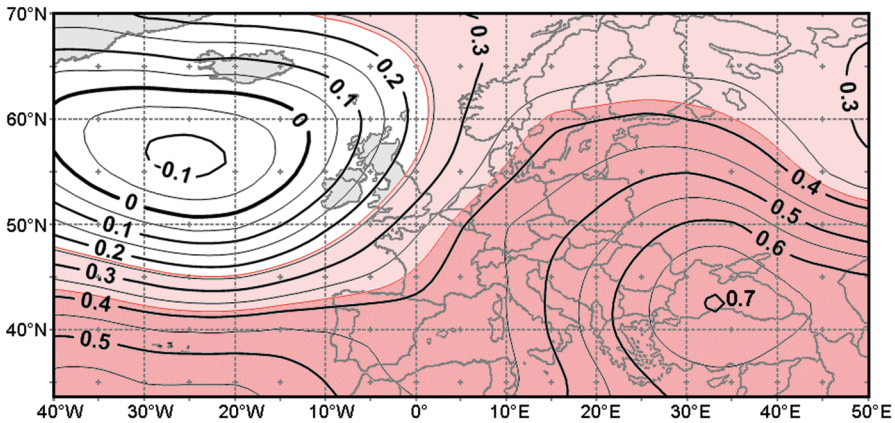
Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze nad Polską. Różnice w wartościach współczynników korelacji między stacjami położonymi na północy i południu Polski (tab. 2) odtwarzają regionalne zróżnicowanie liczby takich dni nad Polską (mniejsza ich liczba na północy).

Wpływ zmian NA THC na zmiany rozkładu wysokości geopotencjału (h500) nad Europą. Związki NA THC z częstością występowania antycyklonalnych i cyklonalnych sytuacji barycznych

Przedstawione związki między zmiennością NA THC i zmiennością liczby dni z ekstremalnie wysoką temperaturą nad Polską stawiają pytanie, na jakiej drodze albo w wyniku działania jakich procesów zachodzą te związki. Korelacje wskaźnika DG_{3L} z polem rocznej wysokości geopotencjału na powierzchni 500 hPa (h500) nad wschodnim Atlantykiem Północnym i Europą (ryc. 5) wskazują, że między tymi wartościami na większości analizowanego obszaru zachodzą istotne statystycznie związki dodatnie. Wraz ze wzrostem intensywności NA THC h500 nad Europą rośnie, przy czym pas wysoce istotnych związków ($r > 0,38$; $p = 0,001$) ciągnie się od Półwyspu



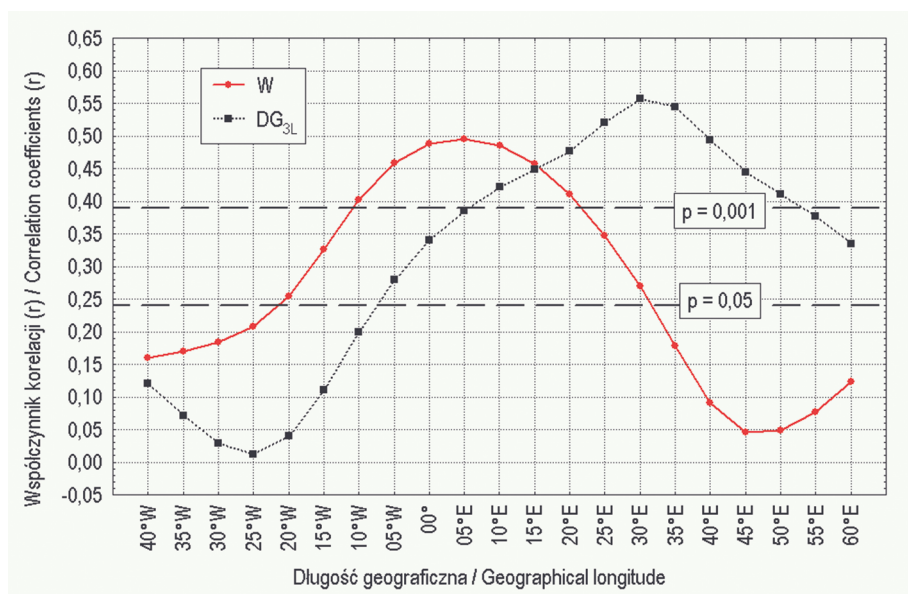
Ryc. 5. Związek między zmiennością wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego intensywność NA THC, a wysokością geopotencjału nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą na powierzchni izobarycznej 500 hPa w tym samym roku (okres korelacji DG_{3L} i h500: 1951–2020). Rozdzielczość h500 – $5 \times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

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

Źródło: opracowanie własne. / Source: own elaboration.

Iberyjskiego na NE, rozszerzając się nad Europą Środkową i Wschodnią. Maksimum siły związku ($r > 0,6$) lokuje się nad Morzem Czarnym i jego otoczeniem lądowym.

Profil korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i $h500$ na szerokości $50^{\circ}N$, zgrubnie dzielącym Europę na część północną i południową, ukazuje asymetryczną falę długą z położeniem osi górnej zatoki na długości geograficznej $\sim 25^{\circ}W$ i górnego klina na $\sim 30^{\circ}E$. Nad obszarem Europy wysoce istotny wpływ zmienności NA THC na zmienność $h500$ zaznacza się od $\sim 5^{\circ}E$ do $\sim 55^{\circ}E$, a wpływ istotny ($p < 0,05$) od $\sim 5^{\circ}W$ do wschodnich granic kontynentu (ryc. 6). Kształt tej fali i położenie osi jej górnego klina jest odmienne od fali typowej dla wystąpienia makrotypu W (ryc. 6) – jest on przesunięty o około 30° na wschód. Oznacza to (ryc. 6), że praktycznie nad całym



Ryc. 6. Rozkład współczynników korelacji (r) między roczną frekwencją makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa i wskaźnikiem DG_{3L} , charakteryzującym intensywność NA THC, a $h500$ na równoleżniku $50^{\circ}N$, od $40^{\circ}W$ (środkowy Atlantyk Północny) do $60^{\circ}E$ (Ural). Okres korelacji: 1951–2020. Oznaczone poziomy istotności statystycznej $p = 0,001$ (korelacje wysoce istotne) i $p = 0,05$ (korelacje istotne)

Fig. 6. Distribution of correlation coefficients (r) between the annual frequency of macrotype W according to the Wangengejm-Girs classification and the DG_{3L} index, which characterises the NA THC intensity, and $h500$ along the $50^{\circ}N$ latitude, from $40^{\circ}W$ (central North Atlantic) to $60^{\circ}E$ (Urals). Correlation period: 1951–2020. Levels of statistical significance are marked as $p = 0,001$ (highly significant correlations) and $p = 0,05$ (significant correlations)

Źródło: opracowanie własne. / Source: own elaboration.

obszarem Europy, bez północnej części Wysp Brytyjskich, roczne zmiany wysokości geopotencjału kształtują się pod wpływem zmian NA THC. Polska znajduje się (ryc. 5) w strefie wysoce istotnych korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} a h500, przy czym siła tych związków spada od $\sim 0,55$ nad SE krańcami kraju do $\sim 0,45$ nad NW Polską.

Zmiany wartości wskaźnika DG_{3L} nie wpływają bezpośrednio na zmienność SLP nad danym obszarem, gdyż związane z intensywnością NA THC strumienie ciepła z oceanu do atmosfery regulują cyrkulację środkowotroposferyczną, a nie cyrkulację dolną. Przebieg cyrkulacji środkowotroposferycznej natomiast steruje procesami cyrkulacji dolnej, przez co zmienność rocznego ciśnienia na poziomie morza (SLP) nad danym obszarem jest silnie powiązana ze zmiennością rocznej wysokości geopotencjału (h500) położonego na zachód od tego obszaru (Fortak 1971; Zvieriev 1977; Carr 1999; Harman, Oliver 2005). Wartości współczynników korelacji między średnim obszarowym rocznym SLP nad Polską⁷ i roczną h500 na 50°N od 0° do 35°E zestawiono w tab. 3. W ten sposób, poprzez regulację h500, zmiany intensywności NA THC wpływają na zmiany SLP nad Europą i Polską. W latach i okresach, w których intensywność NA THC jest wyższa od przeciętnej, nad Europą rośnie h500 i SLP.

Jeśli spojrzeć na przyczyny zmian SLP z „rachunkowego” punktu widzenia⁸, to wzrost miesięcznej czy rocznej SLP ponad przeciętną na danej stacji (nad danym obszarem) jest skutkiem wzrostu liczby obserwacji terminowych o wyższych od przeciętnych wartościach SLP. Można stwierdzić, że taka sytuacja wskazuje na zmniejszenie się nad danym obszarem liczby przechodzących układów niskiego ciśnienia – im tych będzie więcej i/lub ciśnienie będzie w nich niższe, tym niższe będzie uśrednione SLP w danym okresie, nad danym obszarem.

Rozszerzając powyższe, można stwierdzić, że wraz ze wzrostem wartości wskaźnika DG_{3L} rośnie nad obszarem Europy, w tym nad Polską, liczba dni z barycznymi sytuacjami antycyklonalnymi, a maleje liczba dni z sytuacjami cyklonalnymi. W tych ostatnich znaczny odsetek pogód stanowią pogody frontalne, dla których typowe są rozległe powłoki zachmurzenia warstwowego piętra średniego (As) i niskiego (St , Ns), ograniczające dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni i mogących dawać długotrwałe opady. Badania (Marsz i in. 2024) wykazały, że między frekwencją frontalnych chmur warstwowych w Krakowie i wskaźnikiem DG_{3L} (1951–2020) zachodzą korelacje ujemne, gdy w przypadku chmur konwekcyjnych i wysokich (Ci , Cc) korelacje dodatnie. Współczynnik korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją chmur As jest równy $-0,55$,

⁷ Wartość obliczona jako średnia z 9 gridów (reanaliza) położonych między 50 i 55°N oraz między 15 i 25°E, z centrum tego pola na $\sim 52,5^\circ N$, $20,0^\circ E$.

⁸ Czyli przejścia ze skali meteorologicznej (synoptycznej) do skali klimatycznej, będącej procedurą uśredniania (tu obliczania średniej miesięcznej czy rocznej wartości SLP).

Tab. 3. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między średnim obszarowym rocznym SLP nad Polską i rocznymi h500 na 50°N, kolejno na długościach geograficznych od 0° do 35°E (1951–2020). Wartość $p = 0,000$ oznacza, że $p \ll 0,001$

Table 3. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the area-averaged annual SLP over Poland and annual h500 at 50°N, respectively at longitudes ranging from 0° to 35°E (1951–2020). A value of $p = 0.000$ indicates that $p \ll 0.001$

	Długość geograficzna / Longitude							
	0°	5°E	10°E	15°E	20°E	25°E	30°E	35°E
r	0,67	0,72	0,73	0,71	0,67	0,57	0,40	0,19
p	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,107

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

chmur N_s równy $-0,42$, a chmur S_t równy $-0,37$ (wszystkie korelacje $p < 0,001$). Zważywszy na rozmiary układów niżowych, w których występują fronty, zależności takie muszą mieć znacznie większy zasięg przestrzenny, nieograniczający się tylko do Krakowa. Odwrotnie – w latach (okresach) niskich wartości wskaźnika DG_{3L} rośnie częstość występowania sytuacji cyklonalnych, z wszystkimi dalszymi tego konsekwencjami. Tym samym, wraz ze zmianami wskaźnika DG_{3L} zmienia się nad Europą struktura zachmurzenia (i ogólniej – struktura pogód).

Rezultatem wzrostu wartości wskaźnika DG_{3L} po roku 1988 (patrz ryc. 4) i nieprzerwanego utrzymywania się jego wartości w przedziale wyższym od zera jest wzrost liczby dni z sytuacją antycyklonalną. Dla wzrostu częstości liczby dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza zwiększenie częstości antycyklonalnych sytuacji barycznych, z ograniczeniem występowania pokryw zwartych chmur frontalnych, istotne jest tylko w półroczu ciepłym.

Problem wzorca (typu) pól SLP stanowiącego przyczynę wystąpienia dni z ekstremalnie wysoką temperaturą i ich związek z NA THC

Kolejnym problemem jest to, jakie typy pola SLP powiązane są z wystąpieniem dodatniej fazy NA THC, które stanowią przyczynę wystąpienia dni z ekstremalnie wysoką temperaturą nad Europą i Polską. Pewnego rodzaju wzorcowymi typami pól SLP mogą być wyróżnione przez Osuchowską-Klein (1978, 1991) „typy cyrkulacji atmosferycznej”. Przedstawiają one, w schematyczny sposób, rozkład głównych układów barycznych w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym. Jak wykazały

wyniki badań polskich klimatologów (np. Kolendowicz 1991; Adamczyk 1996; Baranowski 2001, 2008; Boryczka i in. 2002, 2003; Kirschenstein 2003, 2004; Szyga-Pluta 2015; ...), typy cyrkulacji Osuchowskiej-Klein w istotnym stopniu określają przebieg wartości elementów meteorologicznych, czyli determinują przebieg warunków pogodowych.

Analiza związków między wskaźnikiem DG_{3L} (wskaźnik roczny) i frekwencją typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień) pozwala na wskazanie tych typów cyrkulacji, a praktycznie wzorców pola SLP w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, które występują w półroczu ciepłym częściej niż inne wzorce przy dodatniej fazie NA THC (korelacje dodatnie) lub częściej przy ujemnej fazie NA THC (korelacje ujemne). Jednocześnie przeprowadzona analiza związków między frekwencją typów cyrkulacji w półroczu ciepłym i liczbami dni z ekstremalnie wysoką temperaturą nad obszarem Polski ($D5_{DG}$, $D5_{D25}$, $D5_{DU}$) ujawni te typy pola SLP, których wystąpienie skutkuje zaistnieniem dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze (korelacje dodatnie). Rezultat takiej analizy zestawiono w tabeli 4. Należy traktować ją jako próbę (w sensie statystycznym)⁹, gdyż obejmuje tylko okres 40-letni.

Dane w tabeli 4 wskazują, że w latach, w których wskaźnik DG_{3L} przybiera wartości dodatnie, czyli intensywność NA THC jest wyższa od przeciętnej, w ciepłym półroczu rośnie frekwencja wzorców pola SLP podobnych do typów cyrkulacji A, C2D i G Osuchowskiej-Klein, a jednocześnie maleje frekwencja typów B, E2C i E1. W przypadku przybrania ujemnych wartości przez wskaźnik DG_{3L} , co informuje o osłabieniu NA THC do poniżej przeciętnej, sytuacja się odwraca – rośnie frekwencja typów B, E2C i E1, a spada frekwencja typów A, C2D i G.

Typy cyrkulacji B, E2C i E1 są powiązane z wystąpieniem makrotypu E, który ze wskaźnikiem DG_{3L} powiązany jest ujemnie, podobnie jak z frekwencją dni ekstremalnie ciepłych. Typy A i C2D są powiązane z makrotypem W, a typ cyrkulacji G z makrotypem C (Marsz 2005, 2012). Oba te makrotypy (W i C) są powiązane ze wskaźnikiem DG_{3L} dodatnio, typ W – wysoce istotnie, typ C – nieistotnie. Wzorce rozkładów pola SLP „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein powiązanych dodatnio ze wskaźnikiem DG_{3L} przedstawia rycina 7.

Porównując obrazy rozkładów pola SLP strefowych typów A i C2D nietrudno zauważyć, że są one bardzo podobne do siebie. W typie cyrkulacji A rozciągniętemu równoleżnikowo dwuośrodkowemu układowi niskiego ciśnienia, o osi dłuższej lokującej się na szerokości $\sim 60^\circ N$, towarzyszy od południa strefa wysokiego ciśnienia o dłuższej osi lokującej się na szerokości $\sim 35\text{--}40^\circ N$. Zachodnią część tej strefy zaj-

⁹ Kalendarz typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein kończy się na roku 1990, stąd analizą objęto okres 1951–1990. Wartości wskaźnika DG_{3L} zmieniły się w tych latach w granicach od $\sim -1,5$ do $\sim +1,5$, gdy w późniejszym okresie wartości tego wskaźnika (patrz ryc. 4) osiągały znacznie wyższe wartości.

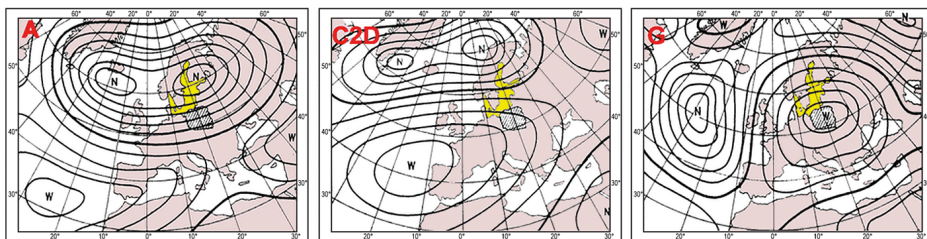
Tab. 4. Współczynniki korelacji (r) i ich istotność statystyczna (p) między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją (liczba dni) w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień) typów cyrkulacji atmosferycznej według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein oraz liczbami dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza w Polsce w latach 1951–1990. Wartości r istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubiono

Table 4. Correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between the DG_{3L} index and the frequency (number of days) in the warm half-year (April–September) of atmospheric circulation types according to the Osuchowska-Klein classification, as well as the number of days with extremely high air temperature in Poland in the years 1951–1990. Statistically significant r values ($p < 0.05$) are in bold

Wskaźnik Index		Typy cyrkulacji / Circulation types												
		A	CB	D	B	F	C2D	D2C	G	E2C	E0	E	E1	BE
DG_{3L}	r	0,32	0,05	0,25	-0,36	-0,17	0,47	0,14	0,43	-0,60	0,08	-0,03	-0,42	0,04
	p	0,043	0,754	0,124	0,024	0,300	0,002	0,376	0,003	0,000	0,637	0,865	0,008	0,862
$D5_{DG}$	r	-0,03	-0,51	-0,16	0,26	-0,26	0,48	0,03	0,43	0,11	0,17	-0,52	0,17	0,14
	p	0,864	0,001	0,315	0,111	0,101	0,002	0,869	0,005	0,494	0,300	0,001	0,300	0,397
$D5_{D25}$	r	0,27	-0,15	0,06	-0,01	0,20	0,31	0,02	0,28	-0,23	-0,01	-0,38	-0,07	0,22
	p	0,087	0,371	0,723	0,951	0,212	0,055	0,886	0,081	0,145	0,943	0,016	0,666	0,173
$D5_{DU}$	r	0,22	-0,35	-0,06	0,13	-0,13	0,47	0,24	0,49	-0,08	0,13	-0,56	-0,11	0,24
	p	0,165	0,026	0,696	0,433	0,427	0,002	0,140	0,001	0,642	0,428	0,000	0,493	0,144

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.



Ryc. 7. Schematyczne rozkłady przestrzenne pola SLP w typach cyrkulacji A, C2D i G według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein występujących ze zwiększoną frekwencją przy dodatnim wskaźniku DG_{3L}

Fig. 7. Schematic distribution of the SLP fields in the circulation types A, C2D and G according to the Osuchowska-Klein classification, occurring with increased attendance with a positive DG_{3L} index

Źródło: opracowanie własne na podstawie Osuchowskiej-Klein (1978, 1991).

Source: own elaboration based on Osuchowska-Klein (1978, 1991).

muje subtropikalny antycyklon północnoatlantycki (Wyż Azorski; centrum $\sim 32^{\circ}\text{N}$, 25°W), z rozbudowanym ku wschodowi silnym klinem wyżowym sięgającym do $\sim 10\text{--}15^{\circ}\text{E}$. Wschodnią część strefy wysokiego ciśnienia zajmuje wyż znad Zakaukazia (często z Bliskiego Wschodu), z klinem wysokiego ciśnienia skierowanym na zachód i sięgającym do $28\text{--}30^{\circ}\text{E}$. Nad Półwyspem Bałkańskim występuje siodło baryczne.

Przy wystąpieniu typu cyrkulacji C2D cały ten układ przemieszcza się na północ i wschód. Oś północnej strefy niskiego ciśnienia lokuje się na szerokości $65\text{--}70^{\circ}\text{N}$, a oś strefy wysokiego ciśnienia na szerokości $\sim 45\text{--}50^{\circ}\text{N}$. Centrum subtropikalnego antycyklonu przemieszcza się na NE ($\sim 42^{\circ}\text{N}$, 15°W), a silnie rozbudowany klin tego wyżu sięga do $\sim 35^{\circ}\text{E}$, obejmując całą zachodnią i środkową Europę. Wyż znad Zakaukazia zostaje zastąpiony przez Niż Irański. Nad wschodnią część europejskiej Rosji sięga wyż znad Zachodniej Syberii. Obszar siodłowy znad Półwyspu Bałkańskiego przemieszcza się również na NE i zajmuje obszar Niziny Rosyjskiej.

Typ cyrkulacji A, będący wzorcem silnej dodatniej fazy NAO, występuje głównie w półroczu chłodnym. Stosunkowo rzadko obserwowany jest w półroczu ciepłym, w 40-leciu 1951–1990 średnia jego frekwencja w tym półroczu jest równa $11,0(\pm 1,1)$ dni. Typ cyrkulacji C2D jest typem występującym z wyraźnie większą częstością w półroczu ciepłym. Średnia wieloletnia jego frekwencja w tym półroczu jest ponaddwukrotnie wyższa od typu A i wynosi $23,9(\pm 1,6)$ dnia.

Typ cyrkulacji G stanowi układ wielkiego wyżu blokującego z centrum nad Europą Środkową (Osuchowska-Klein lokuje go nad Polską), o rozciągniętej równoleżnikowo osi dłuższej. Sięga on od zachodniej Europy do środkowej części europejskiej Rosji ($\sim 5^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{E}$). Nad N Atlantykiem lokuje się wielki układ niżowy, z centrum na tej samej szerokości, co centrum wyżu ($\sim 50^{\circ}\text{N}$, 30°W). W półroczu ciepłym średnia wieloletnia (1951–1990) frekwencja typu G była wysoka i wynosiła $29,3(\pm 1,8)$ dnia.

Spośród trzech rozpatrywanych typów pól SLP półroczu ciepłego, powiązanych dodatkowo ze wskaźnikiem DG_{3L} , tylko dwa z nich, antycyklonalne typy C2D i G, powiązane są istotnie dodatnio z liczbą dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze nad Polską (tab. 4). Dotyczy to powiązania z dniami gorącymi ($D5_{DG}$) i upalnymi ($D5_{DU}$). Korelacje z dniami o najostrzejszym kryterium ekstremalności ($D5_{D25}$, $T_{\text{sr}} \text{dobowa} \geq 25^{\circ}\text{C}$) są w obu wypadkach podwyższone, ale nie osiągają poziomu istotności $p < 0,05$. Wiąże się to z bardzo małą liczbą przypadków wystąpienia tych skrajnie ekstremalnych pod względem termicznym dni w próbie (latach 1951–1990; patrz ryc. 1).

Przegląd dobowych map synoptycznych z okresów półroczu ciepłego lat 1951–2020 wskazuje, że wystąpieniu pojedynczych dni z ekstremalnie wysoką temperaturą, zwłaszcza dni gorących, i/lub 2–3 dniowych serii takich dni, towarzyszy pole SLP podobne do typu G Osuchowskiej-Klein. Przy takim polu SLP serie dni upalnych, dłuższe od 3–4 dni są rzadkie. Zdecydowana większość przypadków wystąpienia serii

dłuższych od 3–5 następujących po sobie dni z ekstremalnie wysoką temperaturą ma miejsce w czasie, gdy w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym lokuje się pole ciśnienia podobne do typu C2D Osuchowskiej-Klein.

W miesiącach ciepłej pory roku, zwłaszcza lipcu i sierpniu, często również w kwietniu i wrześniu, częstość występowania pól SLP podobnych do wzorca C2D po roku 1988 na tyle wzrosła, że po uśrednieniu dobowych wartości ciśnienia do średnich miesięcznych uzyskuje się obraz miesięcznego rozkładu ciśnienia mający główne cechy tego wzorca. Najważniejszą z nich jest przesunięcie centrum subtropikalnego antycyklonu na NE i rozwój gigantycznego klina wysokiego ciśnienia obejmującego całą zachodnią i środkową Europę, a często sięgającego NE części europejskiej Rosji, czy Morza Kaspijskiego¹⁰. Elementem, który różni miesięczne pola SLP od wzorca typu cyrkulacji C2D Osuchowskiej-Klein, jest na ogół nieco wyższe ciśnienie w północnej strefie obniżonego ciśnienia i przesunięcie jego centrum na południe, a także silny rozwój Niżu Irańskiego, sięgającego Zakaukazia, a nawet niekiedy SE brzegów Morza Czarnego. Taka postać miesięcznego, a niekiedy nawet dwumiesięcznego pola SLP jest tym, co nazywa się „letnim NAO” („summer NAO”; patrz np. Folland i in. 2009).

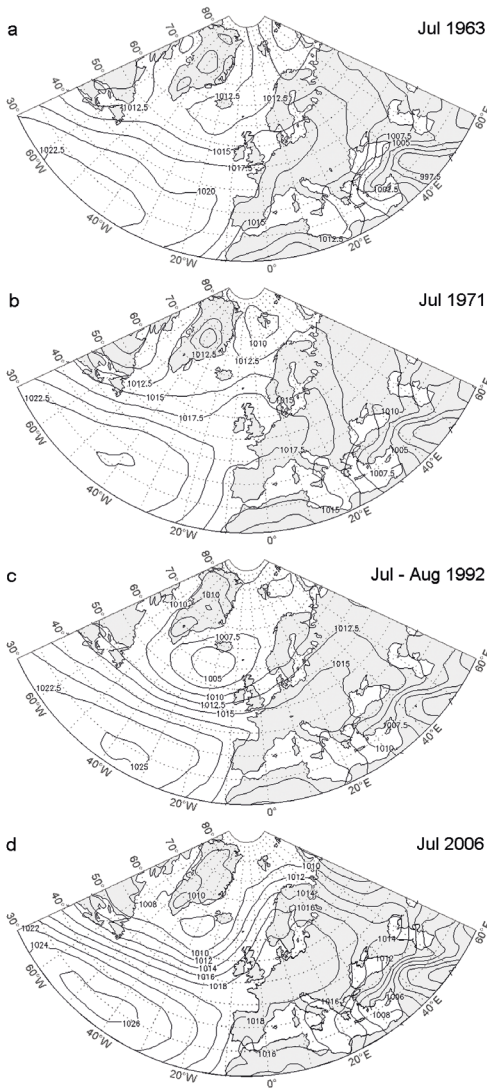
Po roku 1949, we wszystkich wskazanych przez Kossowską-Cezak i Skrzypczuka (2011) „okresach dni upalnych” dłuższych od 8 dni, miesięczne pola ciśnienia odpowiadają wzorcom pola SLP z bardzo silnie rozbudowanym na wschód klinem Wyżu Azorskiego (ryc. 8, przykłady ograniczone do czterech). Dotyczy to również epizodów wystąpienia okresów ekstremalnie wysokiej temperatury w epokach cyrkulacyjnych E+C (rok 1963) i E (1971), z tym, że są to w tych epokach pojedyncze przypadki. Liczba takich przypadków gwałtownie wzrosła w epoce cyrkulacyjnej W (lata: 1989, 1992, 1994, 2006 (dwukrotnie), 2010).

To samo dotyczy miesięcy z występowaniem „fal upałów” zestawionych przez Wibig (2021; jej tab. 1) po roku 2010 (2013, 2017, 2018, 2019), z wyjątkiem roku 2015, a także ekstremalnie ciepłego sierpnia 2020 roku (ryc. 9). W roku 2015 trzynastodniowa fala upałów (3–15.08.) była związana ze wzorcem rozkładu pola SLP pośrednim między typem cyrkulacji G a E1 Osuchowskiej-Klein (wyż z centrum na ~55°N, 30°E, rozciągający się nad południową Skandynawią, Bałtykiem i Ukrainą)¹¹.

Przeprowadzone analizy związków między typem pola ciśnienia, przy którym występują ekstremalnie wysokie wartości temperatury powietrza, i intensywnością NA THC pozwalają na stwierdzenie, że wzrost intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym prowadzi do wzrostu frekwencji pól SLP, dla

¹⁰ Często, w dobowych polach SLP, daje się zauważyć wewnątrz tego klina wysokiego ciśnienia słaby, drugorzędny antycyklon nad środkową lub wschodnią Europą.

¹¹ W sierpniu 2015 wystąpiła wyjątkowo silnie odbiegająca od typowej dla epoki cyrkulacyjnej W struktura makrotypów (W – 3 dni, E – 28 dni, C – 0 dni).



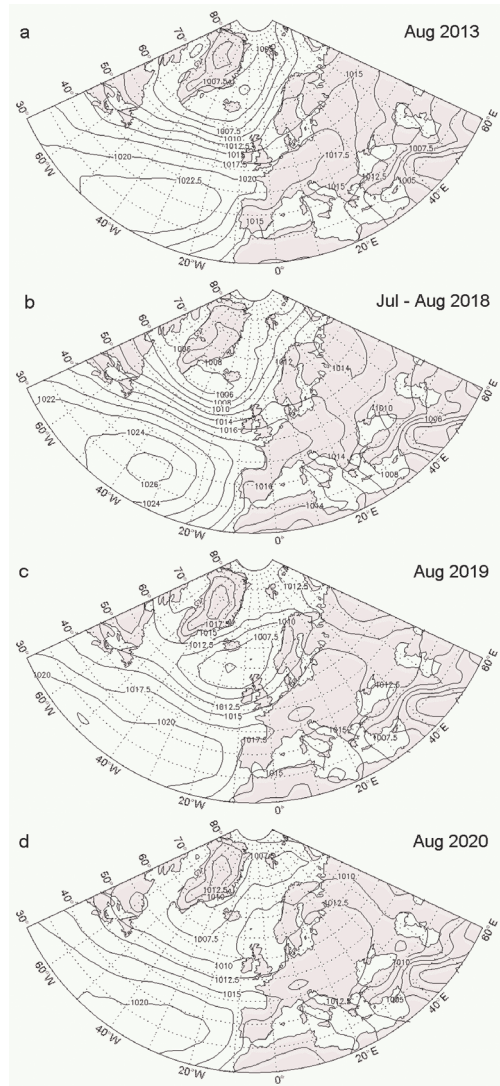
Ryc. 8. Rozkład średniego pola SLP (hPa) w miesiącach i latach, w których wystąpiły dłuższe od 8 dni „okresy dni upalnych” według Kossowskiej-Cezak i Skrzypczuka (2011): a – w lipcu 1963 (9 dni; 18–26.07.; epoka cyrkulacyjna E+C), b – w sierpniu 1971 (13 dni; 26.07.–07.08.; epoka cyrkulacyjna E), c – średnie pole SLP z lipca i sierpnia 1992: (12 dni; 31.07.–11.08.; epoka cyrkulacyjna W), d – w lipcu 2006 (21 dni; 05–13.07. i 18–29.07.; epoka cyrkulacyjna W)

Fig. 8. Distribution of the mean SLP field (hPa) in months and years with “heat periods” longer than 8 days according to Kossowska-Cezak and

Skrzypczuk (2011): a – in July 1963 (9 days; 18–26.07.; circulation epoch E+C), b – in August 1971 (13 days; 26.07.–07.08.; circulation epoch E), c – average SLP field from July and August 1992: (12 days; 31.07.–11.08.; circulation epoch W), d – in July 2006 (21 days; 05–13.07. and 18–29.07.; circulation epoch W)

Źródło: opracowanie własne na podstawie NOAA ESRL PSD.

Source: own elaboration based on NOAA ESRL PSD.



Ryc. 9. Rozkład średniego pola SLP (hPa) w miesiącach i latach, w których wystąpiły „fale upałów” według zestawienia Wibig (2021): a – w sierpniu 2013 (8 dni; 02–09.08.); b – średnie pole SLP z lipca i sierpnia 2018 (8 dni; 26.07.–04.08.); c – w sierpniu 2019 (7 dni; 26.08.– 01.09.); oraz d – w sierpniu 2020 (średnia obszarowa temperatura miesięczna równa +19,6°C; $D5_{DG}$ – 18,5, $D5_{D25}$ – 0,8 i $D5_{DU}$ – 4,8 dnia). Wszystkie przypadki w epoce cyrkulacyjnej W

Fig. 9. Distribution of the mean SLP field (hPa) in months and years with “heatwaves” according to Wibig (2021): a – in August 2013 (8 days; 02–09.08.); b – mean SLP field from July and August 2018 (8 days; 26.07.–04.08.); c – in August 2019 (7 days; 26.08.– 01.09.) and d – in August 2020 (mean monthly area temperature of +19.6°C; $D5_{DG}$ – 18.5, $D5_{D25}$ – 0.8 and $D5_{DU}$ – 4.8 days). All cases in the W circulation epoch.

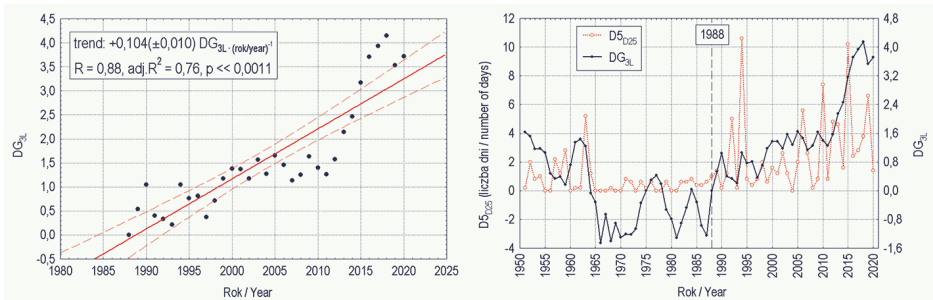
Źródło: opracowanie własne na podstawie NOAA ESRL PSD.

Source: own elaboration based on NOAA ESRL PSD.

których charakterystyczne jest zaleganie nad Europą Zachodnią i Środkową bardzo silnie rozbudowanego klina Wyżu Azorskiego. Klin ten, sięgający na wschód z reguły nie mniej niż do 30°E, nad Europą Zachodnią i Środkową rozszerza swój zasięg ku północy, sięgając południowych wybrzeży Bałtyku, a często obejmując nawet południową Skandynawię. Jego postać jest najbardziej podobna do pola ciśnienia C2D w klasyfikacji „typów cyrkulacji” Osuchowskiej-Klein (1978, 1991).

NA THC a wzrost liczby dni z ekstremalną temperaturą powietrza nad Polską

Po roku 1988 intensywność NA THC wzrosła powyżej przeciętnej i rośnie nadal. W przebiegu wskaźnika DG_{3L} w latach 1988–2020 widoczny jest nieliniowy wzrost (ryc. 4). Linearyzując ten przebieg, uzyskuje się wypadkowy trend dodatni (ryc. 10), który objaśnia 76% wariancji tego wskaźnika w latach 1988–2020. W tym samym czasie w półroczach ciepłych rosną liczby dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nad Polską. Statystycznie istotny trend wzrostowy wykazują w półroczu ciepłym $D5_{DG}$ ($0,67(\pm 0,18)$ dni-rok⁻¹, $p \ll 0,001$) i $D5_{DU}$ ($0,25(\pm 0,10)$ dni-rok⁻¹, $p = 0,014$), trend frekwencji dni ze średnią temperaturą dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) jest również dodatni, ale statystycznie nieistotny ($+0,08(\pm 0,05)$ dni-rok⁻¹, $p = 0,096$).



Ryc. 10. Trend wartości wskaźnika DG_{3L} w latach 1988–2020 (lewy) i przebieg liczby dni z temperaturą dobową $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) na tle przebiegu wartości wskaźnika DG_{3L} (prawy). Widoczna jednoczesna tendencja wzrostowa obu wielkości po roku 1988.

Fig. 10. Trend in the DG_{3L} index value in the years 1988–2020 (left) and course of the number of days with daily temperature $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$) in relation to the trend of the DG_{3L} index value (right).

A simultaneous increasing trend of both variables is visible after 1988.

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

W tym czasie (1988–2020) współczynnik korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i rozpatrywanymi liczbami dni są bez wyjątku dodatnie i w przypadku $D5_{DG}$ jest równy 0,59 ($p < 0,001$), $D5_{DU}$ – równy 0,47 ($p = 0,005$), a z najrzadziej występującymi $D5_{D25}$ – równy 0,32 ($p = 0,080$). Brak danych, które pozwoliłyby oszacować w tym samym czasie wzrost frekwencji sytuacji synoptycznych sprzyjających wystąpieniu dni z ekstremalnie wysoką temperaturą.

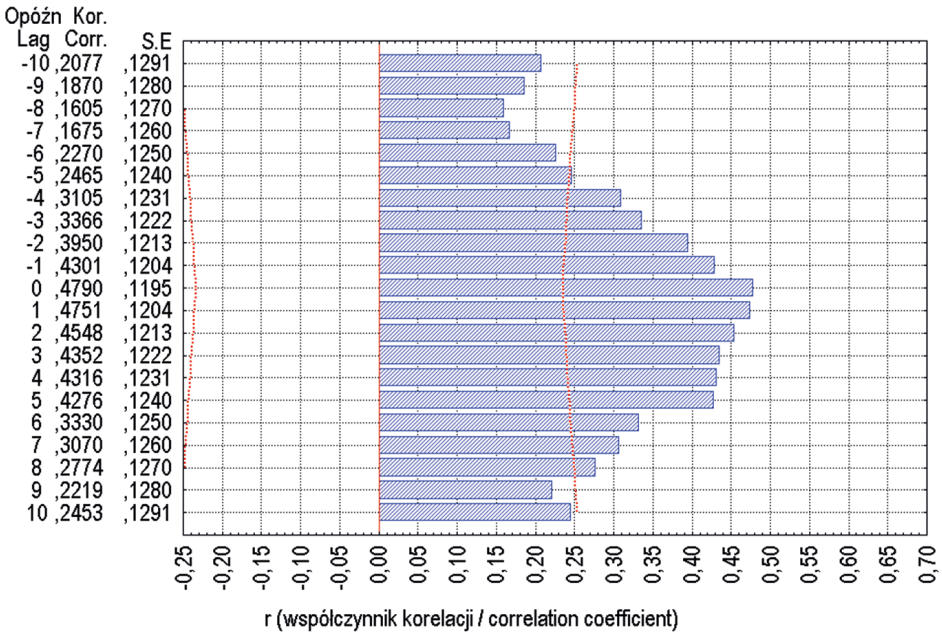
Tym niemniej fakty wskazane w rozdziale 3.5 oraz podane wyżej wartości trendów i współczynników korelacji tworzą spójny obraz, wskazujący jednoznacznie, że wzrost intensywności NA THC stanowi przyczynę wzrostu liczby dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nad Polską, w tym również $D5_{D25}$ (ryc. 10).

Asynchroniczne związki przebiegu NA THC ze zmiennością liczby dni ekstremalnie ciepłych, autokorelacje w rocznych przebiegach liczby takich dni

Zmienność NA THC zachodzi, w porównaniu ze zmiennością stanów atmosfery, niezmiernie wolno. Powoduje to, że w przebiegu wskaźnika DG_{3L} , którego rozdzielczość czasowa jest roczna, występują bardzo silne autokorelacje. Pewien pozytywny wpływ wywiera na to również konstrukcja tego wskaźnika (średnia ważona z roku bieżącego i dwu lat poprzedzających).

Analiza korelacji wzajemnych, czyli z przesunięciami czasowymi (*cross-lag correlations*), wykazuje (ryc. 11), że wcześniejsze wartości wskaźnika DG_{3L} wywierają wpływ na liczbę dni z ekstremalnie wysoką temperaturą nad Polską (i Europą) w danym roku. Najsilniej wpływa na liczby dni ekstremalnie ciepłych wartość wskaźnika DG_{3L} z poprzedzającego roku. Zestawienie wartości współczynników korelacji między wartościami wskaźnika DG_{3L} sprzed roku (numerze roku $k-1$) a liczbami dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza nad Polską w roku bieżącym (numerze roku k) przedstawia tab. 2 (patrz część „korelacje asynchroniczne”). W przypadku „średnich obszarowych” liczb dni ($D5_{DG}$, $D5_{D25}$, $D5_{DU}$) są to w każdym przypadku korelacje wysoce istotne i bardzo mało różniące się od korelacji synchronicznych. W przypadku analizowanych stacji (tab. 2) zauważa się osłabienie siły związku na północy Polski, zwłaszcza wyraźne na obszarze NW kraju (Szczecin). Takie regionalne zróżnicowanie siły związków między wskaźnikiem DG_{3L} sprzed roku i liczbą dni „ekstremalnych” na północy i południu kraju wyjaśnia rozkład przestrzenny korelacji między DG_{3L} i $h500$ (patrz ryc. 5).

Z powyższego wynikają dwa wnioski. Pierwszy – jak się wydaje, mniej ważny – jest taki, że z wartości wskaźnika DG_{3L} z danego roku można, z dość dużą dozą pewności, wnioskować o charakterze termicznym lata, jakie nastąpi. Drugi wniosek – ważniejszy – jest taki, że jeśli w kolejnych latach występują po sobie wskaźniki o takim samym znaku, a ich wartości stopniowo rosną lub stopniowo spadają, należy



Ryc. 11. Korelacje wzajemne między wskaźnikiem DG_{3L} (zmienna poprzedzająca) i liczbą dni z $T_{\text{sr}} \geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$; zmienna opóźniona). Krzywe punktowane – zakres ± 2 SE (błędów standardowych) wyznaczający granice istotności statystycznej $p = 0,05$ korelacji

Fig. 12. Cross-lag correlations between the DG_{3L} index (antecedent variable) and the number of days with $T_{\text{avg}} \geq 25^{\circ}\text{C}$ ($D5_{D25}$; dependent variable). Dashed curves represent the range of \pm SE (standard errors), defining the statistical significance boundary for $p = 0.05$ of the correlation

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

spodziewać się „serii” następujących po sobie lat odpowiednio z rosnącą lub malejącą liczbą dni ekstremalnych pod względem termicznym. Można uważać, że ten czynnik, w warunkach rosnącej po roku 1989 intensywności NATHC (rosnącej wartości wskaźnika DG_{3L}), przyczynia się do występowania w Europie następujących po sobie „serii” lat z bardzo wysoką temperaturą powietrza w miesiącach ciepłej pory roku i wzrastającej wraz z upływem czasu liczby dni ekstremalnie ciepłych. Przejawia się to, między innymi, w występującej w szeregach $D5_{DG}$ i $D5_{DU}$ autokorelacji od 1– do 3-letniej, a w szeregach $D5_{D25}$ autokorelacji 2- i 3-letniej.

Dyskusja wyników i wnioski

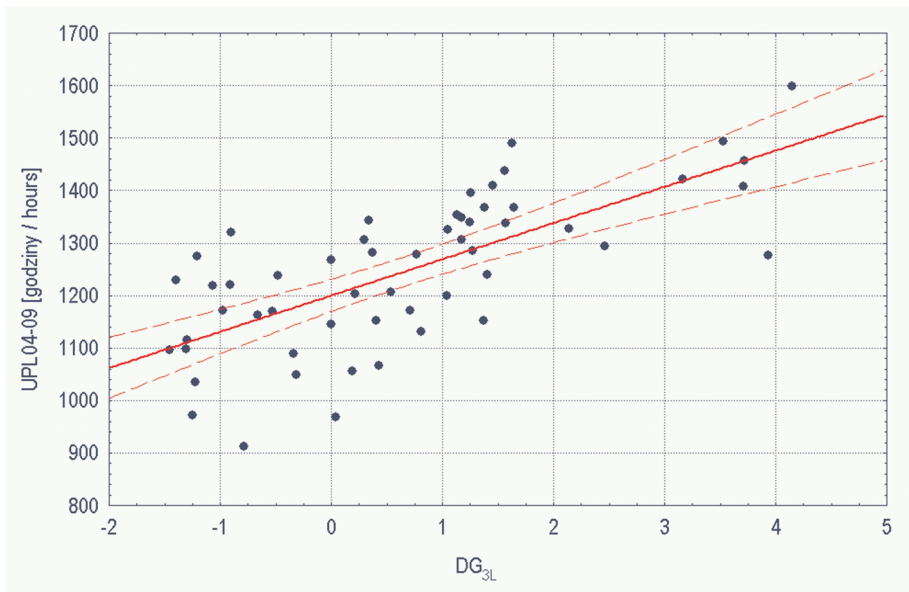
Przedstawione wyniki badań wykazują, że pierwotną przyczyną rosnącej liczby dni o ekstremalnie wysokiej temperaturze powietrza w ciepłym półroczu nad obszarem Polski jest silny wzrost składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, jaki obserwuje się po roku 1988.

Wzrost NA THC powoduje wzrost zasobów ciepła w wodach i wzrost SST w atlantyckich tropikach i subtropikach oraz w szerokościach umiarkowanych i wysokich po wschodniej stronie tej części oceanu. Poprzez zmiany południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze modyfikuje to cyrkulację środkowotroposferyczną, sterującą cyrkulacją dolną. W rezultacie rośnie nad Europą częstość występowania sytuacji antycyklonalnych, z których najbardziej znaczącą część stanowią pola SLP z przesuniętym na N-NE centrum Wyżu Azorskiego, od którego rozpościera się na wschód wielki klin wyżowy, sięgający do 30–35°E, a którego oś lokuje się na szerokościach 45–50°N (ryc. 8 i 9). Postać tego pola przypomina typ cyrkulacji C2D według klasyfikacji Osuchowskiej-Klein (1978, 1991). W takich układach barycznych, nad rozległymi obszarami Europy, na północ i południe od osi tego klina, dominują procesy osiadania powietrza z górnej i środkowej troposfery, a rola adwekcji przestaje być istotna.

W warunkach częstego występowania takich sytuacji antycyklonalnych tory układów niżowych nad Atlantykiem i Europą ulegają przesunięciu na północ, w szerokości 60–70°N. Powoduje to nad obszarami Europy Środkowej, leżącymi poniżej 55–57°N, zmianę struktury pogód. Zmniejsza się udział pogód frontalnych z rozległymi pokrywami średnich i niskich chmur warstwowych *As*, *St* i *Ns* (Matuszko, Węglarczyk 2018), co prowadzi do silnego wzrostu usłonecznienia. Zmienność obszarowego usłonecznienia rocznego i usłonecznienia w półroczu ciepłym (UPL04-09) jest silnie i bezpośrednio powiązana ze zmiennością wskaźnika DG_{3L} ($r = 0,71$; ryc. 12). Zmiana wartości wskaźnika DG_{3L} o jedną jednostkę pociąga za sobą zmianę usłonecznienia obszarowego w półroczu ciepłym o $\sim 69(\pm 9)$ godzin, zgodną ze znakiem zmiany wskaźnika, a w roku o $88(\pm 11)$ godzin ($p \ll 0,001$).

Wydłużony czas operacji Słońca to zwiększony dopływ energii do podłoża, wyższa temperatura gruntu i odpowiednio zwiększone strumienie ciepła z podłoża do atmosfery. Między usłonecznieniem obszarowym półroczu ciepłego (przyczyna) a $D5_{DG}$, $D5_{D25}$ i $D5_{DU}$ (skutek) w okresie 1966–2020 (55 lat) zachodzą wysoce istotne korelacje (r odpowiednio 0,85, 0,47 i 0,67; wszystkie $p \ll 0,001$; ryc. 13).

Zmniejszony udział pogód frontalnych to również zmniejszenie częstości wypadania długotrwałych, i na ogół obfitych, opadów frontalnych. W warunkach silnego wzrostu usłonecznienia oznacza to zmianę, w stosunku do przeciętnej, struktury strumieni ciepła z podłoża do atmosfery. Znacznie zmniejsza się strumień ciepła parowania, który unosząc ogromne ilości ciepła, nie wpływa „tu i teraz” na tem-



Ryc. 12. Usłonecznienie obszarowe nad Polską w półroczu letnim (UPL04-09) jako funkcja zmienności wskaźnika DG_{3L} (1966–2020)

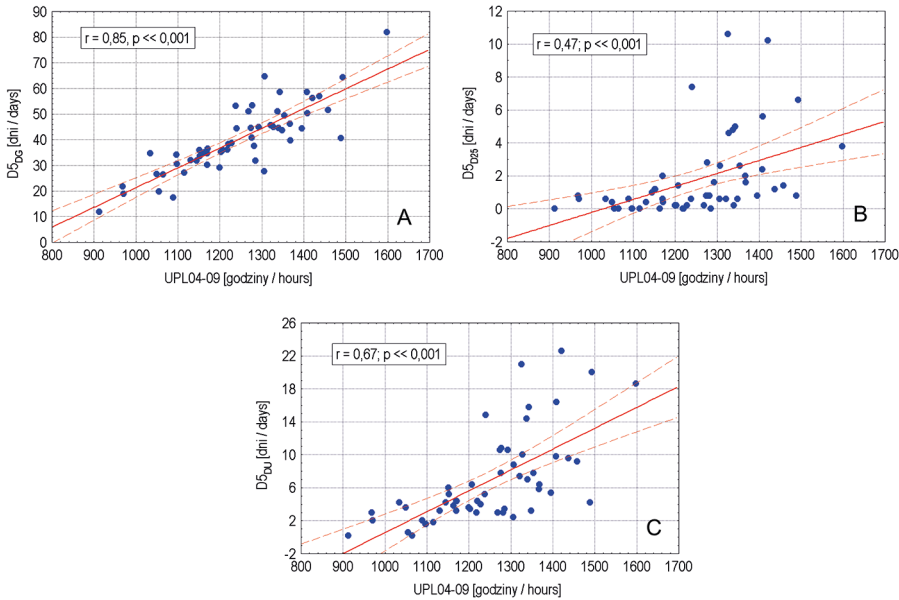
Fig. 12. Area-averaged sunshine duration over Poland in the summer half-year (UPL04-09) as a function of the DG_{3L} index variability (1966–2020)

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

peraturę powietrza nad danym obszarem. Niemal cały strumień ciepła z podłoża do atmosfery stanowi ciepło jawne, bezpośrednio ogrzewające powietrze nad danym obszarem. W takich bezopadowych czy „mało opadowych” warunkach wzrost temperatury powietrza jest znacznie szybszy i silniejszy. Wskazuje to, że wzrost liczby dni ekstremalnie ciepłych, w warunkach zwiększonej intensywności NA THC (dodatnich wartości wskaźnika DG_{3L}), odbywa się głównie „kosztem” adiabaticznego ogrzewania powietrza osiadającego w układach antycyklonalnych i osiowych częściach klinów wysokiego ciśnienia i zwiększonego dopływu energii słonecznej. Jest to proces typowy dla kształtowania się warunków pogodowych w strefie subtropikalnej.

Wszystkie te opisane procesy funkcjonują w skali czasowej zwykłych procesów synoptycznych, sterowanych przez zmienność NA THC. Zmienność intensywności NA THC stanowi skutek zmienności oceanicznego transportu ciepła w kompensacji Bjerknesa (Shaffrey, Sutton 2006) i jest przejawem wewnętrznej zmienności systemu klimatycznego (np. Weaver i in. 1993; Latif i in. 2006, 2022).



Ryc. 13. Związki między usłonecznieniem obszarowym nad Polską (UPL04-09) w półroczu ciepłym i A – liczbą dni gorących ($D5_{DG}$), B – dni ze średnią dobową temperaturą powietrza $\geq 25,0^\circ\text{C}$ ($D5_{D25}$) i C – dni upalnych ($D5_{DU}$) w latach 1966–2020

Fig. 13. Relationships between area-averaged sunshine duration over Poland in the warm half-year (UPL04-09) and A – the number of hot days ($D5_{DG}$), B – days with average daily air temperature $\geq 25.0^\circ\text{C}$ ($D5_{D25}$) and C – very hot days ($D5_{DU}$) in the years 1966–2020

Źródło: opracowanie własne.

Source: own elaboration.

Ponieważ zmienność NA THC steruje zmiennością systemu klimatycznego atmosfery, trudno się dziwić, że cały szereg procesów, których zmiennością steruje cyrkulacja atmosferyczna, wykazuje silne lub słabsze związki z przebiegiem zmienności NA THC. Dotyczy to zarówno przebiegu elementów klimatycznych, jak i różnych, wieloaspektowych procesów natury hydroklimatycznej. Przykładem takich związków może być występowanie susz na obszarze Polski (Marsz, Styszyńska 2021a), których pojawianie się jest również regulowane przez zmienność NA THC. Można zauważyć, że letnie susze stanowią „drugą stronę medalu” występowania dni z ekstremalnie wysoką temperaturą. Podobnie, „w takt” długookresowych zmian faz NA THC, zachodzi zmienność przepływów głównych rzek Polski (Marsz i in. 2016; Wrzesiński i in. 2019).

Sutton i Dong (2012), analizując przyczyny zmian klimatycznych nad Europą, stwierdzają, że w latach 90. XX wieku doszło do zmiany letniego reżimu klimatycznego nad kontynentem. Przyczyną tej zmiany, zdaniem tych badaczy, jest wzrost temperatury powierzchni Atlantyku Północnego, spowodowany wzrostem intensywności AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*), która stanowi jeden z przejawów NA THC. Pojawiły się nowe, odmienne od wcześniej występujących, wzorce klimatyczne – anomalnie wilgotne okresy letnie w Europie Północnej i anomalnie gorące i suche okresy letnie w Europie Południowej, z mniej wyraźnymi zmianami w okresach wiosny i jesieni (przyspieszone ciepłe i suche wiosny w Europie północno-zachodniej, ciepłe i suche jesienie w Skandynawii, bardziej obfite w opady jesienie w południowo-wschodniej Europie). Formułują oni wniosek, że taki anomalny układ klimatyczny będzie trwał tak długo, jak długo powierzchnia Atlantyku Północnego pozostanie anomalnie ciepłą.

Przedstawione w tej pracy wyniki badań są w zasadniczych zarysach zgodne z wynikami badań Suttona i Donga (2012). Należy zgodzić się z tym, że tak długo, jak długo NA THC będzie wykazywała podobnie dużą intensywność jak obecnie, będą utrzymywać się nad Polską anomalne w stosunku do okresu poprzedniego warunki, z bardzo dużą liczbą dni z ekstremalnie wysoką temperaturą powietrza i niedoborami wilgoci w okresie ciepłego półrocza. Jeśli spojrzeć na zachodzące nad Polską zmiany struktury pogód z perspektywy ostatnich 30 lat i rozszerzyć je również na półrocze chłodne (np. Biniak-Pieróg i in. 2012; Degirmendżić, Kożuchowski 2017), wydaje się, że można postawić tezę, że obecnie nad naszym krajem panują warunki bardziej przypominające klimat subtropikalny w odmianie kontynentalnej niż, tak jak poprzednio, typowy klimat umiarkowany o charakterze przejściowym między morskim i kontynentalnym.

Literatura

- Adamczyk A.B., 1996, *Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce*, Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 37, 5–42.
- Andrade C., Leite S.M., Santos J.A., 2012, *Temperature extremes in Europe: overview of their driving atmospheric patterns*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 12(5), 1671–1691, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1671-2012>.
- Baranowski D., 2001, *Zróźnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typów cyrkulacji*, Prace i Studia Geograficzne, 29, 281–298.
- Baranowski D., 2008, *Cechy dynamiczne klimatu Polski i ich wpływ na pole temperatury*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pomorskiej w Słupsku.
- Biniak-Pieróg M., Kajewska-Szkudlarek J., Żyromski A., Lakatos L., 2012, *Tendencje maksymalnych wartości temperatury powietrza w półroczu zimowym we Wrocławiu-Swojcu, Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12(4), 31–43.

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, *Pole temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej* [w:] *Prognozy zmian klimatu Polski, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, tom XVI, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 35–205.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski J., Kirschenstein M., Błażek E., Skrzypczuk J., 2003, *Dobowe amplitudy temperatury powietrza w Polsce i ich zależność od typów cyrkulacji atmosferycznej (1971–1995)*, [w:] *Mroźne zimy i upalne lata w Polsce, Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, tom XVII, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 171–236.
- Carr M.W., 1999, *Weather predicting simplified. International Marine*, The McGraw-Hill Company, Omden, Maine, New York, San Francisco.
- Cassou C., Terray R., Phillips A.S., 2005, *Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves*, *Journal of Climate*, 18(15), 2805–2811, <https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1>.
- Cebulak E., Limanówka D., 2007, *Dni z ekstremalnymi temperaturami powietrza* [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, IGiPZ, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, 185–194.
- Chełchowski W., 1963, *Rzadki przypadek nocy gorącej („tropikalnej”) w Polsce*, *Gazeta Obserwatora PIHM*, 8, 3–5.
- 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 Lodzianensis, 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), 4938–4952, <https://doi.org/10.1002/joc.6118>.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, *Atmosferałnyye processy severnogo polushariya (1891–2018 gg.), ikh klyassifikaciya i ispolzovanie*, SUPER-Izdatelstvo, Sankt Peterburg.
- Dong B., Sutton R., Shaffrey L., Wilcox L., 2016, *The 2015 European Heat Wave*. Special Supplement to the Bulletin the American Meteorological Society, 97(12), S57–S62, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0140.1>.
- Folland CK, Knight J, Linderholm HW, Fereday D, Ineson S, Hurrell JW., 2009, *The Summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future*, *Journal of Climate*, 22(5), 1082–1103, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1>.
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft Berlin, Darmstadt–Wien.
- Girs A.A., 1964, *O sozdanii iedinoj klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya*, *Meteorologiya i Hidrologiya*, 4, 43–47.
- Golubev V.E., 1975, *Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v privodnom sloe nad okeanom*, *Trudy Hidrometeorologicheskogo Nauchno-Issledovatelskogo Centra SSSR*, 147, 36–52.

- 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, https://doi.org/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, Validations and Intercomparisons*. *Journal of Climate*, 30 (20), 8179–8205, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0836.1>.
- 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 and New York, NY, USA.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2).
- Kejna M., Arażny A., Maszewski R., Przybylak R., Uscka-Kowalkowska J., Vizi Z., 2009, *Daily minimum and maximum air temperature in Poland in the years 1951–2005*, *Bulletin of Geography – Physical Geography Series*, 2, 35–56, <https://doi.org/10.2478/bgeo-2009-0010>.
- Kirschenstein M., 2003, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie zachmurzenia w Koszalinie*, *Słupskie Prace Geograficzne*, 1, 107–119.
- Kirschenstein M., 2004, *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu opadów w północno-zachodniej Polsce*, Wyd. Pomorska Akademia Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk.
- Knight J., Folland C.K., Scaife A., 2006, *Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation*, *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17706, <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>.
- Kolendowicz L., 1991, *Wpływ typów cyrkulacji atmosfery według klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein na pojawianie się burz w Poznaniu w latach 1954–1965*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna*, 42, 133–150.
- Kossowska-Cezak U., 1993, *Lato 1992 w Polsce na tle sezonów letnich ostatnich 120 lat*, *Przegląd Geofizyczny*, 38(1), 67–74.
- Kossowska-Cezak U., 2010a, *O pogodzie gorącej w Warszawie raz jeszcze*, *Przegląd Geofizyczny*, 55(3–4), 205–208.
- Kossowska-Cezak U., 2010b, *Występowanie pogody gorącej w Warszawie (1951–2009)*, *Przegląd Geofizyczny*, 55(1–2), 61–75.
- Kossowska-Cezak U., Skrzypczuk J., 2011, *Pogoda upalna w Warszawie (1947–2010)*, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 39–46.
- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2012a, *Niezwykłe gorące miesiące i sezony letnie w Europie Środkowej i Wschodniej (1951–2010). Część I, Niezwykłe gorące miesiące letnie*, *Przegląd Geofizyczny*, 57(3–4), 299–324.

- Kossowska-Cezak U., Twardosz R., 2012b, *Niezwykłe gorące miesiące i sezony letnie w Europie Środkowej i Wschodniej (1951–2010). Część II, Niezwykłe gorące miesiące letnie, Przegląd Geofizyczny*, 57(3–4), 325–342.
- Koźmiński Cz., Michalska B., 2010, *Zmienność liczby dni gorących i upalnych oraz odczucia ciepłe w strefie polskiego wybrzeża Bałtyku*, *Acta Agrophysica*, 15(2), 347–357.
- Latif M., Böning C., Willebrand J., Biastoch A., Dengg J., Kenlyside N., Schwendek U., Madec G., 2006, *Is the Thermohaline Circulation Changing?* *Journal of Climate*, 19(18), 4631–4637, <https://doi.org/10.1075/JCLI3876.1>.
- Latif M., Sun J., Visbeck M., Bordbar M.H., 2022, *Natural variability has dominated Atlantic Meridional Overturning Circulation*, *Nature Climate Change*, 12, 455–460, <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01342-4>.
- Marsz A.A., 2005, *Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna?* [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Monografie Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 32–51.
- Marsz A.A., 2012, *Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania*, [w:] Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasza, A. Widawki (red.), *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego nr 74, 101–117.
- Marsz A.A., 2015a, *Cyrkulacja termohalinowa na Atlantyku Północnym a temperatura powietrza w Polsce (1961–2010)*, *Przegląd Geofizyczny*, 60(3–4), 109–131.
- Marsz A.A., 2015b, *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., Matuszko D., Styszyńska A., 2024, *Multiyear variability of cloud genera in Krakow in the context of changes in the thermal state of the North Atlantic*, *International Journal of Climatology*, 44(4), 1154–1170, <https://doi.org/10.1002/joc.8376>.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2019, *Skala i przyczyny zmian temperatury najcieplejszych miesięcy roku nad obszarem Polski po roku 1988* [w:] Lorenc H., Chojnacka-Ożga L. (red.), *Współczesne problemy klimatu Polski*, IMGW-PIB, Seria Publikacji Naukowo-Badawczych, Warszawa, 9–26.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021a, *Intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym a susze w Polsce*, *Prace i Studia Geograficzne*, 66.1, 63–80, <https://doi.org/10.48128/pisg/2021-66.1-05>.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021b, *Zmiany usłonecznienia rzeczywistego w Polsce i ich przyczyny (1966–2018)*, *Prace Geograficzne*, 165, 23–52, <https://doi.org/10.4467/2083311PG.21.008.14585>.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023, *Niestacjonarność przebiegu temperatury nad obszarem Europy – zmiana reżimu temperatury powietrza w Europie w latach 1987–1989 i jej przyczyny*, *Prace Geograficzne*, 170, 83–111.

- Marsz A.A., Styszyńska A., Krawczyk W.E., 2016, *Długookresowe wahania przepływów głównych rzek w Polsce i ich związek z cyrkulacją termohalinową Atlantyku Północnego*, Przegląd Geograficzny, 83(3), 295–316.
- Matuszko D., Węglarczyk S., 2018, *Long-term variability of the cloud amount and cloud genera and their relationship with circulation (Kraków, Poland)*, International Journal of Climatology, 38(S1), 1205–1220, <https://doi.org/10.1002/joc.5445>.
- National Research Council. 2020, *Climate Change: Evidence and Causes: Update 2020*, Washington, DC: The National Academies Press, <https://doi.org/10.17226/25733>.
- Ossó A., Sutton R., Shaffrey L., Dong B., 2018, *Observational evidence of European summer weather patterns predictable from spring*, PNAS, 115(1), 59–63, <https://doi.org/10.1073/pnas.1713146114>.
- Ossó A., Sutton R., Shaffrey L., Dong B., 2020, *Development, Amplification and Decay of Atlantic European Summer Weather Patterns Linked to Spring Atlantic Sea Surface Temperatures*, Journal of Climate, 33(14), 5939–5951, <https://doi.org/10.1075/JCLI-D-19-0613.1>.
- 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.
- Piotrowicz K., 2007, *Wieloletnie zróżnicowanie liczby nocy gorących w Krakowie* [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, IGiP UJ, Kraków, 279–286.
- Qasmi S., Sanchez-Gomez E., Rupricht-Robert Y., Boé J., Cassou C., 2022, *Modulation of the Occurrence of Heatwaves over the Euro-Mediterranean Region by the Intensity of the Atlantic Multidecadal Variability*. Journal of Climate, 34(3), 1099–1114, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0982.1>.
- 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(1), 38–55.
- Russo S., Sillmann J., Fischer E.M., 2015, *Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades*, Environmental Research Letters, 10(12), 124003, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/12/124003>.
- 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.
- Shaffrey L., Sutton R., 2006, *Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transports in a coupled climate model*, Journal of Climate, 19(7), 1167–1181, <https://doi.org/10.1175/JCLI3652.1>.
- Sulikowska A., Wypych A., 2023, *Ekstrema ciepła w zmieniającym się klimacie Europy: definicje, przyczyny, tendencje, skutki*, Prace Geograficzne, 170, 47–82, <https://doi.org/10.4467/20833113PG.23.004.17492>.

- Sulikowska A., Wypych A., Woszczek I., 2016, *Fale upałów latem 2015 roku i ich uwarunkowania cyrkulacyjne*, *Badania Fizjograficzne, Seria A*, 67(A67), 205–223, <https://doi.org/10.14746/bfg.2016.7.16>.
- Sutton R.T., Dong B., 2012, *Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s*, *Nature Geoscience*, 5(11), 788–792, <https://doi.org/10.1038/ngeo1595>.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R., 2005, *Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate*, *Science*, 309(5731), 115–118, <https://doi.org/10.1126/science.1109496>
- Szyga-Pluta K., 2015, *Circulation influence on cloudiness in Poznań*, *Quaestiones Geographicae*, 34(3), 141–149, <https://doi.org/10.1510/quageo-2015-0021>.
- Tomczyk A.M., 2014, *Cyrkulacyjne uwarunkowania występowania fal upałów w Poznaniu*, *Przegląd Geograficzny*, 86(1), 41–52.
- Tomczyk, A.M.; Bednorz, E., 2016, *Heat waves in Central Europe and their circulation conditions*, *International Journal of Climatology*, 36(2), 770–782, <https://doi.org/10.1002/joc.4381>.
- Tomczyk A.M., Owczarek M., 2020, *Occurrence of strong and very strong heat stress in Poland and its circulation conditions*, *Theoretical and Applied Climatology*, 139, 893–905, <https://doi.org/10.1007/500704-019-02998-3>.
- Twardosz R., 2009, *Fale niezwykłych upałów w Europie na początku XXI wieku*, *Przegląd Geofizyczny*, 54(3–4), 193–204.
- Ustrnul Z., Wypych A., 2011, *Ekstremalne wartości temperatury powietrza w Polsce w świetle różnych klasyfikacji typów cyrkulacji*, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 87–95.
- Ustrnul Z., Wypych A., Czekerda D., 2021, *Air temperature change [w:] M. Falarz (red.), Climate Change in Poland, Past, Present and Future, Springer Nature, Schwtitzerland, 275–330.*
- Ustrnul Z., Wypych A., Henek E., Czekerda D., Walewander J., Kubacka D., Pyrc R., Czerniecki B., 2014, *Atlas zagrożeń meteorologicznych Polski*, IMGW-PIB, Warszawa.
- Weaver A.J., Marotzke J., Cummins P.F., Sarachik E.S., 1993, *Stability and Variability of the Thermohaline Circulation*, *Journal of Physical Oceanography*, 23(1), 39–60.
- Wangengejm G.Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionngo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*. Trudy AANII, 34, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Wibig J., 2018, *Heat waves in Poland in the period 1951–2015: trends, patterns and driving factors*, *Meteorology, Hydrology and Water Management*, 6(1), 1–9.
- Wibig J., 2021, *Hot Days and Heat Waves in Poland in the Period 1951–2019 and the Circulation Factors Favoring the Most Extreme of Them*, *Atmosphere*, 12(3), 340, <https://doi.org/10.3390/atmos12030340>.
- Wibig J., Podstawczyńska A., Rzepa M., Piotrowski R., 2009, *Heatwaves in Poland-frequency, trends and relations to atmospheric circulation*, *Geographia Polonica*, 82(1), 33–46.
- Wójcik M., Miętus M., 2014, *Niektóre cechy wieloletniej zmienności temperatury powietrza w Polsce (1951–2010)*, *Przegląd Geograficzny*, 86(3), 339–364.
- Wrzesiński D., Marsz A.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, <https://doi.org/10.3390/w11081622>.

- Wypych A., Sulikowska A., Ustrnul Z., Czekierda D., 2017, *Temporal Variability of Summer Temperature Extremes in Poland*, Atmosphere, 8(3), 51, <https://doi.org/10.3390/atmos8030051>.
- Xu P., Wang L., Liu Y., Chen W., Huang P., 2020, *The record-breaking heat wave of June 2019 in Central Europe*, Atmospheric Science Letters, 21(4), e964, <https://doi.org/10.1002/asl.964>.
- Zvieriev A.S., 1977, *Sinopticheskaya meteorologiya*, wyd. 2, Gidrometeoizdat, Leningrad.

Strony internetowe

- www1: Klimada 2.0, Liczba dni gorących ($T_{\max} > 25^{\circ}\text{C}$), <https://klimada2.ios.gov.pl/liczba-dni-goracych-tmax25c/> (dostęp: 12.11.2023).
- www2: <https://meteoimodel.pl/dane/srednie-miesieczne/> (dostęp: 12.11.2023).
- www3: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version5/> (dostęp: 12.11.2023).
- www4: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/.phi/> (dostęp: 12.11.2023).
- www5: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.MSL/.pressure/> (dostęp: 12.11.2023).

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