

◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYZYNY

Jan DEGIRMENDŽIĆ

Katedra Geografii Fizycznej UŁ

Krzysztof M. KOŻUCHOWSKI

Instytut Nauk Leśnych, Filia UŁ w Tomaszowie Mazowieckim

MAKROCYRKULACYJNE UWARUNKOWANIA DŁUGOTRWAŁYCH FAL TERMICZNYCH W POLSCE

MACRO-CIRCULATION AS A CONDITIONING FACTOR FOR LONG-LASTING THERMAL WAVES IN POLAND

Wprowadzenie

Spośród wielu klasyfikacji służących w klimatologii synoptycznej do wyróżnienia typów cyrkulacji atmosferycznej¹, istotne i specyficzne znaczenie ma wykorzystywana od dawna, aczkolwiek niezbyt często, klasyfikacja Vangengeima-Girsa (dalej: V-G), ujmująca syntetycznie formy cyrkulacji w skali hemisferycznej. Klasyfikacja grupuje różnorodne układy cyrkulacyjne (pierwotnie nazywane elementarnymi procesami synoptycznymi) w kilku zaledwie podstawowych klasach. Vangengeim (1946, 1952) wyróżnił tzw. makroformy cyrkulacji środkowotroposferycznej w atlantycko-euroazjatyckim sektorze półkuli północnej. Następnie uczeń Vangengeima – A.A. Girs (1960, 1964, 1971, 1974, 1981) określił makroformy cyrkulacji w całej pozazwrotnikowej ($>30^{\circ}\text{N}$) strefie półkuli północnej. Za podstawę wyróżnienia makroform cyrkulacji przyjęto amplitudę i geograficzne położenie fal długich Rossby'ego – głównego składnika cyrkulacji w środkowej troposferze strefy umiarkowanej.

¹ Przegląd stosowanych w polskiej literaturze klimatologicznej klasyfikacji typów cyrkulacji zawiera m.in. artykuł Kaszewskiego (2012).

W atlantycko-euroazjatyckim sektorze (między Grenlandią a Jenisejem) wyróżniono makroformę cyrkulacji strefowej (W) o niewielkiej amplitudzie fal długich oraz dwie makroformy cyrkulacji południkowej: makroformę C, której nad obszarem Europy odpowiada duża amplituda fali z silnie zaznaczoną zatoką na powierzchni barycznej 500 hPa, zlokalizowaną nad europejską częścią Rosji, oraz makroformę E, z zatoką nad zachodnią i środkową Europą. Nad Europą Środkową i Polską makroforma W przynosi adwekcję z kierunku zachodniego na poziomie 500 hPa, makroforma E w „modelowym” położeniu fali długiej – adwekcję z sektora południowego, makroforma C – z sektora północnego. Obraz położenia fal długich form W, C i E przedstawiono m.in. w artykułach Marsza (2008, 2012, 2013) i w podręczniku Kozuchowskiego (2011, s. 110).

Jednym z walorów klasyfikacji V-G jest ograniczona liczba wyróżnionych makrotypów (makroform) cyrkulacji (9 w skali półkuli północnej i 3 w sektorze atlantycko-euroazjatyckim), co stwarza badaczom nadzieję na proste wyjaśnienia czynników rządzących cyrkulacyjnymi uwarunkowaniami zmian pogody i klimatu. Uwarunkowania te polegają w istocie na oddziaływaniu cyrkulacji w górnej troposferze na pole ciśnienia i dynamikę dolnych układów barycznych, w szczególności – na kierunki i nasilenie adwekcji i związane z nimi adwekcyjne zmiany cech przyziemnych warstw powietrza, w tym m.in. jego temperatury.

Badania wpływu cyrkulacji w środkowej troposferze na warunki klimatyczne mają dość długą historię i zawierają szereg znaczących wyników. W Polsce pierwsze zastosowanie klasyfikacji V-G pojawiło się w pracy Stachý’ego (1971), który próbował wyjaśniać zmienność odpływów rzecznych zmianami frekwencji makroform cyrkulacji W, E i C. Stachý zauważył m.in. bezwładność w szeregach czasowych częstości występowania makroform cyrkulacji i określił okresy wahań frekwencji makroform – 7-letni okres wahań makroformy W, 15-letni – makroformy C i 30-letni – makroformy E.

Seweryńska (1978) zwróciła uwagę na kształtowanie się dodatnich anomalii temperatury powietrza pod wpływem nasilenia strefowej cyrkulacji na poziomie 500 hPa. Jedynie latem adwekcje zachodnie przynoszą w Polsce ochłodzenie. Silne sezonowe zróżnicowanie oddziaływań cyrkulacji środkowotroposferycznej na temperaturę wykazała analiza korelacji średniej temperatury w Polsce i wartości geopotencjału na powierzchni 500 hPa, przedstawiona w pracy Wibig (1994). W miesiącach zimowych (XII-II) silną pozytywną korelacją charakteryzuje się geopotencjał nad obszarem leżącym na południe od Polski (w strefie 40-45°N), negatywna korelacja obejmuje przede wszystkim północny Atlantyk (strefa 60-70°N). Taki układ izokorelat odzwierciedla wpływ cyrkulacji zachodniej i południowo-zachodniej na wzrost temperatury w okresie zimy w Polsce. W okresie lata wysoka temperatura w Polsce jest natomiast skorelowana z wysokością geopotencjału nad Europą Środkowo-Wschodnią. W tej porze roku silniej ujawniają się wzajemne oddziaływania temperatury i wysokości geopotencjału 500 hPa – w ciepłych masach

powietrza powierzchnia 500 hPa wznosi się. Można uznać, że latem zmniejsza się znaczenie adwekcji, a wzrasta rola insolacji związanej z antycyklonalnym typem pogody.

Analiza wpływu ukształtowania powierzchni 500 hPa na temperaturę w Europie wykazuje, że cyrkulacja na tym poziomie „tłumaczy ponad 70% zmienności temperatury w zimie, 50-70% wiosną, 50-80% latem i 40-50% jesienią” (Wibig, 2001, s. 151). Zmienność temperatury w zimie wiąże się najsilniej ze zmianami cyrkulacji strefowej (kształtowania się dodatniej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej, typ NAO), w pozostałych porach roku wpływ na temperaturę wywierają południkowe typy cyrkulacji na poziomie 500 hPa (typ wschodnioatlantycki i środkowoeuropejski wg Wibig, 2001). Typy cyrkulacji środkowotroposferycznej wydzielone przez autorkę metodą składowych głównych można (z pewnym ryzykiem!) łączyć z makroformami cyrkulacji V-G. Najwyraźniejsze związki istnieją niewątpliwie między typem NAO (odzwierciedlającym cyrkulację sterowaną przez Oscylację Północnoatlantycką) a makroformą cyrkulacji strefowej W według klasyfikacji V-G. Także wydzielony przez Wibig (2001) typ śródziemnomorski może odpowiadać makroformie W. Typy środkowoeuropejski (blokadowy), a częściowo także wschodnioatlantycki i skandynawski można przyporządkować makroformie cyrkulacji południkowej C, a kolejny, 6. typ wschodnioeuropejski – makroformie cyrkulacji południkowej E według klasyfikacji V-G.

Trzeba jednak zauważyć, że związki porównywanych typów i makroform cyrkulacji nie są zbyt oczywiste; zwłaszcza, że „... analizy oparte na wektorach własnych ... mogą niekiedy stanowić artefakty statystyczne, a nie obraz realnych procesów...” (Marosz, 2012, s. 334). Warto także dodać, że makroformy V-G przedstawiają pewien wyidealizowany obraz cyrkulacji środkowotroposferycznej w umiarkowanych i wysokich szerokościach geograficznych. Obraz ten jest „schematycznym i zgeneralizowanym nakreśleniem zarysu fali długiej typowej dla makrotypu...” (Marsz, 2013, s. 20), a wielkość amplitudy tych fal w modelu V-G „mniej typowa” (Marsz, 2012, s. 102), tj. zbyt wielka. Osie fal długich nie zawsze pokrywają się z ich modelowym usytuowaniem, a kierunek ich przebiegu często znacznie odbiega od położenia południkowego.

Generalizując wnioski o związkach cyrkulacji na poziomie 500 hPa i opisujących ją makroform V-G z cyrkulacją na poziomie morza, można jedynie wskazać na najbardziej jednoznaczny związek makroformy W z dużym międzystrefowym gradientem ciśnienia, intensywnym napływem mas powietrza z zachodu, w tym wędrowką układów cyklonalnych z zachodu na wschód po szlakach przechodzących przez Bałtyk, a także położonych na północnych krańcach Europy. Liczba niżów przekraczających w kierunku wschodnim południk 20°E jest pozytywnie i istotnie skorelowana z frekwencją makroformy W (Sepp, 2005). Cyrkulację dolną związaną z makroformą C reprezentują wyż skandynawski i/lub brytyjski, a w Europie Środkowej – adwekcje z sektora północnego. Najmniej jasny jest

wpływ na dolną cyrkulację makroformy E – odpowiada jej przyrost ciśnienia na północ i wschód od linii Oslo-Krym (Sepp, 2005; Marsz, 2013), który jest związany przede wszystkim z tym, że liczba niżów przekraczających południk 20°E maleje znacząco podczas panowania makroformy E (Sepp, 2005). Wzrasta natomiast liczba niżów wędrujących z południa na północ Europy, w tym tzw. „niżów genu-eńskich” na szlakach zbliżonych do toru „Vb” van Bebbera (Degirmendzić, Kozuchowski, 2016). Ich miejsce może też zajmować, zwłaszcza w zimie, antycyklon znad Azji i/lub Wyż Rosyjski. Trywializując, można powiedzieć, że makroforma E oznacza... brak cyrkulacji w formie W; do takiej opinii może skłaniać interpretacja wyników klasyfikacji pola geopotencjału powierzchni 500 hPa, którą przy użyciu metody sztucznej sieci neuronowej przedstawił Marosz (2012). Wśród 25 typów wydzielonych tą metodą, z uwzględnieniem „wymuszania” przez nie zmienności dolnego pola barycznego nad Polską, najwyraźniej brakuje układu, który odpowiadałby makroformie cyrkulacji południkowej E na poziomie 500 hPa. Uogólniając klasyfikację, autor ten dzieli cyrkulację środkowotroposferyczną na 3 typy: przepływ strefowy (odpowiednik makroformy W) oraz układy falowy (tu niektóre typy odpowiadają fali zgodnej z makrotypem C) i układ blokadowy (ale bez fali zgodnej z makroformą E).

Według opinii Marsza (2013) układ ciśnienia na poziomie morza przy panowaniu makroformy E stanowi odwrócenie układu, jaki przynosi makroforma W, a przemienność makroform W i E tworzy „huśtawkę” układów barycznych rządzonych przez mechanizm podobny do Oscylacji Północnoatlantyckiej. Makroformy E i W odznaczają się największymi częstościami (odpowiednio 47 i 29% w wieloleciu 1951-2010), natomiast makroforma C (częstość 24%) stanowi „specyficzną odmianę cyrkulacji południkowej i jest formą przejściową między formami W i E” (Sepp, 2005, s. 30 za Vangengeimem 1946, 1952).

Z badań Seppa (2005) oraz Marsza (2013) wynika, że istnieją pewne charakterystyczne objawy panowania makroform cyrkulacyjnych, rysujące się w polu ciśnienia na poziomie morza: do nich należą depresja ciśnienia na dalekiej północy Europy odpowiadająca makroformie W, wzrost ciśnienia na obszarze między Szkocją i południową Norwegią przy makroformie C oraz niżę obecne nad Morzem Śródziemnym i wzrost ciśnienia nad europejską częścią Rosji przy makroformie E.

Można znaleźć opinię, że typy cyrkulacji na poziomie 500 hPa lepiej tłumaczą zmienność temperatury powietrza niż typy cyrkulacji określone na podstawie rozkładu ciśnienia na poziomie morza (Wibig, 2001, s. 150). Inni wskazują, że kierunki adwekcji, więc zapewne i ich termiczne oddziaływania, „najlepiej” odzwierciedlają kierunki wiatru geostroficznego na poziomie 700 hPa (Barnston, Livezey, 1987, za Wibig i in., 2009). Marsz wskazuje po prostu że „zmienność temperatury zależy od cyrkulacji dolnej” (Marsz, 2013, s. 8). Trzeba tu zauważyć, że sam kierunek napływu mas powietrza nie jest jednoznacznym wskaźnikiem charakteru adwekcji, nawet z uwzględnieniem sezonowych zmian kierunków

adwekcji chłodu bądź adwekcji ciepła. Kierunki adwekcji ciepła i chłodu mogą tylko nieznacznie się różnić, a przede wszystkim – nie są kierunkami przeciwnymi. Degirmendźić (2003), który badał wpływy adwekcji na poziomie 850 hPa na temperaturę, określił m.in. kierunki adwekcji przynoszących fale ciepła i fale zimna (tzn. epizody anomalnie wysokiej lub niskiej temperatury) w Łodzi: falom ciepła odpowiadają adwekcje z sektora S-W, falom chłodu – adwekcje z kierunków NE i E (zimną) oraz W i NW (latem).

Badania cyrkulacyjnych uwarunkowań fal ciepła i chłodu (serii dni i nocy gorących i mroźnych) w Polsce, wykorzystujące rozkład anomalii geopotencjału powierzchni 700 hPa nad Europą i północnym Atlantykiem (Wibig, 2008), pozwalają interpretować ich wyniki w kategoriach klasyfikacji V-G. Można np. dostrzec, że jesiennym falom chłodu odpowiada wzrost geopotencjału nad Morzem Północnym i Skandynawią, odzwierciedlający rozwój makroformy C; zbliżony układ anomalii geopotencjału, z maksimum nad Wyspami Brytyjskimi, odpowiada też wiosennym falom chłodu. Latem fale ciepła i chłodu w Polsce pojawiają się w zależności od znaku anomalii geopotencjału na północo-wschód od Polski, co stanowi pewną analogię z układem anomalii ciśnienia na poziomie morza względem wspomnianej wyżej linii Oslo-Krym, a więc „huśtawki” panowania makroform W (przynoszącej w lecie zimno) i E (ciepło). Najwyraźniejsze koneksje między rozkładem anomalii geopotencjału, makroformami cyrkulacji i adwekcjami ciepła kształtują się w zimie: za adwekcję ciepła odpowiadają w tym sezonie zwiększone międzystrefowe gradienty wysokości powierzchni 700 hPa i intensywna cyrkulacja strefowa, zgodna z makroformą W.

Podkreślono jednak, że nawet w zimie, gdy cyrkulacyjne uwarunkowania częstości i intensywności ekstremalnych zdarzeń termicznych są najwyraźniejsze, makro- i mezoskalowa cyrkulacja wyjaśnia jedynie ok. 25% ich zmienności (Wibig, 2008). W odniesieniu do średnich miesięcznych lub sezonowych wartości temperatury stopień wyjaśnienia ich zmienności przez cyrkulację środkowotroposferyczną jest nieco wyższy: zmienność pola geopotencjału 500 hPa nad Europą wyjaśnia do 60% wariancji temperatury stycznia w Polsce (Kozuchowski i in., 1992), a częstość makroformy cyrkulacji W – 43% (Kozuchowski, Marciniak, 1988). Uwzględniając jednak zmienność temperatury w ciągu całego roku i stosując kilka różnych metod analizy związków statystycznych, stwierdzono że „makroskalowe procesy cyrkulacyjne (tu: makroformy V-G) decydują o ok. 1/3 zmienności warunków termiczno-cyrkulacyjnych nad Polską” (Kozuchowski, 1994, s. 64). W tym kontekście „lepiej” wypadają jednak oceny wpływu na temperaturę pola ciśnienia na poziomie morza: zmienność ciśnienia na obszarze między 45 i 60°N oraz między 10 i 30°E wyjaśnia 77% wariancji temperatury w Polsce (Degirmendźić i in., 2002, 2004; Kozuchowski, 2003). Zmienność średniej temperatury w styczniu jest aż w 86% wyjaśniona zmianami ciśnienia na poziomie morza, w tym w szczególności wahaniami ciśnienia w gridzie [60°N; 10°E] (Kozuchowski, Degirmendźić, 2002).

Do oceny związków średnich wartości temperatury powietrza z makroformami cyrkulacji V-G stosowano najczęściej współczynniki korelacji Pearsona, a także współczynniki zbieżności Youle'a. Wykorzystywano przy tym zwykle frekwencję makroform cyrkulacji – liczbę dni z poszczególnymi makroformami według kalendarza częstości miesięcznych i rocznych, zebranych m.in. w *Materiałach do poznania historii klimatu...* (Kożuchowski, red., 1990) i następnie uaktualnianych (Dimitriev, Belyazo, 2006)². Frekwencja makroform „stanowi syntetyczny, ale bardzo ogólny opis ... cyrkulacji atmosferycznej.” (Marsz, 2013, s. 5). W takim ujęciu statystyczne oceny oddziaływania poszczególnych makroform cyrkulacji na temperaturę (lub inne elementy klimatu) mogą się różnić od realnych, synchronicznych związków między warunkami meteorologicznymi i panującą formą cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Tabela 1. Współczynniki determinacji (R^2) i współczynniki zbieżności zmian z roku na rok (Q) średnich miesięcznych i rocznych temperatury w Warszawie i częstości występowania makroform cyrkulacji V-G
Table 1. The coefficients of determination (R^2) and coefficients of colligation of year to year changes (Q) in mean monthly and annual temperature in Warsaw and the incidence of macro-circulation forms V-G

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
	Makroforma W / Macroform W												
R^2	0,44	0,45	0,35	0,03	0,00	0,00	0,05	0,04	0,01	0,06	0,08	0,21	0,22
Q	0,65	0,56	0,68	0,11	-0,02	-0,35	-0,66	-0,32	0,29	0,56	0,45	0,56	0,32
	Makroforma E / Macroform E												
R^2	0,08	0,23	0,14	0,00	0,07	0,01	0,01	0,06	0,03	0,02	0,00	0,01	0,07
Q	-0,69	-0,40	-0,37	-0,03	0,29	0,51	0,01	0,11	0,31	0,19	-0,37	-0,28	-0,02
	Makroforma C / Macroform C												
R^2	0,18	0,05	0,05	0,01	0,12	0,02	0,00	0,00	0,10	0,23	0,12	0,18	0,06
Q	-0,34	-0,27	-0,33	-0,33	-0,44	-0,68	0,10	0,25	-0,40	-0,57	-0,30	-0,11	-0,47

Oznaczenia: R^2 – na podstawie danych z okresu 1951-2010, wg Marsza², Q – z okresu 1891-1980, wg Kożuchowskiego (1994). Współczynniki istotne na poziomie 0,05 pogrubiono.

Symbols: R^2 – based on data from the period 1951-2010, according to Marsz², Q – from the period 1891-1980, according to Kożuchowski (1994). Significant coefficients at 0,05 level are bolded.

Przykład oceny korelacji średniej temperatury i częstości makroform V-G (tab. 1) pozwala zauważyć, że współczynniki determinacji (R^2) nie przekraczają wartości 0,5 – zaledwie połowa wariancji średnich miesięcznych wartości tempe-

² Panu Profesorowi A.A. Marszowi składamy podziękowanie za udostępnione wyniki obliczeń, a także za przekazanie uzupełniających danych do kalendarza makroform cyrkulacji: Dimitriev i Belyazo (2006).

ratury może być wyjaśniona zmiennością frekwencji makroform cyrkulacyjnych. Jednocześnie współczynniki zbieżności (Q) wskazują, że ponad 2/3 zmian z roku na rok częstości makroform i średniej temperatury może być zgodna co do znaku (np. zmiany częstości makroformy W i temperatury w marcu) lub też odznaczać się przeciwnym znakiem (np. makroforma C i temperatura w czerwcu). Średnie wartości temperatury reagują na zmiany frekwencji makroform cyrkulacji w różnym stopniu; reakcje te osiągają poziom statystycznej istotności tylko w niektórych sezonach, zwłaszcza w zimie (XII-III), kiedy rysuje się znacząca pozytywna zależność temperatury od frekwencji makroformy W, a także w przejściowych porach roku, w których nabiera znaczenia frekwencja makroformy C, przynoszącej ochłodzenie. Warto zauważyć, że w kwietniu i sierpniu oddziaływania makroform cyrkulacji nie są statystycznie znaczące.

Mniej poznane są oceny znaczenia makroform V-G w kształtowaniu ekstremalnych wartości temperatury. W niektórych pracach klimatologicznych można jednak znaleźć wyniki dotyczące cyrkulacyjnych uwarunkowań występowania ekstremalnie wysokich i ekstremalnie niskich wartości temperatury, które pozwalają m.in. na identyfikację współwystępowania okresów panowania skrajnych warunków termicznych z makroformami cyrkulacji V-G. W opracowaniu Wibig i in. (2009), stosując metodę Lunda (1963), wyróżniono m.in. typy cyrkulacji na poziomie 700 hPa odpowiadające występowaniu w Polsce fal upałów latem i fal mrozów w zimie. Określono też wzorcowe przypadki wystąpienia tych typów. Owym wzorcom można przyporządkować makroformy V-G według kalendarza Dimitrieva i Belyazo (2006) (tab. 2). Okazuje się, że wszystkie typy reprezentujące fale mrozów zimowych pojawiają się synchronicznie z makroformą cyrkulacji południkowej C. Dla fal gorących w lecie znaleziono 6 różnych typów cyrkulacji na poziomie 700 hPa, którym z kolei odpowiadają także zróżnicowane makroformy V-G – obok dominującej makroformy E pojawiają się też makroformy W i C. Dane w tab. 2 stanowią kolejną ilustrację prawidłowości, że w zimie uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury są bardziej jednoznaczne niż latem. Zimowe fale mrozów kształtują się pod wpływem cyrkulacji południkowej, odpowiadającej makroformie C. Letnim falom upałów natomiast odpowiadają makroformy E, W i C.

Tabela 2. Wzorcowe typy cyrkulacji wg Lunda (Wibig i in., 2009a, 2009b) i związane z nimi makroformy V-G odpowiadające falom upałów i falom mrozów w Polsce

Table 2. The model types of circulation by Lund (Wibig et al., 2009a, 2009b) and related macrocirculation forms V-G, corresponding to heat and cold waves in Poland

Typy cyrkulacji Circulation types	Fale upałów Heat waves						Fale mrozów Cold waves			
Typy wg Lunda Lund's types	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4
Makroformy V-G Macroforms V-G	E	E	W	E	C	E	C	C	C	C

Przytoczone spostrzeżenia znajdują ogólne potwierdzenie w postaci danych zawartych w *Atlasie ekstremalnych zjawisk...* (Ustrnul, Czekierda, 2009). Na ich podstawie można stwierdzić, iż w dniach wystąpienia absolutnych maksimów i minimów temperatury w Polsce w latach 1951-2006 (łącznie 34 terminy: 16 maksimów i 18 minimów) panowały zarówno południkowe makroformy cyrkulacji E i C, jak i makroforma strefowa W. Absolutne minima temperatury kształtowały się najczęściej pod wpływem makroform południkowych, zwłaszcza makroformy C. Makroforma W najwyraźniej nie sprzyjała znacznym spadkom temperatury. Połowa absolutnych maksimów wystąpiła natomiast podczas panowania makroformy cyrkulacji strefowej (tab. 3).

Tabela 3. Częstość makroform V-G (%) występujących podczas absolutnych maksimów (T_{MAX}) i minimów temperatury (T_{MIN}) w Polsce (ekstremna temperatury wg Ustrnul, Czekierda, 2009)

Table 3. Frequency of macro-circulation forms V-G (%) occurring during the days with absolute maximum (T_{MAX}) and minimum temperature (T_{MIN}) in Poland (temperature extremes according to Ustrnul and Czekierda, 2009)

Makroforma V-G Macroform V-G	T_{MAX}	T_{MIN}
W	50	5
E	31	39
C	19	56
Liczba przypadków Number of cases	16	18

Bardziej szczegółowe i statystycznie znaczące określenie związków między skrajnymi wartościami temperatury powietrza w Polsce i makroformami cyrkulacji umożliwia zestawienie dat panowania w Polsce (tj. co najmniej w 20% stacji) temperatury minimalnej niższej od 1. percentyla ($T_{0,01}$) i temperatury maksymalnej wyższej od 99. percentyla ($T_{0,99}$) (Ustrnul, Czekierda, 2009). Próba zawiera łącznie 105 terminów wystąpienia temperatury minimalnej $< T_{0,01}$ i temperatury maksymalnej $> T_{0,99}$. Najwyższym wartościom maksymalnej temperatury towarzyszyła najczęściej makroforma cyrkulacji E, najrzadziej – makroforma cyrkulacji C, przy czym częstość makroformy E podczas występowania najwyższej temperatury była znacząco większa od przeciętnej, a częstość makroformy C – niższa od przeciętnej (tu: teoretycznej, oczekiwanej) częstości tych makroform. Frekwencja strefowej cyrkulacji W podczas najwyższych temperatur była bliska częstości przeciętnej. Najniższe minimalne temperatury bardzo rzadko współwystępowały z makroformą cyrkulacji strefowej, najczęściej towarzyszyła im makroforma E, ale większą od niej nadwyżką częstości odznaczała się makroforma C (tab. 4). Rozkłady częstości występowania makroform cyrkulacji występujących podczas najwyższych i najniższych temperatur różnią się znacząco od przeciętnych rozkładów częstości

makroform, odpowiednio w sezonie letnim (maksima temperatury) i zimowym (minima). Większe różnice dotyczą występowania temperatur minimalnych w sezonie zimowym. Latem najwyższym wartościom temperatury nie sprzyjała przede wszystkim makroforma C, w zimie – najniższym wartościom „zapobiegała” dość skutecznie makroforma W.

Tabela 4. Rozkłady częstości makrotypów cyrkulacji V-G w dniach występowania najwyższych maksymalnych i najniższych minimalnych wartości temperatury w Polsce. Maksima i minima temperatury wg Ustrnul, Czekierda, 2009

Table 4. Frequency distributions of macro-circulation types V-G on the days with highest maximum and lowest minimum temperature in Poland. Maxima and minima of temperature provided by Ustrnul and Czekierda, 2009

Makroformy V-G V-G macroforms	Maksima temperatury Temperature maxima		Minima temperatury Temperature minima	
	f_{MAX}	f_{E}	f_{MIN}	f_{E}
W	28,8	30,1	2,2	33,6
E	62,7	42,0	54,3	44,3
C	8,5	27,9	43,5	22,1
Statystyki Statistics	n=59 $\chi^2=15,6$ $\alpha<0,01$		n=46 $\chi^2=24,3$ $\alpha<0,01$	

Oznaczenia: $f_{\text{MAX}} / \text{MIN}$ – częstość obserwowana, f_{E} – częstość oczekiwana, n – liczebność próby, χ^2 – wartość testu chi-kwadrat, α – poziom istotności.

Symbols: $f_{\text{MAX}} / \text{MIN}$ – observed number, f_{E} – expected number, n – sample size, χ^2 – chi-square value, α – significance level.

Przytoczone interpretacje cytowanych z literatury danych świadczą o rysujących się prawidłowościach charakteryzujących zależności warunków termicznych w Polsce od makroform cyrkulacji V-G. Zależności te nie są bezwzględnie jednoznaczne; wyrażają one raczej tylko statystycznie ujawniające się tendencje zmian warunków termicznych pod wpływem określonych form cyrkulacji środkowotroposferycznej.

Zamieszczone w tab. 2-4 statystyki należy traktować jako orientacyjną i niepełną charakterystykę owych tendencji. W dalszej części artykułu przedstawiono próbę rozszerzenia tej charakterystyki.

Przedmiot i cele opracowania

Publikacja wieloletniego kalendarza makroform cyrkulacji V-G (Dimitriev, Belyazo, 2006) umożliwia wykorzystanie zawartych w nim danych do bardziej szczegółowych analiz klimatologicznych, uwzględniających nie tylko częstości miesięczne makroform, ale także daty ich wystąpienia. W niniejszym opracowaniu

zawarto próbę oceny zbieżności występowania „anomalii” termicznych w Polsce i makroform cyrkulacji V-G.

Zbadano koneksje fal ciepła i chłodu w Polsce w latach 1958-2008 z makroformami V-G. Fale określono na podstawie serii średnich obszarowych wartości temperatury dobowej w Polsce (T_{SR} – średnie z 50 stacji), wyróżniając „fale” na podstawie kryterium zaproponowanego przez Wibig (2008): $T > T_{\text{SR}} + 1,28 \times \text{STD}$ (fale ciepła) i $T < T_{\text{SR}} - 1,28 \times \text{STD}$ (fale chłodu). T_{SR} oznacza wieloletnią średnią dobową temperaturę w danym dniu³, STD – odchylenie standardowe temperatury w tym terminie. Uwzględniono wyłącznie długotrwałe fale ciepła i zimna, przyjmując ich minimalny czas trwania 6 dni (jest to w przybliżeniu średnia maksymalna długość fal).

Wydzielono w rezultacie 52 fale ciepła i 81 fal chłodu o średniej długości odpowiednio 7,6 i 8,0 dni (tab. 5). Łączny czas trwania wydzielonych fal w analizowanym wieloleciu wyniósł 1043 dni (5,6% łącznej liczby dni). Średnia częstość wynosi 2,6 fali ciepła i chłodu na rok.

Tabela 5. Charakterystyki długotrwałych fal ciepła i chłodu w Polsce w latach 1958-2008
Table 5. Characteristics of long-lasting heat and cold waves in Poland in the years 1958-2008

Pora roku Season	Fale ciepła Heat waves						Fale chłodu Cold waves					
	n	n[%]	t	t _{MAX}	AT	AT _{MAX}	n	n[%]	t	t _{MAX}	AT	AT _{MAX}
Wiosna Spring	10	19	8,4	11	+6,5	+7,7	19	24	7,4	15	-6,4	-10,3
Lato Summer	15	29	7,3	16	+5,5	+6,9	13	16	7,3	12	-5,0	-6,9
Jesień Autumn	16	31	7,7	13	+5,3	+6,2	21	26	7,8	13	-6,3	-8,7
Zima Winter	11	21	7,1	11	+8,1	+9,3	28	34	8,8	17	-9,7	-12,5
Rok Year	52	100	7,6	16	+6,1	+9,3	81	100	8,0	17	-7,4	-12,5

Oznaczenia: n – liczba fal, n[%] – udział sezonowej liczby fal w ich sumie rocznej, t – średni czas trwania [dni], t_{MAX} – maksymalny czas trwania [dni], AT – średnia anomalia temperatury dobowej [°C], AT_{MAX} – maksymalna anomalia temperatury [°C]. Pory roku obejmują następujące miesiące: wiosna (III-V), lato (VI-VII), jesień (IX-XI), zima (XII-II).

Symbols: n – the number of waves, n[%] – the share of seasonal number of waves in their annual total, t – the average duration [days], t_{MAX} – maximum duration [days], AT – mean anomaly of daily temperature [°C], AT_{MAX} – maximum anomaly of temperature [°C]. Seasons comprise the following months: Spring (MAR-MAY), Summer (JUN-JUL), Autumn (SEP-NOV), Winter (DEC-FEB).

³ W celu „stłumienia” międzydobowej zmienności średnich zastąpiono je średnimi ruchomymi 3-dniowymi.

Okresom trwania fal ciepła i chłodu przyporządkowano daty występowania makroform V-G. Okazało się, że niektórym, dość licznym falom odpowiadają dwie, a nawet trzy różne makroformy. Policzono zatem liczby dni z makroformami cyrkulacji występującymi podczas każdej fali. Określono rozkłady częstości (f) makroform cyrkulacji V-G, związanych z falami ciepła (f_H) i falami chłodu (f_C) w czterech porach roku. Ponadto określono rozkłady częstości makroform cyrkulacji V-G występujących w najcieplejszych (f_{MAX}) i najchłodniejszych (f_{MIN}) dniach każdego roku z okresu 1958-2008 (tj. w dniach z najniższą i najwyższą średnią temperaturą dobową z okresów grudzień 1958 – listopad 1959, grudzień 1959 – listopad 1960 itd.). Rozkłady te porównano z oczekiwanym rozkładem częstości makroform (f_E), do którego oceny wykorzystano średni wieloletni rozkład częstości makroform V-G w poszczególnych sezonach. Obliczono wartości względnych odchyień zaobserwowanych częstości makroform $\Delta f = (f - f_E)/f_E$. Różnice rozkładów oceniono, stosując test chi-kwadrat. Różnice te uznano za miarę wpływu makroform na kształtowanie się anomalii termicznych.

Wybrano 4 przypadki najsilniejszych fal ciepła i chłodu, ukształtowanych w warunkach utrzymywania się przez cały okres trwania fali jednego makrotypu cyrkulacji V-G: dwie fale ciepła związane na makroformami W i E oraz dwie fale chłodu, trwające podczas panowania makroform C i E. Określono składowe prędkości wiatru geostroficznego nad Polską (ściślej: na obszarze między równoleżnikami 47,5-57,5°N i południkami 12,5 -25,0°E) w czasie trwania wybranych fal. Oceny prędkości wiatru dokonano na podstawie danych o wartościach dobowych geopotencjału na izopowierzchni 500 hPa (której ukształtowanie reprezentuje makroformy V-G) oraz na izopowierzchni 850 hPa, umożliwiającej określenie przybliżonego kierunku i nasilenia adwekcji w dolnej atmosferze. Analizę 4 przypadków najsilniejszych fal termicznych uzupełniono, określając średnie pole geopotencjału na poziomie 1000 hPa w czasie trwania tych fal.

Serie geopotencjału powierzchni 500, 850 i 1000 hPa pochodzą z bazy NCEP-NCAR Reanalysis (Kalnay i in., 1996) i udostępnione są na stronie Climate Research Unit, University of East Anglia (Harris, dostęp on-line: listopad 2014). Dane charakteryzują się rozdzielczością czasową 6-godzinną i przestrzenną 2,5° × 2,5°. Na podstawie danych terminowych policzono średnie dobowe.

Składowe zachodnią (V_W) i południową (V_S) wiatru geostroficznego wyznaczono, stosując formuły (Holton, 1992, s. 74):

$$V_W = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y}$$

$$V_S = \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x}$$

gdzie g – przyspieszenie ziemskie, f – parametr Coriolisa, Z – wartość geopotencjału, y – odległość między równoleżnikami, x – odległość między południkami.

Obliczono wskaźniki stabilności kierunku wiatru geostroficznego (P) w ciągu trwania wybranych fal termicznych

$$P = \frac{\left| \sum_{i=1}^n \vec{V}_i \right|}{\sum_{i=1}^n \left| \vec{V}_i \right|}$$

Wskaźniki stabilności są ilorazami wartości wypadkowego wektora prędkości i średniej prędkości wiatru w dniach z falą termiczną (n – łączna liczba dni). Wartość $P = 1$ oznacza stałość kierunku wiatru w danym okresie, a $P = 0$ – równomierny rozkład prędkości wiatru na wszystkie kierunki.

Prezentowane na końcu opracowania „studium 4 przypadków” ma na celu zobrazowanie funkcjonowania cyrkulacji atmosferycznej jako czynnika formującego skrajnie ciepłe i chłodne stany pogodowe w Polsce (zwane także „anomaliami” termicznymi). W opisie tych 4 przypadków szczególną uwagę zwrócono na relacje między ukształtowaniem pola geopotencjału i cyrkulacją na powierzchni 500 hPa, decydującymi o formie cyrkulacji według klasyfikacji V-G a ukształtowaniem geopotencjału na poziomie 1000 hPa, które odzwierciedla układy baryczne i cyrkulację w dolnej warstwie atmosfery.

Ogólnym celem opracowania jest ocena roli makroform cyrkulacji V-G w kształtowaniu epizodów anomalnych warunków termicznych w Polsce. Wyniki pracy powinny też stanowić przyczynek do oceny przydatności zastosowania klasyfikacji makroform cyrkulacji V-G w klimatologii synoptycznej.

Częstość makroform cyrkulacji V-G podczas fal ciepła i chłodu

Rozkłady częstości makroform V-G występujących podczas fal ciepła wskazują na znaczący wpływ makrocyrkulacji na dodatnie anomalie termiczne w okresie jesiennym i zimowym, a także średnio w ciągu całego roku (tab. 6). Falom ciepła towarzyszy znacznie zwiększona frekwencja makroformy cyrkulacji strefowej (w zimie ponad dwukrotnie przekracza częstość oczekiwaną) oraz zredukowana frekwencja makroformy C (w jesieni stanowi 1/3 frekwencji oczekiwanej). Widoczny jest także spadek frekwencji makroformy E podczas fal ciepła w zimie.

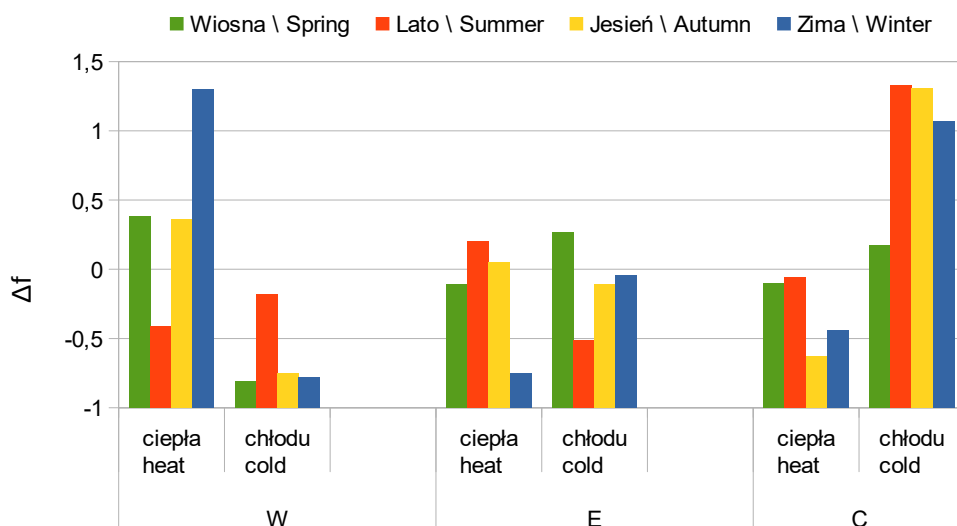
Falom chłodu we wszystkich porach roku odpowiadają rozkłady częstości makroform cyrkulacji znacząco różniące się od rozkładu przeciętnego (oczekiwanego). Szczególnie duże odchylenia struktury frekwencji makroform uwidaczniają się w jesieni i w zimie; wskazują na to najwyższe wartości testu chi-kwadrat (tab. 6).

Tabela 6. Rozkłady częstości makrotypów cyrkulacji V-G występujących podczas długich (>5 dni) fal ciepła (f_H) i fal chłodu (f_C) w Polsce w porównaniu z oczekiwanym rozkładem częstości (f_E). Pogrubioną czcionką wyróżniono istotne wartości testu chi-kwadrat ($\alpha=0,01$)

Table 6. Frequency distributions of V-G macro-circulation types occurring during long-lasting (>5 days) heat waves (f_H) and cold waves (f_C) in Poland in comparison with the expected frequencies (f_E). Significant chi-square values are bolded ($\alpha=0,01$)

V-G	Wiosna Spring			Lato Summer			Jesień Autumn			Zima Winter			Rok Year		
	f_H	f_E	f_C	f_H	f_E	f_C	f_H	f_E	f_C	f_H	f_E	f_C	f_H	f_E	f_C
W	31,0	22,4	4,3	13,8	23,3	19,2	46,0	33,8	8,3	75,6	32,8	7,3	39,8	28,1	8,7
E	47,6	56,6	67,9	64,2	53,4	26,3	45,3	43,0	38,1	10,3	41,9	40,1	44,1	48,1	43,4
C	21,4	23,8	27,8	22,0	23,3	54,5	8,7	23,2	53,6	14,1	25,4	52,6	16,1	24,0	47,9
χ^2	3,5	–	26,8	8,2	–	56,1	17,1	–	99,9	66,2	–	66,3	42,8	–	24,6

Częstości f podano w %; f values are percentages [%]



Rys. 1. Względne odchylenia frekwencji makroform cyrkulacji V-G (Δf) towarzyszących falom ciepła i chłodu w Polsce w kalendarzowych porach roku (1958-2008)

Fig. 1. The relative deviation of macro-circulation forms V-G frequencies (Δf) associated with heat and cold waves in Poland during calendar seasons (1958-2008)

Makroforma cyrkulacji strefowej W podczas fal chłodu odznacza się najmniejszymi częstościami, znacznie niższymi od przeciętnej frekwencji tej makroformy. Warto zauważyć, że zredukowana częstość makroformy W w okresie lata odpowiada zarówno falom ciepła, jak i falom chłodu, co oznacza że cyrkulacja strefowa zapobiega w tym sezonie wszelkim anomaliiom termicznym. Cyrkulacja

południkowa E sprzyja falom chłodu tylko w okresie wiosny, natomiast cyrkulacja południkowa C wykazuje nadwyżki częstości podczas fal chłodu we wszystkich porach roku.

Traktując względne odchylenia częstości (Δf) jako miarę wpływów określonych makroform cyrkulacji na kształtowanie fal termicznych, można uznać, że najwyraźniejszą rolę w przypadku do fal chłodu spełnia makroforma C. Falom chłodu w lecie, jesienią i zimą odpowiada ponad dwukrotnie większa od przeciętnej frekwencja makroformy C – odchylenia Δf przyjmują odpowiednio wartości 1,33, 1,31 i 1,07 (rys. 1). Podobną rolę, ale w odniesieniu do fal ciepła i tylko w zimie, spełnia makroforma cyrkulacji strefowej W ($\Delta f = 1,3$). „Mitygującą” rolę w kształtowaniu fal chłodu spełnia makroforma W, zwłaszcza na wiosnę i w zimie ($\Delta f = -0,81$ i $\Delta f = -0,78$). Makroforma E nie sprzyja falom ciepła w zimie ($\Delta f = -0,75$), a makroforma C nie sprzyja falom ciepła w jesieni ($\Delta f = -0,63$).

Makroformy cyrkulacji V-G w najzimniejszych i najcieplejszych dniach roku

Najzimniejsze dni w roku w latach 1958-2008 charakteryzuje średnia temperatura dobową na obszarze Polski $-11,8^{\circ}\text{C}$, najcieplejsze $+23,1^{\circ}\text{C}$ (tab. 7). W dniach z najniższą średnią dobową temperaturą w roku najczęściej występują południkowe makroformy cyrkulacji E (51% dni) i C (43,1% dni – tab. 7). Nadwyżka częstości makroformy C podczas tych najzimniejszych dni ($\Delta f = 0,70$) okazuje się jednak większa od częstości makroformy E ($\Delta f = 0,22$), choć nie jest ona tak duża jak w przypadku fal chłodu w zimie (por. tab. 6). Znacznym niedoborem częstości w dniach najzimniejszych odznacza się makroforma cyrkulacji strefowej W ($\Delta f = -0,82$). W ciągu badanego okresu strefowa cyrkulacja podczas najzimniejszych dni zdarzyła się tylko 3 razy, a przy tym temperatura w tych dniach nie była tak niska (wyniosła średnio $-9,8^{\circ}\text{C}$) jak w dniach występowania makroform południkowych ($-11,4$ i $-12,5^{\circ}\text{C}$). Rozkład częstości makroform W, E i C panujących w dniach najzimniejszych różni się istotnie od rozkładu przeciętnego w wieloleciu (tab. 7).

W najcieplejszych dniach roku cyrkulacja strefowa W występuje z przeciętną częstością – jej rola jest tu jakby neutralna (częstość makroformy W jest bliska przeciętnej – $\Delta f = 0,09$). Wyraźnie niesprzyjającym czynnikiem występowania najcieplejszych dni jest makroforma C ($\Delta f = -0,58$), sprzyjające natomiast warunki stwarza cyrkulacja w formie E ($\Delta f = 0,21$). Niemniej jednak znaczenie makroform cyrkulacji w kształtowaniu najwyższej średniej temperatury nie jest statystycznie istotne, podobnie jak ich znaczenie w odniesieniu do fal ciepła (tab. 7).

Tabela 7. Średnie wartości najwyższej i najniższej dobowej temperatury w roku ($T^{\circ}\text{C}$) i rozkłady częstości makroform cyrkulacji V-G [%] występujących podczas najzimniejszych (f_{MIN}) i najcieplejszych (f_{MAX}) dni w roku (1958-2008)

Table 7. The average values of the highest and lowest daily temperature during the year ($T^{\circ}\text{C}$) and frequency distributions of V G macro-circulation form [%] occurring during the coldest (f_{MIN}) and warmest (f_{MAX}) days of the year (1958-2008)

V-G	Dni najzimniejsze The coldest days			Dni najcieplejsze The warmest days		
	T	f_{MIN}	Δf	T	f_{MAX}	Δf
W	-9,8	5,9	-0,82	23,0	25,5	+0,09
E	-12,5	51,0	+0,22	23,0	64,7	+0,21
C	-11,4	43,1	+0,70	23,6	9,8	-0,58
Średnia Mean	-11,8	–	–	23,1	–	–
χ^2	–	18,7	–	–	5,3	–

Objaśnienia: Δf – względne odchylenie częstości obserwowanej f_{MIN} i f_{MAX} (f_{E} – jak w tab. 6, odpowiednio dla zimy i lata). χ^2 – wartości testu chi-kwadrat dla rozkładów f_{E} i $f_{\text{MIN}} / \text{MAX}$. Pogrubiona czcionka – wartość istotna χ^2 na poziomie $\alpha = 0,01$.

Symbols: Δf – the relative deviation of the observed frequency f_{MIN} and f_{MAX} (f_{E} – as in Tab. 6, respectively, for winter and summer). χ^2 – the value of chi-square test for f_{E} and $f_{\text{MIN}} / \text{MAX}$ distributions. The value of χ^2 significant at $\alpha = 0.01$ is bolded.

Najsilniejsze fale termiczne i cyrkulacja atmosferyczna

(1) **Ciepła fala termiczna „H07”** (H – heat wave / fala ciepła) trwająca 7 dni w styczniu 2007 r. wystąpiła podczas panowania makroformy W. Średnia temperatura powietrza w Polsce przewyższała w tym czasie o $9,3^{\circ}\text{C}$ średnią wieloletnią wartość i wahała się od $+3,9$ do $+10,2^{\circ}\text{C}$. Fali towarzyszyła stabilna i silna cyrkulacja zachodnia (z niewielkim udziałem składowej północnej); średnie prędkości wiatru geostroficznego osiągały blisko 28 m/s na poziomie 500 hPa i prawie 20 m/s na poziomie 850 hPa (tab. 8).

Na powierzchni 500 hPa występowały silne międzystrefowe gradienty geopotencjału w rozległym pasie nad północnym Atlantykiem i obejmującym także m.in. Szwecję, Danię i południowy Bałtyk (rys. 2). Izohipsy w północnej i środkowej części Europy reprezentowały układ strefowy, zgodnie z modelem makroformy W. „Zaburzenia” w tym układzie pojawiły się na południu kontynentu i w basenie Morza Śródziemnego.

Pole geopotencjału 1000 hPa wskazywało na silnie rozwiniętą cyrkulację strefową nad Atlantykiem i Europą. Wał wysokiego ciśnienia na południu oraz rozciągnięty równoleżnikowo niż na północy badanego obszaru sterowały napływem

mas powietrza z zachodu i południo-zachodu, znad względnie ciepłych akwenów północnego Atlantyku oraz znad północnej Afryki (rys. 2). Był to typowy układ cyrkulacji przynoszący w zimie okresy ocieplenia w środkowej Europie i w Polsce (Degirmendzić, 2003). Niskie ciśnienie panujące nad północną Europą, Morzem Norweskim i europejską częścią Subarktyki odzwierciedlało szlak wędrówki układów cyklonalnych, biegnący wzdłuż północnych krańców kontynentu, odpowiadający panowaniu strefowej makroformy cyrkulacji V-G (Marsz, 2013; Sepp, 2005).

Pole geopotencjału 500 hPa, a w szczególności silne południkowe gradienty nad Atlantykiem i zachodnią Europą, sugerują istnienie prądu strumieniowego w wyższej troposferze, który nad Europą Środkową wytraca prędkość (delta prądu). Oś prądu rozciągała się między Labradorem, Wielką Brytanią i Polską. Na północ od osi usytuowała się strefa wirowości cyklonalnej, słabnącej w kierunku wschodnim. W rezultacie w strefie od Grenlandii do Skandynawii rozwijała się dodatnia adwekcja wirowości, która stymulowała dolną cyklogenezę i aktywizowała obserwowany w polu 1000 hPa układ niskiego ciśnienia nad północną Europą i w obszarze subarktycznym.

Tabela 8. Przypadki ekstremalnych fal termicznych: warunki termiczne w Polsce, makroformy cyrkulacji V-G oraz wybrane parametry wiatru geostroficznego na powierzchniach izobarycznych 500 i 850 hPa

Table 8. The cases of extreme thermal waves: thermal conditions in Poland, V-G macro-circulation forms and selected parameters of geostrophic wind at 500 and 850 hPa isobaric surfaces

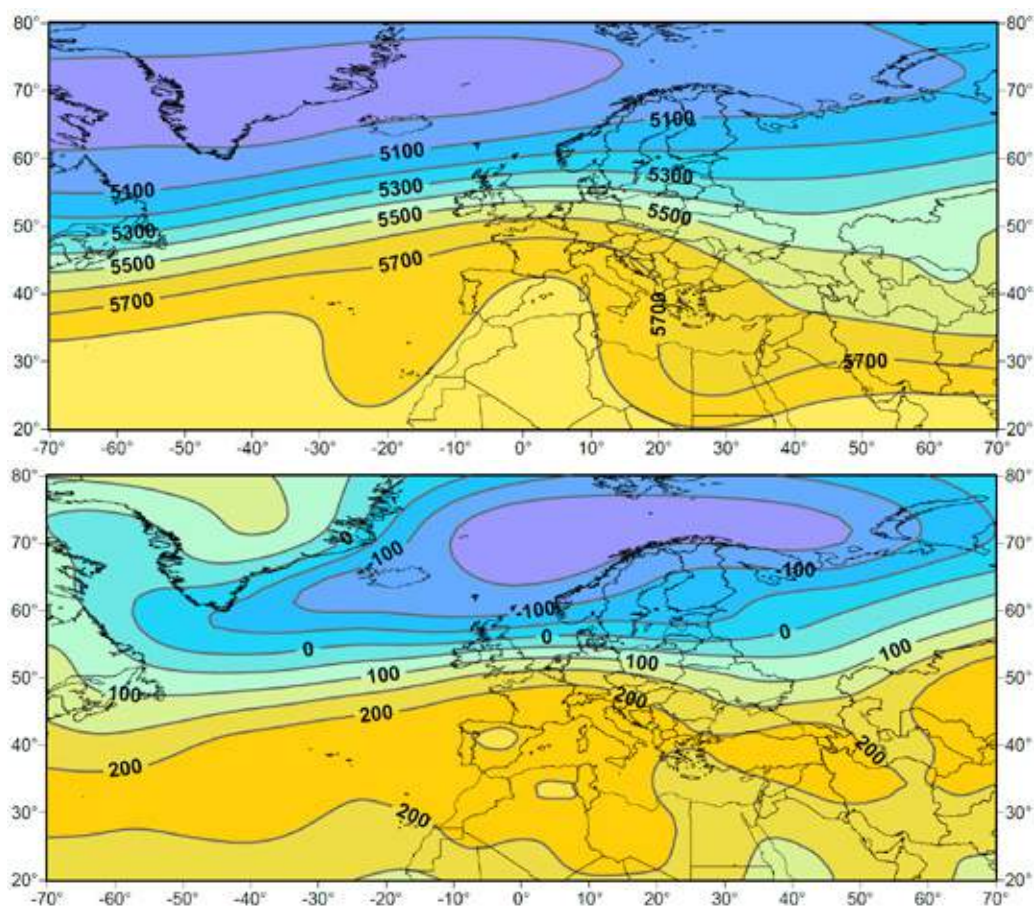
Fala* Wave*	ΣAT	AT	V-G	500 hPa					850 hPa				
				Vw	Vs	α	P	V	Vw	Vs	α	P	V
Fale ciepła / Heat waves													
H07	65,3	9,3	W	25,6	-7,3	WNW	0,96	27,8	18,6	-3,9	WNW	0,96	19,7
H94	95,3	6,0	E	2,9	-1,3	WNW	0,74	4,3	0,7	0,3	WSW	0,51	1,5
Fale chłodu / Cold waves													
C97	-160,1	-10,0	C	7,7	7,4	NW	0,81	13,2	-1,5	-1,6	NE	0,51	4,3
C85	-165,2	-9,7	E	5,2	-12,2	NNW	0,82	16,2	-0,5	-6,5	N	0,84	7,8

Oznaczenia: ΣAT – suma dobowych anomalii temperatury ($^{\circ}C \times$ liczba dni), AT – średnia anomalia temperatury ($^{\circ}C$), V-G – makroforma cyrkulacji V-G, Vw – składowa zachodnia wiatru geostroficznego (m/s), Vs – składowa południowa wiatru geostroficznego (m/s), α – kierunek wiatru geostroficznego, P – współczynnik stabilności wektora wiatru geostroficznego, V – średnia prędkość wiatru geostroficznego (m/s).

Symbols: ΣAT – the sum of daily temperature anomalies ($^{\circ}C \times$ number of days), AT – average of temperature anomalies ($^{\circ}C$), V-G – V-G macro-circulation forms, Vw – western component of geostrophic wind (m/s), Vs – southern component of geostrophic wind (m/s), α – direction of geostrophic wind, P – directional stability of geostrophic wind vector, V – average speed of geostrophic wind (m/s).

*terminy fal – H07: (9-15 I 2007), H94: (23 VII-8 VIII 1994), C97: (20 XII 1996-4 I 1997), C85: (7-23 II 1985).

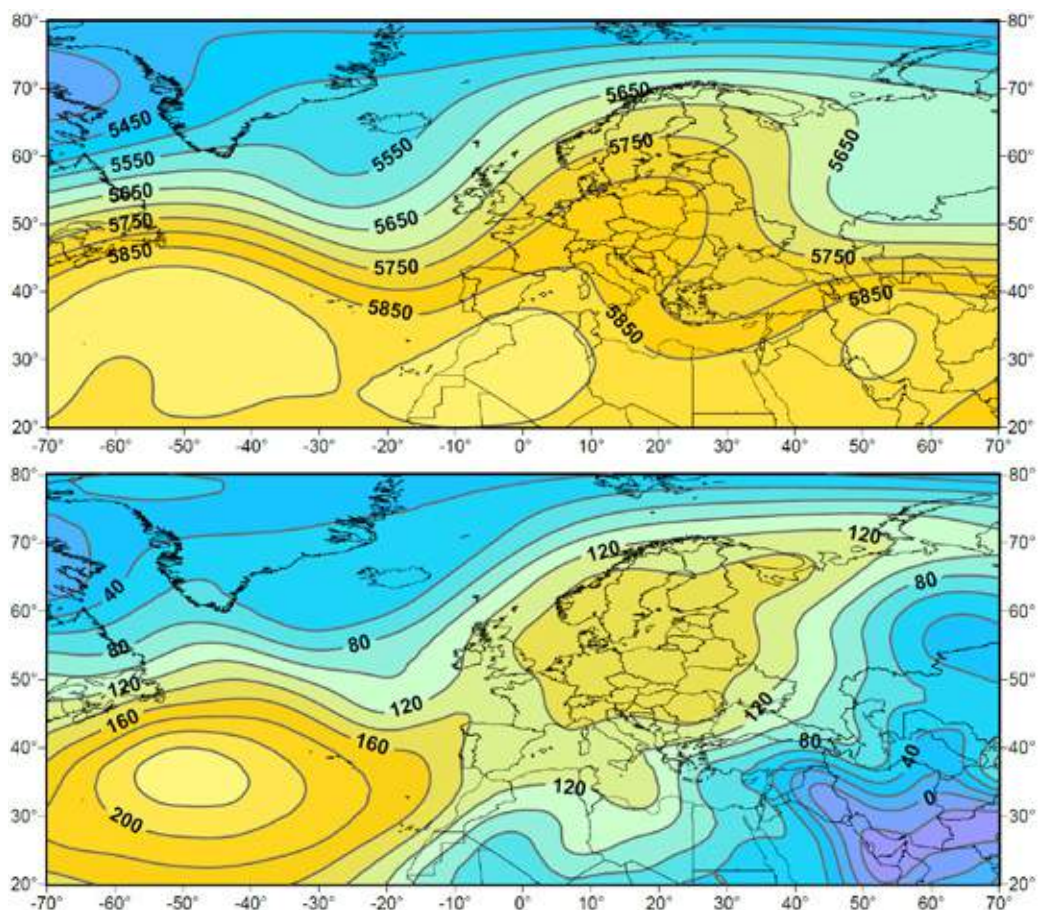
*wave timeline – H07: (9-15.01.2007), H94: (23.07-8.08.1994), C97: (20.12.1996-4.01.1997), C85: (7-23.02.1985).



Rys. 2. Średnie pole geopotencjału powierzchni 500 hPa (górny panel) i 1000 hPa (dolny panel) [m] w Europie i nad Atlantykiem Północnym w dniach 9-15 I 2007 (fala ciepła H07, makroforma cyrkulacji W)

Fig. 2. Mean 500 hPa (upper panel) and 1000 hPa geopotential surface (m) (lower panel) over Europe and the North Atlantic during the days 9.01-15.01.2007 (heat wave H07, W macro-circulation form)

(2) **Fala ciepła „H94”** w lipcu i sierpniu 1994 r. trwała przez 16 dni podczas panowania makroformy E. Wartości średnie dobowe temperatury na obszarze Polski wahały się od 21,2 do 26,4°C i były wyższe przeciętnie o 6°C od średniej wieloletniej temperatury z tego okresu. Wiatr geostroficzny nad obszarem Polski w okresie panowania tej fali ciepła wykazywał znaczną zmienność kierunków, przy ogólnie małej średniej prędkości, sięgającej zaledwie 1,5 m/s na poziomie 850 hPa i nieznacznie tylko przekraczającej 4 m/s na poziomie 500 hPa. Wypadkowe, jeszcze mniejsze prędkości wiatru wskazywały na słabą dominację zachodniego kierunku napływu powietrza zarówno na poziomie 850, jak i 500 hPa (tab. 8).



Rys. 3. Średnie pola jak na rys. 2 – w dniach 23 VII-8 VIII 1994 (fala ciepła H94, makroforma cyrkulacji E)

Fig. 3. Same format as fig. 2 but for the days 23.07-8.08.1994 (heat wave H94, E macro-circulation form)

Średnie pole geopotencjału na poziomie 500 hPa, zaklasyfikowane jako makroforma cyrkulacji południkowej E, różniło się nieco od modelowego ukształtowania tej formy, w której o cyrkulacji nad środkową i zachodnią Europą decyduje zatoka na powierzchni 500 hPa. Podczas fali ciepła z lipca-sierpnia 1994 roku oś tej zatoki leżała nad Atlantykiem. Nad Europą Środkową w polu geopotencjału 500 hPa panował wyraźnie zaznaczony klin o osi skierowanej z SW ku NE (rys. 3).

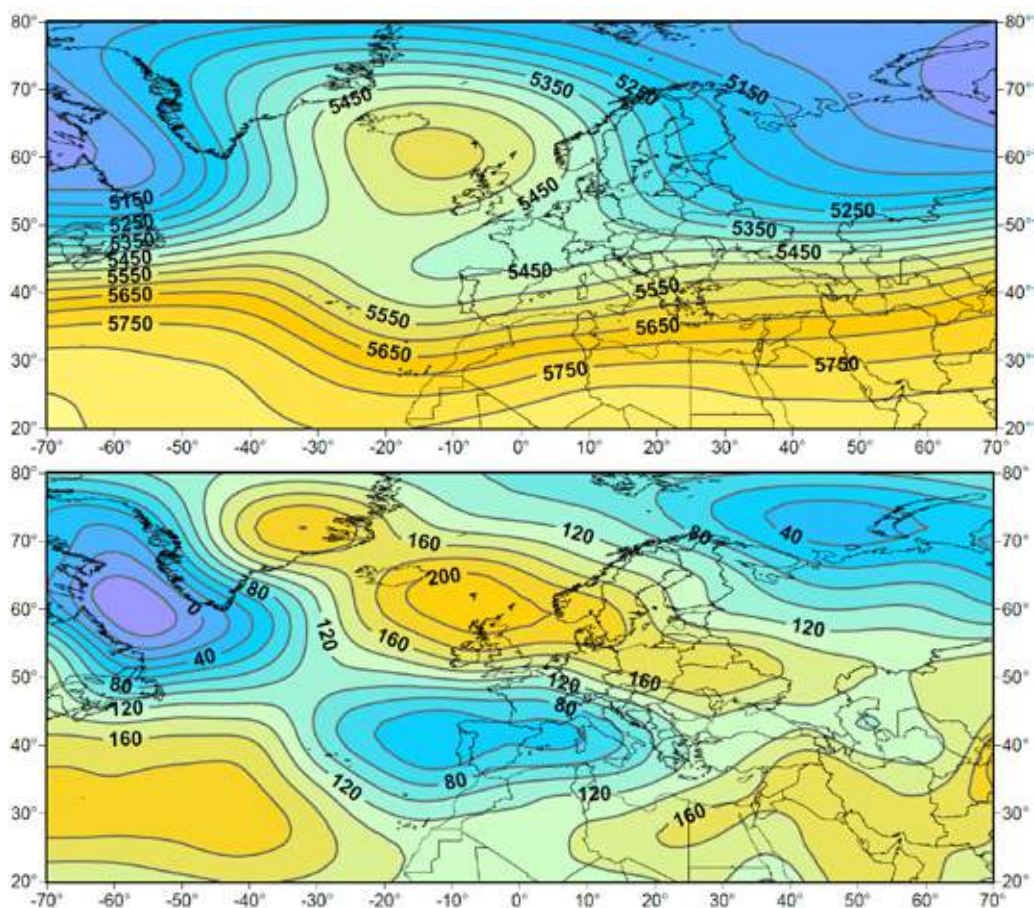
Ukształtowanie wysokości geopotencjału 1000 hPa pozwala uznać, że Polska znajdowała się w pobliżu centrum rozległego układu antycyklonalnego, obejmującego Europę Środkową, Bałtyk i znaczną część Skandynawii i wykazującego łączność ze znacznie silniej od niego rozbudowanym Wyżem Azorskim (rys. 3). Bez-

pośrednio nad tym dolnym wyżem leżał rozwinięty klin na powierzchni 500 hPa, co oznaczało zbliżoną do pionu oś wirowości, bliską zeru adwekcję wirowości nad wyżem oraz słabe ruchy pionowe. Kształt fali w środkowej troposferze wyznaczał południowo-zachodni kierunek adwekcji na tym poziomie nad Polską. Względnie ciepłe masy powietrza na powierzchni 500 hPa osiadające w wyżu i ogrzewane adiabaticznie, wraz z silną insolacją, zdecydowały o znacznej intensywności fali ciepła, rozwijającej się w Polsce na przełomie lipca i sierpnia 1994 r.

(3) **Fala chłodu C97** na przełomie grudnia 1996 i stycznia 1997 trwała 16 dni w czasie panowania makroformy cyrkulacji południkowej C. Średnia dobową temperatura powietrza na obszarze Polski wahała się w tych dniach od -5,4 do -16°C i była przeciętnie niższa o 10°C od średniej wieloletniej. Wiatr geostroficzny nad Polską charakteryzował się średnią prędkością 13,2 m/s na poziomie 500 hPa i 4,3 m/s na poziomie 850 hPa. W środkowej troposferze (poziom 500 hPa) wiatr miał dość stabilny, północno-zachodni kierunek, w dolnej troposferze (poziom 850 hPa), jako znacznie mniej stabilny, dominował kierunek północno-wschodni (tab. 8).

Główną cechą ukształtowania powierzchni 500 hPa nad Atlantykiem Północnym stanowił blokadowy układ typu *omega* z silnie zaznaczoną strefą splotu zimnych mas powietrza po wschodniej stronie bloku (rys. 4), która sprawia, że cały układ ma tendencję do przekształcania się w blokadę Rexa (1950), tj. odcięcia wierzchołka górnego klina przez uformowanie depresji na południe od niego. Blokada Rexa uwidacznia się najwyraźniej w dolnej atmosferze, gdzie występuje bipolarny układ z wyżem między Szkocją a Islandią i niżem nad Półwyspem Iberyjskim (rys. 4). Aktywizacji niżu iberyjskiego sprzyjała najpewniej adwekcja dodatniej wirowości w górnej zatoce (poziom 500 hPa), rozciągającej się od Bałtyku po Zatokę Biskajską. Oba układy – wyż znad Atlantyku (znad Szkocji-Islandii) oraz niż iberyjski kształtowały typowy dla blokady Rexa napływ zimnego powietrza wzdłuż trajektorii, której kształt odpowiada odwróconej literze „S” – przebiega ona znad środkowej Norwegii, przez Bałtyk i Polskę, zwraca się ku zachodowi i uczestnicząc w cyrkulacji cyklonalnej poprzez cieśninę Gibraltaru dociera, zapewne już w prze-transformowanej formie, nad Morze Śródziemne. Dolne pole baryczne odpowiadało podczas fali chłodu C97 ujemnej fazie NAO – Niż Islandzki znajdował się daleko na zachodzie, między Grenlandią i Nową Fundlandią, a nad Atlantykiem, między Wyspami Kanaryjskimi i Portugalią, panowało obniżone ciśnienie (rys. 4). Nad Europą Środkową, w tym nad Polską, dominował napływ powietrza z sektora północnego zarówno w środkowej, jak i w dolnej troposferze; na południu kraju napływało także powietrze ze wschodu. W powiązaniu z antycyklonalnym i blokadowym charakterem cyrkulacji w porze zimowej, adwekcja chłodu i wypromieniowanie z podłoża atmosfery uformowały długotrwałą falę mrozów w Polsce.

(4) **Fala chłodu C85** trwająca 17 dni w lutym 1985 r. wystąpiła w czasie panowania makroformy cyrkulacji południkowej E. Średnie dobowe temperatury w Polsce wahały się od -7,9 do -19°C i były przeciętnie o 9,7°C niższe od średniej

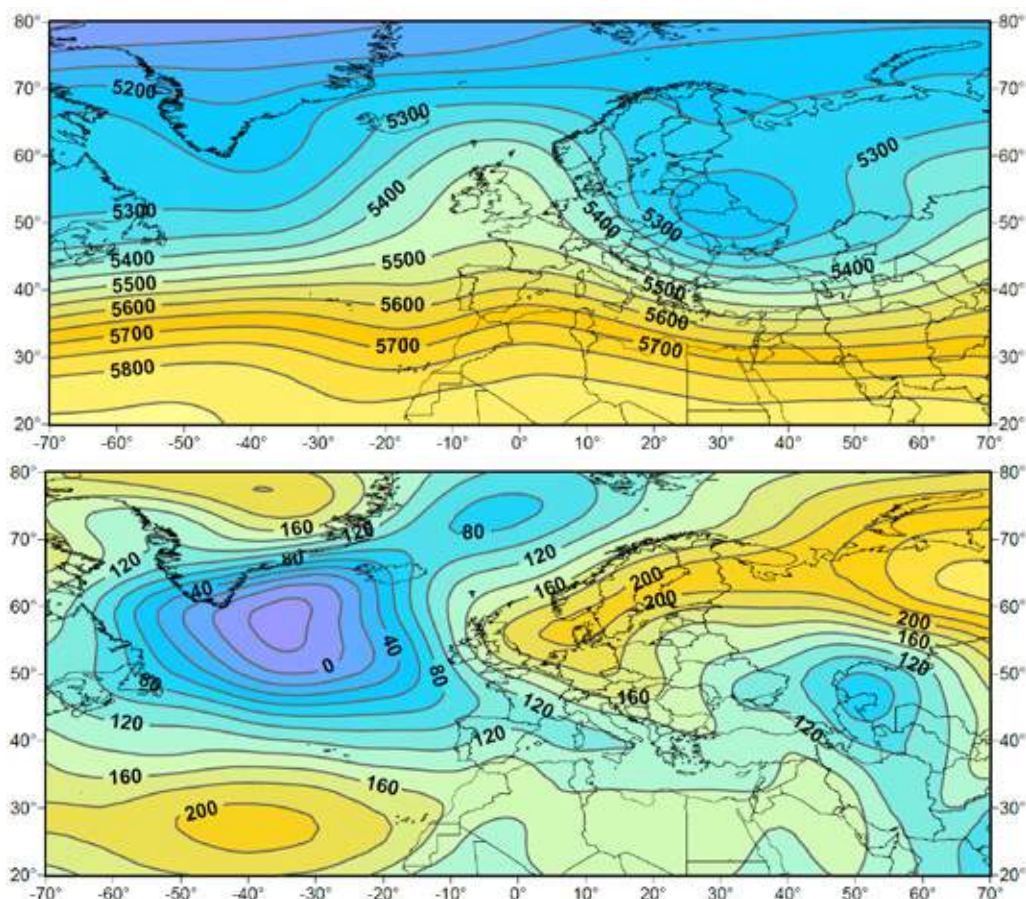


Rys. 4. Średnie pole geopotencjału powierzchni 500 hPa (górny panel) i 1000 hPa (dolny panel) (m) w Europie i nad Atlantykiem Północnym w dniach 20 XII 1996-4 I 1997 (fala chłodu C97, makroforma cyrkulacji C)

Fig. 4. Mean 500 hPa (upper panel) and 1000 hPa geopotential surface (m) (lower panel) over Europe and the North Atlantic during the days 20.12.96-4.01.1997 (cold wave C97, C macro-circulation form)

wieloletniej. Utrzymywała się dość stabilna i intensywna adwekcja z północy tak na poziomie 500 hPa, jak i na poziomie 850 hPa. Średnie prędkości wiatru geostroficznego wynosiły odpowiednio 16,2 i 7,8 m/s (tab. 8).

Układ cyrkulacyjny w środkowej troposferze (na poziomie 500 hPa) nad Europą przedstawia, podobnie jak przypadku fali H94, specyficzną postać makroformy E: położenie fal długich w dniach 7-23.02.1985 sprawiło, że środkowa Europa objęta była adwekcją powietrza napływającego z północy. O sile adwekcji chłodu nad środkową Europą świadczy uformowany odcięty cyklon na powierzchni 500 hPa,



Rys. 5. Średnie pola jak na rys. 4 – w dniach 7-23 II 1985 (fala chłodu C85, makroforma cyrkulacji E)
 Fig. 5. Same format as fig. 4 but for the days 7.02-23.02.1985 (cold wave C85, E macro-circulation form)

widoczny na wschód od Polski (rys. 5). „Ognisko” mrozów w tym regionie ma swą przyczynę w oddziaływaniu klina wysokiego ciśnienia nad Skandynawią, związanego z dolnym Wyżem Azjatyckim. W klinie tym rozwijał się samodzielny układ podwyższonego ciśnienia, który przejawiał się w postaci przemieszczonych na południe izohips 1000 hPa i zwiększającą się szerokością klina nad Morzem Północnym. Wzmocnienie aktywności klina w jego końcowym odcinku mogło być związane ze strefą ujemnej adwekcji wirowości, położoną we wschodniej gałęzi fali, obecnej w środkowej troposferze nad Wyspami Brytyjskimi (rys. 5). Z klinem skandynawskim Wyżu Azjatyckiego najczęściej jest sprzężony niż nad Cyprzem (Prezerakos, 1985). W analizowanym przypadku, z uwagi na kształt klina, cyklon przesunięty był bardziej na wschód i leżał w rejonie Morza Kaspijskiego.

Drugi region aktywności cyklonalnej występował nad zachodnią częścią Morza Śródziemnego. Stanowił on jedną z dwu zatok związanych z Niżem Islandzkim, odzwierciedlających szlaki wędrówek niżów atlantyckich omijających blokadę cyrkulacyjną stworzoną przez klin Wyżu Azjatyckiego znad Skandynawii (rys. 5).

Klin wyżowy na północy Europy oraz pas niżów na południu kontynentu sterowały chłodną adwekcją mas powietrza kontynentalnego nad Polską, podczas gdy przed czołem klina, nad Wielką Brytanią, rozwijała się silna adwekcja ciepła. Układ ciśnienia nad Atlantykiem sugeruje, że fala mrozów w Polsce w lutym 1985 r. wystąpiła podczas dodatniej fazy NAO. Ten fakt stanowi m.in. o odmiennym charakterze makroformy cyrkulacji E w porównaniu z makroformą C, podczas której, na przełomie 1996 i 1997 r., stwierdzono negatywną fazę NAO.

Wnioski

Koincydencja fal termicznych i określonych makrotypów cyrkulacji ma względny charakter i ujawnia się w postaci zróżnicowanej częstości występowania makrotypów podczas fal ciepła i fal chłodu. Oba rodzaje fal mogą pojawiać się w okresach panowania tych samych makroform cyrkulacji, zdarza się też, że różne makroformy pojawiają się w czasie trwania jednej fali termicznej. Zróżnicowana frekwencja makroform cyrkulacji towarzyszących falom termicznym pozwala jednak na określenie makroform sprzyjających falom ciepła lub falom chłodu w Polsce.

Fale chłodu wykazują silniejsze niż fale ciepła statystycznie istotne związki z makroformami cyrkulacji. W ciepłej połowie roku (wiosna, lato) związki fal termicznych z makroformami cyrkulacji są słabsze niż w pozostałych porach roku.

Fale ciepła w zimie występują najczęściej podczas panowania strefowej makroformy cyrkulacji W. Latem natomiast przy cyrkulacji W obserwuje się ograniczoną liczbę zarówno fal ciepła, jak i fal chłodu. W okresie wiosny i lata fale ciepła są najczęściej związane z makroformą E.

Fale chłodu, zwłaszcza w przejściowych porach roku, są najczęściej uwarunkowane panowaniem makroformy C. W zimie powstawaniu fal chłodu sprzyja także makroforma E.

Analiza kilku przypadków wystąpienia długotrwałych fal termicznych wykazuje, że makroformie W odpowiada silna strefowa cyrkulacja nad przeważającą częścią Europy i adwekcja zachodnia nad Polską w dolnej i środkowej troposferze. Makroformie cyrkulacji C odpowiada układ blokady Rexa (z wyżem nad rejonem Morza Północnego i niżem nad Morzem Śródziemnym) oraz adwekcja chłodnych mas powietrza z północy nad Polską. Przy cyrkulacji w formie E stwierdzono w zimie dolny klin Wyżu Azjatyckiego nad Skandynawią, warunkujący fale mrozów w Polsce, latem natomiast rozległy układ antycyklonalny nad Europą Środkową, powodujący falę ciepła w Polsce.

Klasyfikacja form cyrkulacji Vangengeima-Girsa zdaje się być przydatnym w klimatologii synoptycznej narzędziem śledzenia fluktuacji i anomalii klimatycznych, w których cyrkulacja atmosferyczna odgrywa znaczącą rolę. Makroformy V-G można uznać za czynnik sprzyjający bądź hamujący kształtowanie się fal termicznych nad określonymi obszarami. Można też przypuszczać, że panowanie określonych form cyrkulacyjnych w skali hemisferycznej oddziałuje na średnią temperaturę na całej półkuli. Opracowanie Woyciechowskiej (2012), w którym określono m.in. anomalie termiczne na półkuli północnej w zależności od wskaźników cyrkulacji, potwierdza tezę o globalnym znaczeniu cyrkulacji w kształtowaniu zmian temperatury dolnej atmosfery. Autorka wykazała m.in., że epizody osłabionej cyrkulacji („bezaadwekcyjne”) są w lecie cieplejsze na większej części naszej półkuli w porównaniu z okresami intensywniejszej cyrkulacji. W zimie relacje te kształtują się przeciwnie. Problem ten może stanowić niewątpliwie przedmiot dalszych badań klimatologicznych, wykraczających już poza ramy niniejszego opracowania, ilustrującego oddziaływanie makroform cyrkulacji V-G na pojawianie się fal termicznych w Polsce.

Materiały wpłynęły do redakcji 30 X 2016.

Literatura

- Barnston A. G., Livezey R.E., 1987, *Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns*. Monthly Weather Review, 115, 1083-1126.
- Degirmendzić J., 2003, *Sezonowe zmiany przestrzennej struktury adwekcji ciepła i chłodu na powierzchni izobarycznej 850 hPa nad Polską*. Czas. Geogr., 74, 1-2, 107-117.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., 2016, *Aktywność niżów śródziemnomorskich nad Polską a cyrkulacja w górnej i środkowej troposferze*. Prz. Geof., 61, 1-2, 3-30.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, *Uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951-2000*. Prz. Geof., 47, 1-2, 93-98.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Żmudzka E., 2004, *Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951-2000 and their relationship to atmospheric circulation*. Int. Journal of Climatology, 24, 291-310.
- Dimitriev A.A., Belyazov V.A., 2006, *Kalendarnyj katalog atmosferykh processov po cirkumpolarnoj zonie severnogo polusharija i ikh charakteristiki za period s 1949 po 2005 g.* [w:] Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polarnykh regionov. Gidrometeoizdat, St. Petersburg, ss. 358.
- Girs A.A., 1960, *Osnovy dolgosrochnykh prognozov pogody*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 560.
- Girs A.A., 1964, *O sozdanii iedinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushatiia*. Met. i Gidr., 4, 43-47.
- Girs A.A., 1971, *Mnogoletniie kolebaniia atmosfernoj cirkulacii i dolgosrochnye gidrometeorologicheskie prognozy*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 280.
- Girs A., 1974, *Makrocirkulacyonnyj metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov*. Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 488.

- Girs A.A., 1981, *K voprosu o formakh atmosfernoj cirkulacii i ikh prognosticheskom ispolzovanii*. Trudy AANII, 374, 4-13.
- Harris I., 2014, *NCEP/NCAR Reanalysis*. Climatic Research Unit, University of East Anglia, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/ncep/> (dostęp: listopad 2014).
- Holton J. R., 1992, *An Introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, ss. 511.
- 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*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77, 437-471.
- Kaszewski B.M., 2012, *Zastosowanie typologii cyrkulacji atmosfery w badaniach klimatologicznych w Polsce na początku XXI wieku*. [w:] Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu. Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 74, 53-66.
- Kozuchowski K., 1994, *Temperatura powietrza i typy cyrkulacji w Polsce na tle charakterystyk ogólnej cyrkulacji atmosfery*. Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego, 225, 152, 47-72.
- Kozuchowski K., 2003, *Cyrkulacyjne czynniki klimatu Polski*. Czas. Geogr., 74 (1-2), 95-105.
- Kozuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, ss. 293.
- Kozuchowski K. (red.), 1990, *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*. Wyd. UŁ, Łódź, ss. 452.
- Kozuchowski K., Degirmendzić J., 2002, *Wskaźniki cyrkulacji a temperatura w Polsce*. [w:] Marsz A.A., Styszyńska A. (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Wyd. Akademii Morskiej, Gdynia, 111-128.
- Kozuchowski K., Marciniak K., 1988, *Variability of mean monthly temperatures and semi-annual precipitation totals in Europe in relation to hemispheric circulation patterns*. Int. Journal of Climatology, 8, 191-199.
- Kozuchowski K., Marciniak K., 1990, *The influence of global circulation patterns on inter-annual temperature changes in Europe*. Zeitschrift für Meteorologie, 40, 4, 267-271.
- Kozuchowski K., Wibig J., Maheras P., 1992, *Connections between air temperature and precipitation and the geopotential height of the 500 hPa level in a meridional cross-section in Europe*. Int. Journal of Climatology, 12, 343-352.
- Lund I.A., 1963, *Map-patterns classification by statistical methods*. Journal of Applied Meteorology, 2, 56-65.
- Marosz M., 2012, *Typy cyrkulacji atmosferycznej w środkowej troposferze regionu atlantycko-europejskiego i ich związek z dolnotroposferycznymi charakterystykami przepływu powietrza nad Europą Środkową (1951-2000)*. [w:] Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu. Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec, 333-344.
- Marsz A.A., 2008, *W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO)*. Prz. Geof., 53, 1, 3-26.
- Marsz A.A., 2012, *Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-euroazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania*. [w:] Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu. Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, 74, 101-118.
- Marsz A.A., 2013, *Frekwencja makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej według klasyfikacji Wangengeima-Girsa w okresie zimowym a pole ciśnienia atmosferycznego nad Europą i północną Azją*. Prz. Geof., 58, 1-2, 3-24.
- Prezerakos N. G., 1985, *Some aspects of the existence of the so-called extension of the Siberian Anticyclone towards the Balkans and Greece*. Zeitschrift für Meteorologie, 35, 6, 373-378.
- Rex D. F., 1950, *Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate*. Tellus, 2(4), 275-301.
- Sepp M., 2005, *Influence of atmospheric circulation on environmental variables in Estonia*. Dissertationes Geographicae Universitatis Tartuensis, 25, ss. 84.
- Seweryńska H., 1978, *Związek między polem geopotencjału powierzchni 500 mb a temperaturą w Polsce*. Materiały Badawcze IMGW, seria Meteorologia, ss. 35.
- Stachý J., 1971, *Z zagadnień wieloletniej zmienności odpływu rzecznego w Polsce*. II. Gospodarka Wodna, 31, 2, 44-49.

- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*. Wyd. IMiGW, Warszawa, ss. 182.
- Vangengeim G.Ia., 1946, *O kolebaniakh atmisfernoi cirkulacii nad severnym polushariem*. Izvestiia Akademii Nauk SSSR, X, 5, 407-416.
- Vangengeim G.Ia., 1952, *Osnovy makrocirkulacionnogo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlia Arktyki*. Trudy AANII 34, 11-66.
- Wibig J., 1994, *Wpływ cyrkulacji na powierzchni izobarycznej 500 hPa na temperaturę powietrza w Polsce*. Prz. Geof., 39, 2, 133-150.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*. Wyd. UŁ, Łódź, ss. 208.
- Wibig J., 2008, *Fale ciepła i chłodu w środkowej Polsce na przykładzie Łodzi*. Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica, 8, 27-61.
- Wibig J., Podstawczyńska A., Rzepa M., Piotrowski P., 2009a, *Heat waves in Poland - frequency, trends and relationships with atmospheric circulation*. Geographia Polonica, 82, 1, 33-46.
- Wibig J., Podstawczyńska A., Rzepa M., Piotrowski P., 2009b, *Cold waves in Poland - frequency, trends and relationships with atmospheric circulation*. Geographia Polonica, 82, 1, 47-59.
- Woyciechowska J., 2012, *Relacje między cyrkulacją atmosferyczną i temperaturą powietrza na półkuli północnej* [w:] *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*. Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ, 74, Sosnowiec, 195-210.

Streszczenie

Artykuł zawiera przegląd wyników badań klimatologicznych określających rolę cyrkulacji dolno- i środkowo-troposferycznej w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza w Polsce. Szczególną uwagę zwrócono na związki temperatury z cyrkulacją w środkowej troposferze, opisaną w ujęciu makroform cyrkulacji wyróżnionych w klasyfikacji Vangengeima-Girsa (V-G).

Na podstawie danych z lat 1958-2008 wyróżniono w Polsce 52 co najmniej 6-dniowe fale ciepła i 81 fal chłodu. Charakteryzują się one średnią obszarową temperaturą (w Polsce) wykraczającą poza zakres $T_{SR} \pm 1,28 \times STD$ (T_{SR} – średnia wieloletnia wartość temperatury w danym dniu, STD – odchylenie standardowe temperatury). Określono również dni z najniższą i najwyższą temperatura dobową w każdym roku 50-lecia. Analizowano frekwencję makroform cyrkulacji V-G towarzyszących falom termicznym i dniom najcieplejszym/najzimniejszym; rozkłady tych częstości uznano za podstawę określenia makroform sprzyjających kształtowaniu fal ciepła lub fal chłodu oraz najcieplejszych i najchłodniejszych dni w Polsce.

Stwierdzono m.in., że fale chłodu wykazują silniejsze niż fale ciepła statystycznie istotne związki z makroformami cyrkulacji. W ciepłej połowie roku (wiosna, lato) związki fal termicznych z makroformami cyrkulacji są słabsze niż w pozostałych porach roku.

Fale ciepła w zimie występują najczęściej podczas panowania strefowej makroformy cyrkulacji W. Latem natomiast przy cyrkulacji W obserwuje się ograniczoną liczbę zarówno fal ciepła, jak i fal chłodu. W okresie wiosny i lata fale ciepła są najczęściej związane z makroformą E.

Fale chłodu, zwłaszcza w przejściowych porach roku, są najczęściej uwarunkowane panowaniem makroformy C. W zimie powstawaniu fal chłodu sprzyja także makroforma E.

Wystąpienia dni najcieplejszych i najchłodniejszych w roku wykazują podobną koincydencję z makroformami cyrkulacji jak fale termiczne odpowiednio w lecie i w zimie.

Analiza kilku przypadków długotrwałych fal termicznych wykazuje, iż makroformie W odpowiada silna strefowa cyrkulacja nad przeważającą częścią Europy i adwekcja zachodnia nad Polską w dolnej i środkowej troposferze (rys. 2). Makroformie cyrkulacji C odpowiada układ blokadowy Rexa (z wyżem

nad rejonem Morza Północnego i niżem nad Morzem Śródziemnym) oraz adwekcja chłodnych mas powietrza z północy nad Polską (rys. 4). Przy cyrkulacji w formie E stwierdzono w zimie dolny klin Wyżu Azjatyckiego nad Skandynawią, warunkujący fale mrozów w Polsce (rys. 5), latem natomiast rozległy układ antycyklonalny nad Europą Środkową, powodujący falę ciepła w Polsce (rys. 3).

Słowa kluczowe: makrotypy Vangengeima-Girsa, Polska, fale termiczne, cyrkulacja w dolnej i środkowej troposferze

Summary

The article contains an overview of the climatological research concerning the role of the lower and mid-tropospheric circulation in shaping the variability of the air temperature in Poland. Particular attention was paid to the link of temperature with mid-tropospheric circulation, described in terms of macro-circulation forms distinguished in Vangengeim-Girs' (V-G) classification.

Based on data from the period 1958-2008, 52 heat waves and 81 cold waves in Poland with minimum duration 6-days were selected. Wave includes the days with areal temperature (averaged for Poland's territory) falling beyond the range $T_{\text{SR}} \pm 1,28 \times \text{STD}$ (T_{SR} – long-term mean temperature for a given day, STD – standard deviation of temperature). Also the days with the lowest and the highest daily temperature in each year during the analyzed period were identified. The frequency of V-G macro-circulation forms accompanying thermal waves and the warmest/coldest days was analyzed; the distributions of these frequencies were considered as a basis for selecting macro-circulation forms conducive to the formation of heat/cold waves and the warmest/coldest days in Poland.

It was found that the cold waves are more closely related to macro-circulation forms than heat waves – those relations proved to be statistically significant as well. Thermal waves are less apparently linked to V-G macro forms' variability during warm half of the year (spring, summer) than in other seasons.

Heat waves in the winter are most common when W zonal macro-circulation form prevails. In summer, during W macroform dominance the number of heat as well as cold waves is limited. In spring and summer heat waves are most commonly associated with E macro-circulation form.

Cold waves, especially in the transitional seasons, are usually steered by C macroform. In winter cold wave formation is also favored by E macro-circulation form.

The warmest and coldest days coincide with macro-circulation forms in a similar manner as thermal waves, respectively in summer and winter.

The analysis of several cases of long-lasting thermal waves shows that W macro-circulation form coexists with strong zonal circulation over Europe and with western advection over Poland in lower and middle troposphere (Fig. 2). C macro-form corresponds to Rex block, featured by anticyclone situated over the North Sea coupled with cyclone over the Mediterranean Sea and northerly cold air advection over Poland (Fig. 4). While E macro-circulation form is developed during winter, the so-called extension of Asiatic High towards Scandinavia is observed, causing frosty condition in Poland (Fig. 5). In summer E form is associated with widespread anticyclone over central Europe causing heat wave in Poland (Fig. 3).

Key words: Vangengeim-Girs macrotypes, Poland, thermal waves, low and mid-tropospheric circulation

Jan Degirmendzić
jandegir@uni.lodz.pl
Katedra Geografii Fizycznej
Wydział Nauk Geograficznych
Uniwersytet Łódzki

Krzysztof Kożuchowski
kkożuchowski1@wp.pl
Instytut Nauk Leśnych
Filia Uniwersytetu Łódzkiego
w Tomaszowie Mazowieckim