

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

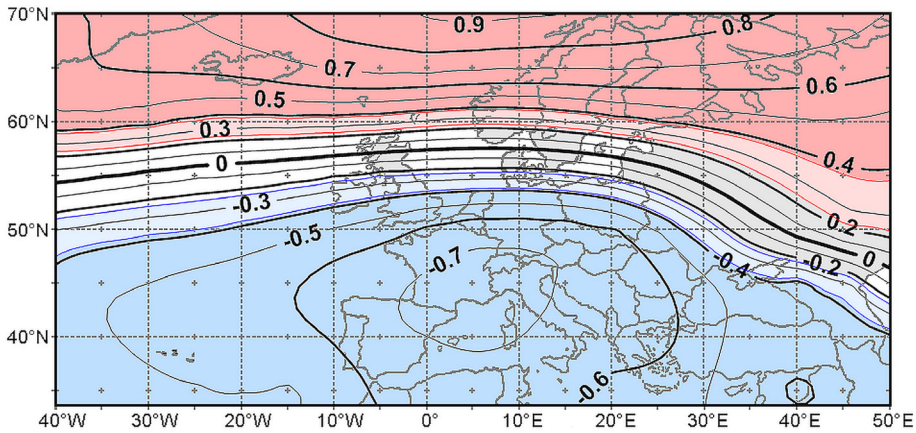
ZMIANY CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO NAD MORZEM BARENTSA A ZMIENNOŚĆ ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH NAD POLSKĄ I EUROPEĄ

CHANGES IN ATMOSPHERIC PRESSURE OVER THE BARENTS SEA AND VARIABILITY OF CLIMATIC ELEMENTS OVER POLAND AND EUROPE

Sformułowanie zagadnienia

Badania nad zmianami ciśnienia atmosferycznego (dalej SLP) nad Morzem Barentsa, w izolacji od zmian ciśnienia w Niżu Islandzkim, wykazały, że zmianom SLP nad tym akwenem towarzyszą uporządkowane w przestrzeni zmiany pola ciśnienia nad Europą (Marsz, Styszyńska 2023b). Zmiany te mają charakter dipolowej, dwustrefowej oscylacji między strefą subarktyczną i arktyczną (~60-80°N) a strefą umiarkowaną (~40-55°N). W roku, w którym roczne SLP nad Morzem Barentsa rośnie, roczne SLP nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i nad północną Europą, w strefie między 75 i 55-60°N, również rośnie, a spada w strefie niższych szerokości (umiarkowanej) – w przybliżeniu między 60-55°N i 40°N. W takich latach nad Europą w niższych szerokościach (40-55°N) nasila się cyrkulacja strefowa, a jednocześnie słabnie ten rodzaj cyrkulacji w wyższych szerokościach (na północ od 55-60°N). Układ się odwraca w sytuacji, w której roczne SLP nad Morzem Barentsa spada i tworzy się tam układ niżowy zwany Bruzdą Barentso-Karską – izolowany lub łączący się z Niżem Islandzkim. Nad północną częścią tego obszaru – na północ od 55-60°N – ciśnienie obniża się, a rośnie nad Europą Południową i Środkową. Centrum wzrostu SLP lokuje się nad południową Francją, północnymi Włochami i północo-zachodnią częścią Morza Śródziemnego. Ogólnie, w takich latach cyrkulacja strefowa nasila się nad Europą Północną (na północ od 55-60°N), a nad Europą, na południe od tej granicy, rośnie częstość występowania antycyklonów. Tworzą je najczęściej, rozpościerające się daleko ku wschodowi, kliny Wyżu Azorskiego lub rzadziej izolowane antycyklony nad Morzem Śródziemnym lub Europą Środkową.

Rozkład przestrzenny wartości współczynników korelacji między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP nad Morzem Barentsa (dalej 1Ev) i średnim rocznym



Rys. 1. Mapa izokorelat między polem rocznych wartości SLP nad NE Atlantykiem i Europą a pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP (1Ev) w Bruździe Barentso-Karskiej (okres korelacji 1951-2020). Barwa różowa – dodatnie korelacje wysoce istotne ($p < 0,001$), jasno różowa – dodatnie korelacje statystycznie istotne (p od 0,05 do 0,002). Barwa niebieska – ujemne korelacje wysoce istotne, jasno niebieska – ujemne korelacje statystycznie istotne.

Barwa biała – korelacje nieistotne ($p > 0,05$). Za: Marsz i Styszyńska (2023b).

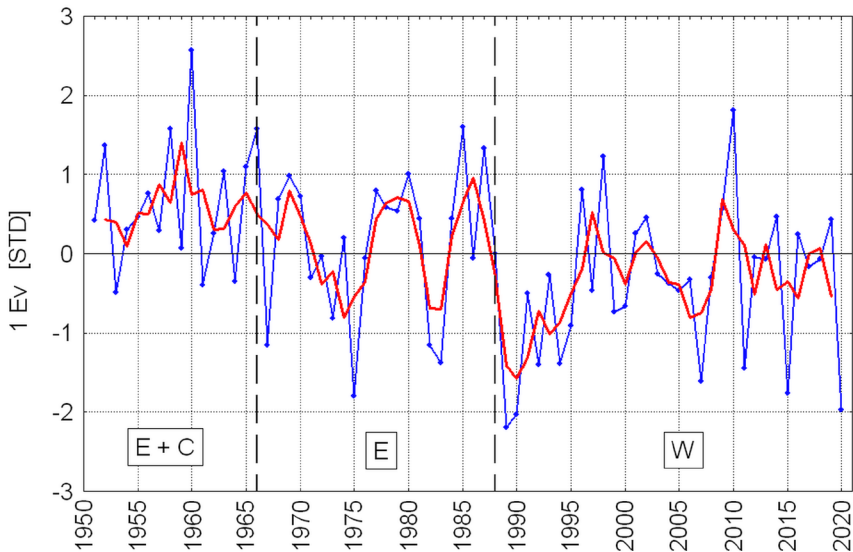
Fig. 1. Map of isocorrelates between annual SLP field over NE Atlantic and Europe and the 1st eigenvector of the annual SLP field (1Ev) in the Barents-Kara Trough (correlation period 1951-2020). Pink color – highly significant positive correlations ($p < 0.001$), light pink – statistically significant positive correlations (p from 0.05 to 0.002). Blue – highly significant negative correlations, light blue – statistically significant negative correlations. White color – correlations not significant ($p > 0.05$). From: Marsz and Styszyńska (2023b).

ciśnieniem atmosferycznym nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego i Europą przedstawiono na rysunku 1.

Takiego rodzaju zmienność pola SLP, prowadząca do przebudowy cyrkulacji atmosferycznej nad Europą, powinna skutkować zmianami wartości elementów klimatycznych. Te zaś, jak wynika z wcześniejszych badań, powinny wykazywać także zmienność sezonową (patrz Marsz, Styszyńska 2023b). Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad związkami między roczną zmiennością SLP nad Morzem Barentsa i zmiennością wartości rocznych elementów klimatycznych nad Polską i Europą.

Materiały źródłowe i metody badań

Badaniami objęto 70-lecie 1951-2020. Wykorzystano szeregi czasowe ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP), pochodzące z reanalizy ze zbioru NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure. Jest to zbiór globalny o rozdzielczości czasowej miesięcznej i przestrzennej $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (Kalnay i in. 1996). Dane te pozyskano



Rys. 2. Przebieg pierwszego wektora własnego rocznego SLP (1Ev) w Bruździe Barentso-Karskiej. Czerwone grube linie – 5-punktowa średnia krocząca. Pionowe linie przerywane – granice epok cyrkulacyjnych (E+C, E i W) według Savicheva i in. (2015).

Fig. 2. Course of 1st eigenvector of the annual SLP (1Ev) in the Barents-Kara Trough. Bold red lines – 5th-point moving average. Vertical dashed lines – boundaries of circulation epoch (E+C, E and W) after Savichev et al. (2015)

z serwerów IRI/LDEO Climate Data Library. Roczne i kwartalne wartości SLP obliczono jako średnie arytmetyczne z danych miesięcznych w siatce $5^{\circ}\varphi \times 5^{\circ}\lambda$ między 35 i 75°N oraz 40°W i 50°E (162 gridy). Zbiór szeregów SLP opisujących pola SLP nad Morzem Barentsa (75°N , między 20°W i 50°E) poddano analizie składowych głównych (PCA), która wyłoniła wartości własne i wektory własne¹ istniejące w zbiorze. W przypadku rocznego pola SLP analiza ujawniła istnienie tylko jednej składowej głównej, której zmienność objaśnia 90,2% całkowitej jego wariancji (Marsz, Styszyńska 2023b). Dalej wykorzystywany jest tylko pierwszy wektor własny (1Ev) rocznego pola SLP nad Morzem Barentsa, którego przebieg przedstawiono na rysunku 2. Fizycznie, 1Ev stanowi standaryzowaną anomalię średnich rocznych wartości SLP nad Morzem Barentsa.

Miesięczne szeregi składowych strefowej i merydionalnej wiatru geostroficznego na powierzchni izobarycznej 925 hPa pozyskano ze zbiorów NOAA-NCEP CDAS-1 Intrinsic Pressure Level u: zonal wind data i v: meridional wind data, będącego również produktem reanalizy (Kalnay i in. 1996).

Miesięczne wartości elementów klimatycznych z obszaru Polski – temperatury powietrza (dalej T), sum opadów (R), zachmurzenia ogólnego (N) i wilgotności względnej

¹ Wektory własne stanowią szeregi wartości czynnikowych poszczególnych składowych głównych.

(f), pochodzą z danych udostępnionych przez IMGW-PIB ([https:// danepubliczne.imgw.pl/](https://danepubliczne.imgw.pl/)). Brakujące na nielicznych stacjach wartości miesięczne poszczególnych elementów w szeregach, zostały uzupełnione poprzez obliczenie danej wartości miesięcznej metodą regresji wielokrotnej z danych ze stacji sąsiadujących. Wartości roczne obliczono jako średnie arytmetyczne dla roku kalendarzowego. Z szeregów poszczególnych elementów obliczono średnie wartości roczne z 28 stacji (Białystok, Chojnice, Gorzów Wlkp., Hel, Jelenia Góra, Katowice, Kielce, Kłodzko, Koszalin, Kraków-Balice, Lesko, Łódź, Olsztyn, Opole, Poznań, Puławy, Pułtusk, Rzeszów, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Świnoujście, Tomaszów Lubelski, Toruń, Włodawa, Wrocław, Zakopane i Zielona Góra). Uśrednione wartości z tych stacji dalej traktowane są jako średnie obszarowe charakteryzujące w syntetyczny sposób cechy przebiegu danego elementu nad obszarem Polski. Średnie obszarowe są oznaczone przez rozszerzenie PL (np. TPL – średnia obszarowa temperatura nad Polską).

Miesięczne sumy usłonecznienia w danych udostępnionych przez IMGW-PIB rozpoczynają się od 1966 roku. Tylko dla 5 stacji – Gdynia, Kraków–Obserwatorium, Łódź, Puławy i Wrocław – udało się uzyskać dane dla okresu 1951-2018. Ten czynnik stał się przyczyną ograniczającą w tej pracy analizę związków między ciśnieniem i usłonecznieniem do okresu 1951-2018, mimo tego, że pozostałe elementy umożliwiają analizę z pełnego 70-lecia 1951-2020. Średnią obszarową sumę usłonecznienia (UPL) utworzono przez uśrednienie danych z wymienionych 5 stacji.

Ponieważ dostępne dla autorów szeregi SLP mierzonego na stacjach IMGW-PIB rozpoczynają się również dopiero od roku 1966, to w badaniach wykorzystano dane gridowe z reanalizy. Pobrano je z tego samego zbioru, z którego zaczerpnięto dane SLP z Arktyki Atlantyckiej. Dla scharakteryzowania zmian SLP na obszarze Polski wykorzystano dane z 9 gridów o współrzędnych: na równoleżniku 55,0°N – 17,5°E i 20,0°E; na równoleżniku 52,5°N – 15,0°E, 17,5°E, 20,0°E i 22,5°E oraz na równoleżniku 50,0°N – 17,5°E, 20,0°E i 22,5°E. Z miesięcznych wartości SLP z tych gridów obliczono roczną „średnią obszarową”. Zmienna ta oznaczona jest jako PPL.

Wobec wątpliwości co do jednorodności danych charakteryzujących prędkość wiatru na kilkunastu stacjach (zmiana przyrządów pomiarowych, zmiana sposobu obliczania prędkości), dla charakterystyki tego parametru na obszarze Polski dane pobrano również z reanalizy. Wykorzystano zbiór CDAS-1/MONTHLY/Intrinsic/PressureLevel/adataset speed: speed[m/s] data. Zbiór ten podaje wartość prędkości wiatru na wysokości 10 m (m s^{-1}). Jest obliczany z wiatru geostroficznego z uwzględnieniem zmian temperatury oraz rodzaju podłoża (ląd, morze) wpływających na współczynnik tarcia. Opis algorytmu obliczania tej wielkości znajduje się na stronie IRI/LDEO Climate Data Library. Szeregi czasowe wartości miesięcznych prędkości wiatru pobrano z tych samych gridów, z których pobierano wartości SLP i tak samo obliczano odpowiednie „średnie obszarowe”. Oznaczenie zmiennej to VPL.

Przeprowadzone dla sprawdzenia wiarygodności zbioru z reanalizy korelacje między szeregami prędkości wiatru ze stacji polskich położonych w pobliżu danego gridu dawały zróżnicowane rezultaty – od stosunkowo silnych ($r \sim 0,7-0,8$) i wysoce istotnych

korelacji w przypadku niektórych stacji, do słabych ($r \sim 0,3$), ale jeszcze istotnych korelacji, w przypadku innych stacji. Podobne, znaczne różnice w sile związku zaznaczają się przy korelacji szeregów prędkości wiatru między poszczególnymi, nawet nieodległymi polskimi stacjami.

Miesięczne szeregi wartości temperatury powietrza z 94 stacji europejskich (lokalizacja stacji – patrz czerwone punkty na rys. 3) uzyskano z baz danych służb meteorologicznych poszczególnych państw oraz bazy danych ECAD (European Climate Assessment & Adataset). Z tych samych źródeł uzyskano dane o wilgotności względnej, zachmurzeniu ogólnym, sumach opadu i usłonecznienia.

W analizie danych wykorzystano standardowe metody statystyczne, stosowne do prowadzonych analiz. Były to korelacja liniowa, korelacja wzajemna (z przesunięciami czasowymi, ang. cross-correlation), analiza regresji oraz analiza składowych głównych (ang. PC analysis). Tę ostatnią metodę stosowano dla redukcji liczby zmiennych, szacowania wartości własnych oraz określania wektorów własnych (Ev, EOF; empirycznych funkcji własnych). Wartości własne pozwalają na określenie udziału całkowitej wariancji objaśnianej przez poszczególne wektory własne.

Istotność związków określano za pomocą testów t Studenta i F Fishera-Snedecora. Ponieważ liczność korelowanych szeregów jest duża (70 korelowanych par), już stosunkowo niskie wartości r stają się statystycznie istotne ($r = 0,24$; $p = 0,05$) i wysoce istotne ($r = 0,38$, $p = 0,001$). W przypadku wartości własnych za istotne przyjmowano te, których wartość, zgodnie z kryterium Kaisera, była większa od jedności (Hill, Lewicki 2007). Wszystkie obliczenia przeprowadzono posługując się pakietem do analiz statystycznych STATISTICA PL firmy StatSoft®. Mapę izokoret między pierwszym wektorem własnym rocznego pola ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa (1Ev) z roczną temperaturą powietrza na 94 stacjach europejskich opracowano posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

Wyniki

Zmiany SLP nad Morzem Barentsa a elementy klimatyczne charakteryzujące stan klimatu Polski

Stan klimatu danego obszaru w danym okresie (momencie) opisuje zbiór elementów klimatycznych z tego samego okresu. Elementów klimatycznych jest wiele, a ich znaczenie w opisie klimatu jest zróżnicowane. Można przyjąć, że w dostatecznym stopniu stan klimatu można opisać posługując się wartościami czterech do siedmiu elementów klimatycznych. Za najważniejsze z nich można uznać: temperaturę powietrza, opady atmosferyczne, zachmurzenie ogólne, usłonecznienie, wilgotność względną, ciśnienie atmosferyczne i prędkość wiatru. Między przebiegiem elementów klimatycznych zachodzą związki wskazujące na ich wzajemne powiązania i uwarunkowania.

Analiza korelacji między elementami klimatycznymi charakteryzującymi w miarę w pełni sposób stan klimatu nad obszarem Polski a 1Ev wykazała, że między tymi wielkościami zachodzą niezbyt silne, ale statystycznie istotne związki (tab. 1), przy czym większość z nich jest wysoce istotna.

Wartości współczynników determinacji w tabeli 1 wyjaśniają, że roczne zmiany SLP w Bruździe Barentso-Karskiej objaśniają od około 15 (15,2%; roczne sumy opadów) do ponad 30 (33,6%; roczna temperatura powietrza) procent wariancji poszczególnych elementów klimatycznych.

Mając na względzie stopień objaśnienia wariancji wymienionych elementów klimatycznych przez zmienność ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa ($r^2 < 0,5$), zmienność SLP nad tym akwenem nie może być uważana za czynnik decydujący o przebiegu zmienności warunków klimatycznych w Polsce. Jednak licząca się kowariancja w przebiegu pierwszego wektora własnego i w grupie zmiennych charakteryzujących klimat Polski wykazuje, że zmiany stanu klimatu nad obszarem Polski zachodzą w tym samym rytmie, jak i zmiany SLP nad Morzem Barentsa. Z punktu widzenia mechanizmów kształtowania klimatu bardziej istotne jest natomiast to, że międzyroczne zmiany jednego elementu klimatycznego, pochodzącego z jednego obszaru (SLP w Bruździe Barentso-

Tabela 1. Współczynniki korelacji (r) między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev) i średnimi rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi na obszarze Polski i ich istotność statystyczna (p) oraz stopień objaśnienia wariancji przez zmienność 1Ev ($r^2 \cdot 100\%$). Okres korelacji 1951-2020, z wyjątkiem zmiennej UPL*, której szereg obejmuje lata 1951-2018.

Table 1. Correlation coefficients (r) between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the area-averaged annual climatic elements in Poland and their statistical significance (p) and the degree to which the variance is explained by the variability of 1Ev ($r^2 \cdot 100\%$). Correlation period 1951-2020, except for the UPL* variable, the series of which covers the years 1951-2018.

Charakterystyka Characteristics	Elementy klimatyczne / Climatic elements						
	TPL	fPL	NPL	RPL	UPL*	PPL	VPL
r	-0,58	0,52	0,44	0,39	-0,49	-0,55	-0,46
p	<0,001	<0,001	<0,001	0,004	<0,001	<0,001	<0,001
$r^2 \cdot 100\%$	33,6%	27,0%	19,4%	15,2%	24,0%	30,2%	21,2%

Średnie roczne obszarowe: TPL – temperatury powietrza, fPL – wilgotności względnej, NPL – zachmurzenia ogólnego, RPL – sumy opadów, UPL* – usłonecznienia z 5 stacji, PPL – ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza, VPL – prędkości wiatru; r^2 – wartość współczynnika determinacji wyjaśniająca, jaki odsetek wariancji danej zmiennej objaśniają zmiany danego wektora własnego ($r^2 \cdot 100\%$).

Annual area-averaged: TPL – air temperature, fPL – relative humidity, NPL – cloud cover, RPL – total precipitation, UPL* – sunshine duration from 5 stations, PPL – sea level pressure, VPL – wind speed; r^2 – value of the determination coefficient explaining what percentage of the variance of a given variable is explained by changes in a given eigenvector ($r^2 \cdot 100\%$).

-Karskiej), pociągają za sobą konsekwentny międzyroczny rytm zmian wszystkich siedmiu rozpatrywanych elementów opisujących stan klimatu Polski, a nie tylko zmian temperatury powietrza, o czym było wiadomo już wcześniej (Marsz, Styszyńska 2006, 2015).

Trzeba zauważyć, że przedstawione w tabeli 1 związki, jako całość (kompleks), powtarzają zależności typowe dla zmian struktury pogód nad Polską, jeśli jako kryterium podstawowe takiej klasyfikacji przyjmie się podział pogód na dwie kategorie – pogody „niżowe” (cyklonalne) i pogody „wyżowe” (antycyklonalne).

Zwiększenie częstości występowania pogód „niżowych” nad Polską, w ciągu sezonu czy roku, zaznacza się w przebiegu elementów klimatycznych spadkiem średniego ciśnienia atmosferycznego, wzrostem zachmurzenia ogólnego, wzrostem częstości wypadania opadów o dużym czasie trwania, wzrostem wilgotności względnej i spadkiem usłonecznienia, a także wzrostem prędkości wiatru. W pogodach „niżowych”, obok pogód wewnątrzmasowych, występują pogody frontalne, których pojawienie się w pogodach „antycyklonalnych” nie jest możliwe. Dla pogód frontalnych charakterystyczne jest występowanie rozległych pokryw chmur warstwowych, ograniczających dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni podścielającej.

W przypadku zwiększenia częstości pogód „wyżowych” (antycyklonalnych) średnie ciśnienie rośnie, zmniejsza się zachmurzenie, częstość długotrwałych opadów (choć niekoniecznie ich sumy) i wilgotność względna, następuje wzrost usłonecznienia i zmniejsza się średnia prędkość wiatru. Mimo przeciwstawnego wpływu pogód antycyklonalnych na temperaturę powietrza w okresie lata i zimy, wzrost w ciągu roku częstości pogód antycyklonalnych pociąga za sobą wzrost temperatury rocznej.

Związek rocznego ciśnienia nad Polską (PPL) z 1Ev jest ujemny, co oznacza, że wzrostowi SLP nad Morzem Barentsa towarzyszy spadek SLP nad Polską, a spadkowi SLP nad Morzem Barentsa wzrost ciśnienia nad Polską. Zmiany rocznego ciśnienia atmosferycznego odtwarzają zmiany w liczbie przemieszczających się nad danym obszarem układów niżowych i panującego w nich ciśnienia. Pozwala to na stwierdzenie, że zmiany elementów klimatycznych nad Polską potwierdzają tezę o przemieszczaniu się trajektorii układów niżowych wraz ze zmianami SLP nad Morzem Barentsa, sformułowaną w pracy Marsza i Styszyńskiej (2023b). W okresach spadku ciśnienia nad Morzem Barentsa rośnie nad Polską częstość występowania antycyklonów, a wraz z nimi – pogód antycyklonalnych. W okresach wzrostu SLP nad Morzem Barentsa tory niżów przemieszczają się na południe, nad Polską rośnie częstość przechodzenia układów cyklonalnych (niżów), a wraz z nimi – częstość występowania pogód frontalnych.

Przeprowadzona analiza wpływu zmian SLP nad Morzem Barentsa na przebieg procesów przepływu powietrza nad Europą wykazała (Marsz, Styszyńska 2023b), że zmiany te powinny pociągać za sobą sezonowe różnice w przebiegu procesów pogodowych, a więc i odpowiednio, sezonowe zróżnicowanie elementów klimatycznych. Analizy związków między 1Ev a kwartalnymi średnimi obszarowymi wartościami elementów klimatycznych potwierdzają tę tezę. Wartości współczynników korelacji, ograniczone do związków z temperaturą, wilgotnością względną, zachmurzeniem ogólnym, sumami opadów i usłonecznienia zestawione są w tabeli 2.

Tabela 2. Współczynniki korelacji między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev) i kwartalnymi średnimi obszarowymi: temperatura powietrza (TPL), wilgotnością względną (fPL), zachmurzeniem ogólnym (NPL), sumą opadów atmosferycznych (RPL) i usłonecznieniem z 5 stacji (UPL) i ich istotność statystyczna (p). Okres korelacji 1951-2020, z wyjątkiem zmiennej UPL*, której szereg obejmuje lata 1951-2018. Wartość p oznaczona jako 0,000 sygnalizuje, że $p \ll 0,001$.

Table 2. Correlation coefficients (r) between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the quarterly area-averaged: air temperature (TPL), relative humidity (fPL), cloud cover (NPL), total precipitation (RPL) sunshine duration from 5 stations (UPL*) and their statistical significance (p). Correlation period 1951-2020, except for the UPL* variable, which covers the years 1951-2018.

The p value marked as 0.000 signals that $p \ll 0.001$.

Okres Period		Elementy klimatyczne / Climatic elements				
		TPL	fPL	NPL	RPL	UPL*
1 kwartał (JFM)	r	-0,57	0,26	0,13	-0,08	-0,19
	p	0,000	0,027	0,294	0,497	0,116
2 kwartał (AMJ)	r	-0,24	0,40	0,27	0,26	-0,32
	p	0,049	0,001	0,026	0,031	0,008
3 kwartał (JAS)	r	-0,41	0,49	0,35	0,39	-0,43
	p	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000
4 kwartał (OND)	r	-0,20	0,23	0,31	0,21	-0,33
	p	0,091	0,053	0,009	0,076	0,006

Jak można zauważyć (tab. 2), w Polsce rok, w którym ciśnienie nad Morzem Barentsa będzie niższe od przeciętnego, będzie rokiem ciepłym. Trzy pierwsze kwartały roku będą wyraźnie cieplejsze niż przeciętnie, największe dodatnie odchylenie temperatury nastąpi zimą. Jednak poza silnym wpływem na temperaturę pierwszego kwartału, który można umownie określić mianem zimy, wpływ zmian 1Ev na pozostałe elementy będzie bardzo słaby – poniżej lub w pobliżu granicy istotności statystycznej.

Zwraca uwagę to, że najpełniejsze związki między rocznym SLP nad Morzem Barentsa i rozpatrywanymi pięcioma elementami klimatycznymi, opisującymi stan klimatu Polski, zaznaczają się w drugim i trzecim kwartale. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w trzecim kwartale, czyli w lipcu, sierpniu i wrześniu, kiedy wszystkie związki są istotne na poziomie $p < 0,005$. W latach o obniżonym ciśnieniu nad Morzem Barentsa trzeci kwartał w Polsce będzie bardziej słoneczny i cieplejszy, z mniejszym zachmurzeniem, ograniczonymi sumami opadów i zwiększoną suchością powietrza niż przeciętnie.

W latach, w których roczne SLP nad Morzem Barentsa będzie wyższe od przeciętnego, zima w Polsce będzie chłodniejsza od przeciętnej, a trzeci kwartał charakteryzować się będzie zwiększonym zachmurzeniem, wzrostem opadów, zmniejszonym usłonecznieniem i zwiększoną wilgotnością powietrza oraz niższą od przeciętnej temperaturą.

Taki charakter związków między 1Ev i elementami klimatycznymi, przedstawiony w tabeli 2, sugeruje, że wzrost częstości pogód antycyklonalnych nad Polską, jaki zachodzi w latach spadku SLP nad Morzem Barentsa, a cyklonalnych w latach wzrostu SLP nad

Morzem Barentsa, jest najwyraźniejszy w okresie między kwietniem i wrześniem, czyli w półroczu ciepłym. Wpływ zmian SLP nad Morzem Barentsa w półroczu chłodnym na zmienność elementów klimatycznych nad Polską jest niewielki i ograniczony praktycznie do regulacji temperatury w pierwszym kwartale.

Zmiany SLP nad Morzem Barentsa a elementy klimatyczne charakteryzujące stan klimatu Europy

Obszar Polski, nad którym kształtują się opisane związki między elementami klimatycznymi i SLP w Bruździe Barentso-Karskiej stanowi nieznaczny odsetek powierzchni Europy, nadto położony na północnych peryferiach obszaru najsilniejszych związków ujemnych między $1Ev$ i SLP nad Europą (rys. 1). Można jednak sądzić, że charakter zmian elementów klimatycznych zachodzących w „takt” zmian SLP nad Morzem Barentsa wykryty nad Polską powinien mieć nad południową i środkową Europą podobny charakter.

Przeprowadzone badania, mające na celu sprawdzenie tej hipotezy na danych ze stacji europejskich, ograniczone do badania związków między przebiegiem pięciu elementów klimatycznych: temperatury (T), wilgotności względnej (f), zachmurzenia ogólnego (N), sumy opadów (R) i sumy usłonecznienia (U), napotkały na trudności z uzyskaniem kompletnych danych dla większej liczby stacji. Spowodowane to było niedostępnością szeregów czasowych niektórych elementów przez służby meteorologiczne w otwartych zbiorach danych. Najczęściej niedostępne były dane dotyczące zachmurzenia ogólnego i wilgotności względnej, elementów rejestrowanych w standardowych obserwacjach. Braki danych dotyczących usłonecznienia są zrozumiałe, gdyż ten element nie wchodzi w zakres standardowych obserwacji i mierzony jest tylko na wybranych stacjach. Nadto, na szeregu stacji, w udostępnionych danych występowały przerwy w obserwacjach, na tyle długie, że uniemożliwiało to uzyskanie porównywalnych wyników analizy. W związku z tym, przedstawione dalej wyniki analiz oparte są na analizie danych z 94 stacji europejskich (temperatura powietrza), z których zaledwie dla 33 stacji udało się uzyskać kompletne dane. Rozkład tych stacji jest skrajnie nierównomierny, poza stacjami z obszaru Europy Środkowej (Szwajcaria, Niemcy, Holandia, Austria, Czechy), kompletne dane, obejmujące wszystkie pięć elementów, posiada jedynie część stacji. Wartości współczynników korelacji między rocznym SLP nad Morzem Barentsa i elementami klimatycznymi na wybranych stacjach europejskich zestawiono w tabeli 3.

Przeprowadzone analizy wykazały, że na większości badanych stacji istotne statystycznie związki ze zmianami rocznego ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa wykazuje, spośród rozpatrywanych pięciu, od trzech do czterech elementów klimatycznych. Pozwala to na stwierdzenie, że praktycznie na całym obszarze Europy zmiany SLP nad Morzem Barentsa pociągają za sobą nie tylko zmiany temperatury powietrza, ale również szerszego spektrum elementów klimatycznych (patrz tab. 3).

Wartości współczynników korelacji na stacjach europejskich, niezależnie od tego, czy są statystycznie istotne, czy też nieistotne, mają takie same znaki. Wraz ze wzrostem

wartości 1Ev na wszystkich tych stacjach spada temperatura powietrza i usłonecznienie, a rosną zachmurzenie, sumy opadów i wilgotność powietrza. Jest to taki sam układ zależności, jak na stacjach polskich.

Tabela 3. Współczynniki korelacji (r) między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev) i rocznymi wartościami temperatury powietrza (T), wilgotności względnej (f), zachmurzenia ogólnego (N), sumy opadów (R) i sumy usłonecznienia (U) na wybranych stacjach europejskich (górny wiersz); dolny wiersz – istotność statystyczna (p), wartość p oznaczona jako 0,000 sygnalizuje, że $p \ll 0,001$. Korelacje istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubione. Stacje uszeregowane według wzrastającej długości geograficznej.

Okres korelacji 1951-2020.

Table 3. Correlation coefficients (r) between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the annual values of air temperature (T), relative humidity (f), cloud cover (N), total precipitation (R) and sunshine duration sum (U) on selected European stations (top row); bottom row – statistical significance (p), the p value marked as 0.000 signals that $p \ll 0.001$. Statistically significant correlations ($p < 0.05$) in bold. Stations arranged by increasing longitude. Correlation period 1951-2020.

Stacja Station	φ, λ	Wysokość (m n.p.m.) Height (m a.s.l.)	Elementy klimatyczne / Climatic elements				
			T	f	N	R	U
Dublin	53,6°N 06,6°W	48	-0,50 0,000	-0,10 0,433	0,31 0,010	0,35 0,003	-0,12 0,330
Madryt	42,4°N 03,7°W	607	-0,37 0,001	0,20 0,090	0,36 0,003	0,39 0,001	-0,11 0,349
De Bilt	52,1°N 06,2°E	2	-0,55 0,000	0,35 0,003	0,27 0,024	0,20 0,104	-0,43 0,000
Zurych	47,4°N 09,6°E	555	-0,49 0,000	-0,10 0,434	0,47 0,000	0,24 0,046	-0,24 0,043
Kopenhaga	55,7°N 12,5°E	7	-0,65 0,000	- -	0,28 0,019	-0,17 0,153	-0,35 0,003
Poczdami	52,4°N 13,1°E	81	-0,59 0,000	0,38 0,001	0,51 0,000	0,19 0,103	-0,51 0,000
Zagrzeb	45,8°N 16,0°E	157	-0,38 0,001	0,32 0,006	0,34 0,004	0,39 0,001	-0,36 0,003
Wiedeń	48,3°N 16,4°E	198	-0,49 0,000	0,38 0,001	0,48 0,000	0,18 0,128	-0,50 0,000
Koszyce	38,7°N 21,2°E	230	-0,43 0,000	0,41 0,000	0,43 0,000	-0,36 0,002	-0,32 0,007
Ryga	57,0°N 24,1°E	17	-0,60 0,000	0,19 0,118	0,34 0,004	0,07 0,692	-0,18 0,132
Kursk	51,8°N 36,2°E	246	-0,48 0,000	0,18 0,141	-0,05** 0,712	0,21 0,082	-0,13 0,290

**okres korelacji 1966-2020 (55 lat), kreską oznaczono brak pełnych danych.

**correlation period 1966-2020 (55 years), a line indicates the lack of complete data.

Wyniki analizy pozwalają na stwierdzenie, że na obszarze południowej Europy i terenach położonych na południe od 50-53°N spadek SLP nad Morzem Barentsa w danym roku pociąga za sobą spadek zachmurzenia ogólnego, wzrost usłonecznienia i temperatury powietrza, spadek wilgotności względnej i słaby spadek rocznych sum opadów. Tak kształtujące się związki między zmianami SLP w Bruździe Barentso-Karskiej i przebiegiem elementów klimatycznych nad Europą potwierdzają tezę o zmianie trajektorii układów niżowych i zmianie struktury pogód nad wschodnią częścią Atlantyku Północnego oraz zachodnią i środkową Europą, zachodzące wraz ze zmianami SLP w Bruździe Barentso-Karskiej.

Na stacjach europejskich ze zmiennością SLP nad Morzem Barentsa najsilniej i konsekwentnie powiązana jest temperatura powietrza. Wraz ze wzrostem 1Ev temperatura roczna spada, niezależnie od tego, czy nad daną częścią Europy ciśnienie rośnie, czy maleje. To samo dzieje się w przypadku spadku 1Ev – temperatura powietrza nad całą Europą rośnie (rys. 3).

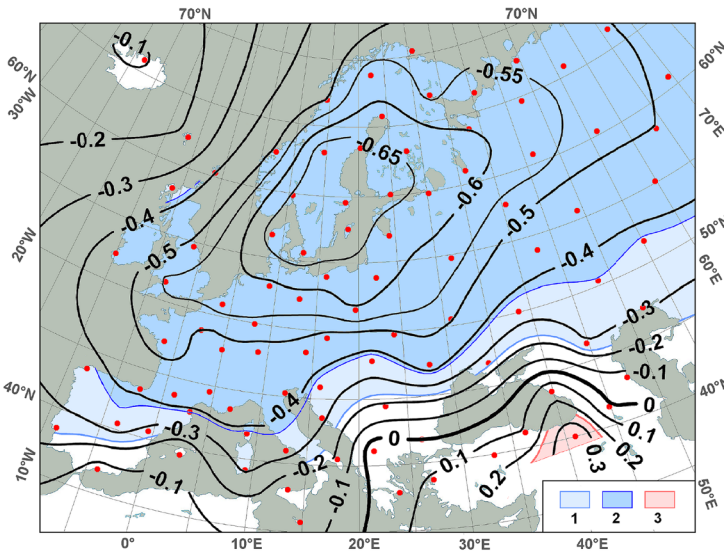
Takie jednakowe, niezależne od regionalnych zmian SLP nad Europą, zachowanie się zmian rocznej temperatury powietrza przy spadku SLP nad Morzem Barentsa otwiera dyskusję na temat mechanizmów, które prowadzą do takich właśnie sytuacji.

Przeprowadzone badania nad wyjaśnieniem tego fenomenu wskazują, że zmiany temperatury powiązane ze zmianami rocznego ciśnienia nad Morzem Barentsa zachodzą jednocześnie na dwóch odrębnych drogach, w wyniku działania dwóch różnych procesów.

W sytuacji, kiedy roczne SLP nad Morzem Barentsa jest wyższe od przeciętnego ($1Ev > 0$), nad północną Europą wzrasta ciśnienie i słabnie cyrkulacja strefowa. W wyniku osłabienia częstości adwekcji powietrza morskiego z zachodu dochodzi do spadku temperatury powietrza, wyraźnego zwłaszcza w półroczu chłodnym. W tym samym czasie następuje wzrost częstości występowania sytuacji cyklonalnych na obszarze południowej Europy (na południe od izokorelaty zerowej; rys. 1), powodujący wzrost frekwencji pogód frontalnych z rozległymi strefami zachmurzenia warstwowego. To ostatnie prowadzi do zmniejszenia usłonecznienia, a w konsekwencji spadku temperatury powietrza².

W sytuacji, kiedy SLP nad Morzem Barentsa jest niższe od przeciętnego ($1Ev < 0$), ciśnienie nad północną Europą spada, nasila się nad tym obszarem przepływ strefowy. Adwekcje z zachodu stanowią w takich latach główną przyczynę wzrostu temperatury, szczególnie wyraźnego w chłodnym półroczu. Wzrost zachmurzenia, związany ze wzrostem frekwencji przechodzących frontów, będących konsekwencją przemieszczenia się trajektorii układów niskiego ciśnienia na północ, ogranicza usłonecznienie. W takich warunkach, mimo bardzo dużej długości dnia w półroczu ciepłym na tych szerokościach (>55-60°N), temperatura w półroczu ciepłym jest nieznacznie niższa niż przeciętnie. W tym samym roku, nad obszarem Europy leżącym na południe od izokorelaty zero-

² Dodatkowym czynnikiem obniżającym temperaturę powietrza może być zmniejszenie strumieni ciepła jawnego z podłoża, kosztem wzrostu strumieni utajonego ciepła parowania. Te same przyczyny, czyli wzrost frekwencji pogód frontalnych, prowadzi do słabego wzrostu rocznych sum opadów (patrz tab. 2 i 3).



Rys. 3. Mapa izokorelat między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP w Bruzdzie Barentso-Karskiej (1Ev) i rocznymi wartościami temperatury powietrza na stacjach europejskich (1951-2020). 1 - korelacje ujemne, istotne statystycznie ($p \leq 0,05$), 2 - korelacje ujemne, wysoce istotne ($p \leq 0,001$), 3 - korelacje dodatnie, istotne statystycznie ($p \leq 0,05$). Czerwone punkty - stacje uwzględnione w analizie.

Fig. 3. Map of isocorrelates between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the annual values of air temperature (1951-2020). 1 - statistically significant negative correlations ($p \leq 0.05$), 2 - highly significant negative correlations ($p < 0.001$), 3 - statistically significant positive correlations ($p \leq 0.05$). Red points - stations used in the analysis.

w jej rośnie częstość występowania pogód antycyklonalnych, zmniejsza się zachmurzenie i rośnie usłonecznienie. Wzrost usłonecznienia, szczególnie w okresie półrocza ciepłego (okres „długiego dnia”), stanowi główną przyczynę wzrostu temperatury rocznej na obszarach Europy położonych na południe od przebiegu izokorelaty zerowej.

Powyższe ilustruje zachowanie się związków między 1Ev i temperaturą powietrza (T) oraz usłonecznieniem (U), a także między 1Ev i roczną składową strefową wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa (Z) oraz między Z i T na dwu stacjach - jednej leżącej na południe od izokorelaty zerowej (Kremsmünster, Austria), drugiej - położonej na północ od izokorelaty zerowej (Sztokholm, Szwecja; patrz rys. 1). Obie te stacje mają zbliżoną do siebie długość geograficzną. Wartości składowej strefowej wiatru geostroficznego pochodzą z gridu położonego najbliżej danej stacji. Wartości współczynników korelacji między tymi zmiennymi zestawione są w tabeli 4.

Zwraca uwagę (tab. 4), że w Sztokholmie, mimo bardzo silnego związku T z ciśnieniem nad Morzem Barentsa (1Ev), związek T z usłonecznieniem jest stosunkowo słaby. Odwrotna sytuacja - słabszy związek między 1Ev i T, za to wyraźnie silniejszy niż w leżącym na północ Sztokholmie związek między U i T występuje w Kremsmünster, zajmu-

Tabela 4. Współczynniki korelacji (r) między pierwszym wektorem własnym rocznego pola SLP w Bruździe Barentso-Karskiej (1Ev) i roczną temperaturą powietrza (T), między T i usłonecznieniem rocznym (U) oraz między roczną składową strefową wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa (Z) i T na stacjach Kremsmünster i Sztokholm w latach 1951-2020 (górnny wiersz) i ich istotność statystyczna (dolny wiersz). Korelacje istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubione.

Table 4. Correlation coefficients (r) between the 1st eigenvector of the annual SLP field in the Barents-Kara Trough (1Ev) and the annual air temperature (T), between T and annual sunshine duration (U) and between the annual zonal component of geostrophic wind at the level of 925 hPa (Z) and T at Kremsmünster and Sztokholm stations in the years 1951-2020 (top row) and their statistical significance (bottom row). Statistically significant correlations ($p < 0.05$) in bold.

Stacja Station	$\varphi, \lambda; h$ [m n.p.m.] $\varphi, \lambda; h$ [m a.s.l.]	1Ev & T	T & U	1Ev & Z	Z & T
Kremsmünster	48,0°N, 14,1°E,	-0,47	0,62	0,03	0,09
	382 m n.p.m.	0,000	0,000	0,798	0,457
Sztokholm	59,4°N, 18,0°E	-0,68	0,26	-0,86	0,59
	14 m n.p.m.	0,000	0,030	0,000	0,000

jącym południowe położenie w stosunku do izokorelaty zerowej. Podobne zróżnicowanie wykazuje siła związków między 1Ev i Z oraz Z i T. Tu siła związków w Sztokholmie (St) jest duża, gdy w Kremsmünster (Kr) znikoma i statystycznie nieistotna.

Traktując T na danej stacji jako funkcję dwu zmiennych – usłonecznienia rocznego (U) oraz składowej strefowej wiatru geostroficznego na poziomie 925 hPa (Z) z pobliza danej stacji, uzyskuje się dwa równania:

$$T(Kr) = 1,9513(\pm 0,9962) + 0,0034(\pm 0,0005) \cdot U(Kr) + 0,3929(\pm 0,1738) \cdot Z(Kr) \quad (1)$$

którego³ $R = 0,65$, adj. $R^2 = 0,407$, $F(2,67) = 2,47$, $p \ll 0,001$, BSE = 0,71, oraz:

$$T(S) = 2,8620(\pm 1,0602) + 0,0015(\pm 0,0006) \cdot U(St) + 0,5758(\pm 0,1082) \cdot Z(St) \quad (2)$$

którego: $R = 0,64$, adj. $R^2 = 0,395$, $F(2,67) = 23,5$, $p < 0,001$, BSE = 0,84.

W równaniu (1) (Kremsmünster) zmienność U objaśnia ~39%, a zmienność Z ~4% wariancji T. W równaniu (2) sytuacja się odwraca – zmienność U objaśnia zaledwie ~7% wariancji T w Sztokholmie, gdy zmienność Z ~41%. Analiza regresji i analiza wariancji wskazują wyraźnie, że głównym czynnikiem regulującym temperaturę powietrza na obszarach leżących na południe od izokorelaty zerowej jest zróżnicowanie dopływu energii

³ Charakterystyki statystyczna równań: R – współczynnik korelacji wielokrotnej, adj. R^2 – współczynnik determinacji poprawiony na liczbę stopni swobody, F – wartość testu F, w nawiasach – liczby stopni swobody, p – istotność statystyczna oszacowania współczynnika regresji w równaniu, BSE – błąd standardowy estymacji wartości y. Parametry równań zaokrąglono do 0,0001.

promienistej Słońca, charakteryzowanego przez taką wielkość, jaką jest usłonecznienie – patrz wzór Blacka (Black i in. 1954), a na obszarach położonych na północ od tej izokorelaty jest zmienny w funkcji czasu poziomy napływ ciepła znad oceanu (składowa strefowa wiatru geostroficznego; wartości dodatnie – adwekcja z zachodu). Wartości współczynników regresji stojących przed U wskazują, że wzrost usłonecznienia o 1 godzinę w roku pociąga za sobą wzrost rocznej temperatury w Kremsmünster o $0,0034^{\circ}\text{C}$ (294 godziny/ 1°C), gdy w Sztokholmie wzrost ten jest o prawie połowę mniejszy ($0,0015^{\circ}\text{C}$; $666,7$ godziny/ 1°C), mimo tego, że różnica szerokości geograficznej między oboma stacjami wynosi tylko $\sim 11^{\circ}$.

Opisane procesy wykazują wyraźne zróżnicowanie sezonowe. W dalsze detale zróżnicowania opisanych procesów w funkcji czasu nie będzie się w tym artykule wkraczać ze względu na jego objętość. Ilustracją zmienności działania zmian SLP nad Morzem Barentsa na sezonowe zmiany wartości elementów klimatycznych jest, w pewnym sensie, zawartość tabeli 2.

Dyskusja wyników

Przebieg pierwszego wektora własnego rocznego pola ciśnienia nad Morzem Barentsa (1Ev) jest silnie skorelowany z zimowym (DJFM) i rocznym stacyjnym wskaźnikiem NAO Hurrella (1996) odpowiednio $r = -0,77$ i $-0,66$. Przy obliczaniu stacyjnych wskaźników NAO nie uwzględnia się zmian SLP nad Morzem Barentsa. Tym niemniej, znaczna zmienność wspólna (kowariancja) w przebiegu 1Ev i indeksów NAO powoduje, że trudno oddzielić rezultaty działania sygnału zmian SLP nad Morzem Barentsa od działania sygnału NAO. Może rysować się zatem pytanie, czy zmienność SLP nad Morzem Barentsa stanowi byt odrębny od NAO?

Wpływ NAO na zmienność elementów klimatycznych, zwłaszcza na temperaturę powietrza, jest silny, a nawet bardzo silny zimą (Wibig 2000; Wanner i in. 2001; Hurrell i in. 2003), w cieplej porze roku jest słaby, przeważnie nieistotny statystycznie. Przedstawione wyniki analizy (np. tab. 2) wykazują, że najbardziej konsekwentne związki ze zmiennością elementów klimatycznych zmienność 1Ev wykazuje nie zimą, a w cieplej połowie roku. Pozwala to domniemywać, że indywidualną cechą charakterystyczną wpływu zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa na zmienność elementów klimatycznych nad Europą jest działanie w półroczu ciepłym. Odróżnia to działanie zmian SLP nad Morzem Barentsa od wpływu NAO.

W tym kontekście można wyjaśnić zaznaczające się relatywnie silne i istotne, przesunięte w czasie, związki między zmiennością zimowego indeksu NAO a temperaturą powietrza i sumami opadów w maju i sierpniu nad Polską (Marsz, Styszyńska 2021), jako faktycznie stanowiące efekt zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa. Rysuje się także problem odwrotny – czy silne związki między 1Ev i temperaturą powietrza nad Polską w pierwszym kwartale (tab. 2) nie stanowią przypadkiem wyniku interferencji sygnałów NAO i zmienności SLP nad Morzem Barentsa i faktycznie są rezultatem działania zimowego NAO?

Badania nad tymi pytaniami mogą stanowić przyczynek do wyjaśnienia kwestii położenia centrów działania atmosfery w funkcjonowaniu „letniego NAO” (ang. summer NAO) i dyskusji nad mechanizmem działania tej postaci cyrkulacji atmosferycznej (Hurrell, Folland 2002; Folland i in. 2009; Chronis i in. 2011; Sutton, Dong 2012; Dong i in. 2013).

Rozkład przestrzenny związków między zmianami 1Ev i roczną temperaturą powietrza nad Europą (rys. 3), z wyraźnie zaznaczającym się centrum siły związku lokującym się wokół Bałtyku ($r = -0,65$), jest co najmniej zastanawiający. Jest on niezgodny ze strefowym rozkładem współczynników korelacji między 1Ev i T (patrz rys. 1). Kontury izokorelat na zachodniej części rysunku 3, wobec braku stacji na obszarach morskich, nie przedstawiają realnego rozkładu siły związku, a stanowią jedynie wynik interpolacji. Wokół Bałtyku liczba i rozkład stacji są wystarczające dla uzyskania rzeczywistego obrazu siły związku. Można przypuszczać, że nad obszarem morza działa dodatkowy czynnik, deformujący wartości i rozkład przestrzenny współczynników korelacji. Czynnikiem tym najprawdopodobniej jest oddziaływanie ciepłe wód Bałtyku, w jakiś sposób, bezpośrednio lub pośrednio, powiązane ze zmiennością ciśnienia nad Morzem Barentsa. Wyjaśnienie tego przypuszczenia wymaga badań znacznie wykraczających poza zakres tematyczny tego artykułu.

W przedstawionym na rysunku 2 przebiegu 1Ev dość wyraźnie zaznaczają się związki z granicami epok cyrkulacyjnych wyznaczonych na podstawie zmian frekwencji makrotypów Wangengejma-Girsa. Szczególnie wyraźne jest obniżenie ciśnienia rocznego po przejściu od epoki cyrkulacji południkowej E do epoki cyrkulacji strefowej W między latami 1987 i 1989 (na rys. 2 oznaczony rok 1988). Zgodnie z przedstawionymi w tym artykule i w pracy Marsza i Styszyńskiej (2023b) faktami, powinno to spowodować w epoce cyrkulacyjnej W przesunięcie trajektorii układów niżowych na północ i wzrost ciśnienia atmosferycznego nad Polską (i Europą na S od $\sim 55^\circ\text{N}$), a tym samym wzrost częstości występowania układów (i pogód) antycyklonalnych po roku 1988. To ostatnie skutkuje wzrostem temperatury powietrza, spadkiem zachmurzenia, wzrostem usłonecznienia, spadkiem rocznych sum opadów.

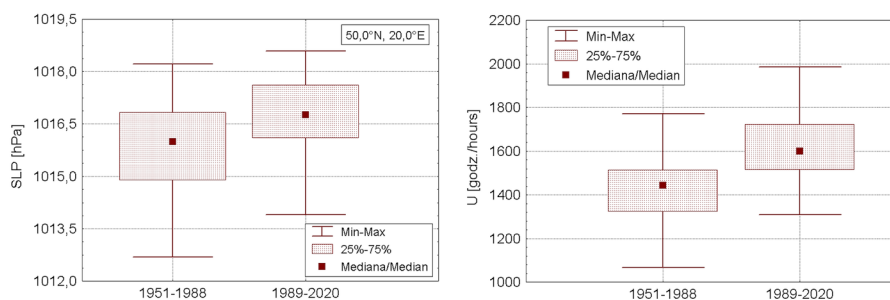
Wniosek taki jest sprzeczny ze stwierdzonym nad Polską Południową przez Bielec-Bąkowską (2022) spadkiem frekwencji antycyklonalnych sytuacji synoptycznych i wzrostem, zwłaszcza w ciągu ostatnich 20 lat, liczby dni z występowaniem frontów stacjonarnych.

Ogólnie, średnie roczne ciśnienie atmosferyczne nad Polską, obliczone z reanalizy (średnia z 9 gridów) po roku 1988 nieznacznie wzrosło, w stosunku do lat 1951-1988. Wzrost ten jest na granicy istotności statystycznej, tym niemniej przesunięcie względem siebie granic pierwszego i trzeciego kwartyla w obu okresach daje jakąś informację, wskazującą na wzrost ciśnienia.

Obszar Polski Południowej rozpatrywany przez Bielec-Bąkowską (2022), a dokładniej dorzecza górnej Wisły, położony jest w niedużej odległości na południe od przebiegu izokorelaty zerowej (rys. 1), tym niemniej nad Krakowem, który leży na tym obszarze, na podstawie danych z reanalizy (grid $50,0^\circ\text{N}$, $20,0^\circ\text{E}$) można stwierdzić, że w latach

1989-2020 granice między pierwszym i trzecim kwartylem rozkładu wartości średniego rocznego SLP wzrosły w stosunku do okresu 1951-1988, choć podobnie jak w przypadku średniej dla Polski (rys. 4) różnica między średnim rocznym ciśnieniem między tymi okresami jest w pobliżu granicy istotności statystycznej (rys. 4, panel lewy). Szereg wartości rocznych SLP ze stacji Kraków–Obserwatorium (UJ) z lat 1988-2020 wykazuje występowanie w nim w tym okresie słabego, ale istotnego trendu ujemnego ($-0,053(\pm 0,023)$ hPa rok⁻¹; $p = 0,028$). W tym samym okresie szereg rocznych wartości SLP ze stacji IMGW Kraków–Balice nie wykazuje występowania w nim trendu. Średnie roczne wartości ciśnienia zredukowanego do poziomu morza (SLP) w okresie 1988-2020 na stacji Kraków–Obserwatorium i na stacji Kraków–Balice także są różne (odpowiednio $1016,72(\pm 0,23)$ i $1017,15(\pm 0,18)$ hPa). Te niewielkie różnice w zachowaniu się ciśnienia według różnych danych, ale sprzeczne ze sobą, nie pozwalają na bardziej stanowcze odniesienie się do długookresowych zmian ciśnienia nad południową Polską, jakie zachodzą wraz ze zmianami SLP nad Morzem Barentsa.

Inne cechy zmian elementów klimatycznych w Krakowie nie wskazują ani na spadek częstości występowania sytuacji antycyklonalnych, ani na wzrost częstości występowania frontów stacjonarnych, czy też innych frontów. Po roku 1988 zachmurzenie ogólne nie wykazuje tendencji wzrostowej, wydatnie wzrosło usłonecznienie (rys. 4, panel prawy), a w strukturze zachmurzenia istotnie zmniejszył się udział frontalnych niskich i średnich chmur warstwowych (Matuszko, Węglarczyk 2018) typowych dla pogód frontalnych. Podobne zmiany elementów klimatycznych jak w Krakowie obserwuje się również np. we Wrocławiu (Marsz i in. 2021), który nie leży co prawda w obszarze zdefiniowanym przez Niedźwiedzia (1981) jako „dorzecze górnej Wisły”, ale jednak jest położony na południu Polski i na południe od izokorelaty zerowej. Pięć stopni szerokości geograficznej na południe od Krakowa, w gridzie 45°N, 20°E, roczne SLP w latach 1989-2020 istotnie wzrosło w stosunku do SLP występującego tam wcześniej ($1015,8(\pm 0,2)$ hPa *versus*



Rys. 4. Zakresy zmienności rocznych wartości SLP w gridzie 50°N, 20°E (położenie Krakowa) w latach 1951-1988 i 1989-2020 (panel lewy) oraz zakresy zmienności usłonecznienia rocznego (U) na stacji Kraków–Obserwatorium w tych samych okresach (panel prawy).

Fig. 4. Ranges of variability of annual SLP values in the 50°N, 20°E grid (Kraków's location) in the years 1951-1988 and 1989-2020 (left panel) and ranges of variability of annual sunshine duration (U) at the Kraków–Observatory station in the same periods (right panel).

1017,2($\pm 0,2$) hPa). Wskazuje to, że przedstawiona teza o wzroście częstości występowania pogód antycyklonalnych w ostatniej epoce cyrkulacyjnej (epoce W, po roku 1988) ma swoje uzasadnienie również w przebiegu innych niż ciśnienie atmosferyczne elementów klimatycznych.

Opisany wpływ zmian SLP nad Morzem Barentsa na klimat Polski i Europy wskazuje, że pierwotną przyczyną tej zmienności są te czynniki (ten czynnik), które doprowadzają do zmian ciśnienia atmosferycznego nad tym morzem. Kwestie te są dyskutowane i wyjaśnione w pracy autorów (Marsz, Styszyńska 2023b), nie zachodzi zatem potrzeba powtarzania ich w tym artykule.

Podsumowanie i wnioski

Przedstawione wyniki badań wskazują, że zmiany rocznych wartości SLP nad Morzem Barentsa wywierają niezbyt silny, ale wyraźny wpływ na zmienność klimatu Europy. Pociągają one za sobą nie tylko zmiany ciśnienia atmosferycznego nad kontynentem, ale i uporządkowane w przestrzeni zmiany wartości rocznych elementów klimatycznych – temperatury powietrza, wilgotności względnej, zachmurzenia ogólnego, rocznych sum opadów i usłonecznienia. Zmienność klimatu Polski w wymiernym i statystycznie istotnym stopniu zachodzi w tym samym rytmie, co zmiany SLP nad Morzem Barentsa.

W latach, w których SLP nad Morzem Barentsa jest wyższe od przeciętnego, nad obszarem Europy leżącym na południe od 55°N spada temperatura powietrza i sumy usłonecznienia, a rosną zachmurzenie, sumy opadów atmosferycznych oraz wilgotność powietrza. W latach, w których SLP jest niższe od przeciętnego znaki zmian się odwracają – rośnie nad tą częścią Europy temperatura powietrza i sumy usłonecznienia, a zmniejszają się zachmurzenie ogólne, roczne sumy opadów i silnie zmniejsza się wilgotność powietrza. Najsilniej powiązane ze zmianami SLP nad Morzem Barentsa są zmiany temperatury powietrza, usłonecznienia i zachmurzenia, najsłabiej – rocznych sum opadów.

Siła związków między zmianami SLP nad Morzem Barentsa i zmiennością elementów klimatycznych jest nierównomiernie rozłożona w czasie roku. Najsilniej zależności te ujawniają się, z wyjątkiem temperatury powietrza, w półroczu ciepłym, czyli okresie od kwietnia do września. Terytorialnie najsilniejsze związki między zmiennością SLP nad Morzem Barentsa i zmiennością elementów klimatycznych lokują się na południe od 50-55°N, między ~10 a 25°E.

Wraz ze spadkiem rocznego SLP nad Morzem Barentsa rośnie temperatura powietrza nad całą Europą, z wyjątkiem jej południowych krańców. Dzieje się tak niezależnie od tego, czy nad daną częścią kontynentu ciśnienie atmosferyczne rośnie, czy obniża się. Wzrost temperatury nad Europą zachodzi w wyniku jednoczesnego działania dwu procesów – nasilenia się adwekcji powietrza atlantyckiego w chłodnym półroczu nad północną Europą i wzrostu usłonecznienia (dopływu energii słonecznej) nad południową Europą. Działanie tych procesów daje zgodny w fazie wzrost temperatury nad całym kontynentem. Wzrost rocznego SLP nad Morzem Barentsa prowadzi do spadku temperatury

powietrza. Nad północną Europą spadek ten zachodzi w rezultacie osłabienia napływów powietrza z zachodu, a nad południową – w wyniku wzrostu zachmurzenia i spadku usłonecznienia. Spadek ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa, jaki nastąpił wraz z przejściem od epoki cyrkulacyjnej E do epoki cyrkulacyjnej W (1987-1988), w świetle przedstawionych wyników badań może być uznany za jedną z przyczyn wzrostu temperatury powietrza nad Europą w ostatnim trzydziestoleciu (Marsz, Styszyńska 2023a).

Opisane zależności między zmianami ciśnienia nad Morzem Barentsa i zmianami wartości elementów klimatycznych nad Europą wykazują, że zmienność SLP nad Morzem Barentsa, niezależnie od zmienności SLP w Niżu Islandzkim, wywiera istotny, choć drugo- lub trzeciorzędny, wpływ na zmienność klimatu Starego Kontynentu. Jednocześnie, opisane związki ujawniają znaczny stopień skomplikowania działania poszczególnych mechanizmów cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmienności elementów klimatycznych nad Europą.

L i t e r a t u r a

- Bielec-Bąkowska Z., 2022, Long-term changes in circulation conditions over southern Poland for the period 1874-2020, *Miscelanea Geographica – Regional Studies on Development*, 26 (4), 237-248, DOI: 10.2478/mgrsd-2022-0010
- Black J.N., Bonython C.W., Prescott J.A., 1954, Solar radiation and the duration of sunshine, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80 (344), 231-235, DOI: 10.1002/qj.49708034411.
- Chronis T., Raitsos D.E., Kassis D., Sarantopoulos A., 2011, The Summer North Atlantic Oscillation Influence on the Eastern Mediterranean, *Journal of Climate*, 24 (21), 5584-5596, DOI: 10.1175/2011JCLI3839.1.
- Dong B., Sutton R.T., Woollings T., Hodges K., 2013, Variability of the North Atlantic summer storm track: mechanisms and impacts on European climate, *Environmental Research Letters*, 8, 034037, DOI: 10.1088/1748-9326/8/3/034037.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W., 2009, The summer North Atlantic Oscillation: past, present and future, *Journal of Climate*, 22 (5), 1082-1103, DOI: 10.1175/2008JCLI2459.1.
- Hill T., Lewicki P., 2007, *STATISTICS: Methods and Applications*, StatSoft, Tulsa, OK, dostępne online www.statsoft.com/textbook/stathome.html.
- Hurrell J.W., 1996, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- Hurrell J.W., Folland C.K., 2002, A change in the summer circulation over the North Atlantic, *CLIVAR, Exchanges*, 25, 52-54.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003, An Overview of the NAO, [w:] *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, AGU Geophysical Monograph, 134, 1-35.
- 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 B., 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 (3), 437-471, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006, O "arktycznych" i "atlantyckich" mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16, 47-89.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2015, Zmienność ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej a temperatura powietrza w Polsce. Przyczynki do przejawów „monsunu europejskiego”, *Przegląd Geofizyczny*, 60 (1-2), 3-25.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2021, Wpływ znaku faz NAO w okresie zimowym na bilans wodny i możliwość wystąpienia suszy w cieplej porze roku na obszarze Polski, *Annales UMCS w Lublinie. Sectio B*, 76, 127-143, DOI: 10.17951/b.2021.76.127-143.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023a, Niestacjonarność przebiegu temperatury powietrza nad obszarem Europy – zmiana reżimu termicznego w Europie w latach 1987-1989 i jej przyczyny, *Prace Geograficzne*, 170, 9-46, DOI: 10.4467/20833113PG.001.17489.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2023b, Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa i ich wpływ na cyrkulację atmosferyczną w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym, *Przegląd Geofizyczny*, 68 (3-4), 83-111, DOI: 10.32045/PG-2023-038.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Bryś K., Bryś T., 2021, Role of internal variability of climate system in increase of air temperature in Wrocław (Poland) in the years 1951-2018, *Quaestiones Geographicae*, 40 (3), 109-124, DOI: 10.2478/quageo-2021-0027.
- 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 (51), e1205-e1220, DOI: 10.1002/joc.5445.
- Niedźwiedz T., 1981, Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 58, 165 s.
- Savichev A.I., Mironicheva N.P., Cepelev V.Y., 2015, Osobennosti kolebanij atmosferycznej cirkulacji v Atlantiko-evropejskom sektore polushariya v poslednie desyatiletiiya, *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 39, 120-131.
- Sutton R.T., Dong B., 2012, Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s, *Nature Geoscience*, 5, 788-792, DOI: 10.1038/ngeo1595.
- Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz Ch., Stephenson D.B., Xoplaki E., 2001, North Atlantic Oscillation. Concepts and studies, *Surveys in Geophysics*, 22, 321-381, DOI: 10.1023/A:1014217317898.
- Wibig J., 2000, Oscylacja północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. *Przegląd Geofizyczny*, 45 (2), 121-137.

S t r e s z c z e n i e

Zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Morzem Barentsa, niezależnie od zmian ciśnienia w Niżu Islandzkim, wywierają silny i istotny wpływ na zmiany ciśnienia atmosferycznego nad Europą.

Polegają one na zgodnych w fazie ze zmianami ciśnienia nad Morzem Barentsa zmianach ciśnienia nad północną Europą (szerokości 75-60°N) i przeciwnych w fazie zmianach nad południową Europą (na S od ~55°N). Praca przedstawia wyniki badań nad zachowaniem się zmienności elementów klimatycznych nad Polską i Europą, zachodzących pod wpływem rocznych zmian ciśnienia nad Morzem Barentsa (dalej SLP). Okresem opracowania są lata 1951-2020. Stwierdzono statystycznie istotne związki między SLP i rocznymi obszarowymi wartościami elementów klimatycznych nad Polską: temperaturą powietrza (TPL), zachmurzeniem ogólnym (NPL), usłonecznieniem (UPL), wilgotnością względną (fPL), sumami opadów (RPL), ciśnieniem atmosferycznym (PPL) i prędkością wiatru (VPL). Wzrostowi SLP ponad normę wieloletnią odpowiada nad Polską spadek TPL, UPL i PPL, a wzrost NPL, RPL, fPL i VPL. Spadek SLP pociąga za sobą odwrotne skutki. Zmiany SLP objaśniają od 33 (TPL) do kilkunastu procent wariacji pozostałych elementów, przy czym najsłabszą reakcją na zamiany SLP wykazuje roczna suma opadów (~15% objaśnionej wariacji). Zmiany te wskazują, że wraz ze zmianami SLP nad Morzem Barentsa dochodzi do zmian trajektorii układów niskiego ciśnienia. W latach, w których SLP jest wyższe od normy tory niżów przemieszczają się nad południową Europą (~40-55°N), a w latach, w których SLP jest niższe od normy, tory niżów przemieszczają się nad północną Europą. W tych okresach nad południową Europą wzrasta udział pogód antycyklonalnych. Najwyraźniej wpływ zmian SLP na zmienność elementów klimatycznych zaznacza się w półroczu ciepłym, a silnie w 3 kwartale (lipiec-wrzesień). Różni to wpływ SLP nad Morzem Barentsa od wpływu NAO, które najsilniej wpływa na zmienność elementów klimatycznych w okresie zimowym. Oddziaływanie zmian SLP na zmienność elementów klimatycznych nad Europą jest ogólnie podobne do tego, jaki obserwuje się nad Polską. Nad całą Europą najsilniej z SLP nad Morzem Barentsa powiązana jest temperatura powietrza. Przy spadku SLP nad całą Europą temperatura powietrza wzrasta, przy wzroście – spada. Dzieje się tak, niezależnie od tego, czy nad daną częścią Europy SLP rośnie, czy maleje – znak zmian temperatury pozostaje taki sam. Wzrost temperatury rocznej nad Europą przy spadku SLP nad Morzem Barentsa zachodzi w rezultacie działania dwu różnych procesów. Przy spadku SLP nad północną Europą wzrost temperatury następuje w wyniku wzrostu intensywności napływów powietrza z zachodu (adwekcje powietrza morskiego w chłodnym półroczu), a nad południową Europą w wyniku wzrostu usłonecznienia (wzrost sytuacji antycyklonalnych w półroczu ciepłym). Przy wzroście SLP powyżej normy spadek temperatury nad północną Europą zachodzi w rezultacie osłabienia adwekcji mas powietrza z zachodu, a nad południową Europą (na S od 55°N) w wyniku wzrostu natężenia adwekcji powietrza z zachodu (wzrost frekwencji pogód cyklonalnych powoduje wzrost zachmurzenia i spadek usłonecznienia).

Słowa kluczowe: ciśnienie atmosferyczne, elementy klimatyczne, Morze Barentsa, Polska, Europa.

S u m m a r y

Changes in atmospheric pressure over the Barents Sea, independently of pressure changes in the Icelandic Low, have a strong and significant impact on atmospheric pressure changes over Europe (Marsz and Styszyńska 2023b). They consist of pressure changes over northern Europe (latitudes 75-60°N) that are compatible in phase with pressure changes over the Barents Sea and opposite in phase

with pressure changes over southern Europe (to the S of $\sim 55^{\circ}\text{N}$). The paper presents the results of a study on the variability of climatic elements over Poland and Europe under the influence of annual pressure changes over the Barents Sea (hereafter SLP). The study period is 1951-2020. Statistically significant relationships were found between SLP and annual area values of climatic elements over Poland: air temperature (TPL), total cloud cover (NPL), sunshine duration (UPL), relative humidity (fPL), precipitation totals (RPL), atmospheric pressure (PPL) and wind speed (VPL). An increase in SLP above the multi-annual norm corresponds over Poland to a decrease in TPL, UPL and PPL, and an increase in NPL, RPL, fPL and VPL. A decrease in SLP has the opposite effect. Changes in SLP explain between 33 per cent (TPL) and several per cent of the variance in the other elements, with annual precipitation showing the weakest response to changes in SLP (~ 15 per cent of the explained variance). These changes indicate that with changes in SLP over the Barents Sea there are changes in the trajectories of low-pressure systems. In years when SLP is higher than normal, the tracks of lows move over southern Europe ($\sim 40\text{-}55^{\circ}\text{N}$), and in years when SLP is lower than normal, the tracks of lows move over northern Europe. During these periods, the proportion of anticyclonic weather increases over southern Europe. The effect of SLP changes on the variability of climatic elements is most pronounced in the warm half-year, and strongly in Q3 (July-September). This differentiates the influence of SLP over the Barents Sea from that of the NAO, which most strongly influences the variability of climatic elements in the winter period. The impact of SLP changes on the variability of climatic elements over Europe is generally similar to that observed over Poland. Overall of Europe, air temperature is most strongly related to SLP over the Barents Sea. When the SLP over the whole of Europe decreases, the air temperature increases; when it increases, it decreases. This is the case whether SLP increases or decreases over a particular part of Europe - the sign of temperature change remains the same. An increase in annual temperature over Europe with a decrease in SLP over the Barents Sea occurs as a result of two different processes. With a decrease in SLP over northern Europe, the temperature rise occurs as a result of an increase in the intensity of air inflows from the west (maritime air advections in the cool half of the year), and over southern Europe as a result of an increase in sunshine duration (increase in anticyclonic situations in the warm half of the year). When SLP increases above normal, the temperature decrease over northern Europe occurs as a result of a weakening of the advection of air masses from the west, and over southern Europe (to the S of 55°N) as a result of an increase in the intensity of air advection from the west (an increase in the frequency of cyclonic weather causes an increase in cloud cover and a decrease in sunshine duration).

Key words: atmospheric pressure, climatic elements, Barents Sea, Poland, Europe.