

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

## ZMIANY STANU TERMICZNEGO ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO A PRZEBIEG WYBRANYCH ELEMENTÓW KLIMATYCZNYCH CHARAKTERYZUJĄCYCH KLIMAT POLSKI

### CHANGES IN THE THERMAL STATE OF THE NORTH ATLANTIC AND A COURSE OF SELECTED CLIMATIC ELEMENTS CHARACTERIZING THE CLIMATE OF POLAND

#### Wstęp

Kwestia czynników regulujących międzyroczną zmienność elementów klimatycznych i ogólniej – zmiany klimatu – budzi od lat zainteresowanie meteorologów i klimatologów. Wielu badaczy było (np. Brooks 1949; Bjerknes 1962, 1964) i jest (np. Ronca, Battisti 1997; Lapointe i in. 2020) zdania, że jednym z ważniejszych, a może nawet najważniejszym, czynnikiem wywierającym wpływ na międzyroczną zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej, której zmienność warunkuje zmiany elementów klimatycznych, jest zmieniający się w czasie rozkład przestrzenny zasobów ciepła w oceanie. O ile atmosfera na ocean oddziałuje dynamicznie i termicznie, o tyle ocean na atmosferę może oddziaływać wyłącznie termicznie poprzez kształtowanie zmiennych w przestrzeni i czasie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (Kraus 1972). Akweny, w których zasoby ciepła są zwiększone mogą przekazać więcej ciepła do atmosfery, ogrzewając ją silniej i przez dłuższy czas niż akweny, w których zasoby ciepła są ograniczone. W ten sposób dochodzi do zmian południkowych gradientów termicznych w środkowej troposferze, w stosunku do strefowych, co prowadzi do odpowiednich modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej (Fortak 1971; Ugryumov 1981).

Wzrost lub spadek zasobów ciepła w warstwie przy powierzchni wód na danym akwenie manifestuje się wystąpieniem na jego powierzchni anomalii temperatury. Wartości anomalii i ich rozkład przestrzenny nie informują bezpośrednio o zasobach ciepła w wodach, wskazują jednak na akweny, na których występują chwilowe nadwyżki (anomalie dodatnie) lub niedobory ciepła w wodach (anomalie ujemne).

Wielkoskalowe<sup>1</sup> anomalie temperatury powierzchni oceanu charakteryzują się dużą trwałością, występują od kilku do kilkunastu miesięcy, niekiedy nawet lat, a ich przemieszczanie się jest niezwykle powolne. Z tego względu anomalie temperatury powierzchni oceanu lub temperatura powierzchni oceanu (dalej SST – Sea Surface Temperature) na większych obszarach uważane są za predyktory lub potencjalne predyktory dla długoterminowych prognoz „klimatycznych” (np. *Rukovodstvo...* 1972; Cayan 1980; Ugrumov 1981; Årthun i in. 2017), prognoz wystąpienia niektórych zjawisk pogodowych o charakterze ekstremalnym (np. cyklonów tropikalnych – Evans 1993; Tory, Dare 2015), susz (np. McCabe i in. 2008; Wu, Kinter 2009, etc.) lub takich kompleksowych zjawisk o charakterze klimatycznym, jak na przykład zmian faz NAO (np. Czaja, Frankignoul 1999, 2002; Rodwell, Folland 2002; Marsz 2005b, 2019).

Problem jednak w tym, że zmiany termiczne oceanu, ze względu na różnice stałych fizycznych wody i powietrza, zachodzą w odmiennej skali czasowej niż zmiany elementów klimatycznych. O ile dla atmosfery podstawowym rodzajem zmienności jest zmienność dobową, a w drugiej kolejności – roczną, o tyle dla oceanu podstawowym rodzajem zmienności jest zmienność okoloroczna. Oznacza to, że związki między rocznymi wartościami SST a przebiegiem elementów klimatycznych ujawniają się na ogół dopiero wtedy, gdy zastosuje się do elementów klimatycznych dłuższy okres uśrednienia (roczny). Ten sam czynnik stanowi przyczynę występowania różnego rodzaju przesunięć fazowych między tymi przebiegami (np. Perry, Walker 1982; Ossó i in. 2020).

W polskiej literaturze meteorologicznej i klimatologicznej zagadnienia wpływu zmienności termiki oceanu na przebieg zmian cyrkulacji atmosferycznej, czy też zmienności elementów klimatycznych, nie cieszą się zbyt dużą popularnością, jednak w światowej literaturze kwestie współdziałania oceanu i atmosfery i wpływu oceanu na zmiany klimatu są żywo dyskutowane, a liczba publikacji na ten temat, bądź związanych z tym tematem, jest ogromna.

Polskie badania z zakresu problematyki wpływu zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego na przebieg warunków klimatycznych nad obszarem Polski i Europy rozpoczęły się już w okresie międzywojennym (Moniak 1927, 1930), a ich poziom nie odbiegał od poziomu ówczesnych badań w Danii, Niemczech czy Wielkiej Brytanii. W roku 1982 ukazał się przekład na język polski monografii Perry’ego i Walkera, traktującej o funkcjonowaniu systemu ocean–atmosfera, ale wydanie tej pracy nie wywarło żadnego wpływu na wzrost zainteresowania tą tematyką. Później zagadnieniami wpływu zmian temperatury wód Atlantyku Północnego na możliwość występowania susz w Polsce i wpływem na zmienność elementów klimatycznych zajmował się Sadowski (1983, 1990) oraz Sadowski i Strauch (1988). Wykazał on istnienie stosunkowo silnych związków między zmianami SST na N Atlantyku a temperaturą powietrza i sumami opadów na stacjach polskich (Sadowski 1990).

<sup>1</sup> Wielkoskalowe anomalie temperatury powierzchni oceanu – anomalie o powierzchniach od kilkuset (300-500) tysięcy do miliona i więcej km<sup>2</sup>.

W okresie 1990-2015 badania nad związkami między zmianami SST na Atlantyku Północnym a zmiennością temperatury powietrza na obszarze wokółbałtyckim oraz w Arktyce Atlantyckiej, a także ze zmianami cyrkulacji atmosferycznej były prowadzone w Katedrze Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Akademii Morskiej w Gdyni (np. Kruszewski i in. 2003; Kruszewski, Zblewski 2005, 2010; Marsz 1999, 2001, 2005a-b, 2008, 2012; Marsz, Styszyńska 2009; Marsz, Żmudzka 2002; Styszyńska 2005, 2011a-b). Wyniki opublikowanych badań wskazały na występowanie stosunkowo silnych związków między zmianami temperatury powierzchni oceanu a zmianami cyrkulacji atmosferycznej oraz zmianami temperatury powietrza.

Wyniki badań nad wpływem termiki Atlantyku Północnego na cyrkulację atmosferyczną w części atlantycko-europejskiego sektora cyrkulacyjnego (30-60°N, 50°W-40°E) i temperaturę w Polsce przedstawili Miętus i Filipiak (2002). Generalnymi wnioskami tej pracy są stwierdzenia, że zmiany cyrkulacji atmosferycznej w czytelnym, ale słabym stopniu kształtują zmienność SST na Atlantyku Północnym, natomiast wpływ zmian SST na zmienność temperatury powietrza na obszarze Polski jest znikomo mały i objaśnia zaledwie około 6% jej wariacji.

Związki między rozkładem przestrzennym SST i charakterem cyrkulacji środkowo-troposferycznej, sterującej cyrkulacją dolną, są na tyle silne (Marsz 2005a, 2012) i stabilne, że ujawniają się również statystycznie istotne związki bezpośrednio między zmiennością SST a przebiegiem elementów klimatycznych na oddalonych od oceanu obszarach, również na obszarze Polski.

Celem tej pracy jest przedstawienie związków, jakie zachodzą między zmianami SST na Atlantyku Północnym i przebiegiem wybranych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Do badań wybrano te elementy, których zmienność determinuje w zasadniczym stopniu obserwowaną w ostatnich kilkudziesięciu latach zmienność stanu klimatu Polski. Elementami tymi są: temperatura powietrza, zachmurzenie ogólne, usłonecznienie, sumy opadów, wilgotność względna, ciśnienie na poziomie morza (dalej SLP) oraz prędkość wiatru. Główną uwagę poświęcono przedstawieniu przestrzennej zmienności akwenów, na których zachodzącym rocznym zmianom SST odpowiadają synchroniczne (w tym samym roku kalendarzowym) zmiany elementów klimatycznych nad obszarem Polski. Zagadnienia mechanizmów tych związków oraz związków występujących z przesunięciami czasowymi, ze względu na objętość pracy, nie będą w niej poruszane.

## Materiały źródłowe, metody badań

Jako źródło danych o temperaturze powierzchni oceanu wykorzystano zbiór ERSST v.3b (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v.3b; Smith i in. 2008). Jest to zbiór globalny, oparty na danych z pomiarów SST *in situ* zestawionych w bazie danych ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), o rozdzielczości przestrzennej  $2 \times 2^\circ$  i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Wartości SST podawane dla danego gridu stanowią średnią miesięczną z całej jego powierzchni. Z tego zbioru

pobrano szeregi miesięcznych wartości SST od stycznia 1950 do grudnia 2018 roku dla 32 powierzchni gridowych zlokalizowanych w siatce przestrzennej mianowanej co  $10^\lambda$  i  $10^\phi$  na powierzchni oceanu między linią brzegową, od  $30^\circ$  do  $70^\circ\text{N}$ . Dane te tworzą równoleżnikowe profile przez Atlantyk Północny, oddalone od siebie o  $10^\phi$ . Takie same dane pobrano w zwiększonej rozdzielczości  $2^\phi \times 4^\lambda$  dla dwu obszarów: jednego – na pograniczu wód strefy umiarkowanej i wód tropikalnych ( $33\text{--}45^\circ\text{N}$ ,  $65\text{--}35^\circ\text{W}$ ; 48 gridów), drugiego – na pograniczu wód strefy umiarkowanej, wód subarktycznych i arktycznych ( $55\text{--}63^\circ\text{N}$ ,  $41\text{--}19^\circ\text{W}$ ; 24 gridy). Roczne wartości SST w poszczególnych gridach obliczano jako zwykle średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

W pracy, uwzględniając „fizykę” mechanizmów wymiany ciepła między oceanem a atmosferą, do analiz przyjęto „surowe” wartości SST, bez obliczania anomalii SST, czy stosowania innych przetworzeń statystycznych<sup>2</sup>. Interpretacja związków SST z przebiegiem elementów klimatycznych (np. temperaturą powietrza, czy SLP) jest prosta i jednoznaczna, natomiast interpretacja podobnych związków z anomaliami SST w przestrzeni jest trudna, uzależniona od okresu przyjętego do wyznaczenia „średniej klimatycznej”, bardzo często niejednoznaczna i wymaga bardzo dużej rozwagi przy formułowaniu wniosków, a ostatecznie i tak wymusza sięgnięcie po informacje o rzeczywistych różnicach między SST a temperaturą powietrza.

Wartości miesięczne elementów klimatycznych z obszaru Polski – sum opadu (P), temperatury powietrza (T), wilgotności względnej (f) i sum usłonecznienia (U) – stanowią dane IMGW-PIB. Po sprawdzeniu kompletności szeregów danych na poszczególnych stacjach, wybrano 28 stacji względnie równomiernie rozłożonych na obszarze Polski. Były nimi: Białystok, Chojnice, Gorzów, Hel, Jelenia Góra, Katowice, Kielce, Kłodzko, Koszalin, Kraków-Balice, Lesko, Łódź, Olsztyn, Opole, Poznań, Puławy, Pułtusk, Rzeszów, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Świnoujście, Tomaszów Lubelski lub Zamość<sup>3</sup>, Toruń, Włodawa, Wrocław, Zakopane i Zielona Góra. Nieliczne braki w szeregach danych uzupełniono, obliczając ich wartości miesięczne metodą regresji wielokrotnej z pobliskich stacji.

Dane o usłonecznieniu udostępnione w bazie danych IMGW rozpoczynają się od 1966 roku. Autorom udało się uzyskać pełne dane z okresu od 1951 do 2018 roku tylko dla 5 stacji: Gdyni, Łodzi, Krakowa-Observatorium, Wrocławia i Puław. Szeregi czasowe usłonecznienia, miesięczne i roczne, utworzone jako średnia z 11 stacji sieci IMGW, względnie równomiernie rozmieszczonych na obszarze Polski, w okresie 1966-2018, wykazują bardzo silne ( $r = 0,92\text{--}0,98$ ) skorelowanie z uśrednionym szeregiem z pięciu wymienionych stacji (oznaczenie U5S), co pozwala sądzić, że zmienna U5S opisuje prawidłowo zmienność usłonecznienia, jaka zachodziła nad Polską w całym okresie 1951-2018. Niestety nie udało się uzyskać kompletu danych pozwalających na obliczenie wartości rocznych dla wymienionych 5 stacji dla lat 2019 i 2020.

<sup>2</sup> Większość badaczy posługuje się nie wartościami SST, ale wartościami anomalii SST, dla zmniejszenia liczby obliczeń korzysta ze zbioru o mniejszej rozdzielczości przestrzennej (zazwyczaj zbioru Kaplan Extended SST V2 o rozdzielczości przestrzennej  $5 \times 5^\circ$ ), niekiedy stosuje dodatkowo filtrację.

<sup>3</sup> Średnie obszarowe (patrz dalej); w przypadku braku serii obserwacyjnej wilgotności względnej na stacji Tomaszów Lubelski, obliczano średnią obszarową, zastępując brakujący ciąg szeregiem z Zamościa.

Udostępnione przez IMGW dane o ciśnieniu atmosferycznym zredukowanym do poziomu morza na poszczególnych stacjach, podobnie jak i szeregi usłonecznienia, rozpoczynają się od 1966 roku. Z tego względu zaszła potrzeba skorzystania z danych reanalizy. Źródłem tych danych jest zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data, o rozdzielczości przestrzennej  $2,5 \times 2,5^\circ$  i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Szeregi miesięcznych wartości SLP pobrano z gridów o współrzędnych:  $[50^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$ ,  $[50^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$ ,  $[50^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$ ,  $[52,5^\circ\text{N}, 15^\circ\text{E}]$ ,  $[52,5^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$ ,  $[52,5^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$  i  $[52,5^\circ\text{N}, 22,5^\circ\text{E}]$  oraz  $[55^\circ\text{N}, 17,5^\circ\text{E}]$  i  $[55^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$ . Pobrane szeregi SLP są bardzo silnie skorelowane między sobą oraz w przewadze, silnie i wysoce istotnie skorelowane ze zredukowanym do poziomu morza ciśnieniem atmosferycznym na poszczególnych stacjach (okres 1966-2018).

Średnie miesięczne wartości prędkości wiatru ( $V_w$ ) na wysokości 10 m zaczerpnięto z danych NCEP (National Weather Service, National Center for Environmental Prediction, USA) za pośrednictwem serwerów IRI LDEO Climate Data Library. Są to również dane gridowe (rozdzielczość przestrzenna  $2,5 \times 2,5^\circ$ ) i zostały pobrane z gridów o takich samych współrzędnych jak SLP. Podawana w cytowanym zbiorze prędkość wiatru jest obliczana z pól SLP, przy uwzględnieniu zmiennych w przestrzeni i czasie współczynników tarcia (zbiór: adataset speed: speed[m/s] data). Dane te różnią się od prędkości wiatru obliczanych ze składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa (reanaliza; Kalnay i in. 1996) i są istotnie skorelowane ze średnimi miesięcznymi prędkościami wiatru tylko na części stacji polskich<sup>4</sup>. Średnie roczne prędkości wiatru i SLP w poszczególnych gidach obliczano jako średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych.

Związki między termiką powierzchni oceanu i elementami klimatycznymi mają charakter wielkoskalowy, co powoduje, że korelacje przebiegu danego elementu na poszczególnych stacjach z SST w danym punkcie w małym stopniu zmieniają się między stacjami. Z tego względu, z miesięcznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych ze wszystkich wymienionych stacji i gridów obliczono wartości średnie, tworząc tym samym miesięczne i roczne średnie „obszarowe”, stanowiące syntezę zmian rocznych wartości danego elementu nad Polską w latach 1951-2018. Zmienność takich średnich jest silnie skorelowana ze zmiennością odpowiednich elementów na stacjach polskich, innych niż te, które zostały użyte do obliczania „średniej obszarowej”. Pozwala to uważać, że tak obliczone średnie obszarowe w wystarczającym stopniu charakteryzują występującą zmienność wymienionych elementów klimatycznych nad Polską. Średnie obszarowe oznaczone są symbolem danego elementu i dodatkowo PL - na przykład roczna obszarowa temperatura powietrza nad Polską oznaczona jest dalej jako TPL, roczna obszarowa wilgotność względna jako fPL, etc.

Jako podstawową metodę analizy wykorzystano korelację liniową, badając związki między szeregiem danego „obszarowego” elementu klimatycznego a szeregami SST

<sup>4</sup> Analiza przebiegów miesięcznych prędkości wiatru na stacjach polskich zdaje się wskazywać na zerwanie jednorodności ciągów na licznych stacjach. Ten czynnik stanowił przyczynę posłużenia się danymi NCEP, a nie danymi obserwacyjnymi IMGW.

w każdym z rozpatrywanych gridów. Wobec faktu, że dostępne autorom szeregi obserwacji usłonecznienia na polskich stacjach kończą się na roku 2018, aby uzyskać w pełni porównywalne wyniki analizy związków między SST i elementami klimatycznymi, mimo, że szeregi innych elementów mają większą o 2 lata długość, analizę przeprowadzono wykorzystując szeregi liczące 68 lat – od roku 1951 do 2018. Przy tej długości szeregów graniczną wartością istotności ( $p = 0,05$ ) współczynnika korelacji jest  $r = |0,2390|$  (przyjęto  $|0,24|$ ), a wysokiej istotności ( $p = 0,001$ ) jest  $r = |0,3875|$  (przyjęto  $|0,39|$ ). Wszystkie obliczone przez program statystyczny współczynniki korelacji przeglądano dodatkowo na wykresach rozrzutu korelowanych zmiennych, sprawdzając niezależnie od obliczonych testów istotności ich liniowość.

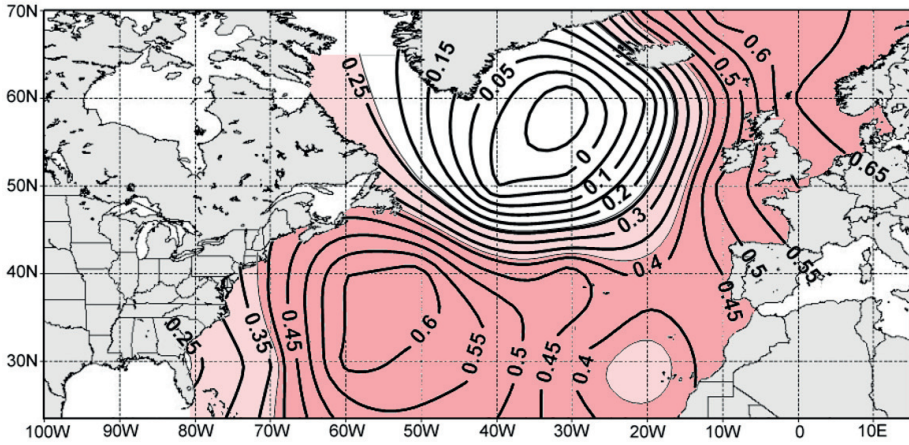
Rezultaty analizy w rozdzielczości przestrzennej  $10 \times 10^\circ$  przetworzono następnie do postaci graficznej tworząc mapy izokorelat między roczną SST w danym punkcie (gridzie  $2 \times 2^\circ$ ) Atlantyku Północnego a średnią roczną obszarową danego elementu klimatycznego. Mapy opracowano posługując się programem Surfer, a do interpolacji izokorelat zastosowano metodę zwyczajnego krigingu.

W prezentowanej pracy ograniczono się do przedstawienia korelacji między szeregami średnich rocznych wartości SST w poszczególnych gridach i szeregami „obszarowych” średnich rocznych wartości poszczególnych elementów klimatycznych.

Mała rozdzielczość przestrzenna analizy po stronie SST ( $10 \times 10^\circ$ ), przedstawiona następnie w postaci kartograficznej, daje bardzo ogólny i pozbawiony szczegółów rozkład przestrzenny izokorelat. Wobec na ogół powolnych zmian SST w przestrzeni, obraz ten jest wystarczający do generalnej oceny rozkładu przestrzennego izokorelat na powierzchni Atlantyku Północnego i wskazania akwenów, w obrębie których mogą znajdować się punkty (gridy), na których występować powinny maksima i minima siły związków między zmiennością SST i zmiennością poszczególnych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Taki ogólny obraz, w pierwszym etapie badań pozwala na wyłonienie akwenów, na których w dalszych etapach badań można przeprowadzić bardziej szczegółowe analizy, zwiększając stosownie do potrzeb rozdzielczość przestrzenną pola SST.

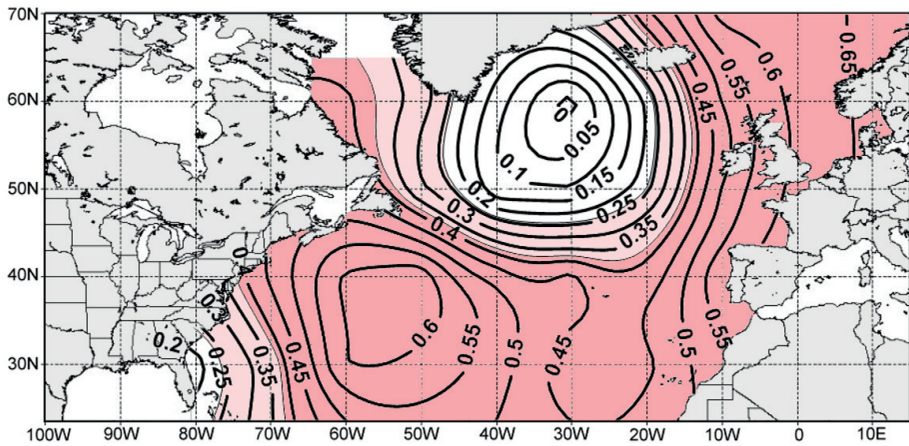
## Wyniki

Rezultatem przeprowadzonej analizy jest 7 map izokorelat (rys. 1-7) przedstawiających rozkłady przestrzenne siły związków między zmiennością rocznych wartości SST na Atlantyku Północnym i zmiennością średnich obszarowych elementów klimatycznych nad Polską w latach 1951-2018. Przegląd poszczególnych map izokorelat pozwala na stwierdzenie, że przebieg wszystkich rozpatrywanych elementów klimatycznych jest z różną siłą, ale statystycznie istotnie powiązany ze zmiennością SST na Atlantyku Północnym.



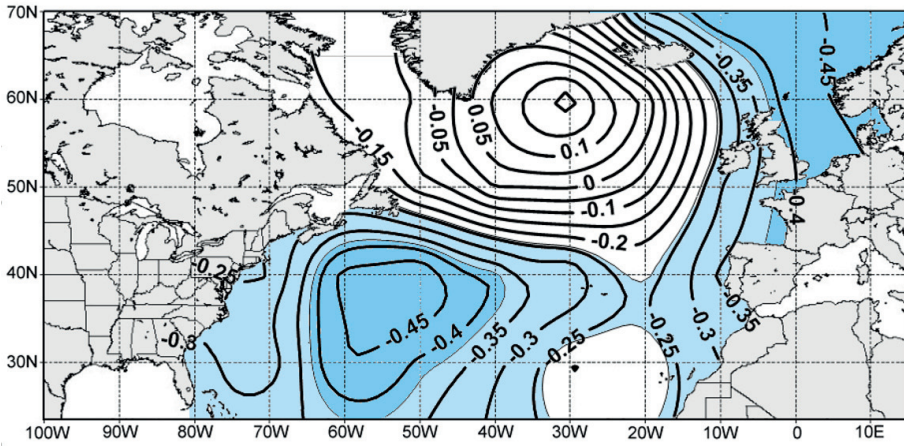
Rys. 1. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową temperaturą powietrza (TPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) - ciemnoróżową.

Fig. 1. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual air temperature (TPL) in Poland. Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light pink, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark pink.



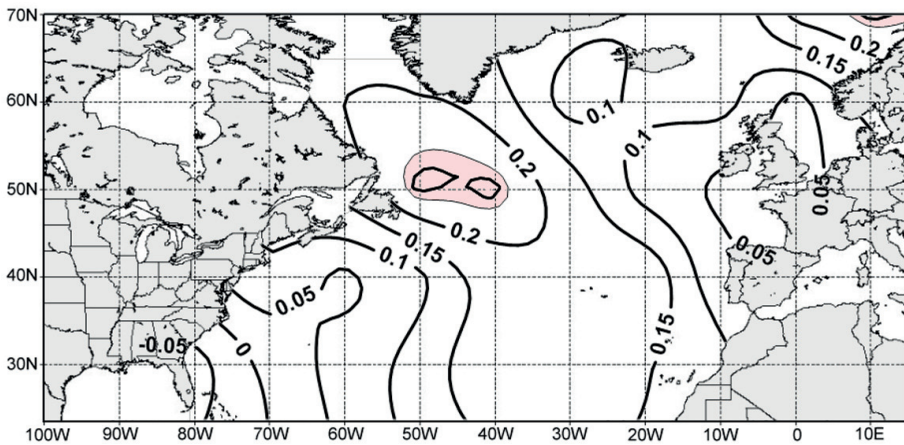
Rys. 2. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym usłonecznieniem z 5 stacji (U5S) w Polsce. Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) - ciemnoróżową

Fig. 2. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual sum of sunshine duration from 5 Polish stations (U5S). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light pink, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark pink.



Rys. 3. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową wilgotnością względną powietrza (fPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) – ciemnoniebieską.

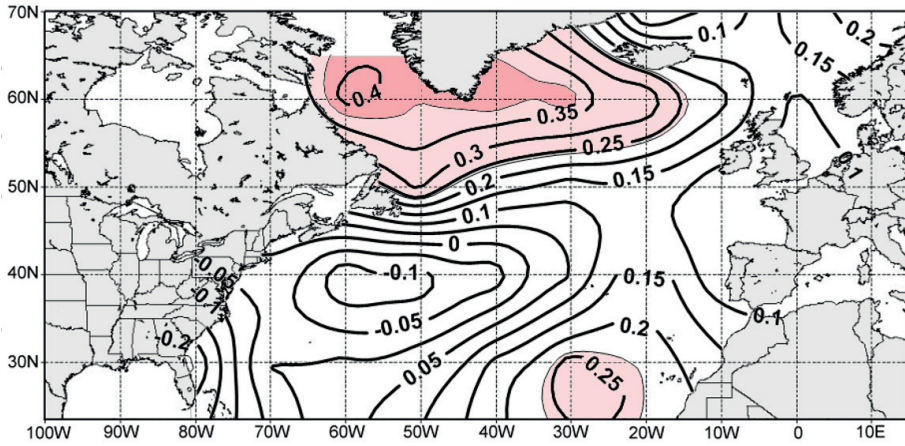
Fig. 3. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged of relative humidity (fPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light blue, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark blue.



Rys. 4. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym obszarowym zachmurzeniem ogólnym (NPL). Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno różową.

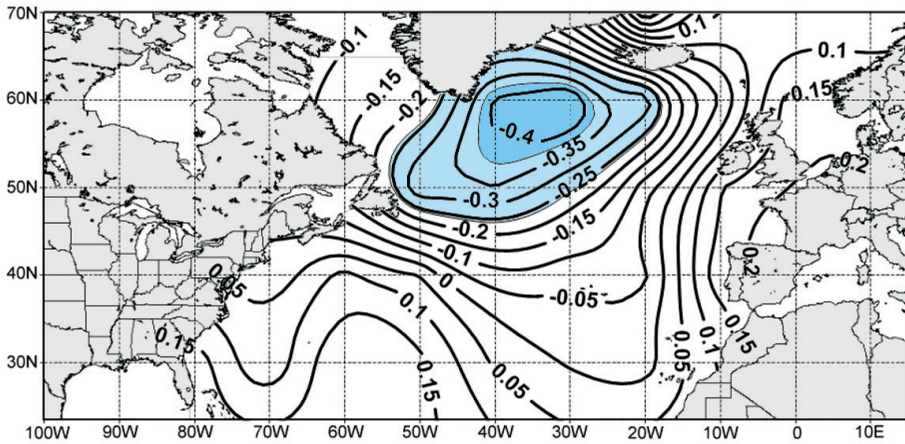
Fig. 4. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged cloud cover (NPL). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light pink.





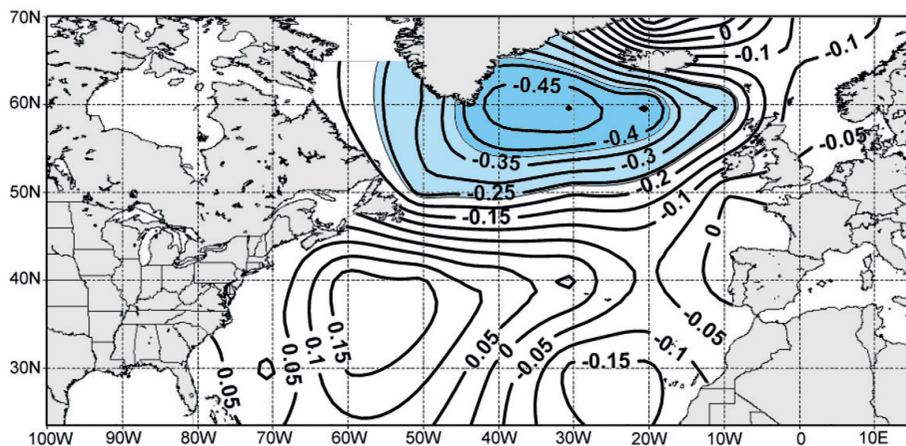
Rys. 5. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną obszarową sumą opadu (PPL). Rejony występowania korelacji dodatnich, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno różową, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) – ciemnoróżową.

Fig. 5. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged annual sum of precipitation (PPL). Regions of occurrence of positive, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light pink, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark pink.



Rys. 6. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnim rocznym obszarowym ciśnieniem atmosferycznym (SLPPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) – ciemnoniebieską.

Fig. 6. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged atmospheric pressure (SLPPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light blue, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark blue.



Rys. 7. Mapa izokorelat między roczną SST na Atlantyku Północnym i średnią roczną prędkością wiatru (VwPL) w Polsce. Rejony występowania korelacji ujemnych, statystycznie istotnych ( $p < 0,05$ ) oznaczone barwą jasno niebieską, wysoce istotnych ( $p \leq 0,001$ ) – ciemnoniebieską.

Fig. 7. Map of isocorrelates between the annual SST in the North Atlantic and the area-averaged wind speed (VwPL) in Poland. Regions of occurrence of negative, statistically significant correlations ( $p < 0.05$ ) are marked in light blue, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) in dark blue.

Rysunki 1–7 wskazują, że związki między poszczególnymi elementami klimatycznymi i rozkładem SST na Atlantyku Północnym wyraźnie się różnicują pod względem geograficznym. Zmiany SST w strefie wód subtropikalnych po zachodniej stronie oceanu (szerokości 30–40°N, długości 50–60°W) wykazują stosunkowo silne i wysoce istotne skorelowanie ze zmiennością U5S, TPL i fPL. Wartości współczynników korelacji między wymienionymi zmiennymi i SST mieszczą się w granicach od  $|0,50|$  do  $|0,64|$ , przy czym znaki tych współczynników zachowują się zgodnie z występującymi zależnościami między tymi elementami – z U5S i TPL są dodatnie, z fPL – korelacja jest ujemna. Nieco tylko niższe współczynniki korelacji z tymi samymi elementami występują na morzach Norweskim i Północnym, zachowując także takie same znaki jak w subtropikach.

Można więc w uprawniony sposób twierdzić, że wraz ze wzrostem rocznej SST w strefie wód subtropikalnych po zachodniej stronie Atlantyku Północnego, rosnać będzie jednocześnie nad Polską usłonecznienie i temperatura powietrza, a spadać będzie wilgotność względna. Spadek SST na tym akwenie pociągnie za sobą zmiany tych elementów klimatycznych w odwrotnym kierunku.

Inną częścią Atlantyku Północnego, na której zmiany SST prowadzą do zmian pozostałych rozpatrywanych elementów klimatycznych nad Polską, jest strefa rozciągająca się wzdłuż równoleżników 50–60°N. Występujące w tej strefie korelacje między SST i zachmurzeniem ogólnym, rocznymi sumami opadów, SLP oraz prędkością wiatru są wyraźnie słabsze niż na wodach subtropikalnych.

Słabo zarysowane maksimum wartości współczynników korelacji między NPL i SST lokuje się na szerokości  $\sim 50^\circ\text{N}$ , między długościami  $50\text{--}40^\circ\text{W}$ . Korelacje te są słabe ( $r = 0,31\text{--}0,34$ ;  $p = 0,005\text{--}0,009$ ) i obejmują niewielki obszar. Dodatni znak współczynników korelacji wskazuje, że im wyższa roczna SST na tym akwenie, tym większe zachmurzenie ogólne nad Polską.

Obszar istotnych korelacji między SST i rocznymi obszarowymi sumami opadów (PPL) rozciąga się od Morza Labrador po akweny na S od Grenlandii i Islandii ( $60\text{--}20^\circ\text{W}$ ). Korelacje te są dodatnie, umiarkowanej siły (maks.  $0,41$ ,  $p < 0,001$ ) i mało zróżnicowane w przestrzeni ( $r$  od  $0,24$  do  $0,41$ ). W latach, w których te rozległe akweny Atlantyku były cieplejsze, rosły roczne sumy opadów nad Polską. Związek między SST a NPL i PPL powtarza występujące nad obszarem Polski związki między zachmurzeniem całkowitym a rocznymi sumami opadów atmosferycznych – im zachmurzenie ogólne nad Polską jest większe, tym większe są roczne sumy opadów.

Korelacje między roczną SST i rocznymi obszarowymi wartościami ciśnienia atmosferycznego (SLPPL) oraz roczną obszarową prędkością wiatru (VwPL) są ujemne, co oznacza, że wraz ze wzrostem SST spada nad Polską ciśnienie atmosferyczne i zmniejsza się prędkość wiatru. Rejony, na których występują statystycznie istotne korelacje SST z SLPPL i VwPL w znacznej części pokrywają się, mając w przybliżeniu wspólne centrum maksimum siły związków lokujące się na wschód od południowej Grenlandii, na szerokości  $60^\circ\text{N}$  w pasie między  $40\text{--}30^\circ\text{W}$ . Związki między SST a SLPPL i VwPL w tym rejonie są umiarkowanej siły ( $r > |0,4|$ ) i wysoce istotne ( $p < 0,001$ ).

Generalizując, można stwierdzić, że im wyższa roczna SST w pasie między  $50$  i  $60\text{--}65^\circ\text{N}$ , na długościach  $55\text{--}20^\circ\text{W}$ , tym nad obszarem Polski spada wyraźnie roczne ciśnienie atmosferyczne i jednocześnie słabo rośnie zachmurzenie ogólne, ponadto dość silnie rosną sumy opadów, ale wyraźnie spada prędkość wiatru. Spadki rocznej SST na tych akwenach pociągają za sobą odwrotne skutki.

O ile związki między SST a SLPPL i PPL odtwarzają podobnie zależności między tymi elementami występujące na obszarze Polski, to bardzo słabo, choć z prawidłowym znakiem, odtwarzają związki między SLPPL i zachmurzeniem (NPL).

Rysunki 1-3 wskazują, że na szerokości  $\sim 40^\circ\text{N}$ , po zachodniej stronie Atlantyku Północnego, na długościach  $60\text{--}40^\circ\text{W}$ , zmiany SST pociągają za sobą jednoczesne silne zmiany temperatury powietrza, usłonecznienia i wilgotności nad Polską. Akwen ten leży w bezpośredniej bliskości tak zwanego „obszaru Murray-Ratcliffe’a”, rozciągającego się na S i SE od Nowej Fundlandii. Zmiany anomalii SST na tym „obszarze” traktowane były w przeszłości jako ważny wskaźnik prognostyczny (Ratcliffe, Murray 1970; Ratcliffe 1973) przy sporządzaniu średnioterminowych prognoz „klimatycznych” – wystąpienie dodatnich anomalii SST na tym akwenie i ujemnych anomalii SST na Atlantyku Północnym między  $30$  a  $20^\circ\text{W}$  na szerokości  $\sim 50\text{--}55^\circ\text{N}$  we wrześniu, pociągało za sobą wystąpienie bardzo silnej obniżki SLP (rzędu  $5\text{ hPa}$  w średniej miesięcznej) z centrum nad Półwyspem Skandynawskim w drugiej połowie jesieni i początku zimy. Odwrócenie znaków anomalii SST na wymienionych akwenach w tym samym czasie stanowi przyczynę wystąpienia sytuacji blokadowych nad NE Atlantykiem Północnym i Wielką Brytanią.

Tabela 1. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) i szeregiem średniej rocznej obszarowej temperatury powietrza (TPL). Maksimum  $r$  oznaczono na szaro. Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ( $p < 0,05$ ) pogrubiono, wysoce istotne ( $p \leq 0,001$ ) oznaczono dodatkowo \*.

Table 1. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) and the series of the area-averaged annual air temperature (TPL). Maximum ( $r$ ) marked in gray. Values of correlation coefficients statistically significant ( $p < 0.05$ ) marked in bold, highly significant ( $p \leq 0.001$ ) are additionally marked \*.

$\varphi/\lambda$	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	<b>0,54*</b>	<b>0,57*</b>	<b>0,48*</b>	<b>0,45*</b>	<b>0,43*</b>	<b>0,35</b>	<b>0,34</b>	<b>0,28</b>
42°N	<b>0,50*</b>	<b>0,56*</b>	<b>0,55*</b>	<b>0,56*</b>	<b>0,54*</b>	<b>0,44*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,37</b>
40°N	<b>0,51*</b>	<b>0,60*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,60*</b>	<b>0,52*</b>	<b>0,46*</b>	<b>0,45*</b>
38°N	<b>0,57*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,68*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,60*</b>	<b>0,56*</b>	<b>0,55*</b>
36°N	<b>0,61*</b>	<b>0,67*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,64*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,64*</b>	<b>0,61*</b>
34°N	<b>0,63*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,63*</b>	<b>0,62*</b>	<b>0,62*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,61*</b>

Tabela 2. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) i szeregiem średniego rocznego usłonecznienia z 5 stacji (U5S).

Maksimum  $r$  oznaczone na szaro. Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 2. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) and the series of the average annual sum of sunshine duration from 5 stations (U5S). Maximum ( $r$ ) denoted in gray. Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	<b>0,55*</b>	<b>0,56*</b>	<b>0,49*</b>	<b>0,43*</b>	<b>0,39*</b>	<b>0,35</b>	<b>0,36</b>	<b>0,31</b>
42°N	<b>0,53*</b>	<b>0,57*</b>	<b>0,56*</b>	<b>0,54*</b>	<b>0,52*</b>	<b>0,46*</b>	<b>0,42*</b>	<b>0,38</b>
40°N	<b>0,56*</b>	<b>0,61*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,61*</b>	<b>0,55*</b>	<b>0,48*</b>	<b>0,45*</b>
38°N	<b>0,62*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,69*</b>	<b>0,69*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,63*</b>	<b>0,57*</b>	<b>0,51*</b>
36°N	<b>0,61*</b>	<b>0,65*</b>	<b>0,67*</b>	<b>0,68*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,61*</b>	<b>0,56*</b>
34°N	<b>0,60*</b>	<b>0,63*</b>	<b>0,66*</b>	<b>0,64*</b>	<b>0,64*</b>	<b>0,61*</b>	<b>0,61*</b>	<b>0,57*</b>

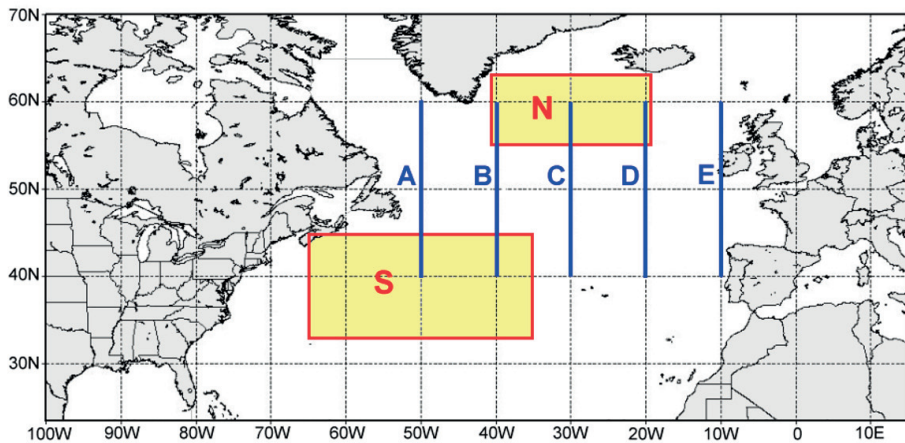
Tabela 3. Współczynniki korelacji między rocznymi szeregami SST w poszczególnych gridach ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) i szeregiem średniej rocznej obszarowej wilgotności względnej (fPL). Maksimum wartości bezwzględnej  $r$  oznaczone na szaro. Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 3. Correlation coefficients between the annual series of SST in individual grids ( $\varphi$ ,  $\lambda$ ) and the series of the area-averaged annual relative humidity (fPL). The absolute value maximum ( $r$ ) denoted in gray. Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	64°W	60°W	56°W	52°W	48°W	44°W	40°W	36°W
44°N	<b>-0,38</b>	<b>-0,41*</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,34</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,24</b>
42°N	<b>-0,37</b>	<b>-0,42*</b>	<b>-0,41*</b>	<b>-0,43*</b>	<b>-0,45*</b>	<b>-0,39*</b>	<b>-0,36</b>	<b>-0,31</b>
40°N	<b>-0,39*</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,50*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,44*</b>	<b>-0,39*</b>	<b>-0,35</b>
38°N	<b>-0,44*</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,55*</b>	<b>-0,53*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,48*</b>	<b>-0,44*</b>	<b>-0,39*</b>
36°N	<b>-0,46*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,50*</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,46*</b>	<b>-0,41*</b>
34°N	<b>-0,45*</b>	<b>-0,48*</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,46*</b>	<b>-0,45*</b>	<b>-0,46*</b>	<b>-0,44*</b>	<b>-0,39*</b>

Dla wyjaśnienia, jak dokładniej kształtują się w tym rejonie rozkłady współczynników korelacji między TPL, U5S, fPL i SST, przeprowadzono analizę związków w zwiększonej rozdzielczości przestrzennej ( $2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$ ) na akwenu ograniczonym przez współrzędne 33-45°N, 65-35°W. Położenie tego akwenu przybliży rysunek 8 (sekcja S). „Obszar Murray-Ratcliffe’a” nie ma ściśle zdefiniowanych granic, ale można sądzić, że środkowe i północne części, wyznaczonego w takich współrzędnych, akwenu mieszczą się w jego granicach. Ponieważ w granicach tak wyznaczonego obszaru brak jest powierzchni lądowych mogących stanowić odniesienia dla orientacji w przestrzeni, wyniki analizy przedstawia się w postaci tabelarycznej (tab. 1, 2 i 3), a nie kartograficznej. Podane w tabelach współrzędne geograficzne określają punkt centralny powierzchni  $2 \times 2^\circ$ , na której obliczono średnią SST. Przykładowo „grid” oznaczony jako 44°N, 64°W charakteryzuje średnią SST jaka występuje na powierzchni między 43 a 45°N i między 65 a 63°W.

Analizując zawartość tabel 1-3 nietrudno zauważyć, że maksymalne wartości współczynników korelacji są większe od podanych wcześniej wartości uzyskanych w wyniku analizy z mniejszą ( $10 \times 10^\circ$ ) rozdzielczością przestrzenną. Maksymalna wartość  $r$  w przypadku korelacji TPL z SST równa jest 0,68, w przypadku korelacji z U5S – 0,69, czyli praktycznie zmiany rocznej SST powiązane są z temperaturą i usłonecznieniem nad Polską z taką samą siłą. Zmiany wilgotności względnej (fPL) powiązane są z SST wyraźnie słabiej



Rys. 8. Akwenu (sekcja S i sekcja N), na których przeprowadzono analizę związków między przebiegami rocznej SST w zwiększonej rozdzielczości ( $2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$ ) i przebiegami wybranych elementów klimatycznych na obszarze Polski. Położenie profili, wzdłuż których w kolejnych latach wyznaczono gradienty SST między 40 a 60°N, które korelowano z przebiegiem elementów klimatycznych (oznaczenia A, B, C, D, E; patrz tab. 8).

Fig. 8. Water bodies (section S and section N), on which the analysis of relations between the annual SST in increased resolution ( $2^\circ\varphi \times 4^\circ\lambda$ ) and the courses of climatic elements in the area of Poland. Location of profiles, along which SST gradients between 40°N and 60°N were determined in the subsequent years, which have been correlated with the course of climatic elements (designations A, B, C, D, E; see Table 8).

( $r = -0,55$ ). Oznacza to, że w latach 1951-2018 zmiany SST w centrum obszaru, gdzie ich wpływ na zmiany wymienionych elementów jest najsilniejszy, objaśniają 46-48% wariancji rocznych obszarowych wartości temperatury powietrza i osłonecznienia nad obszarem Polski i nieco mniejszy odsetek wariancji wilgotności względnej (~30%). Zwraca uwagę, że współrzędne występowania maksimum sygnału są takie same dla wszystkich tych trzech elementów klimatycznych – jest to „grid” 38°N, 56°W.

Na niemal całej powierzchni rozpatrywanego akwenu (33-45°N, 65-35°W) występują istotne i wysoce istotne korelacje z trzema wymienionymi elementami, przy czym siła związków od rejonu wystąpienia ich maksimum szybciej spada w kierunku północnym i wschodnim. Rozkład wartości współczynników korelacji na rozpatrywanym akwenu nie jest przypadkowy, ale ściśle nawiązuje do zachodzących na nim procesów hydrologicznych, odtwarzając z dobrym przybliżeniem przebieg cyrkulacji oceanicznej w północnej części wielkiego kręgu cyrkulacji antycyklonalnej – przed deltą Gólsztromu (ang. Gulf Stream Current) i w jej rejonie.

Analiza rozkładu przestrzennego współczynników korelacji w większej rozdzielczości przestrzennej na wodach Atlantyku Północnego w rejonie północnej części wielkiego kręgu oceanicznej cyrkulacji cyklonalnej, ograniczona do wycinka powierzchni o współrzędnych 55-63°N, 41-19°W (rys. 8, sekcja N; tab. 4-7), daje także bardziej szczegółowy obraz niż przedstawiony na rysunkach 4-7.

Zauważyć można, że siła związków między zmianami SST i zmianami poszczególnych elementów klimatycznych jest na obszarze sekcji N wyraźnie słabsza niż na położonym bardziej na południu i zachodzie akwenu S, a lokalizacja rejonu występowania maksimum siły sygnału zmian rocznej SST jest mało wyraźna i zajmuje relatywnie dużą powierzchnię. Mimo ogólnie słabszego skorelowania SST z wymienionymi w tabelach 4-7 elementami, z wyjątkiem korelacji z NPL, pozostałe elementy ze zmianami rocznej SST skorelowane są wysoce istotnie.

Oprócz korelacji występujących między przebiegiem SST w poszczególnych gridach i przebiegiem elementów klimatycznych na obszarze Polski, które można określić mianem korelacji punktowej, występują jeszcze inne związki, związane z pewnymi cechami rozkładu przestrzennego pola SST. Tutaj, nie wchodząc w detale, można zwrócić uwagę na istnienie związków między zmianami gradientów SST i zmianami elementów klimatycznych.

Najbardziej istotne dla kształtowania szeregu aspektów cyrkulacji atmosferycznej są wartości południkowych gradientów w środkowej troposferze. Atmosfera nad oceanem ogrzewa się od jego powierzchni, stąd południkowe gradienty SST znajdują swoją przybliżoną replikację w środkowej troposferze (Rukovodstvo 1972; Golubiev 1975). Z tej przyczyny zmiany „surowych”, czyli nieprzetworzonych południkowych różnic SST, wykazują powiązanie ze zmianami elementów klimatycznych. Zestawienie współczynników korelacji między rocznymi obszarowymi elementami klimatycznymi i różnicami SST, między 40 a 60°N, od 50 do 10°W, z krokiem 10°λ, przedstawione jest w tabeli 8, a lokalizacja tych profili na rysunku 8.

Tabela 4. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych ( $\varphi, \lambda$ ) i roczną obszarową sumą opadów nad Polską (PPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 4. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates ( $\varphi, \lambda$ ) and the area-averaged annual sum of precipitation over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	<b>0,34</b>	<b>0,37</b>	<b>0,37</b>	<b>0,37</b>	<b>0,37</b>	<b>0,35</b>
60°N	<b>0,39*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,37</b>	<b>0,34</b>
58°N	<b>0,41*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,40*</b>	<b>0,39*</b>	<b>0,37</b>	<b>0,34</b>
56°N	<b>0,37</b>	<b>0,38</b>	<b>0,37</b>	<b>0,34</b>	<b>0,34</b>	<b>0,31</b>

Tabela 5. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych ( $\varphi, \lambda$ ) i rocznym obszarowym zachmurzeniem nad Polską (NPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 5. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates ( $\varphi, \lambda$ ) and the area-averaged annual cloud cover over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	0,21	0,23	0,22	0,23	0,24	0,24
60°N	<b>0,25</b>	<b>0,26</b>	<b>0,25</b>	0,24	0,22	0,20
58°N	<b>0,26</b>	<b>0,26</b>	<b>0,25</b>	<b>0,25</b>	0,23	0,19
56°N	0,22	0,22	0,21	0,18	0,18	0,16

Tabela 6. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych ( $\varphi, \lambda$ ) i rocznym obszarowym ciśnieniem atmosferycznym nad Polską (SLPPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 6. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates ( $\varphi, \lambda$ ) and the area-averaged annual atmospheric pressure over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	<b>-0,33</b>	<b>-0,39*</b>	<b>-0,40*</b>	<b>-0,41*</b>	<b>-0,38</b>	<b>-0,32</b>
60°N	<b>-0,39*</b>	<b>-0,43*</b>	<b>-0,45*</b>	<b>-0,43*</b>	<b>-0,40*</b>	<b>-0,33</b>
58°N	<b>-0,43*</b>	<b>-0,46*</b>	<b>-0,48*</b>	<b>-0,45*</b>	<b>-0,40*</b>	<b>-0,32</b>
56°N	<b>-0,45*</b>	<b>-0,48*</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,44*</b>	<b>-0,39*</b>	<b>-0,30</b>

Tabela 7. Współczynniki korelacji między roczną SST w gridach o podanych współrzędnych ( $\varphi, \lambda$ ) i roczną obszarową prędkością wiatru nad Polską (VwPL). Oznaczenia istotności – jak w tab. 1.

Table 7. Correlation coefficients between the annual SST in grids with the given coordinates ( $\varphi, \lambda$ ) and the area-averaged annual wind speed over Poland (PPL). Significance markings – as in table 1.

$\varphi/\lambda$	40°W	36°W	32°W	28°W	24°W	20°W
62°N	<b>-0,47*</b>	<b>-0,52*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,47*</b>
60°N	<b>-0,50*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,50*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,46*</b>
58°N	<b>-0,50*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,51*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,47*</b>	<b>-0,44*</b>
56°N	<b>-0,44*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,50*</b>	<b>-0,49*</b>	<b>-0,45*</b>	<b>-0,40*</b>

Tabela 8. Współczynniki korelacji między różnicami SST między 40° i 60°N, na profilach A (50°W), B (40°W), C (30°W), D (20°W) i E (10°W) a przebiegiem elementów klimatycznych nad Polską (1951-2018). Oznaczenia jak w tab. 1.

Table 8. Correlation coefficients between SST gradients (between 40°N and 60°N) at profiles A (50°W), B (40°W), C (30°W), D (20°W) and E (10°W) and the course of climatic elements over Poland (1951-2018). Markings as in table 1.

Element	Profil				
	A	B	C	D	E
TPL	0,36	0,36	0,43*	0,34	0,15
U5S	0,21	0,27	0,35	0,24	0,26
fPL	-0,32	-0,39*	-0,43*	-0,30	-0,21
NPL	-0,36	-0,25	-0,17	0,00	-0,10
PPL	-0,43*	-0,39*	-0,29	-0,14	-0,16
SSTPL	0,20	0,27	0,32	0,28	0,31
VwPL	0,41*	0,49*	0,46*	0,43*	0,38

Rozkładu wartości zestawionych w tabeli 8 nie będzie się w tym miejscu interpretować, służą one tylko jako orientacyjna informacja dla Czytelnika, jakiej siły związku mogą występować między zmiennością południkowych gradientów SST<sup>5</sup> i zmiennością elementów klimatycznych nad Polską, oraz tego, jak związki te zmieniają się w funkcji długości geograficznej, niezależnie od ich wartości wyrażonych w °C<sup>6</sup>. Warto jedynie zwrócić uwagę na fakt, że liczba istotnych związków z elementami jest różna na każdym profilu, co wskazuje jednoznacznie, że ważna jest nie tylko wartość południkowego gradientu SST, ale również to, na jakiej długości geograficznej gradient o tej wartości występuje. Południkowe gradienty SST wykazujące najsilniejsze skorelowanie z elementami klimatycznymi oraz największą liczbę istotnych z nimi korelacji skupiają się na długościach 40-30°W, a nie są równomiernie rozłożone wzdłuż całej szerokości N Atlantyku.

## Dyskusja i wnioski

Wykresy rozrzutu wartości poszczególnych elementów klimatycznych względem SST wykazują, że przedstawione związki nie są zbyt ciasne, w związku z czym estymacja wartości danego elementu w oparciu o wartości SST w równaniu jednej zmiennej obar-

<sup>5</sup> W tym przypadku korelacje obliczono bezpośrednio z wartościami różnic między SST na szerokości 40 a 60°N (dSST; °C). Wobec stałej odległości między punktami na tych szerokościach (odcinek koła wielkiego), można przeliczyć je na dowolne wartości gradientów. Na przykład, dla oceny stabilności fal długich wymagana jest znajomość gradientu temperatury na 1000 km (Gk) – bez problemu wartości różnic SST między tymi punktami można przeliczyć na takie właśnie gradienty ( $Gk = (dSST/2220)1000$ ). Wartości współczynników korelacji elementów, z tak czy inaczej obliczonymi gradientami będą takie same jak z dSST.

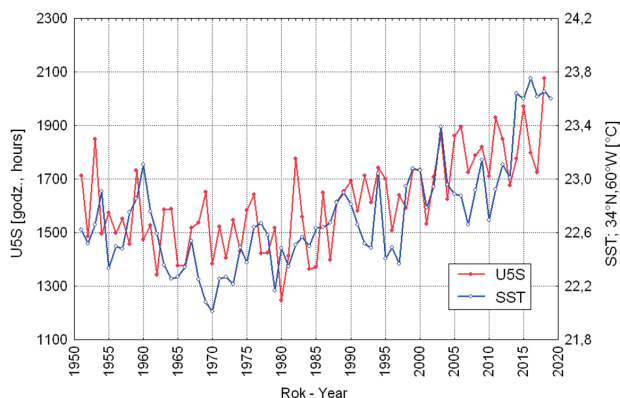
<sup>6</sup> Średnia (1951-2020) wartość dSST na profilu A jest równa 15,33°C, a jej odchylenie standardowe ( $\sigma$ ) = 0,67, na profilu C te same wartości wynoszą 9,99°C i 0,57, na profilu E już tylko 6,76°C i  $\sigma = 0,27$ .



czona jest znacznym błędem. Szczególnie wyraźne jest to w przypadku korelacji umiarkowanej siły ( $|0,3| < r < |0,5|$ ). Ten fakt, stanowiący cechę przedstawionych związków między elementami klimatycznymi i SST na Atlantyku Północnym wymaga wyjaśnienia, gdyż rzutuje następnie na interpretację zachodzących zależności.

W przebiegach SST uwidacznia się silna składowa długookresowa ich zmienności (np. Kushnir 1994; Knight i in. 2006; Dima, Lohmann 2007). Porównanie przebiegów SST na poszczególnych akwenach z przebiegami odpowiednich elementów klimatycznych wyjaśnia, że wpływ zmienności stanu termicznego Atlantyku Północnego przejawia się przede wszystkim w regulacji zmienności długookresowej elementów klimatycznych (rys. 9). Pozwala to sądzić, że długookresowe zmiany elementów klimatycznych i ich fluktuacje ujawniające się w ich przebiegach, wymuszone są przez odpowiednie długookresowe zmiany SST na poszczególnych częściach N Atlantyku. Tym samym można sądzić, że długookresowa zmienność klimatu Polski powiązana jest z przebiegiem procesów oceanicznych kształtujących pole SST na N Atlantyku.

Międzyroczne zmiany SST znajdują znacznie mniej konsekwentne odbicie w przebiegach międzyrocznych zmian elementów klimatycznych, co stanowi przyczynę obniżenia siły związków. Przyczyn tego jest kilka. Po pierwsze, stosowana przez nas miara czasu (rok: 1.01 – 31.12), w których prowadzi się uśrednienia wartości miesięcznych do rocznych nie jest zgodna z przebiegiem procesów atmosferycznych, a tym bardziej procesów oceanicznych. Wartości współczynników korelacji między SST i elementami klimatycznymi wyraźnie rosną, kiedy koreluje się ze sobą szeregi średnich rocznych obliczanych według odmiennego „początku” roku – w przypadku SST od kwietnia roku bieżącego do marca następnego roku włącznie. Po wtóre, SST na konkretnym akwencie czy w polu gridowym nie determinuje „samodzielnie” wartości danego elementu – wpływ na ten element wywierają w tym samym czasie również i inne wartości charakteryzujące stan



Rys. 9. Przebieg sum usłonecznienia rocznego, uśrednionego z 5 stacji polskich (U5S) i rocznej SST w gridzie 34°N, 60°W (sekcja S; tab. 1).

Fig. 9. The course of the annual sum of sunshine duration, averaged for 5 Polish stations (U5S) and the annual SST in the grid 34°N, 60°W (section S; Table 1).

termiczny oceanu, takie jak na przykład wartości SST na innych akwenach, czy południkowe gradienty SST (tab. 8). Wreszcie, po trzecie, SST jako taka nie wywiera żadnego bezpośredniego wpływu na zmienność elementów klimatycznych, ale jedynie pośrednio wskazuje na to, jakie zasoby ciepła znajdują się w wodach przy powierzchniowych i to, gdzie się one znajdują (jaka jest ich lokalizacja). Dopiero strumienie ciepła z poszczególnych części oceanu do atmosfery oddziałują na procesy atmosferyczne, skutkiem działania których procesy te ulegają określonym modyfikacjom, dając w rezultacie wcale nie prosty dalszy łańcuch zdarzeń poprzez zmiany w przebiegu procesów cyrkulacji atmosferycznej i odpowiednią strukturę procesów pogodowych nad oddalonymi obszarami. Struktura pogód nad określonym obszarem (tu nad Polską) określa występujące w danym okresie wartości elementów meteorologicznych, z których, po uśrednieniach, oblicza się następnie „elementy klimatyczne”. Cały łańcuch tych procesów ma swoją, wcale nie małą inercję, mniejszą po stronie atmosfery, znacznie większą, sięgającą miesięcy, po stronie oceanu. Ta właśnie inercja stanowi przyczynę występowania różnej długości przesunięć fazowych, o których wspomniano we wstępie. Wszystkie wymienione czynniki, działające wspólnie i jednocześnie, stanowią przyczynę obniżenia się zgodności międzyrocznych przebiegów SST i poszczególnych elementów klimatycznych.

Przedstawiony materiał wykazuje, że między zmiennością rocznych wartości SST na Atlantyku Północnym i zmiennością rocznych wartości siedmiu elementów klimatycznych nad Polską – temperatury powietrza, usłonecznienia, wilgotności względnej, zachmurzenia ogólnego, sum opadów, ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru, występują związki o zróżnicowanej sile. Związki te z niektórymi elementami – temperaturą, usłonecznieniem i wilgotnością są silne i wysoce istotne ( $r > |0,5|$ ); z rocznymi sumami opadów, ciśnieniem atmosferycznym i prędkością wiatru są umiarkowanej siły i w przewadze wysoce istotne ( $r$  od  $|0,5|$  do  $|0,3|$ ), a z rocznym zachmurzeniem ogólnym – słabe, ale jeszcze istotne ( $p < 0,05$ ,  $r$  od  $0,24$  do  $0,32$ ). Rozkład przestrzenny akwenów, na których przebieg zmian SST na Atlantyku Północnym wykazuje statystycznie istotne powiązania ze zmianami elementów klimatycznych, wykazuje wyraźne zróżnicowanie geograficzne.

Rozpatrując naturę tych związków trzeba zwrócić uwagę na fakt, że ze zmianami jednej tylko wielkości fizycznej, jaką jest temperatura powierzchni oceanu, zmienia się jednocześnie szereg różnych parametrów opisujących stan atmosfery na oddalonym od oceanu obszarze. Taka sytuacja stawia problem tego, co w przedstawionych związkach stanowi przyczynę, a co jest skutkiem. Nie wchodząc w tym miejscu w rozpatrywanie rzeczywistych mechanizmów prowadzących do zaistnienia tych związków, można rozpatrzeć ten problem w najbardziej ogólnej postaci – relacji logicznych.

Związki typu zgodności przebiegu różnych wielkości w funkcji czasu, a więc również istotne korelacje szeregów czasowych SST i elementów klimatycznych, mogą z formalnego punktu widzenia mieć trzy przyczyny.

Mogą być to związki przypadkowe, wynikające z chwilowej zgodności obu przebiegów w czasie<sup>7</sup>. W przypadkowy charakter opisanych związków należy wątpić – świad-

<sup>7</sup> Najczęściej z powodu występowania w obu szeregach trendów – jedno- lub różnoimiennych.

czy o tym rozkład występujących znaków korelacji SST z poszczególnymi elementami, tworzący logiczne i konsekwentne „całości”. Odtwarzają one realne związki między poszczególnymi elementami na obszarze Polski, jakie zachodzą wraz z kierunkiem zmian SST. I tak – wzrost SST na obszarze sekcji S (rys. 8) powoduje jednocześnie wzrost usłonecznienia i temperatury powietrza nad Polską (korelacje dodatnie) i spadek wilgotności względnej (korelacja ujemna). Nie ma tu sprzeczności w powiązaniach między elementami i kierunkiem zmian SST.

Wzrost SST na obszarze sekcji N (rys. 8) pociąga za sobą wzrost sum opadów (korelacja dodatnia), zachmurzenia ogólnego (korelacja dodatnia), spadek ciśnienia (korelacja ujemna) i – ku pewnemu zaskoczeniu – spadek prędkości wiatru. Sprawdzenie korelacji SLPPL z VwPL wykazuje, że między przebiegami rocznymi obu tych wielkości nad Polską zachodzi korelacja dodatnia ( $r = 0,29$ ,  $p = 0,016$ ). Tak więc spadkowi rocznego ciśnienia nad Polską odpowiada spadek rocznej prędkości wiatru. Oznacza to, że i na wodach sekcji N wszystkie związki SST z elementami klimatycznymi są niesprzeczne. O ile można sobie wyobrazić, że jeden czy dwa takie związki na 7 opisanych mógłby/mogłyby stanowić dzieło przypadku, to trudno przyjąć, aby sytuacja, w której „prawidłowo” realizują się wszystkie związki, była przypadkowa. W takiej sytuacji można odrzucić działanie przypadku, takiego rodzaju przypadku koincydencja zdarzeń jest po prostu bardzo mało prawdopodobna.

Następną sytuacją jest regulacja wspólnej zmienności (kowariancji) dwu, lub więcej, wielkości przez działanie tak zwanego „czynnika trzeciego”, nie branego pod uwagę w analizie, a który steruje zmiennością obu skorelowanych wielkości. W takim przypadku „przyczyna”, którą stanowi „czynnik trzeci”, nie jest najczęściej rozpoznana, a korelacja, często silna i wysoce istotna, stanowi jedynie skutek na ogół trudny do wyjaśnienia. Przykładem takiej sytuacji może być silny dodatni związek prędkości wiatru nad Bałtykiem z temperaturą powietrza nad tym akwenem w okresie chłodnej pory roku. Między prędkością wiatru i temperaturą brak jest bezpośrednich związków fizycznych, w związku z czym występujące korelacje są niewytłumaczalne. Analiza (Kruszewski 2011) wykazuje, że oba elementy klimatyczne zmieniają się pod wpływem zmian ciśnienia atmosferycznego, sterowanego przez zmienność NAO. Zmienność NAO moduluje zarówno przebieg temperatury powietrza przez kierunki adwekcji, jak i określa rozmiary gradientów ciśnienia nad Bałtykiem warunkujące prędkość wiatru. W ten sposób zmiany SLP nad Bałtykiem, czy też ogólnie zmienność NAO, stanowią „czynnik trzeci”, będący przyczyną skorelowania przebiegu obu elementów – temperatury i prędkości wiatru.

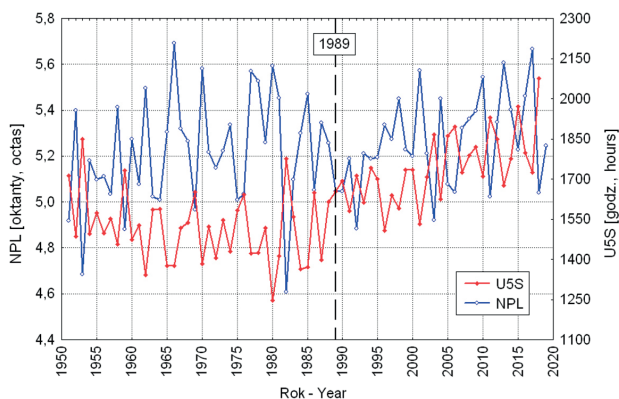
W przypadku zmian temperatury powietrza i wilgotności względnej nad Polską, zachodzących pod wpływem zmian SST, sprawa nie jest tak prosta, jak w opisanym wyżej przypadku. Usłonecznienie reguluje zmienność zarówno SST nad N Atlantykiem, jak i zmienność temperatury nad Polską.

Usłonecznienie nad Polską moduluje przebieg temperatury w funkcji czasu, której zmienność, w wyniku prostej reakcji fizycznej natury, wymusza odpowiednie zmiany przebiegu wilgotności w czasie. W takim razie staje się jasne, że zmiany temperatury pociągają za sobą zmiany wilgotności, ale co jest przyczyną odpowiednich zmian w przebiegu obu wielkości (skutek) – nie wiadomo. W przypadku zmian SST, TPL, U5S oraz

fPL zachodzą takie właśnie związki, a więc teoretycznie taka sytuacja, że zmiany usłonecznienia zarówno nad N Atlantykiem, jak i nad Polską, regulowane są przez działanie „czynnika trzeciego” jest możliwa i nie można jej wykluczyć na samym wstępie.

W takim przypadku, takie same zmiany usłonecznienia (wzrost lub spadek) musiałyby zachodzić jednocześnie nad Polską i wodami tropikalnymi i subtropikalnymi N Atlantyku. Wzrost usłonecznienia powodowałby zarówno wzrost SST na Atlantyku, jak i wzrost TPL oraz spadek fPL. Zachodzące nad oddalonymi od siebie o około 6000 km obszarami jednoczesne zmiany usłonecznienia, powinny mieć również jakąś wspólną przyczynę, albo też przyczyny, działające z niejasnych powodów, w tym samym czasie.

Gdyby tak było, zmiany SST na obszarze sekcji S oraz zmiany usłonecznienia nad Polską powinny być regulowane przez jednoczesne zmiany zachmurzenia, gdyż zmiany usłonecznienia regulowane są przez zmiany zachmurzenia. Tak nie jest – zmienność SST w rejonie 40-36°N, 60-40°W nie wywiera mierzalnego wpływu na zachmurzenie ogólne nad Polską (rys. 4). Z kolei obraz związków między zachmurzeniem obszarowym i usłonecznieniem obszarowym nad Polską jest paradoksalny – wzrostowi zachmurzenia ogólnego, który rozpoczął się od około 1989 roku odpowiada wzrost usłonecznienia (rys. 10), mimo tego, że między tymi wielkościami występują istotne korelacje ujemne ( $r = -0,44$ ,  $p < 0,001$ ; 1951-2018). Po roku 1988 trend NPL jest równy  $+0,0076 (\pm 0,0036)$  oktanta  $\cdot \text{rok}^{-1}$  ( $p = 0,043$ ), a trend U5S  $+9,2 (\pm 2,2)$  godziny  $\cdot \text{rok}^{-1}$  ( $p < 0,001$ ), a więc w sensie fizycznym (równoczesny wzrost zachmurzenia i usłonecznienia) znaki trendów są wewnętrznie sprzeczne. Nie będzie się wnikać w tym miejscu w przyczyny występowania tego „paradoksu”, jego wyjaśnienie wymaga napisania odrębnej pracy. Jednak samo wystąpienie takich przebiegów NPL i U5S wyjaśnia, że wzrost usłonecznienia nad Polską nie jest



Rys. 10. Przebieg rocznego obszarowego zachmurzenia ogólnego nad Polską (NPL) i średniego rocznego usłonecznienia z 5 stacji (U5S). Oznaczony rok 1989, od którego w obu szeregach pojawił się trend dodatni.

Fig. 10. The course of the area-averaged annual cloud cover over Poland (NPL) and the average annual sum of sunshine duration from 5 stations (U5S). The year 1989 is marked – since this year a positive trend is observed in both records.

związany z obniżeniem się zachmurzenia, a więc przyczyny wzrostu SST na tropikalnym N Atlantyku oraz temperatury i usłonecznienia nad Polską nie są takie same. Nie ma zatem tutaj działania „czynnika trzeciego”.

Pozostaje rozpatrzenie trzeciej możliwej przyczyny występowania korelacji między przebiegami dwu (lub więcej) wielkości, jaką jest występowanie związków przyczynowo-skutkowych. W tym przypadku niezbędne jest określenie: zmienność której wielkości stanowi przyczynę zmiany innej wielkości, gdyż sama wartość współczynnika korelacji żadnej informacji na ten temat nie daje.

Nie jest możliwym wyjaśnienie, w jaki sposób zmiany rocznych wartości sum opadów, prędkości wiatru, czy też SLP nad Polską mogą wpływać na zmiany rocznych wartości SST na obszarze około miliona  $\text{km}^2$  sekcji N. Podobnie, nie jest możliwe wyjaśnienie tego, w jaki sposób zmiany rocznej temperatury nad Polską mogą wpływać na zmiany rocznej SST na obszarze liczącej około 2,5 mln  $\text{km}^2$  sekcji S. I dlaczego zmiany temperatury nad Polską miałyby oddziaływać akurat na SST na obszarze sekcji S, położonej w atlantyckich tropikach i subtropikach, a nie oddziaływać na znacznie bliżej leżącą SST w sekcji N? Jest natomiast możliwe względnie proste objaśnienie jak zmiany SST na tym akwenie mogą wpływać na przebieg procesów cyrkulacyjnych w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, które skutkować będą odpowiednimi zmianami obu tych elementów klimatycznych nad Polską, zgodnie ze znakami zmian SST.

W takiej sytuacji ostatecznym wnioskiem jest stwierdzenie, że zmiany SST, sygnalizujące rozkład przestrzenny i zasoby ciepła w wodach Atlantyku Północnego, stanowią jedną z przyczyn wymiernej zmienności elementów klimatycznych nad Polską. Wystąpienie istotnych korelacji między SST na danym akwenie i poszczególnymi elementami klimatycznymi czyni, że dla każdego takiego przypadku można utworzyć, również istotne statystycznie, równanie liniowe, w którym zmienność danego elementu stanowi funkcję zmian SST. Współczynnik determinacji ( $R^2$ ) takiego równania jednej zmiennej będzie równy współczynnikowi determinacji współczynnika korelacji ( $r^2$ ), albo też będzie nieco tylko niższy, jeśli obliczy się go jako współczynnik determinacji uwzględniający liczbę stopni swobody (adjusted  $R^2$ ).

Przedstawione rysunki (rys. 1-7) oraz zawartość tabel 1-9 uzmysławiają, że roczna zmienność SST w rejonach występowania najsilniejszych korelacji objaśnia około 46% wariacji rocznych obszarowych wartości sum usłonecznienia i temperatury powietrza nad Polską, około 27-30% wariacji rocznych obszarowych wartości wilgotności względnej i prędkości wiatru oraz 12-23% wariacji rocznych obszarowych wartości zachmurzenia ogólnego, sum opadu i ciśnienia atmosferycznego. Są to, w przypadku większości rozpatrywanych elementów, liczące się odsetki objaśnienia. Wszystkie te wartości są znacząco większe od objaśnienia 6% wariacji rocznej temperatury powietrza przez zmiany SST na N Atlantyku, podawanych przez Miętusa i Filipiaka (2002).

Rozpatrując zatem czynniki, które wpływają na zmienność klimatu Polski, nie można ignorować wpływu zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego, gdyż zmienność niemal wszystkich elementów, opisujących stan klimatu Polski, jest, w mniejszym czy większym stopniu funkcją wartości i rozkładu przestrzennego SST tego oceanu.

## L i t e r a t u r a

- Årthun M., Edelvik T., Drange H., Fuervik T., Johnson H.L., Keenlyside N.S., 2017, Skillful prediction of northern climate provided by the ocean, *Nature Communications*, 8, 15875, DOI: 10.1038/ncomms15875
- Bjerknes J., 1962, Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic, *Geofysiske publikasjoner (Geophysica Norvegica)*, 24, 115-145
- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, 82 s., DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60005-9
- Brooks C.E.P., 1949, *Climate through the ages*, Second Edition, Ernest Benn Limited, London, 395 s.
- Cayan D.R., 1980, Large-scale relationships between sea surface temperature and surface air temperature, *Monthly Weather Review*, 108 (9), 1293-1301, DOI: 10.1175/1520-0493(1980)108<1293:LSRBSS>2.0.CO;2
- Czaja A., Frankignoul C., 1999, Influence of the North Atlantic SST anomalies on the atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, 26 (19), 2969-2972, DOI: 10.1029/1999GL900613
- Czaja A., Frankignoul C., 2002, Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation, *Journal of Climate*, 15 (6), 606-623, DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<0606:OIOA-SA>2.0.CO;2
- Dima M., Lohmann G., 2007, A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Journal of Climate*, 20 (11), 2706-2719, DOI: 10.1175/JCL4174.1
- Evans J.L., 1993, Sensitivity of tropical cyclone intensity to sea surface temperature, *Journal of Climate*, 6 (6), 1133-1140, DOI: 10.1175/1520-0442(1993)006<1133:SOTCIT>2.0.CO;2
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft, Berlin-Darmstadt-Wien, 287 s.
- Golubev V.E., 1975, Zakonomernosti prostranstvenno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v privednom sloe nad okeanom. *Trudy Girometeorologicheskogo Nauchno-Issledovatel'skogo Centra SSSR*, vyp. 147, 36-52
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), 437-472, DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006, Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 33 (17), DOI: 10.1029/2006GL026242
- Kraus E.B., 1972, *Atmosphere-ocean interaction*, Oxford University Press, 284 s.
- Kruszewski G., 2011, Związki prędkości wiatru z temperaturą powietrza nad Bałtykiem (1950-2009), *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 179-187
- Kruszewski G., Marsz A.A., Zblewski S., 2003, Wpływ zmian temperatury powierzchni oceanu na Morzu Norweskim na temperaturę powietrza na Svalbardzie i Jan Mayen (1982-2002), *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13, 59-78
- Kruszewski G., Zblewski S., 2005, Wpływ zmian temperatury na Morzu Norweskim na przebieg temperatury powietrza nad Bałtykiem i ich związki z ekstremalnym zlodzeniem Bałtyku, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Wyd. PTGeof. i IMGW, Warszawa, 441-446

- Kruszewski G., Zblewski S., 2010, Zmiany temperatury wody na Morzu Norweskim a temperatura powietrza nad Bałtykiem (1950-2009), [w:] *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 235-244
- Kushnir Y., 1994, Interdecadal variations in North Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *Journal of Climate*, 7 (1), 141-157, DOI: 10.1175/1520-0442(1994)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2
- Lapointe F., Bradley R.S., Francus P., Balascio N.L., Abbott M.B., Stoner J.S., St-Onge G., De Connick A., Labarre T., 2020, Annually resolved Atlantic Sea surface temperature variability over the past 2,900 y, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117 (44), 27171-27178, DOI: 10.1073/pnas.2014166117
- Marsz A.A., 1999, Zagadnienie długoterminowej prognozy termicznego charakteru sezonu zimowego na obszarze Bałtyku Południowego i Polski Północno-Zachodniej, *Prace III Sympozjum Nawigacyjnego*, t. 2., WSM Gdynia, 223-238
- Marsz A.A., 2001, Stan termiczny północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku, *Wydawnictwo Uczelniane WSM w Gdyni*, Gdynia, 107 s.
- Marsz A.A., 2005a, Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna? [w:] *Eks-tremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), PTGeof i IMGW, Warszawa, 32-52
- Marsz A.A., 2005b, O oceanicznych uwarunkowaniach cyrkulacyjnego i termicznego charakteru zimy w Polsce i środkowej Europie, *Wydawnictwo Uczelniane AM w Gdyni*, Gdynia, 63 s.
- Marsz A.A., 2008, W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO), *Przegląd Geofizyczny*, 53 (1), 3-26
- Marsz A.A., 2012, Cyrkulacja atmosferyczna w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym – schemat uwarunkowań i mechanizmów działania, [w:] *Rola cyrkulacji atmosfery w kształtowaniu klimatu*, Z. Bielec-Bąkowska, E. Łupikasza, A. Widawki (red.), *Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego*, 74, 101-117
- Marsz A.A., 2019, Geneza NAO i problem stabilności tej postaci cyrkulacji atmosferycznej. [w:] *NAO – jej istota, przyczyny i konsekwencje*, A. Styszyńska, M. Błaś, K. Migąła (red.), *Uniwersytet Wrocławski i SKP*, 31-46
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009, Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point view for the reasons of changes in the Arctic climate, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19, 7-31
- Marsz A.A., Żmudzka E., 2002, Związki początku termicznego okresu wegetacyjnego w Polsce z anomaliami temperatury powierzchni wody na Atlantyku Północnym. Cz. 1 i 2, *Przegląd Geofizyczny*, 48 (3-4), 165-201
- McCabe G.J., Betancourt J.L., Gray S.T., Palecki M.A., Hidalgo H.G., 2008, Associations of multi-decadal sea-surface temperature variability with US drought, *Quaternary International*, 188 (1), 31-40, DOI: 10.1016/j.qaint.2007.07.001
- Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz warunki termiczne w Polsce w XX wieku, *IMGW, Materiały Badawcze. Seria Meteorologia*, 35, 68 s.

- Moniak J., 1927, Wahania temperatury na obszarze północnego Atlantyku w latach 1910-1919, Kosmos. Seria B, 52 (3-4), 915-1051
- Moniak J., 1930, O wpływie prądu Golfowego i lodów na klimat Europy, Kosmos. Seria B, 55 (2-3), 127-164
- Ossó A., Sutton R., Shaffrey L., Dong B., 2020, Development, Amplification, and decay of Atlantic/European summer weather patterns linked to spring North Atlantic Sea surface temperatures, *Journal of Climate*, 33 (14), 5939-5951, DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0613.1
- Perry A.H., Walker J.M., 1982, System ocean – atmosfera, Wydawnictwo Morskie, Gdańsk, 266 s.
- Ratcliffe R.A.S., 1973, Recent work on sea-surface temperature anomalies related to long-range forecasting, *Weather*, 28 (3), 106-117
- Ratcliffe R.A.S., Murray R., 1970, New lag associations between North Atlantic Sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96 (408), 226-246, DOI: 10.1002/qj.49709640806
- Rodwell M.J., Folland C.K., 2002, Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128 (583), 1413-1443, DOI: 10.1002/qj.200212858302
- Ronca R.E., Battisti D.S., 1997, Anomalous sea surface temperatures and local air-sea energy exchange on intraannual timescales in the northeastern subtropical Pacific, *Journal of Climate*, 10 (1), 102-117
- Rukovodstvo po mesyachnym prognozam pogody, Glavnoe Upravlenie Gidrometeorologicheskoy Služby pri Sovete Ministrov SSSR, Gidrometoizdat, Leningrad, 364 s.
- Sadowski M., 1983, Klimatologiczne przesłanki prognozy suszy glebowej, *Przegląd Geofizyczny*, 38 (2), 151-163
- Sadowski M., 1990, Relationship between elements of climate in Poland and sea surface temperature in the North Atlantic Ocean, [w:] *Climatic change in the historical and the instrumental periods*, R. Brazdil (red.), Masaryk University, Brno, 231-236
- Sadowski M., Strauch A., 1988, Związek elementów klimatu Polski z temperaturą wody w Atlantyku Północnym, *Wiadomości IMGW*, 1-2, 75-92
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008, Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, 21 (10), 2283-2296, DOI: 10.1175/1520-0442-16.10.1601
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki, Wydawnictwo Uczelniane AM w Gdyni, Gdynia, 109 s.
- Styszyńska A., 2011a, Stan termiczny wód powierzchniowych Bałtyku a temperatura powietrza w Polsce, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 159-167
- Styszyńska A., 2011b, Wpływ zmian temperatury powierzchniowej mórz Barentsa, Norweskiego i Grenlandzkiego na trend rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 21, 115-131
- Tory K.J., Dare R.A., 2015, Sea surface temperature thresholds for tropical cyclone formation, *Journal of Climate*, 28 (20), 8171-8183, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00637.1
- Ugryumov A.I., 1981, Teplovoj rezhim okeana I dolgosrochnye prognozy pogody, Gidrometeoizdat, Leningrad, 174 s.



Wu R., Kinter III J.L., 2009, Analysis of the relationship of U.S. droughts with SST and soil moisture: distinguishing the time scale of droughts, *Journal of Climate*, 22 (17), 4520-4538, DOI: 10.1175/2009JCLI12841.1

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

W pracy rozpatruje się związki między szeregami 7 elementów klimatycznych, obliczonych jako średnie obszarowe dla Polski, a rocznymi szeregami SST na Atlantyku Północnym, obliczonymi dla gridów między 30 a 70°N, w rozdzielczości przestrzennej 10°φ × 10°λ. Okres analizy obejmuje lata 1951-2018. Dane SST pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b, a dane do utworzenia rocznych obszarowych wartości elementów klimatycznych nad Polską stanowią przetworzone dane IMGW BIP (temperatura i wilgotność powietrza, zachmurzenie ogólne, sumy opadów i usłonecznienie) oraz dane pochodzące z reanalizy (SLP i prędkość wiatru). Wyniki analizy ujawniły, że między wszystkimi rozpatrywanymi elementami klimatycznymi a SST na N Atlantyku zachodzą istotne lub (w zdecydowanej przewadze) wysoce istotne korelacje. Rozkład przestrzenny korelacji SST z poszczególnymi elementami przedstawia wyraźne zróżnicowanie geograficzne (rys. 1-7). SST na N Atlantyku w rejonie 30-40°N i 60-40°W wykazuje silne i wysoce istotne korelacje z temperaturą powietrza, sumą usłonecznienia i wilgotnością względną nad Polską. Słabsze, ale przeważnie wysoce istotne korelacje SST z rocznym zachmurzeniem, sumami opadu, SLP i prędkością wiatru obserwuje się w rejonie 50-60°N, 60-20°W. Analiza w większej rozdzielczości przestrzennej przeprowadzona na dwóch obszarach (sekcja S i sekcja N, ryc. 8) wskazała, czego należało się spodziewać, że wartości współczynników korelacji między zmianami SST są wyższe od określonych w analizie o małej rozdzielczości przestrzennej. Oprócz korelacji między SST w poszczególnych punktach i elementami klimatycznymi nad Polską, zachodzą również korelacje między południkowymi gradientami SST między 40 a 60°N. Największą siłę korelacji osiągają te na długościach B (40°W) i C (30°W) – tab. 8. Zmienność SST wykazuje silne związki ze składową długookresową zmian elementów klimatycznych, słabsze ze zmiennością międzyroczną. Analiza relacji logicznych wskazuje, że zmiany SST stanowią przyczynę zmian elementów klimatycznych nad Polską. Zmiany rocznych wartości SST na poszczególnych akwenach objaśniają około 46% wariacji rocznej temperatury powietrza i usłonecznienia w Polsce, 27-30% wariacji wilgotności względnej i prędkości wiatru oraz 12-23% wariacji rocznej zachmurzenia ogólnego, sum opadów oraz SLP. Ponieważ zmienność każdego elementu klimatycznego jest funkcją zmian SST na Atlantyku Północnym, wynika z tego, że zmiany i zmienność klimatu Polski są w znacznej części sterowane przez zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego.

Słowa kluczowe: Północny Atlantyk, SST, Polska, elementy klimatyczne, korelacje.

## S u m m a r y

The study considers the relationships between the series of 7 climatic elements, averaged for the area of Poland, and the annual series of SST in the North Atlantic, calculated for grids between 30

and 70°N, at a spatial resolution of  $10^\circ\varphi \times 10^\circ\lambda$ . The period of analysis covers the years 1951-2018. The SST data comes from the NOAA NCDC ERSST v.3b data base. The data used for the creation of area-averaged annual values of climatic elements over Poland are obtained from IMWM NRI (Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute) – air temperature and humidity, cloud cover, precipitation sums and sunshine duration, and from reanalyzed data – SLP and wind speed. The results of the analysis showed that there are significant or (prevalent) highly significant correlations between all the considered climatic elements and the SST in the North Atlantic. The spatial distribution of the SST correlation with individual elements shows a clear geographic differentiation (Fig. 1-7). SST in the North Atlantic in the region of 30°N – 40°N and 60°N – 40°W produces strong and highly significant correlations with air temperature, sum of sunshine duration and relative humidity over Poland). Weaker, but predominantly highly significant correlations of SST with annual cloudiness, sum of precipitation, SLP and wind speed are observed in the region of 50°N – 60°N, 60°W – 20°W. The analysis based on higher spatial resolution carried out in two areas (section S and section N, Fig. 8) indicated, what could be expected, that the values of the correlation coefficients between changes in SST are higher than those performed for lower spatial resolution. Next to the correlation between the SST defined for individual grids and the climatic elements over Poland, the correlations between the longitudinal SST gradients between 40°N and 60°N are also observed. The greatest values of these correlations are noticed for the B (40°W) and C (30°W) profiles – Table 8. SST variability shows strong relation with the long-term component of changes in climatic elements, weaker with inter-annual variability. The analysis of logical relations shows that SST is the cause of changes in climatic elements over Poland. Changes in the annual SST values in individual water bodies explain about 46% of the annual air temperature and sum of sunshine duration variance in Poland, 27-30% of the relative humidity and wind speed variance, and 12-23% of the annual variance of cloud cover, sum of precipitation and SLP. Since the variability of each climatic element is a function of SST changes in the North Atlantic, the changes and variability in Poland's climate are largely driven by changes in the thermal state of the North Atlantic.

Key words: North Atlantic, SST, Poland, climatic elements, correlation.