

# ◆◆◆◆ ORIGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYCZYNKI

---

Andrzej A. MARSZ

Polskie Towarzystwo Geofizyczne – Oddział Morski

Anna STYSZYŃSKA

Katedra Urbanistyki i Planowania Regionalnego Politechniki Gdańskiej

## ZMIENNOŚĆ CIŚNIENIA ATMOSFERYCZNEGO W ARKTYCE ATLANTYCKIEJ A TEMPERATURA POWIETRZA W POLSCE. PRZYCZYNEK DO PRZEJAWÓW „MONSUNU EUROPEJSKIEGO”

THE VARIABILITY OF ATMOSPHERIC PRESSURE IN THE  
ARCTIC REGION OF THE ATLANTIC AND THE TEMPERATURE  
IN POLAND. CONTRIBUTION TO THE MANIFESTATIONS  
OF „EUROPEAN MONSOON”

### Sformułowanie zagadnienia

Zespół czynników, które powodują występowanie międzyrocznej i międzysezonowej zmienności temperatury powietrza nad Polską, stanowi od lat pole studiów polskich klimatologów. Jednym z najczęściej wskazywanych czynników wywierających wpływ na długo- i krótkookresową zmienność temperatury jest zmienność cyrkulacji atmosferycznej. Wpływ zmian cyrkulacji atmosferycznej na zmienność temperatury powietrza był analizowany w różnych aspektach. Wykazano silne związki zmienności temperatury powietrza nad Polską ze zmiennością wskaźnika cyrkulacji strefowej (np. Kożuchowski, Trepieńska, 1990), zmiennością składowych strefowych i południkowych wiatru geostroficznego (np. Miętus, 1993; Kożuchowski, 2004), NAO i AO (Marsz, 1999; Marsz, Styszyńska, 2001; Wibig, 2001), liczbowymi wskaźnikami cyrkulacji Lityńskiego (np. Nowosad, 2004;

Ustrnul, Wypych 2011), frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa (Kozuchowski, 1989), Großwetterlagen (np. Ustrnul, Wypych 2011), frekwencją występowania typów cyrkulacji dolnej Osuchowskiej-Klein (np. Osuchowska-Klein, 1992; Boryczka i in., 2002; Baranowski, 2008). Większość szeregów czasowych tych wskaźników lub typów cyrkulacji jest ze sobą w taki czy inny sposób skorelowana, gdyż opisują przebieg tych samych zjawisk.

Jednym z czynników cyrkulacyjnych wpływających na zmienność temperatury powietrza na wielkich obszarach północnej Europy i północnej Azji są zmiany ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej (Marsz, Styszyńska, 2006). Najsilniejszy wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza na obszarze od zachodnich wybrzeży północnej Europy po Lenę i Zabajkale na Syberii wywierają zmiany ciśnienia nad pograniczem mórz Grenlandzkiego i Barentsa. Maksimum siły związków temperatura powietrza wykazuje z ciśnieniem atmosferycznym w punkcie o współrzędnych 75°N, 15°E. Punkt ten leży ok. 120 km na WNW od Wyspy Niedźwiedziej.

Analiza związków między ciśnieniem atmosferycznym (dalej SLP – Sea Level Pressure) w tym punkcie a temperaturą powietrza (dalej Tp) wykazała, że zmiany SLP wywierają najsilniejszy wpływ na Tp nad obszarem Morza Bałtyckiego i obszarami wokółbałtyckimi. Zmienność rocznego SLP nad Arktyką Atlantycką objaśnia tam ponad 50% wariacji temperatury rocznej (Marsz, Styszyńska, 2006). W opracowaniu Marsza i Styszyńskiej (2006) stwierdzono, na podstawie nielicznych stacji z obszaru Polski, że zmiany SLP w gridzie 75°N, 15°E (dalej oznaczenie P[75,15]) wywierają silny wpływ na kształtowanie się temperatury zimy i temperatury rocznej nad obszarem Polski. Z punktu widzenia oceny roli czynników kształtujących klimat Polski wydaje się być interesujące, jak dokładniej kształtują się te związki na „nie-górskim” obszarze Polski<sup>1</sup>, jaki jest ich rozkład w czasie oraz ich zróżnicowanie regionalne. Wyjaśnienie tej kwestii pozwoli na ocenę wpływu zmian warunków klimatycznych w Arktyce Atlantyckiej na zmiany warunków termicznych w Polsce. Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad tym zagadnieniem.

---

<sup>1</sup> Analiza związków między ciśnieniem w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą powietrza na górskich i przedgórskich stacjach Polski (Śnieżka, Kłodzko, Zakopane, Nowy Sącz, Lesko) wykazuje, że związki takie istnieją, są relatywnie silne, ale dla uzyskania zbliżonego do rzeczywistości obrazu zróżnicowania regionalnego gęstość stacji powinna być znacznie większa od tej, którą dysponują autorzy. Silne zróżnicowanie regionalne związków między P[75,15] a Tp na obszarach górskich wprowadza, jak można sądzić, zróżnicowanie warunków lokalnych stacji, nieporównanie większe niż na pozostałych obszarach kraju.



## Materiały i metody badawcze

Podstawowymi danymi wykorzystanymi w tym opracowaniu są szeregi czasowe miesięcznych wartości SLP i takie same szeregi temperatury powietrza na wybranych stacjach Polski. Szeregi wartości SLP pochodzą z reanalizy (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure; Kalany i in., 1996), szeregi  $T_p$  pochodzą ze stacji IMGW, pobrano je z bazy danych ECA&D (European Climate Assessment & Dataset). Wartości roczne SLP i  $T_p$  obliczano z wartości miesięcznych jako zwykle średnie arytmetyczne. Wobec bardzo silnego skorelowania przebiegów temperatury powietrza na obszarze Polski, uznano, że dla poznania głównych cech rozkładu przestrzennego związków na „nie-górskich” obszarach kraju wystarczy 19 stacji, rozłożonych względnie równomiernie na powierzchni Polski. Są to stacje: Białystok, Chojnice, Elbląg, Kalisz, Katowice, Kielce, Koszalin, Łeba, Mława, Poznań, Rzeszów, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Toruń, Warszawa, Włodawa, Wrocław i Zielona Góra. Z miesięcznych wartości temperatury z tych stacji obliczono, jako średnie arytmetyczne, miesięczne i roczną temperaturę „obszarową” dla Polski. Jako metody analizy wykorzystano korelację liniową, analizę regresji i analizę wariancji.

Opracowaniem objęto ostatnie pełne 50-lecie 1961-2010. W celu zbadania, czy opisane związki są stabilne w funkcji czasu, dodatkowe analizy przeprowadzono w dwu 25-leciach 1961-1985 i 1986-2010, różniących się istotnie wartościami średniej temperatury rocznej (1961-1985 – okres chłodny, 1986-2010 – okres silnego i szybkiego wzrostu temperatury nad Polską).

## Wyniki

Przeprowadzone analizy korelacji liniowych dotyczące całego badanego pięćdziesięciolecia wykazują istnienie silnych związków między rocznymi wartościami  $P[75,15]$  a temperaturą roczną nad Polską (tab. 1). Wszystkie statystycznie istotne związki są bez wyjątku ujemne – spadki ciśnienia nad Arktyką Atlantycką są powiązane ze wzrostem rocznej temperatury powietrza nad Polską.

Związki między rocznymi wartościami SLP w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą roczną nad Polską wykazują słabe zróżnicowanie przestrzenne (rys. 1), współczynniki korelacji zawierają się w przedziale między -0,75 (Łeba, Elbląg) a -0,61 (Rzeszów). Ogólnie siła związków maleje wraz z przemieszczaniem się z północy i zachodu na południe i wschód. Zmienność rocznej  $P[75,15]$  objaśnia od ~37 do ~61% wariancji rocznej  $T_p$  na poszczególnych stacjach, a przeciętnie nad Polską ponad połowę wariancji (~52%) rocznej temperatury „obszarowej” w rozpatrywanym 50-leciu.



W przebiegu rocznym ujawnia się wyraźna sezonowość siły związków P[75,15] z TP (tab. 1). Występuje wyraźny podział roku na dwa 5-miesięczne okresy, oddzielone od siebie dwoma miesiącami (kwiecień i październik), w których związków statystycznie istotnych na którejkolwiek z uwzględnionych stacji brak.

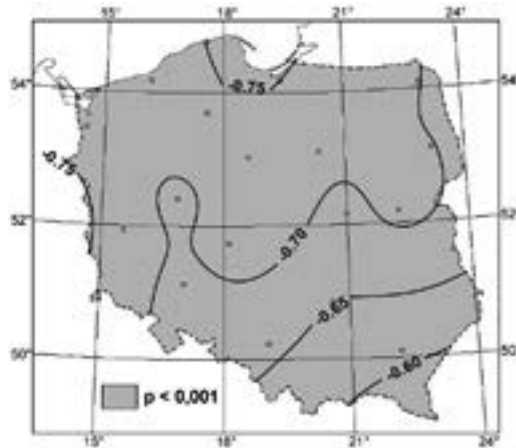
Tabela 1. Wartości współczynników korelacji liniowej między miesięcznymi i rocznymi przebiegami temperatury powietrza na wybranych stacjach Polski a miesięcznym i rocznym ciśnieniem atmosferycznym w Arktyce Atlantyckiej (grid 75°N, 15°E). Wartości współczynnika korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) oznaczone pogrubionym drukiem, istotne na poziomie  $p < 0,001$  oznaczono dodatkowo \*(1961-2010)

Table 1. The values of the linear correlation between the monthly and annual courses of air temperature at selected Polish stations and monthly and annual atmospheric pressure in the Atlantic Arctic (grid 75°N, 15°E). The values of correlation coefficient statistically significant ( $p < 0.05$ ) are marked in bold, those significant at  $p < 0.001$  additionally determined with \*(1961-2010)

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Biał	<b>-0,71*</b>	<b>-0,72*</b>	<b>-0,70*</b>	0,10	-0,13	<b>-0,32</b>	<b>-0,34</b>	-0,21	<b>-0,36</b>	<b>-0,17</b>	<b>-0,37</b>	<b>-0,66*</b>	<b>-0,70*</b>
Choj	<b>-0,71*</b>	<b>-0,71*</b>	<b>-0,68*</b>	0,03	-0,23	-0,26	-0,25	-0,25	<b>-0,46*</b>	<b>-0,14</b>	<b>-0,43</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,74*</b>
Elbląg	<b>-0,70*</b>	<b>-0,74*</b>	<b>-0,70*</b>	0,05	-0,14	-0,27	-0,24	-0,21	<b>-0,45</b>	<b>-0,13</b>	<b>-0,40</b>	<b>-0,64*</b>	<b>-0,75*</b>
Kalisz	<b>-0,68*</b>	<b>-0,65*</b>	<b>-0,64*</b>	0,13	-0,21	-0,23	<b>-0,30</b>	<b>-0,28</b>	<b>-0,48*</b>	<b>-0,07</b>	<b>-0,28</b>	<b>-0,54*</b>	<b>-0,72*</b>
Kato	<b>-0,63*</b>	<b>-0,57*</b>	<b>-0,62*</b>	0,22	-0,16	-0,18	<b>-0,30</b>	-0,18	<b>-0,45</b>	-0,02	-0,13	<b>-0,51*</b>	<b>-0,66*</b>
Kielce	<b>-0,66*</b>	<b>-0,60*</b>	<b>-0,64*</b>	0,23	-0,12	-0,24	<b>-0,32</b>	-0,19	<b>-0,41</b>	<b>-0,01</b>	<b>-0,20</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,65*</b>
Kosz	<b>-0,71*</b>	<b>-0,71*</b>	<b>-0,70*</b>	-0,03	<b>-0,28</b>	-0,18	-0,22	-0,16	<b>-0,40</b>	<b>-0,13</b>	<b>-0,45</b>	<b>-0,61*</b>	<b>-0,71*</b>
Łeba	<b>-0,73*</b>	<b>-0,72*</b>	<b>-0,74*</b>	-0,08	<b>-0,34</b>	<b>-0,30</b>	-0,18	-0,23	<b>-0,44</b>	<b>-0,17</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,65*</b>	<b>-0,75*</b>
Mława	<b>-0,70*</b>	<b>-0,71*</b>	<b>-0,67*</b>	0,03	-0,17	<b>-0,28</b>	-0,27	<b>-0,28</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,14</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,71*</b>
Pozn	<b>-0,69*</b>	<b>-0,66*</b>	<b>-0,65*</b>	0,11	-0,24	-0,24	<b>-0,31</b>	-0,25	<b>-0,47*</b>	<b>-0,09</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,69*</b>
Rzes	<b>-0,61*</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,64*</b>	0,24	-0,10	-0,16	<b>-0,29</b>	-0,06	<b>-0,43</b>	0,07	-0,15	<b>-0,48*</b>	<b>-0,61*</b>
Sied	<b>-0,69*</b>	<b>-0,69*</b>	<b>-0,67*</b>	0,14	-0,12	-0,26	<b>-0,32</b>	-0,23	<b>-0,45</b>	<b>-0,08</b>	<b>-0,33</b>	<b>-0,60*</b>	<b>-0,71*</b>
Suwa	<b>-0,71*</b>	<b>-0,74*</b>	<b>-0,71*</b>	0,02	-0,16	-0,27	-0,24	-0,26	<b>-0,42</b>	<b>-0,22</b>	<b>-0,41</b>	<b>-0,67*</b>	<b>-0,70*</b>
Szcz	<b>-0,70*</b>	<b>-0,69*</b>	<b>-0,68*</b>	-0,05	<b>-0,29</b>	-0,20	-0,26	-0,21	<b>-0,47*</b>	<b>-0,13</b>	<b>-0,44</b>	<b>-0,58*</b>	<b>-0,73*</b>
Toruń	<b>-0,69*</b>	<b>-0,71*</b>	<b>-0,68*</b>	0,05	-0,18	<b>-0,29</b>	<b>-0,29</b>	-0,27	<b>-0,47*</b>	<b>-0,11</b>	<b>-0,40</b>	<b>-0,59*</b>	<b>-0,74*</b>
Wars	<b>-0,69*</b>	<b>-0,68*</b>	<b>-0,66*</b>	0,10	-0,18	-0,26	<b>-0,29</b>	-0,25	<b>-0,49*</b>	<b>-0,10</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,59*</b>	<b>-0,69*</b>
Włod	<b>-0,68*</b>	<b>-0,67*</b>	<b>-0,68*</b>	0,16	-0,07	-0,24	<b>-0,33</b>	-0,15	<b>-0,44</b>	<b>-0,08</b>	<b>-0,27</b>	<b>-0,58*</b>	<b>-0,67*</b>
Wroc	<b>-0,66*</b>	<b>-0,62*</b>	<b>-0,63*</b>	0,15	-0,25	-0,20	<b>-0,28</b>	-0,22	<b>-0,43</b>	<b>-0,05</b>	<b>-0,27</b>	<b>-0,53*</b>	<b>-0,69*</b>
ZGóra	<b>-0,68*</b>	<b>-0,65*</b>	<b>-0,65*</b>	0,07	<b>-0,30</b>	-0,27	<b>-0,33</b>	-0,27	<b>-0,51*</b>	<b>-0,13</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,56*</b>	<b>-0,73*</b>
PL obs	<b>-0,70*</b>	<b>-0,69*</b>	<b>-0,68*</b>	0,10	-0,21	-0,27	<b>-0,29</b>	-0,24	<b>-0,47*</b>	<b>-0,10</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,60*</b>	<b>-0,72*</b>

Biał – Białystok, Choj – Chojnice, Kato – Katowice, Kosz – Koszalin, Pozn – Poznań, Rzes – Rzeszów, Sied – Siedlce, Suwa – Suwałki, Szcz – Szczecin, Wars – Warszawa, Włod – Włodawa, Wroc – Wrocław i ZGóra – Zielona Góra





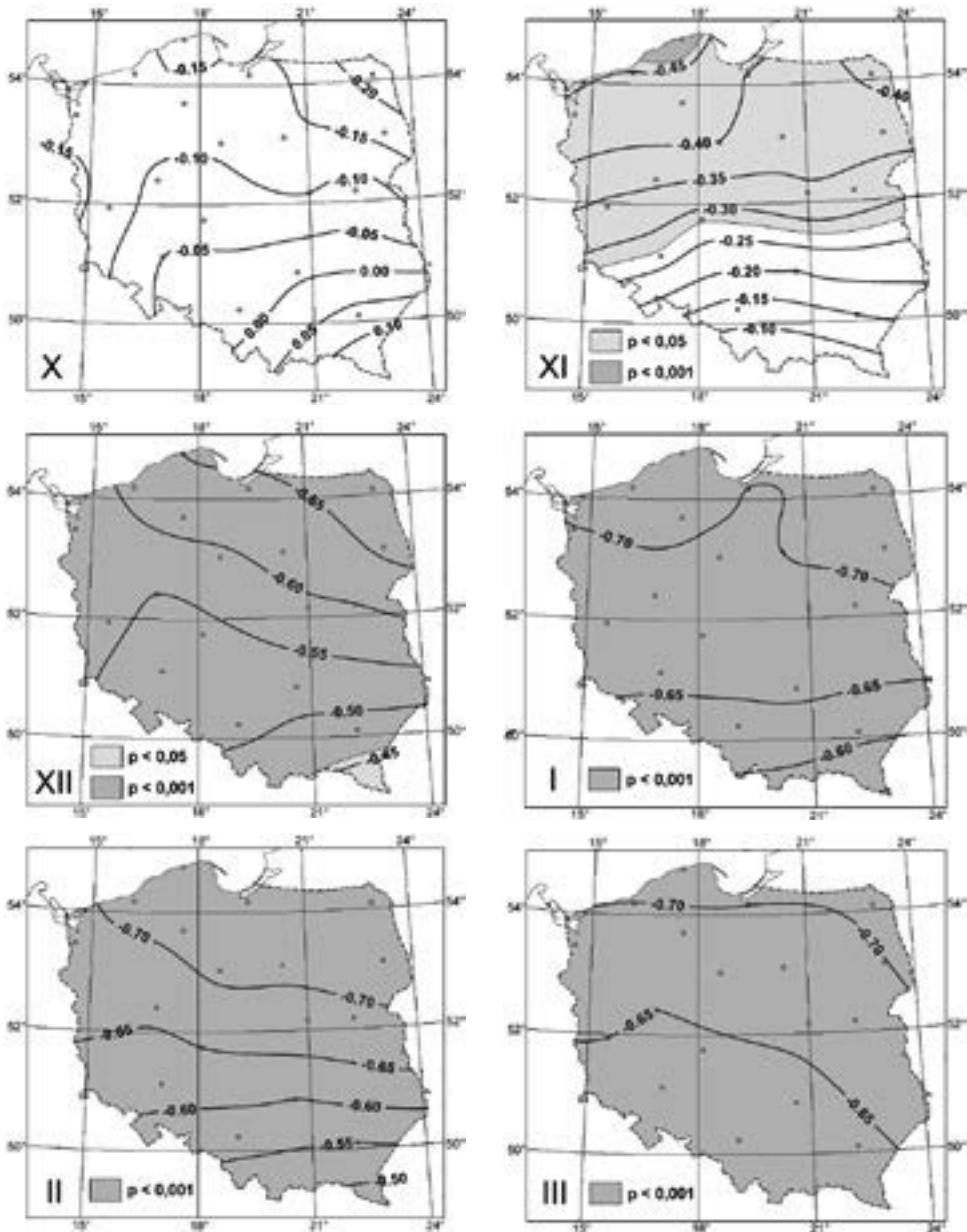
Rys. 1. Rozkład współczynników korelacji między roczną SLP w gridzie 75°N, 15°E a roczną temperaturą powietrza nad Polską (1961-2010). Stacje, których szeregi temperatury rocznej i miesięcznej zostały przyjęte do analizy, oznaczono punktami. Wszystkie współczynniki korelacji są wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ )

Fig. 1. Distribution of correlation coefficients between the annual SLP in the grid 75°N, 15°E and the annual air temperature over Poland (1961-2010). Stations, which series of annual and monthly temperatures were adopted for the analysis are determined by points. All correlation coefficients are statistically highly significant ( $p < 0.001$ )

Można umownie te 5-miesięczne okresy nazwać związkami w okresie „chłodnym” (listopad-marzec) i „ciepłym” (maj-wrzesień). Taki podział potwierdza analiza grupowania temperatury w poszczególnych miesiącach, która wskazuje dodatkowo, że miesiące, w których brak związków między  $T_p$  a  $P[75,15]$ , są bardziej podobne do związków zachodzących między  $T_p$  a  $P[75,15]$  w okresie od listopada do marca.

W kwietniu związki między  $P[75,15]$  a  $T_p$  są słabe i nieistotne ( $r$  od  $-0,05$  do  $+0,23$ ), a zdecydowana większość niskich współczynników korelacji, z wyjątkiem trzech stacji „przymorskich” (Łeba, Koszalin, Szczecin), ma znak dodatni, czego nie stwierdza się w innych miesiącach (rys. 3). Podobnie słabe i nieistotne związki między  $P[75,15]$  a  $T_p$  występują w październiku (rys. 2), wszystkie współczynniki korelacji mają jednak znak ujemny.

W początku okresu „chłodnego” w listopadzie, miesiącu poprzedzającym okres zimowy (grudzień-marzec), na większości obszaru Polski  $T_p$  jest istotnie skorelowana z  $P[75,15]$ , ale korelacje są relatywnie słabe, a ich istotność niższa ( $p < 0,05$ ). Rysuje się dość wyraźne zróżnicowanie siły występujących związków – są one najsilniejsze na północy Polski (Łeba, Koszalin, Szczecin, Chojnice, Suwałki), słabną w kierunku południowym i wschodnim, tracąc statystyczną istotność na obszarach leżących na południu i południo-wschodzie kraju (Wrocław,



Rys. 2. Rozkład współczynników korelacji między miesięczną wartością P[75,15] a miesięczną temperaturą powietrza nad Polską w chłodnej porze roku (październik – marzec). Oznaczono obszary występowania korelacji istotnych ( $p < 0,05$ ) i wysoce istotnych ( $p < 0,001$ )

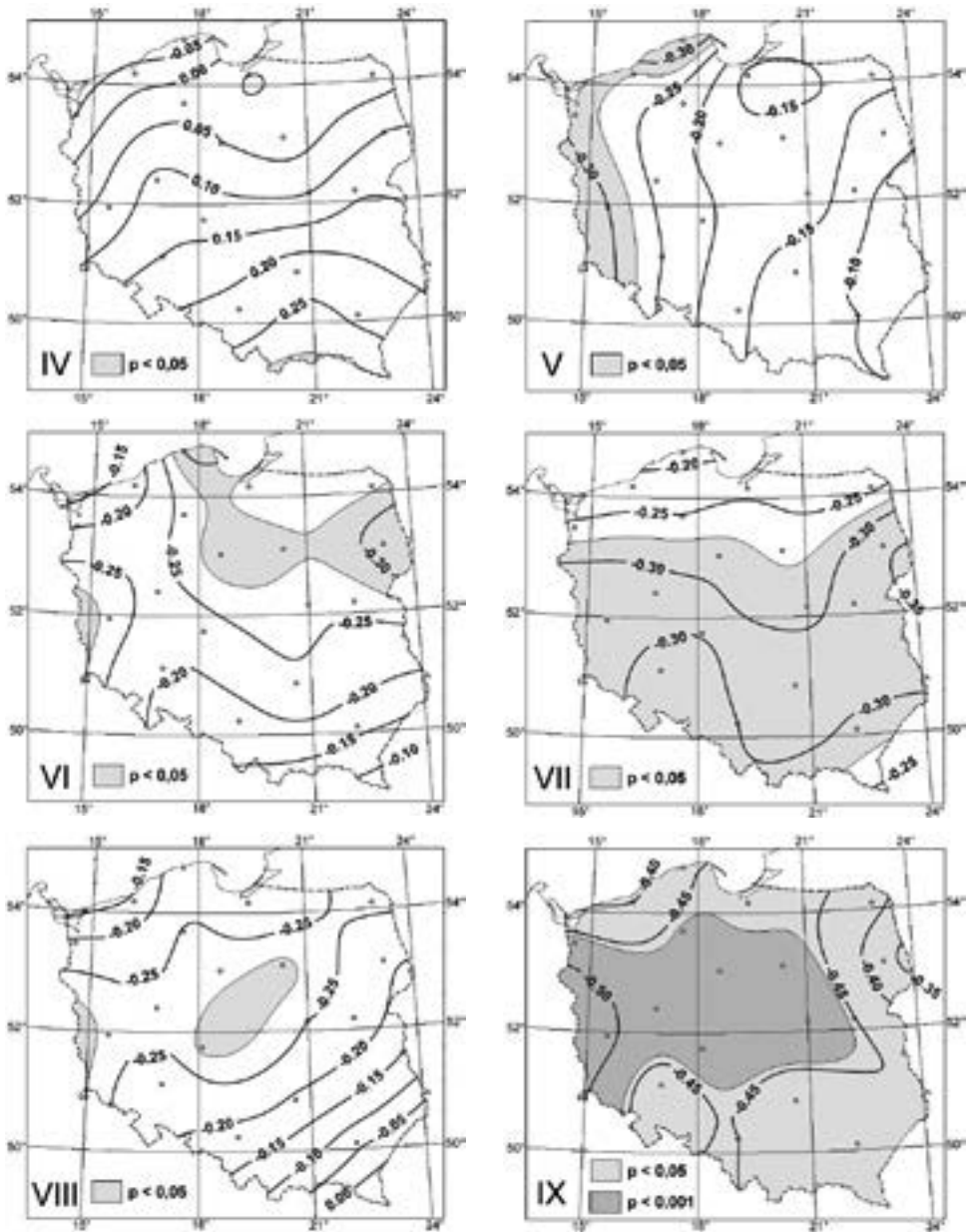
Fig. 2. Distribution of correlation coefficients between monthly values of P [75,15] and the monthly air temperature over Poland in the cold season (October – March). The areas of occurrence of significant correlation ( $p < 0.05$ ) and highly significant correlations ( $p < 0.001$ ) are marked

Katowice Kielce, Włodawa, Rzeszów; rys. 2). W następnych miesiącach okresu chłodnego, w ciągu 4 miesięcy w roku – od grudnia do marca, związki między miesięcznymi szeregami  $P[75,15]$   $T_p$  stają się silne i bez wyjątku wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ ). Rozkład przestrzenny powtarza schemat listopadowy – najsilniejsze korelacje występują na północy, słabnąc wraz z przemieszczaniem się na południe, przy czym stają się najsilniejsze w styczniu, lutym i marcu (rys. 2).

W „okresie ciepłym” (maj-wrzesień) siła związków jest wyraźnie słabsza i odmienny od zimowego jest ich rozkład przestrzenny. W maju słabe, istotne statystycznie korelacje ujemne ( $r$  od  $-0,28$  do  $-0,34$ ) występują tylko na obszarach północno-zachodniej Polski (Łeba, Koszalin, Szczecin, Zielona Góra; rys. 3). Najsłabsze związki temperatury powietrza ze zmianami SLP w Arktyce Atlantyckiej obserwuje się na obszarze południowej i wschodniej Polski. W czerwcu słabe, statystycznie istotne korelacje między  $P[75,15]$  występują tylko na obszarze północno-wschodniej Polski (Białystok, Łeba, Mława, Toruń; rys. 3), na pozostałym obszarze kraju trudno dopatrzeć się czytelnego porządku przestrzennego wśród słabych i nieistotnych korelacji. W lipcu siła związków nieznacznie rośnie i na większości obszaru Polski stają się one statystycznie istotne. Obszarem, na którym w lipcu występują związki statystycznie nieistotne, jest obszar północnej Polski (rys. 3). W sierpniu siła związków spada, praktycznie na obszarze całej Polski związki te stają się statystycznie nieistotne, ich siła jest jednak istotnie większa od tych, które występują w kwietniu i październiku. Okres „ciepły” kończy się ponownym wzrostem siły związków we wrześniu ( $r$  od  $-0,36$  w Białymstoku do  $-0,51$  w Zielonej Górze. Choć nie osiągają one siły związków typowych dla okresu „chłodnego”, na dużej części kraju stają się wysoce istotne statystycznie ( $p < 0,001$ ). We wrześniu pas najsilniejszych związków ( $r > |0,46|$ ) ciągnie się przez środkowe części kraju – od środkowej Odry do rejonu na wschód od Warszawy (rys. 3).

Analiza rozkładów współczynników korelacji dotyczących dwu odrębnych 25-letnich okresów – 1961-1985 i 1986-2010 wykazuje, że związki między SLP w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą powietrza nad Polską nie są stabilne w funkcji czasu. Między oboma okresami zaznaczają się dość wyraźne różnice w rozkładzie siły związków i ich rozkładzie przestrzennym. Ogólnie w drugim okresie (1986-2010), który charakteryzuje się wyższą średnią temperaturą powietrza nad Polską, siła związków między  $P[75,15]$  a  $T_p$  zmniejszyła się w porównaniu do pierwszego (1961-1985), chłodniejszego, okresu. Największe różnice w sile wpływu zmian  $P[75,15]$  na temperaturę powietrza między oboma okresami rysują się na obszarze południowej i wschodniej Polski. Zasadnicze cechy różnic między charakterem związków w tych okresach przedstawiono w tab. 2, w której rozkład współczynników korelacji jest ograniczony do średniej obszarowej i 5 stacji.





Rys. 3. Rozkład współczynników korelacji między miesięczną  $P[75,15]$  a miesięczną temperaturą powietrza nad Polską w cieplej porze roku (kwiecień – wrzesień). Oznaczono obszary występowania korelacji istotnych ( $p < 0,05$ ) i wysoce istotnych ( $p < 0,001$ )

Fig. 3. Distribution of correlation coefficients between monthly  $P [75,15]$  and the monthly air temperature over Poland in the warm season (April – September). The areas of occurrence of significant correlation ( $p < 0.05$ ) and highly significant correlations ( $p < 0.001$ ) are marked



Tabela 2. Wartości współczynników korelacji między rocznymi i miesięcznymi wartościami SLP w gridzie 75°N, 15°E a roczną i miesięczną temperaturą obszarową (PL obs) nad Polską i pięcioma wybranymi stacjami w latach 1961-1985 oraz 1986-2010. Istotność współczynników korelacji oznaczona jak w tab. 1

Table 2. The values of correlation coefficients between annual and monthly values of SLP in the grid 75°N, 015°E and the annual and monthly temperature over Poland (PL obs) and five selected stations in the years 1961-1985 and 1986-2010. The significance of the correlation coefficients is indicated in the same way as in Table 1

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
1961 -1985													
PL obs	-0,78*	-0,55	-0,70*	0,16	-0,30	-0,47	-0,39	-0,39	-0,35	-0,19	-0,46	-0,58	-0,76*
Szcz	-0,77*	-0,53	-0,68*	0,03	-0,30	-0,35	-0,34	-0,35	-0,42	-0,23	-0,46	-0,56	-0,74*
Suwa	-0,79*	-0,60	-0,73*	0,06	-0,35	-0,46	-0,38	-0,40	-0,30	-0,35	-0,57	-0,68*	-0,72*
Wars	-0,78*	-0,57	-0,67*	0,14	-0,28	-0,44	-0,40	-0,39	-0,32	-0,17	-0,47	-0,56	-0,75*
Wroc	-0,72*	-0,46	-0,61	0,27	-0,22	-0,44	-0,38	-0,37	-0,37	-0,10	-0,35	-0,49	-0,76*
Rzes	-0,71*	-0,35	-0,67*	0,23	-0,17	-0,46	-0,44	-0,13	-0,32	0,03	-0,21	-0,48	-0,66*
1986 -2010													
PL obs	-0,56	-0,74*	-0,64*	0,12	-0,02	-0,07	-0,36	-0,15	-0,57	-0,00	-0,27	-0,62*	-0,65*
Szcz	-0,56	-0,74*	-0,65*	-0,08	-0,16	-0,05	-0,31	-0,08	-0,51	-0,04	-0,43	-0,61	-0,70*
Suwa	-0,58	-0,80*	-0,67*	0,06	0,05	-0,09	-0,25	-0,17	-0,54	-0,08	-0,32	-0,66*	-0,64*
Wars	-0,56	-0,73*	-0,62*	0,13	0,01	-0,08	-0,34	-0,15	-0,62*	-0,02	-0,28	-0,61	-0,60
Wroc	-0,54	-0,67*	-0,64*	0,11	-0,09	-0,05	-0,36	-0,14	-0,51	0,01	-0,22	-0,57	-0,62*
Rzes	-0,43	-0,66*	-0,60	0,31	0,12	0,12	-0,40	0,00	-0,54	0,13	-0,13	-0,50	-0,51

Porównanie rozkładu współczynników korelacji w obu okresach (tab. 2) wykazuje, że wraz z upływem czasu nastąpiło wyraźne przesunięcie siły związków. O ile w pierwszym okresie (1961-1985) statystycznie istotne związki między P[75,15] a Tp w sezonie chłodnym występowały nad północną i środkową Polską już w listopadzie, w następnym okresie (1986-2010) siła związków w listopadzie osłabła, a statystycznie istotne związki w tym miesiącu utrzymywały się tylko nad północno-zachodnim skrajem Polski (Szczecin, Koszalin). W obu okresach istotne związki między Tp a P[75,15] nad całą Polską utrzymywały się w okresie od grudnia do marca, chociaż w latach 1961-1985 maksimum siły związków występowało w styczniu, a w okresie późniejszym (1986-2010) maksimum siły związków wyraźnie przesunęło się na luty, nieznacznie też wzrosła siła związków w grudniu. W stosunku do chłodnego okresu lat 1961-1985 w następnym, ciepłym okresie lat 1986-2010 wyraźnie osłabła siła związków w okresie ciepłym – od maja do sierpnia, zwłaszcza w czerwcu i sierpniu, natomiast wzrosła siła związków



we wrześniu, kiedy nad całym obszarem Polski związki te stały się statystycznie istotne, czego nie obserwowało się w okresie poprzednim.

Taki rozkład w czasie i przestrzeni związków temperatury powietrza nad Polską z ciśnieniem atmosferycznym w Arktyce Atlantyckiej wymaga komentarza i szerszej dyskusji nad ich istotą.

## Dyskusja

### Mechanizmy związków między ciśnieniem atmosferycznym w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą powietrza nad Polską

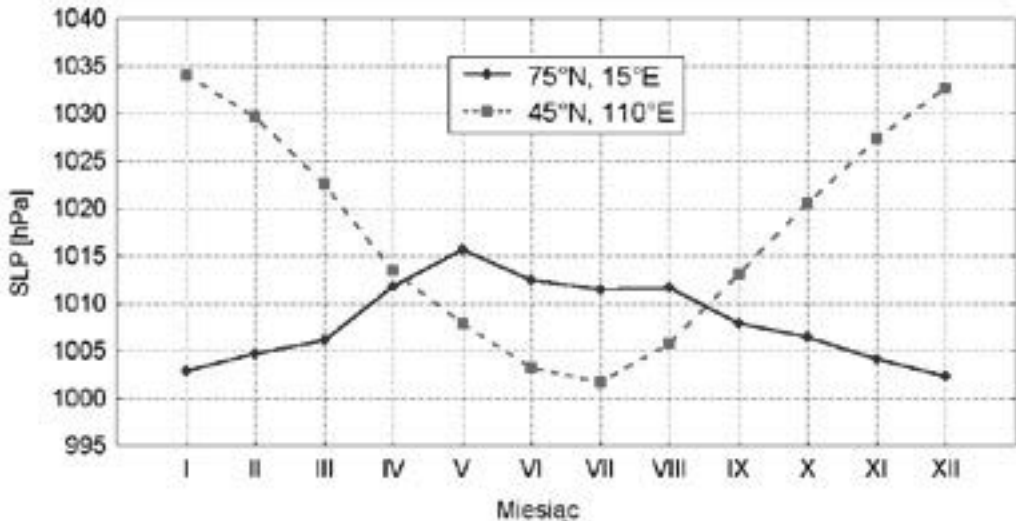
Pierwsze pytanie, które powinno paść w tym miejscu, ale i zostać wyjaśnione, ma charakter zasadniczy. Z jakich przyczyn zmiany ciśnienia atmosferycznego w punkcie (czy dokładniej – nad pojedynczym obszarem) mają stanowić przyczynę zmian temperatury powietrza na oddalonym o kilka tysięcy kilometrów obszarze, jakim jest Polska? Zagadnienie to zostało już wyjaśnione w pracy Marsza i Styszyńskiej (2006), tu tylko powtórzy się najważniejsze stwierdzenia z tej pracy.

O ile zmiany NAO sygnalizują zmiany związków zachodzących między SLP w Wyżu Azorskim i Niżu Islandzkim/Lofockim, to zmiany SLP w Arktyce Atlantyckiej charakteryzują zmiany SLP zachodzące w bruzdzie obniżonego ciśnienia rozciągającej się nad morzami Barentsa i Karskim. W kształtowaniu przebiegu temperatury powietrza nad rozległymi obszarami Europy i Północno-Zachodniej Azji zmiany SLP w Arktyce Atlantyckiej współdziałały ze zmianami ciśnienia atmosferycznego w rejonie, w którym zimą lokuje się klimatyczne centrum Wyżu Azjatyckiego (Syberyjskiego). Gong i Ho (2002) lokują ten obszar w rejonie 70-120°E, 40-60°N (*Siberian High central activity*), w okresie 1961-2010 można jednak ograniczyć jego występowanie do rejonu 40-50°N, 95-120°E. Za punkt centralny tego obszaru można przyjąć punkt o współrzędnych 45°N, 110°E. Punkt ten położony jest na obszarze północno-wschodniej Mongolii. Ciśnienie w rejonie położenia centrum Wyżu Syberyjskiego wykazuje silne zmiany sezonowe, w latach 1961-2010 średnie ciśnienie w styczniu to 1034 hPa (min. 1027, max. 1042 hPa), w lipcu – 1002 hPa (min. 989, max. 1005 hPa). Średnie międzyroczne zmiany ciśnienia w poszczególnych miesiącach są w tym rejonie niewielkie, o czym informują niewielkie wartości odchylenia standardowego względem średnich.

Ciśnienie atmosferyczne w Arktyce Atlantyckiej również silnie zmienia swoje wartości, wykazując przy tym, podobnie jak SLP na obszarze północno-wschodniej Mongolii, wyraźny cykl roczny. SLP w punkcie 75°N, 15°E osiąga minimum w miesiącach zimowych – grudniu, styczniu i lutym, maksimum w maju (rys. 4). Grudniowe i styczniowe minimum SLP w P[75,15] to ~1003 hPa (min. 983, max. 1014 hPa), majowe maksimum to ~1016 hPa (min. 1007, max. 1021 hPa).



Międzyroczna zmienność miesięcznych wartości SLP w Arktyce Atlantyckiej jest nieporównanie większa niż nad obszarem NE Mongolii, odchylenia standardowe przekraczają w Arktyce Atlantyckiej wartości 7 hPa, gdy nad obszarem Mongolii mieszczą się w granicach 2,5 do 3,7 hPa.



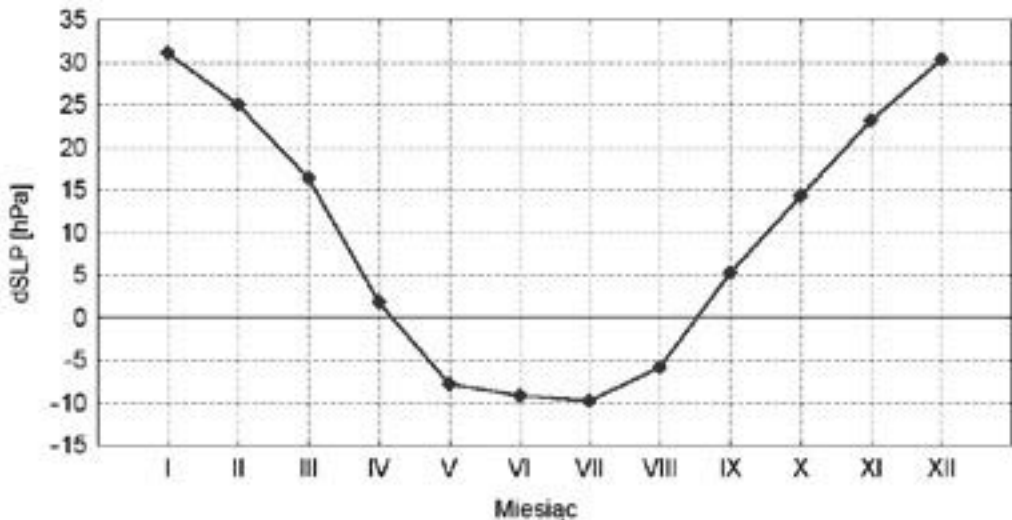
Rys. 4. Przebieg średnich miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej [grid 75°N, 15°E] i w rejonie występowania centrum Wyżu Azjatyckiego (Syberyjskiego) [grid 45°N, 110°E]. Zwraca uwagę odwrócenie fazy obu przebiegów (1961-2010)

Fig. 4. Course of monthly average atmospheric pressure values in the Atlantic Arctic [grid of 75°N, 15°E] and in the area of occurrence of the center of the Asian (Siberian) High [grid of 45°N, 110°E]. Draw attention to the reversal phases of the two courses (1961-2010)

Oba przebiegi SLP są odwrotne w fazie – w okresie od września do kwietnia, gdy nad Azją panuje wysokie ciśnienie ( $> 1014$  hPa), ciśnienie w Arktyce Atlantyckiej jest niskie ( $< 1010$  hPa). Na północnym i północno-zachodnim obrzeżu Wyżu Syberyjskiego w klimatycznym polu ciśnienia wytwarza się strefa gradientu, kierująca powietrze generalnie z południo-zachodu, zachodu na wschód, północno-wschód. W okresie od maja do sierpnia ciśnienie nad Azją spada ( $< 1010$  hPa), ciśnienie nad Arktyką Atlantycką rośnie ( $> 1010$  hPa) – sytuacja się odwraca – wytwarza się tendencja do odwrócenia kierunku napływu powietrza nad NW Azję i Europę Północną oraz Europę Środkową. Różnice SLP między średnimi miesięcznymi (1961-2010) wartościami SLP w punkcie nad NE Mongolią (45°N, 110°E) a Arktyką Atlantycką (75°N, 15°E) wynoszą od  $\sim 31$  hPa w grudniu i styczniu do  $\sim -9$  –  $-10$  hPa w czerwcu i lipcu (rys. 5). Wartości sezonowych różnic ciśnienia między obszarem, na którym lokuje się centrum Wyżu Azjatyckiego, a Arktyką Atlantycką są znaczne, w rezultacie czego napływ mas powietrza

w „okresie chłodnym” jest intensywny, a w „okresie ciepłym” zdecydowanie słabszy. W „okresie ciepłym” często pole ciśnienia nad środkową i północną Europą charakteryzuje się nie tylko rozmytym, słabym gradientem, ale i dochodzi do silnego rozwoju i przesunięcia się daleko na północo-wschód wschodnich części Wyżu Azorskiego, po peryferiach którego napływa nad Polskę, zamiast powietrza kontynentalnego, „ciepłe” powietrze polarne morskie lub rzadziej – powietrze zwrotnikowe morskie.

Ten wielki, dwukierunkowy ruch powietrza został przez autorów (Marsz, Styszyńska, 2006) nazwany Przenosem Eurazjatyckim, natomiast Monahan i in. (2000) określają go mianem Oscylacji Arktyczno-Eurazjatyckiej<sup>2</sup>.



Rys. 5. Przebieg średnich miesięcznych wartości dSLP (różnicy ciśnienia między rejonem położenia centrum zimowego Wyżu Azjatyckiego a Arktyką Atlantycką) (1961-2010)

Fig. 5. Course of monthly average values of dSLP (the pressure difference between the position of the area with the center of Asian High in winter and the Atlantic Arctic) (1961-2010)

Wobec niewielkiej zmienności międzyrocznej miesięcznych wartości SLP nad NE Mongolią o wartości różnic ciśnienia między rejonem 45°N, 110°E a Arktyką Atlantycką (dalej oznaczenie dSLP z odpowiednim indeksem) decyduje zmienność SLP w punkcie 75°N, 15°E. Analiza regresji i wariancji wykazują, że zmienność

<sup>2</sup> Nazwa „oscylacja” nie jest tu najlepsza, między SLP w Arktyce Atlantyckiej a SLP w rejonie Zabajkala i Mongolii w przekrojach miesięcznych i rocznych nie zachodzą istotne korelacje, jak to zakładali Monahan i in. (2000). Stosunek Przenosu Eurazjatyckiego do innych mod cyrkulacyjnych funkcjonujących w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, tj. NAO, AO, Oscylacji Morza Barentsa (Skeie, 1999, 2000), frekwencji makroform cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa, etc. autorzy objaśnili w cytowanej pracy z 2006 r. W tym miejscu kwestie te nie będą omawiane.

rocznej SLP nad Arktyką Atlantycką objaśnia ok. 60% wariancji rocznej dSLP, styczniowej dSLP 85%. Najlepsze jest objaśnienie dSLP07 przez lipcową zmienność SLP w Arktyce Atlantyckiej –  $\text{adj.}R^2$  w rozpatrywanym 50-leciu wynosi zaledwie  $\sim 0,3$ .

Ze względu na „pasywny” wpływ zmian SLP nad obszarem Mongolii na zmiany dSLP można pominąć analizę wpływu dSLP na temperaturę powietrza, a posługiwać się w analizach wyłącznie zmiennością P[75,15], stanowiącą „aktywny” brzeg bramki (dipola). Analiza współczynników korelacji między dSLP i  $T_p$  nad Polską potwierdza słuszność takiego podejścia (tab. 3). Nie zachodzi również potrzeba tworzenia kolejnego wskaźnika – „surowe” miesięczne wartości SLP w punkcie 75°N, 15°E, pełnią rolę wskaźnika charakteru cyrkulacji atmosferycznej.

Tabela 3. Porównanie współczynników korelacji między miesięcznymi i rocznymi wartościami P[75,15], dSLP i wskaźnikiem NAO CRU (Jones i in., 1997) a miesięczną temperaturą obszarową nad Polską (1961-2010). Istotność współczynników korelacji oznaczona jak w tab. 1

Table 3. Comparison of correlation coefficients between the monthly and annual values of P [75,15], dSLP and CRU NAO index (Jones et al., 1997) and monthly temperature over the area of Poland (1961-2010). The significance of the correlation coefficients is indicated in the same way as in Table 1

Zmienna Variable	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
P[75,15]	<b>-0,70*</b>	<b>-0,69*</b>	<b>-0,68*</b>	0,10	-0,21	-0,27	<b>-0,29</b>	-0,24	<b>-0,47*</b>	-0,10	-0,34	<b>-0,60*</b>	<b>-0,72*</b>
dSLP	<b>0,63*</b>	<b>0,53*</b>	<b>0,61*</b>	-0,12	0,25	0,21	<b>0,35</b>	<b>0,35</b>	<b>0,30</b>	0,05	<b>0,31</b>	<b>0,58*</b>	<b>0,66*</b>
NAO <sub>CRU</sub>	<b>0,79*</b>	<b>0,68*</b>	<b>0,49*</b>	0,10	0,06	-0,15	-0,05	0,04	0,22	<b>0,49*</b>	<b>0,28</b>	<b>0,59*</b>	<b>0,31</b>

W okresie „chłodnej pory roku” działanie opisanego mechanizmu jest proste i jasne. Każdy spadek SLP nad obszarem Arktyki Atlantyckiej, przy występowaniu wysokiego i mało zmiennego ciśnienia w rejonie centrum Wyżu Syberyjskiego, intensyfikuje napływ powietrza z SW-W nad obszar środkowej i północnej Europy, a zatem i Polski, i dalej na E i NE nad obszar Syberii. Jest to powietrze morskie, nad Polską słabo jeszcze przetransformowane, z napływem którego wiąże się zimą wzrost temperatury powietrza. Współczynnik korelacji między SLP a  $T_p$  jest ujemny (spadek P[75,15] → wzrost  $T_p$ ), sama zależność jest wyraźnie liniowa (rys. 6 góra, wskazujący na przypadek ze wschodniej Polski (Włodawa)). Spadek średniej miesięcznej wartości SLP pociąga w tym okresie silny wzrost  $T_p$  nad Polską. Obliczone współczynniki regresji wskazują, że zmiana miesięcznego ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej (P[75,15]) o 1 hPa pociąga za sobą zmianę średniej miesięcznej obszarowej  $T_p$  nad Polską z przeciwnym do zmiany SLP znakiem o  $0,21(\pm 0,04)^\circ\text{C}$  w grudniu,  $0,31(\pm 0,05)^\circ\text{C}$  w styczniu,  $0,29(\pm 0,04)^\circ\text{C}$  w lutym i o  $0,22(\pm 0,03)^\circ\text{C}$  w marcu. Wobec dużej zmienności P[75,15] w chłodnej porze roku znaczne zmiany temperatury powietrza nad Polską, zachodzące wraz ze zmianami SLP nad Arktyką Atlantycką, stają się oczywiste.



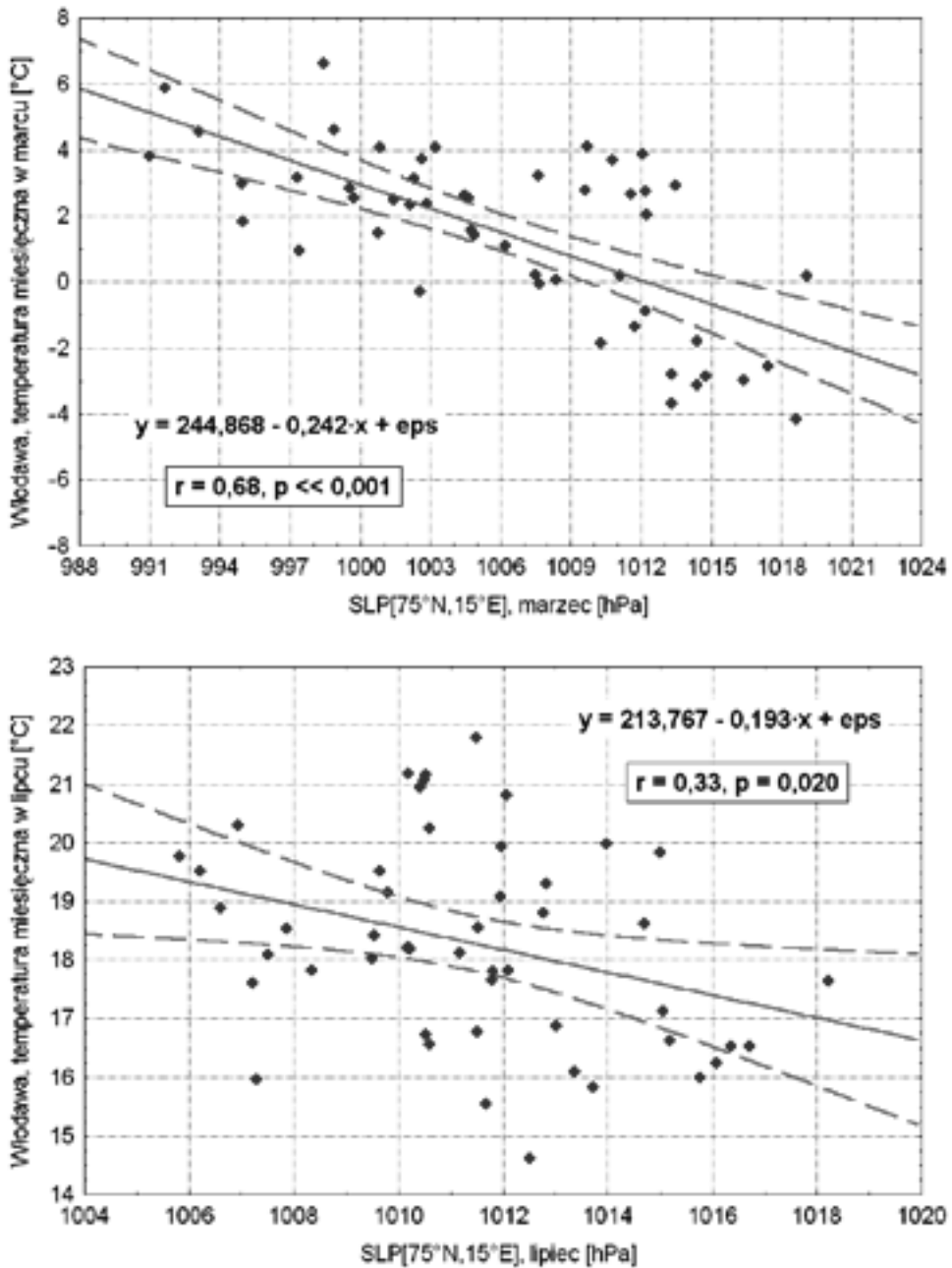
W okresie „cieplej pory roku” zachodzi odwrócenie kierunku przepływu. W przypadku wzrostu latem SLP ponad przeciętną w Arktyce Atlantyckiej dochodzi również do wzmożenia adwekcji powietrza z NE i E, znad północnych obszarów NW Syberii, mórz Karskiego i Barentsa, nad obszar Europy Północnej i Wschodniej, rzadziej Polski. Nie są to latem masy powietrza skrajnie wychłodzonego, ale na ogół wyraźnie chłodniejsze od powietrza przeciętnie występującego latem nad tymi obszarami. W trakcie drogi nad kontynentem powietrze to ulega stopniowo transformacji (wzrost temperatury), w rezultacie daje niezbyt silne spadki temperatury. To powoduje, że wpływ silnych wzrostów SLP nad Arktyką Atlantycką na  $T_p$  nad Polską w okresie „ciepłym” (z wyjątkiem września) jest stosunkowo słaby.

Analiza wykresów rozrzutu punktów w przestrzeni wspólnej  $T_p$  & SLP wykazuje, że o występowaniu istotnej korelacji w lipcu decyduje kilka sytuacji skrajnych, gdzie dużemu wzrostowi miesięcznej SLP w Arktyce Atlantyckiej odpowiada wyraźny spadek temperatury (rys. 6 dół), jednak takie sytuacje występują rzadko. W latach, w których SLP nad Arktyką Atlantycką spada poniżej przeciętnej, częściej dochodzi do przesunięcia na wschód i północ Wyżu Azorskiego. W związku z tym Europa Środkowa znajduje się w zasięgu napływu powietrza atlantyckiego z SW-W, co również na ogół daje wzrost temperatury powietrza. W efekcie, mimo odmiennych kierunków napływu powietrza nad Polskę w opisanych sytuacjach, wpływ zmian SLP w Arktyce Atlantyckiej daje w sezonie „ciepłym” takie same efekty termiczne i współczynnik korelacji między  $P[75,15]$  a  $T_p$  pozostaje ujemny.

Przeciętnie spadek SLP o 1 hPa w Arktyce Atlantyckiej w lipcu daje wzrost średniej miesięcznej obszarowej  $T_p$  nad Polską o  $0,17(\pm 0,08)^\circ\text{C}$ , spadek SLP o 1 hPa we wrześniu daje wzrost  $T_p$  w tym miesiącu o  $0,14(\pm 0,04)^\circ\text{C}$ . Im niższe jest w okresie „ciepłym” SLP nad Arktyką Atlantycką, tym mniejsze jest prawdopodobieństwo napływu powietrza z N-NE, wzrasta zaś prawdopodobieństwo napływu cieplejszego powietrza z sektora od E przez S do SW. W rezultacie, mimo odwrócenia kierunku napływu, znak związku  $T_p$  nad Polską z SLP nad Arktyką Atlantycką jest taki sam jak w chłodnej porze roku (korelacja ujemna).

Pewnym problemem, który wymaga wyjaśnienia, jest występowanie na obszarze całej Polski relatywnie silnych związków między  $T_p$  a  $P[75,15]$  we wrześniu, zaliczonym do okresu „ciepłego”. Wrzesień jest miesiącem, w którym dodatni zwrot  $dSLP$  kieruje nad Polskę powietrze z SW do W, co z kolei jest typowe dla okresu „chłodnego”. Sama wartość  $dSLP$  jest we wrześniu niewielka – ok. 5 hPa, podobna co do wartości bezwzględnej do  $dSLP$  w sierpniu (rys. 5), ale wartości współczynników korelacji  $P[75,15]_{09}$  z  $T_{p09}$  są przeciętnie  $\sim 2$  razy wyższe we wrześniu niż w sierpniu (tab. 1). Wyjaśniając ten paradoks, można wstępnie założyć, że wzrost siły związków między  $P[75,15]$  a  $T_p$  we wrześniu może stanowić wynik różnicy między prędkością wychładzania się powietrza nad lądem, od prędkości wychładzania się oceanu. Temperatura powierzchni oceanu (SST)





Rys. 6. Charakter związków między SLP w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą powietrza we Włodawie; góra – w marcu, dół – w lipcu

Fig. 6. The nature of the relationship between the SLP in Atlantic Arctic and the air temperature at a weather station in Włodawa. Top – in March, bottom – in July



we wrześniu jest niewiele mniejsza od temperatury powierzchni oceanu w sierpniu, kiedy to SST osiąga maksimum w cyklu rocznym. Wobec szybko skracającego się dnia i wzrastającej roli wypromieniowania, temperatura powierzchni lądu i powietrza nad nim szybko spada. W takiej sytuacji nawet niezbyt silne adwekcje powietrza morskiego nad Polskę mogą dawać we wrześniu wyraźne wzrosty temperatury powietrza, co zapisuje się we wzroście wartości współczynników korelacji między P[75,15] a temperaturą powietrza nad Polską.

Wpływ zmian P[75,15] na temperaturę powietrza nad Polską jest podobny do wpływu NAO, zmiany SLP nad obszarem formowania się niżów Islandzkiego i Lofockiego, jak i nad Arktyką Atlantycką są uwarunkowane przez ten sam czynnik – intensywność cyklonogenezy nad obszarem Atlantyku Północnego. To powoduje, że przez większość miesięcy w roku<sup>3</sup> istnieje odwrotna zgodność fazowa (antykorrelacja) zmian P[75,15] ze wskaźnikami NAO. Jednak sam wpływ P[75,15] na zmiany temperatury nad Polską (i nad NE Europą oraz NW Azją) różni się od NAO. Zmienność NAO zimą najsilniej jest powiązana z  $T_p$  nad Polską w styczniu, po czym siła związku szybko spada (tab. 3), gdy zmienność P[75,15] wywiera bardzo wyrównany wpływ na  $T_p$  w ciągu całej zimy. O ile związki NAO z  $T_p$  nad Polską w ciepłym sezonie roku są bardzo słabe i nie są istotne statystycznie, a na dodatek zmieniają znak, to związki P[75,15] z temperaturą w tym samym okresie są wyraźnie silniejsze i na części obszaru Polski statystycznie istotne, przy zachowaniu takiego samego znaku jak w pozostałej części roku. W rezultacie w kształtowaniu zmienności temperatury rocznej nad Polską zmienność P[75,15] odgrywa wyraźnie większą rolę od NAO. Zmienność P[75,15]RK objaśnia w badanym okresie ~52% wariancji rocznej obszarowej temperatury nad Polską, gdy zmienność rocznego wskaźnika NAO CRU tylko ~9,6%.

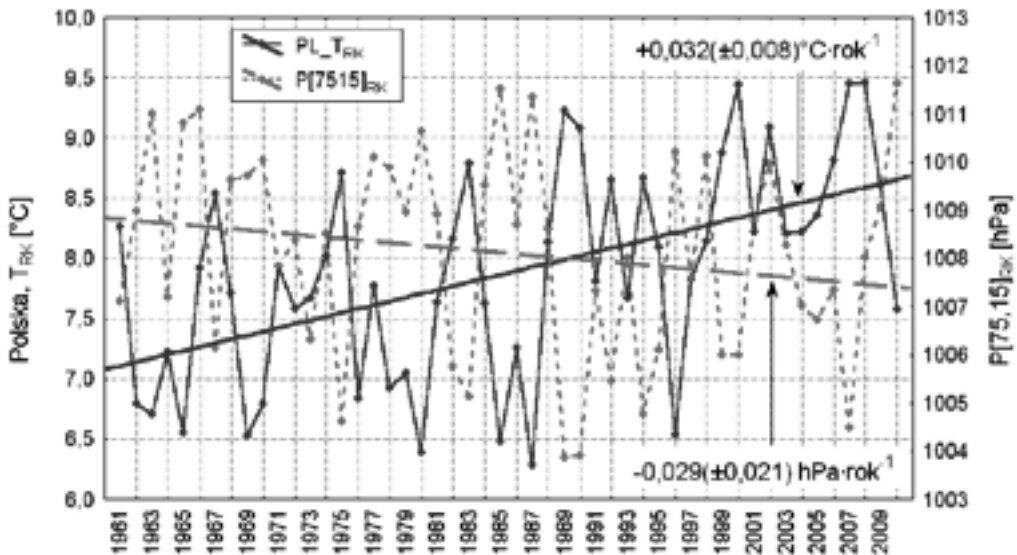
Brak stabilnych związków w czasie między P[75,15]RK a temperaturą nad Polską, jak wykazują wstępne analizy, wynika z niestabilności trendu w szeregu rocznych wartości P[75,15]. Analiza przebiegu wartości P[75,15]RK wykazuje, że w trakcie badanego okresu zmienił się jej trend długookresowy (rys. 7). Zmiana trendu SLP nastąpiła między latami 1995 a 1996. Od 1961 do 1995 roku trend był ujemny i istotny statystycznie ( $0,080 \text{ hPa}\cdot\text{rok}^{-1}$ ,  $p < 0,03$ ), w okresie między rokiem 1995 a 2010 znak trendu zmienił się na dodatni, a jego wartość jest równa  $+0,041 \text{ hPa}\cdot\text{rok}^{-1}$  i nieistotna statystycznie. Ten wzrost SLP nad Arktyką Atlantycką po roku 1995 zapisuje się w przebiegu temperatury nad Polską między innymi wzmożeniem częstości „fal chłodu” w czerwcu, co sygnalizuje Kossowska-Cezak (2004). W wyniku zmiany trendu P[75,15]RK pierwszy, „chłodny” okres lat 1961-1985 w całości mieści się w okresie występowania trendu ujemnego,

<sup>3</sup> Ujemne, statystycznie istotne ( $p < 0,05$ ) korelacje między P[75,15] a wskaźnikiem NAO CRU występują od października do marca oraz w maju i czerwcu, czyli łącznie przez 8 miesięcy (1961-2010). W pozostałych miesiącach korelacje są słabe i statystycznie nieistotne.





drugi, „ciepły” okres lat 1986-2010 obejmuje lata, w których następuje zmiana trendu z ujemnego na dodatni. Ma to wpływ na kształtowanie się wartości współczynników korelacji. Dodatkowo w obu podokresach zaznacza się odmienna częstość występowania niskich i wysokich miesięcznych wartości  $P[75,15]$ , co przekłada się również na wartości współczynników korelacji między miesięczną wartością temperatury powietrza a wartością  $P[75,15]$  z tego miesiąca. Na przykładzie, w latach 1986-2010 amplituda zmian  $P[75,15]$  we wrześniu stała się zdecydowanie większa niż w poprzednim okresie, stąd i odpowiedni wzrost wartości bezwzględnej współczynników korelacji (tab. 2).



Rys. 7. Przebieg rocznych wartości SLP w gridzie 75°N, 15°E ( $P[75,15]_{RK}$ ) oraz wartości rocznej temperatury obszarowej nad Polską ( $PL\_T_{RK}$ )

Fig. 7. Course of annual value of the SLP in the grid 75°N, 15°E ( $P[75,15]_{RK}$ ) and the annual temperature over Poland ( $PL\_T_{RK}$ )

### Monsun Europejsko-Północnoazjatycki? Monsun Europejski?

Przeglądając rozkład w czasie siły związków występujących między  $P[75,15]$  a  $T_p$  nad Polską, każdy, kto zna meteorologię tropikalną, zauważy podobieństwo do przebiegu monsunu Azji Południowo-Wschodniej. Występuje w obu przebiegach charakterystyczna sezonowość – dwa okresy „bezmorsuna” (kwiecień, październik) oddzielają dwa okresy monsunów – letniego (maj-wrzesień) i zimowego (listopad-marzec). Patrząc na charakter cyrkulacji atmosferycznej wymuszający te związki, zauważa się następne podobieństwo – zmianę zwrotu wektora uśrednionego



wielkoskalowego przenosu mas powietrza, z dość dobrym przybliżeniem powtarzającą rozkład w czasie siły związku SLP znad Arktyki Atlantyckiej z temperaturą powietrza nad Polską. Wreszcie w obu przypadkach ważnym elementem mechanizmu procesu jest to samo centrum działania atmosfery, jakim jest zimowy Wyż Azjatycki i to samo terytorium, na którym zachodzą roczne zmiany ciśnienia w rejonie położenia centrum Wyżu Azjatyckiego.

Na tym podobieństwa się kończą. W kształtowanie rozpatrywanych związkw nie jest zaangażowane skokowe przemieszczanie się międzyzwrotnikowej strefy zbieżności (MSZ), będące drugim, niezbędnym elementem kształtowania się cyrkulacji monsunowej. Tu rolę MSZ pełni sezonowa zmienność SLP w Arktyce Atlantyckiej. Opisanym związkom temperatury powietrza nad Polską ze zmianami ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej nie towarzyszą, typowe dla monsunów, zmiany kierunku przeważającego wiatru o 120-180° między styczniem a lipcem (Chromow, 1957, Blüthgen, 1966). Występuje odwrócony w czasie przebieg napływu powietrza znad oceanu na kontynent (w Europie Środkowej – zimą, a nie latem). Brak tutaj, typowego dla klimatu monsunowego, występowania intensywnych opadów konwekcyjnych związanych z napływem powietrza morskiego nad ląd<sup>4</sup>. Tym niemniej uogólnione cechy opisowe przebiegu monsunu azjatyckiego i opisanego wyżej procesu są na tyle podobne, aby można postawić pytanie, czy opisane zjawisko można zaliczyć do kategorii zjawisk „monsunopodobnych”. Pytanie wydaje się być niepozbawione sensu. Blüthgen (1966) w rozdziale o cyrkulacji monsunowej swojej monografii zwraca uwagę na to, że reżim monsunowy, dla którego jest charakterystyczne przemieszczanie się latem powietrza znad oceanu nad kontynent, a zimą znad kontynentu nad ocean, przejawia się, choć nie w sposób permanentny, w Azji Północnej. Przedstawiona wcześniej (Marsz, Styszyńska, 2006) dokumentacja wykazuje, że opisany „monsunopodobny” proces obejmuje swoim zasięgiem północną Europę i NW Azję. Czyżby zatem swoisty „monsun europejsko-północnoazjatycki”?

W europejskiej i polskiej literaturze klimatologicznej istnieje pojęcie „monsunu europejskiego”. Pod tym pojęciem początkowo rozumiano charakterystyczną zmianę napływu nad Europę mas powietrza kontynentalnego zimą, na masy powietrza morskiego latem i intensyfikację w okresie lata, zwłaszcza jego początku, „dolądowych” wiatrów zachodnich, co pociągało za sobą zahamowanie wzrostu temperatury powietrza i wzrost sum opadów. Gum i ń s k i (1952, s. 12) rozumie monsun europejski niemal dosłownie – rozważając zmiany częstości występowania mas atmosferycznych nad Polską pisze „... w biegu rocznym częstości [mas atmosferycznych – dop. autorów] ujawnia się wpływ tzw. monsunu europejskiego, wiejącego zimą w kierunku Atlantyku, latem zaś w głąb lądu Europy”. Omawia-

<sup>4</sup> W przypadku napływu powietrza morskiego zimą nad obszar lądu chłodniejszego od tego powietrza ustala się w przyziemnej warstwie powietrza równowaga stała (inwersja, izotermia).



jący to zagadnienie, krytyczny przegląd literatury na temat „monsunu europejskiego” przedstawia praca Kossowskiej-Cezak (1994).

Obecnie pojęcie „monsunu europejskiego” uległo pewnemu rozmyciu, terminu tego używa się jako jednego z określeń na nieokresowe występowanie „fal chłodu” w okresie wczesno-letnim i letnim (np. Kossowska-Cezak, 1994, 2004; Fortuniak i in., 1998; Kożuchowski, 2000; Stopa-Boryczka i in., 2011). Jednak zarówno w pierwotnym, jak i późniejszym stosowaniu tego terminu głównym kryterium identyfikacji wystąpienia „monsunu europejskiego” było kryterium termiczne, a nie charakterystyczna dla monsunu zmiana kierunków napływu mas powietrza i ich ściśle powiązanie ze zmianami kierunków przeważających wiatrów. Porównując zakres pojęcia „monsun europejski” z opisanymi „monsunopodobnymi” związkami między SLP w Arktyce Atlantyckiej a temperaturą powietrza nad Polską, trzeba stwierdzić, że należą one do odmiennej kategorii zjawisk.

W przypadku „monsunopodobnej” cyrkulacji wymuszanej przez współdziałanie sezonowych zmian SLP w Arktyce Atlantyckiej z SLP w rejonie występowania centrum zimowego Wyżu Azjatyckiego najwyraźniejszym jej przejawem są zmiany temperatury powietrza. Nie są to jedyne przejawy. Silnie, silniej niż z NAO, skorelowana jest ze zmianami SLP w Arktyce Atlantyckiej zmienność prędkości wiatru nad Bałtykiem (Kruszewski, 2008), również liczba dni ze sztormem nad Bałtykiem (Formela, Marsz, 2011) oraz rozmiary falowania wiatrowego na tym morzu. Zmiany SLP w Arktyce Atlantyckiej wiążą się, poprzez działanie zmian temperatury z niektórymi zjawiskami hydrologicznymi, których przebieg jest uzależniony od zmian tego elementu klimatycznego. Na przykład – maksymalna roczna powierzchnia zlodzenia Bałtyku (1951-2010) jest silnie i wysoce istotnie skorelowana (+0,76,  $p \ll 0,001$ ) ze średnią wartością P[75,15] z okresu styczeń-marzec. Jest to związek istotnie silniejszy od podobnego związku maksymalnej rocznej powierzchni zlodzenia Bałtyku z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella (-0,60). Ponieważ jak do tej pory związków zmian SLP w Arktyce Atlantyckiej z innymi elementami klimatycznymi i hydrologicznymi nad Europą Środkową nie badano, nie wiadomo, czy i jak kształtuje się pełen zakres tych zależności. Tym niemniej na podstawie przeprowadzonej analizy można sądzić, że zmiany ciśnienia w Arktyce Atlantyckiej mogą odgrywać poważną rolę w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych na obszarze Europy Środkowej, a tym samym i Polski. Warto zwrócić tu uwagę na fakt, że sterowany silniejszymi od przeciętnych spadkami SLP w Arktyce Atlantyckiej wzrost zimowego natężenia Przenosu Eurazjatyckiego, poprzez zmniejszenie rocznej amplitudy temperatury, prowadzi do wzrostu oceanizmu klimatu tej części Europy.

Materiały wpłynęły do redakcji 18 II 2015.



## Literatura

- Blüthgen J., 1966, *Allgemeine Klimageographie*, t.2. Walter de Gruyter & Co, Berlin, ss. 401.
- Baranowski J., 2008. *Cechy dynamiczne klimatu Polski i ich wpływ na pole temperatury*. Wyd. Nauk. Akademii Pomorskiej w Słupsku, Słupsk, ss. 149.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski J., Grabowska K., Błażek E., Skrzypczuk J., 2002, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*. T. XIV, *Prognozy zmian klimatu Polski*; r. 5. *Pole temperatury powietrza w Polsce a typy cyrkulacji atmosferycznej*. Wyd. UW, WGiSR, Warszawa, ss. 212.
- Chromow S.P., 1957, *Die geographische Verberaitung der Monsune*. Petermanns Geographische Mitteilungen, 101; 234-237.
- Formela K., Marsz A.A., 2011, *Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971-2009)*. Prace i Studia Geograficzne UW, 47; 189-196.
- Fortuniak K., Kożuchowski K., Papernik Ż., 1998, *Roczny rytm termiczny klimatu Polski i jego sezonowe osobliwości*. Prz. Geogr., 70, 3-4, 283-304.
- Gong D.-Y., Ho C.-H., 2002, *The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia*. Theor. and Appl. Climatology, 72; 1-9.
- Gumiński R., 1952, *Materiały do poznania genezy i struktury klimatu Polski (fakty i problemy)*. Prz. Geogr., 24 (3); 3-26.
- Jones P.D., Jónsson T., Wheeler, D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*. Int. Journal of Climatology, 17; 1433-1450.
- 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*. Bull. of the American Meteorological Society, 77, 3, 437-471.
- Kossowska-Cezak U., 1994, *O „monsunie europejskim”*. Prz. Geof., 39, 1, 65-73.
- Kossowska-Cezak U., 2004, *Porozmawiamy o „monsunie europejskim”*. Gaz. Obs. IMGW, 6, 2004; 20-22.
- Kożuchowski K., 1989, *Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce*. Prz. Geof., 34, 4, 427-435.
- Kożuchowski K., 2000, *Osobliwości rocznego przebiegu temperatury powietrza*. [w:] red. K. Kożuchowski, *Pory roku w Polsce, sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*. Łódź; 61-64.
- Kożuchowski K., 2004, *Skala i tendencje współczesnych zmian temperatury powietrza w Polsce*. [w:] red. K. Kożuchowski, *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*. Łódź; 25-45.
- Kożuchowski K., Trepieńska J., 1990, *Wpływ strefowej cyrkulacji atmosfery na zmiany średniej sezonowej i rocznej temperatury powietrza w Krakowie w latach 1891-1980*. Instytut Geografii UJ, Prace Geograficzne 77; 45-55.
- Kruszewski G., 2008, *Zmiany prędkości wiatru przywodnego nad Bałtykiem w świetle danych z reanalizy NECEP/NCAR (1951-2000)*. Prz. Geof., 53, 1, 27-41.
- Marsz A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Prz. Geogr., 71, 3, 225-245.
- Marsz A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*. Wyd. Uczelniane WSM w Gdyni, Gdynia, ss. 101.
- 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.
- Miętus M., 1993, *Lokalny wskaźnik cyrkulacji atmosferycznej nad południowym Bałtykiem w odniesieniu do wiatru i temperatury na polskim wybrzeżu*. Materiały Konferencji „Globalne ocieplenie a współczesne zmiany klimatyczne w Polsce”. Uniwersytet Szczeciński, 223-231.



- Monahan A.H., Fyfe J.C., Flato G.M., 2000, *A regime view of Northern Hemisphere atmospheric variability and change under global warming*. Geoph. Res. Letters 27, 8, 1139-1142.
- Nowosad M., 2004, *Sezony cyrkulacyjne nad Polską 1951-1990*. Annales UMCS, Lublin, 59, 5, 83-100.
- Osuchowska-Klein B., 1992, *Związek między temperaturą a cyrkulacją atmosferyczną*. Materiały Badawcze 17, IMGW, Warszawa, ss. 156.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Kossowska-Cezak U., Wawer J., 2011, *Fale chłodu i ciepła w przebiegu rocznym temperatury powietrza w Warszawie (1951-2010)*. Prz. Geof., 56, 3-4, 181-200.
- Ustrnul Z., Wypych A., 2011, *Ekstremalne wartości temperatury powietrza w Polsce w świetle różnych klasyfikacji typów cyrkulacji*. Prace i Studia Geograficzne UW, 47; 87-95.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, ss. 208.

### Streszczenie

W pracy omówiono wpływ miesięcznych i rocznych zmian ciśnienia atmosferycznego w Arktyce Atlantyckiej na temperaturę powietrza ( $T_a$ ) w Polsce. Zmiany SLP w punkcie 75°N, 015°E wywierają najsilniejszy wpływ na temperaturę na obszarze N i NE Europy oraz NW Azji (dalej oznaczenie SLP w tym punkcie P[75,15]). Analiza rozkładu współczynników korelacji (tab. 1, rys. 1) wykazała, że zmiany rocznej P[75,15] w 50-leciu 1961-2010 wykazują silne i wysoce istotne skorelowanie dodatnie z roczną temperaturą w Polsce, objaśniając od ~37 do ~61% wariacji rocznej  $T_a$  na poszczególnych stacjach uwzględnionych w analizie, a przeciwnie nad Polską ponad połowę wariacji (~52%) rocznej temperatury „obszarowej” w rozpatrywanym 50-leciu. Rozkład współczynników korelacji między miesięcznymi wartościami P[75,15] a miesięczną  $T_a$  na poszczególnych stacjach (tab. 1, rys. 2 i 3) wykazuje, że związki między tymi wartościami wykazują wyraźną sezonowość. Silne i wysoce istotne związki występują w okresie chłodnym (listopad-marzec), znacznie słabsze i mniej konsekwentne w okresie „ciepłym” (maj-wrzesień). Oba okresy oddzielone są miesiącami (kwiecień i październik), w których na żadnej z analizowanych stacji istotnych statystycznie korelacji nie obserwuje się.

Podobna analiza przeprowadzona w odniesieniu do dwu podokresów – 1961-1985 i 1986-2010 wykazuje (tab. 2), że związki między P[75,15] a  $T_a$  nad Polską są niestabilne w funkcji czasu. W pierwszym podokresie (1961-1985), który charakteryzował się niższą średnią temperaturą powietrza, były one silniejsze i nieco inny był ich rozkład w czasie niż w drugim podokresie (1986-2010).

Tak silny wpływ zmian SLP nad obszarem Arktyki Atlantyckiej na temperaturę w Polsce można objaśnić współdziałaniem sezonowych zmian SLP w barentso-karskiej bruzdzie obniżonego ciśnienia z sezonowymi zmianami SLP w rejonie występowania centrum zimowego Wyżu Azjatyckiego. W okresie zimowym, w którym nad NE Mongolią lokuje się centrum Wyżu Azjatyckiego, SLP nad Arktyką Atlantycką spada (rys. 4), w cieplej porze roku przebieg SLP staje się odwrotny. W rezultacie pojawia się różnica SLP między tymi ośrodkami (rys. 5), powodująca zimą napływ ciepłego powietrza z nad N Atlantyku nad obszar N Europy i NW Azji. W okresie ciepłej pory roku zwrot kierunku przepływu mas powietrza odwraca się. W efekcie w ciągu całego roku, z wyjątkiem kwietnia i października, spadki SLP nad Arktyką Atlantycką pociągają za sobą zróżnicowane (rys. 2 i 3) wzrosty temperatury powietrza nad Polską. Wobec względnie niewielkiej międzyrocznej zmienności ciśnienia nad obszarem NE Mongolii i bardzo dużej zmienności SLP w Arktyce Atlantyckiej, o intensywności napływu powietrza atlantyckiego zimą nad N Europę i kontynentalnego latem, a zatem i o temperaturze w Polsce, decyduje zmienność SLP w Arktyce Atlantyckiej. Proces ten jest podobny do NAO, jednak wpływ zmian P[75,15] na temperaturę powietrza w Polsce jest silniejszy od NAO (tab. 3) i zaznacza się również w miesiącach letnich.



Rozkład sezonowy zmian przepływu mas powietrza w opisanym współdziałaniu SLP z nad Arktyki Atlantyckiej i obszaru zimowego występowania Wyżu Syberyjskiego przypomina zmiany zachodzące w cyrkulacji monsunowej. W tym przypadku jednak napływ mas powietrza morskiego nad kontynent europejski następuje w okresie zimowym, a nie letnim. Jest to zjawisko odmiennej kategorii od opisywanego w starszej meteorologicznej literaturze europejskiej „monsunu europejskiego”, w którym napływ mas powietrza morskiego ma następować latem.

Słowa kluczowe: temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne, monsun europejski, Polska, Arktyka Atlantycka

### Summary

The work discusses the influence of monthly and annual changes in atmospheric pressure in the Atlantic Arctic on the air temperature ( $T_a$ ) in Poland. Changes in SLP at a point  $75^\circ\text{N}$ ,  $015^\circ\text{E}$  have the strongest influence on the temperature in the area N and NE of Europe and NW Asia (the marking of SLP at the point P[75,15]). The analysis of distribution of correlation coefficients (Tab. 1, Fig. 1) showed that the annual changes in P[75,15] in the 50-year period, 1961-2010, have a powerful and highly significant positive correlation with the annual temperature in Poland, explaining from  $\sim 37$  to  $\sim 61\%$  of the  $T_a$  annual variance at stations included in the analysis, and over Poland on average more than half of the variance ( $\sim 52\%$ ) of 'regional' annual temperature in the analyzed 50-year-period. Distribution of coefficients of correlation between the monthly values of P[75,15] and monthly  $T_a$  at individual stations (Tab. 1, Fig. 2 and 3) indicates that the relationship between these values show a clear seasonality. Strong and highly significant relationships appear during the cool periods (November-March) and they are much weaker and less consistent during the "warm" season (May-September). Both periods are separated by periods of months (April and October) in which there are not any statistically significant correlations observed at the analyzed stations.

A similar analysis carried out in two sub-periods - 1961-1985 and 1986-2010 shows (Tab. 2) that the correlations between P[75,15] and  $T_a$  over Poland are unstable as a function of time. In the first sub-period (1961-1985), which was characterized by a lower average temperature, they were stronger and their distribution in time was a bit different than in the second sub-period (1986-2010).

Such a strong effect of changes in SLP over the area of the Atlantic Arctic on temperature in Poland can be explained by the interaction of seasonal changes in SLP in Barents-Kara trough of low pressure with seasonal changes in SLP in the region where the center of Asian High/ Siberian High occurs in winter. In the winter, in which the center of Asian High is located over the NE Mongolia, the SLP over the Atlantic Arctic falls (Fig. 4); in the warm season the course of SLP is the opposite. As a result, there is a difference between the SLP centers (Fig. 5), in winter resulting in the inflow of the warm air from over the N Atlantic over the area of N Europe and NW Asia. During the warm season the flow direction of air masses is reversed. As a result, throughout the year, with the exception of April and October, the falls in the SLP over the Atlantic Arctic are followed by varied increases in air temperature over Poland (Fig. 2 and 3). In view of the relatively small inter-annual variability of pressure over the area of NE Mongolia and very high variability of the SLP in the Atlantic Arctic, the intensity of the Atlantic air flow in winter over Europe and the continental air in the summer, and therefore the temperatures in Poland are influenced by the SLP variability in the Atlantic Arctic. This process is similar to the NAO, but the impact of changes in P[75,15] on the temperature of the air in Poland is stronger than the NAO (Table 3) and it also extends into the summer months.

Distribution of seasonal changes in the flow of air masses with the described SLP over the Atlantic Arctic and the region of the Siberian High occurrence in winter resembles the changes in the monsoon circulation. In this case, however, the influx of marine air masses over the continent



of Europe takes place in winter, not in summer. This phenomenon is different from the meteorological category described in the older European literature as “European monsoon” in which the influx of marine air masses is to be observed in summer.

Key words: air temperature, atmospheric pressure, European monsoon, Poland, Atlantic Arctic

Andrzej A. Marsz  
aamarsz@am.gdynia.pl  
Polskie Towarzystwo Geofizyczne

Anna Styszyńska  
astys19@wp.pl  
Politechnika Gdańska