

Andrzej A. MARSZ , Anna STYSZYŃSKA 

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOFIZYCZNE, ODDZIAŁ BAŁTYCKI

## KOMPENSACJA BJERKNESA

## BJERKNES COMPENSATION

### Zarys problemu

Dla zrozumienia zachodzących współcześnie zmian klimatu niezbędna jest znajomość mechanizmów funkcjonowania procesów, które stanowią przyczynę tych zmian. Takimi mechanizmami są procesy funkcjonujące w systemie ocean – atmosfera. W rozważaniach nad przyczynami zmian klimatu prowadzonymi przez polskich klimatologów zazwyczaj nie są one brane pod uwagę. Aby przybliżyć jeden z bardziej istotnych mechanizmów stanowiących przyczynę zmienności klimatu atmosfery przedstawia się, za Bjerknese (1964), zagadnienie związków między oceanicznymi i atmosferycznymi strumieniami ciepła skierowanymi na północ i ich konsekwencji klimatycznych. Jednak przed przedstawieniem samego problemu wydaje się celowe przypomnieć kilka elementarnych kwestii z zakresu fizyki rozważanych dalej procesów.

Na wstępie warto zauważyć, że zarówno oceaniczny, jak i atmosferyczny transport ciepła to w rzeczywistości transport masy – jest to przepływ masy wody z jej zasobem ciepła (energii wewnętrznej) i przepływ masy powietrza z jego zasobami ciepła. W obu przypadkach ilość ciepła przepływającego przez jednostkę powierzchni prostopadłą do kierunku przepływu ( $Q \cdot m^{-2}$ ) w jednostce czasu (s) równa jest:

$$Q = \rho \cdot \gamma \cdot V_p \cdot T \quad (1)$$

gdzie:  $\rho$  – ciepło właściwe (odpowiednio wody morskiej lub powietrza);  $\gamma$  – ciężar objętościowy (odpowiednio wody morskiej lub powietrza);  $V_p$  – prędkość prądu (woda morska) lub prędkość wiatru ( $m \cdot s^{-1}$ );  $T$  – temperatura (K lub  $^{\circ}C$ , wody<sup>1</sup> lub powietrza odpowiednio).

<sup>1</sup> W przypadku wody morskiej: ( $T_w - T_{k_w}$ ), gdzie  $T_w$  – temperatura wody,  $T_{k_w}$  – temperatura krzepnięcia wody morskiej przy zasoleniu ~34 PSU ( $-1,78^{\circ}C$ ). Jest to ilość ciepła, jaką zawiera woda przed wydzieleniem utajonego ciepła krystalizacji. Po zmianie stanu skupienia woda morska przestaje być wodą, a staje się lodem morskim,

Z formuły (1) wynika, że ilość transportowanego ciepła przez dany ośrodek w jednostce czasu może wzrastać lub maleć wraz z odpowiednimi zmianami  $V_p$ , bez zmian jego temperatury.

Ciepło właściwe  $\rho$  mianowane jest w J/(kg·K). Ciepło właściwe wody morskiej można, z dość dobrym przybliżeniem, przyjąć jako równe  $\sim 4170$  J/(kg·K), a ciepło właściwe powietrza jako  $\sim 1005$  J/(kg·K). Zatem ciepło właściwe wody jest ponad 4-krotnie większe niż ciepło właściwe powietrza. Oba ośrodki różnią się zasadniczo swoją gęstością:  $1 \text{ m}^3$  wody morskiej to w przybliżeniu masa  $1025 \text{ kg}$ , a  $1 \text{ m}^3$  powietrza to w przybliżeniu masa  $1,225 \text{ kg}$ . Tym samym masa objętości  $1 \text{ m}^3$  wody jest równoważna masie  $836,7 \text{ m}^3$  powietrza. Oznacza to, że przy przepływie takiej ilości ciepła z powierzchni morza do atmosfery, która doprowadzi do spadku temperatury tego metra sześciennego wody o  $1 \text{ K}$  ( $1^\circ\text{C}$ ), ilość ciepła będzie taka, że ogrzeje o  $1 \text{ K}$   $3472,3 \text{ m}^3$  powietrza (lub odpowiednio mniejszą objętość do odpowiednio wyższej temperatury). Tłumaczy to, dlaczego w trakcie oceanicznego transportu masy, mimo bardzo małych prędkości przepływu (typowy zakres  $V_p - \text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ), transportowane są bardzo duże ilości ciepła, porównywalne lub większe od transportu atmosferycznego (typowy zakres  $V_p - \text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ).

Powierzchnią, przez którą następuje wymiana ciepła między oceanem i atmosferą, jest powierzchnia oceanu. Ciepło z oceanu do atmosfery przenoszone jest w postaci dwóch strumieni – ciepła jawnego  $P$  (wymiana turbulencyjna) i ciepła utajonego  $LE$  (utajonego ciepła parowania – wymiana substancjalna). Suma obu strumieni daje łączny  $P + LE$  strumień ciepła z oceanu do atmosfery.

Ciepło jawne przenoszone z oceanu do atmosfery powoduje natychmiastowy wzrost temperatury powietrza nad oceanem, ciepło utajone<sup>2</sup> wzrost temperatury powietrza dopiero w momencie kondensacji pary wodnej. Stąd też ciepło to może ujawniać się w znacznym nawet oddaleniu od rejonu, z którego została z oceanu pobrana para, a jeśli kondensacja następuje w tym samym obszarze, to proces ten ma miejsce powyżej powierzchni oceanu, w warstwie, w której zachodzi kondensacja. Dolną granicą tej warstwy jest wysokość poziomu kondensacji.

Rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, które następnie ogrzewają atmosferę, oszacować można za pomocą stosunkowo prostych formuł empirycznych, np. Sukhovej (1977):

$$P = 0,212 \cdot \Delta t \cdot V_w \text{ (MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{doba)} \quad (2)$$

gdzie:  $\Delta t = (SST - t_p)$ , różnica między temperaturą powierzchni oceanu ( $SST$ ) i temperaturą powietrza nad wodą ( $t_p$ ,  $^\circ\text{C}$ ; wysokość pomiaru  $\sim 10 \text{ m}$  nad wodą);  $V_w$  – prędkość wiatru nad wodą ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ; mierzona  $\sim 10 \text{ m}$  nad wodą).

$$LE = 0,326 \cdot (Ew - e) \cdot V_w \text{ (MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{doba)} \quad (3)$$

którego stałe fizyczne są odmiennie od wody.

<sup>2</sup> Ciepło utajone, inaczej ciepło przejścia fazowego. Dla wody morskiej można przyjąć wartość  $\sim 2500 \text{ J}\cdot\text{g}^{-1}$ . Ciepło to jest pobierane z zasobów ciepła wody morskiej.

gdzie:  $E_w$  – prężność maksymalna pary wodnej w temperaturze powierzchni oceanu ( $SST$ );  $e$  – prężność aktualna pary wodnej w powietrzu (wysokość pomiaru  $e \sim 10$  m nad wodą). Obie wartości:  $E_w$  i  $e$  w hPa,  $V_w$  – jak w formule (2).

Dobowy strumień ciepła z oceanu do atmosfery jest sumą  $P$  i  $LE$ . Wszystkie wartości stanowiące argumenty obu funkcji są średnimi dobowymi. W obliczeniach klimatologicznych operowanie wartościami dobowymi często jest niewygodne. Sukhovej (1977) dopuszcza obliczanie za pomocą tych samych formuł miesięcznych strumieni ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery, zamieniając wartości dobowe  $SST$ ,  $t_p$ ,  $V_w$ ,  $E_w$  i  $e$  na miesięczne i wstawiając do każdej z formuł dodatkowy wyraz  $n$ , odpowiadający liczbie dób w danym miesiącu. Wtedy, co oczywiste, wartości strumieni ciepła z oceanu do atmosfery stają się wartościami miesięcznymi ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{miesiąc}$ ).

Przedstawione formuły wyjaśniają, że strumienie ciepła jawnego z powierzchni oceanu do atmosfery będą tym większe, im większa będzie różnica między  $SST$  i temperaturą powietrza (czyli im bardziej powietrze będzie chłodniejsze od wody) oraz im większa będzie prędkość wiatru nad wodą. W przypadku strumieni ciepła utajonego będą one rosły wraz ze wzrostem temperatury powierzchni morza ( $SST$ )<sup>3</sup>, wzrostem niedosytu wilgotności w powietrzu nadwodnym i wzrostem prędkości wiatru nad wodą.

Zależności przedstawione jako równania (2) i (3) są słuszne tylko dla warunku  $\Delta t > 0$ , czyli  $SST > t_p$ . W przypadku gdy  $SST < t_p$ , to strumień ciepła z atmosfery do powierzchni oceanu staje się znikomo (pomijalnie) mały. Powierzchnia oceanu nie ogrzewa się od zalegającego nad nim powietrza, a wyłącznie od akumulowanej w warstwie fotycznej energii krótkofalowego promieniowania słonecznego.

## Istota problemu

Całkowity południkowy strumień ciepła, według wyników badań Sverdrupa (1957), musi tak funkcjonować, aby nadwyżka ciepła promieniowania słonecznego dochodzącego do powierzchni ziemi w niskich szerokościach geograficznych była transportowana jako suma ciepła jawnego i utajonego ( $P + LE$ ) do wysokich szerokości geograficznych, żeby kompensować występujący tam radiacyjny deficyt ciepła. Tak zdefiniowana „równowaga cieplna” nie obowiązuje w okresach krótszych od roku, gdyż wiosną i latem ciepło jest akumulowane w przypowierzchniowych warstwach oceanu i powierzchni kontynentów oraz w atmosferze, podczas gdy jesienią i zimą to sezonowo zakumulowane ciepło jest ponownie wprowadzane do obiegu (wymiany) i jako promieniowanie długofalowe opuszcza system.

Krótkookresowe zmiany makroskalowych wzorców cyrkulacyjnych mogą bilans cieplny podłoża i atmosfery wyprowadzać ze stanu równowagi, powodując jego zmienność międzyroczną, która jednak stanowi znikomy odsetek dwóch przeciwstawnych i prawie równych pozycji – przychodzącego do systemu promieniowania krótkofalowego i opuszczającego system promieniowania długofalowego.

<sup>3</sup> Wartość  $E$  (prężność maksymalna pary wodnej w powietrzu) jest wyłącznie funkcją temperatury powietrza.

Południkowy transport ciepła realizuje się w dwóch postaciach – jako transport atmosferyczny (ciepło jawne + ciepło utajone) oraz jako transport oceaniczny (wyłącznie ciepło jawne). Bjerknes (1964), badając natężenie południkowych strumieni energii przepływających z niskich do wysokich szerokości geograficznych, doszedł do wniosku, że aby utrzymać równowagę cieplną z roku na rok we wszystkich strefach szerokościowych, od tropików do Arktyki, roczna suma oceanicznego i atmosferycznego transportu ciepła skierowana na północ powinna być w przybliżeniu stała.

Oba rodzaje transportu wykazują występowanie w ich przebiegu zmienności rocznej ( $\Delta Q$ ) w stosunku do normy (średniej wieloletniej z długiego okresu;  $Q$ ). Przyjmując, że suma ciepła przenieszonego na północ przez oba rodzaje transportu w roku jest równa 1, można to zapisać jako:

$$Q_a + \Delta Q_a + Q_v + \Delta Q_v = 1 \quad (4)$$

gdzie:  $Q_a$  – rozmiar średniego wieloletniego atmosferycznego transportu ciepła (suma ciepła jawnego i ciepła utajonego);  $\Delta Q_a$  – anomalia atmosferycznego transportu ciepła;  $Q_v$  – rozmiar średniej wieloletniej konwergencji oceanicznego transportu ciepła (transport ciepła jawnego wraz z transportem masy wód przez prądy geostroficzne);  $\Delta Q_v$  – anomalia oceanicznego transportu ciepła jawnego.

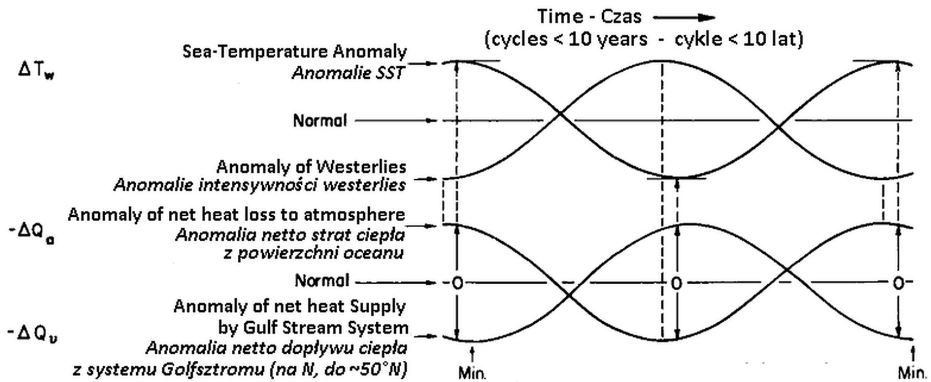
Ponieważ wartości  $Q_a$  i  $Q_v$  nie zmieniają się z roku na rok, oznacza to, że  $\Delta Q_a$  i  $\Delta Q_v$  są równe i ze sobą powiązane i musi między nimi występować idealna antykorelacja ( $r = -1,0$ ). Formułując tę zależność werbalnie, można napisać, że w latach, w których dojdzie do osłabienia (zmniejszenia) atmosferycznego strumienia ciepła skierowanego na północ ( $-\Delta Q_a$ ), musi dojść do odpowiedniego zwiększenia strumienia ciepła transportowanego na drodze oceanicznego transportu ciepła ( $+\Delta Q_v$ ). W latach, w których dojdzie do zmniejszenia oceanicznego transportu ciepła na północ, niedobór ciepła w wysokich szerokościach musi zostać uzupełniony przez wzmożony transport atmosferyczny. Innymi słowy, przebieg rocznych wartości anomalii obu wielkości musi się kompensować.

Hipoteza ta, zwana obecnie kompensacją Bjerknesa (ang. *Bjerknes compensation*), wyjaśnia możliwość zaistnienia stosunkowo dużych zmian klimatycznych bez uciekania się do pierwotnych zmian w dopływie energii słonecznej do systemu lub też zmian bilansu radiacyjnego zachodzących pod wpływem zmian chemizmu atmosfery, czyli wymuszania zmian temperatury przez rosnącą koncentrację gazów cieplarnianych. Zmiany te, według J. Bjerknesa powinny posiadać charakter oscylacyjny.

W pracy *Atlantic Air-Sea Interaction* (Bjerknes 1964) znajduje się rycina przedstawiająca schemat ideowy przebiegu zmian bilansu cieplnego wód powierzchniowych Atlantyku Północnego w strefie wiatrów zachodnich (westerlies<sup>4</sup>) w szerokościach 50°N (rys. 1).

Ze schematu wynika kilka niezmiernie ważnych wniosków. Najważniejszy mówi o tym, że w krótkich, rocznych czy sezonowych skalach czasu (jesień, zima, gdy dopływ

<sup>4</sup> Autorzy, zamiast określenia „strefa wiatrów zachodnich” lub „wiatry zachodnie” będą dalej dla wygody stosowali angielski termin „westerlies”, podobnie jak czynił to już Kożuchowski (2020).



Rys. 1. Schematyczny model cykli zmian wskaźnika intensywności cyrkulacji atmosferycznej wymuszającego odpowiednie zmiany cykliczne temperatury powierzchni oceanu (SST) w pasie wiatrów zachodnich. Cykle zmian anomalii SST ( $\Delta T_w$ ) wynikają z cykli  $-\Delta Q_a$  oraz  $-\Delta Q_v$ . Transfer ciepła z oceanu do atmosfery ( $-\Delta Q_a$ ) pokrywa się w swoim przebiegu ze zmianami intensywności wiatru, podczas gdy oceaniczny transport ciepła ( $-\Delta Q_v$ ; anomalia netto dopływu ciepła z systemu Gofsztromu) działa z opóźnieniem. Wartości  $-\Delta Q_a$  oraz  $-\Delta Q_v$  mają znak ujemny, gdyż oznaczają straty zasobów ciepła z oceanu. (Bjerknes 1964, s. 79-80, rys. 49).

Fig. 1. Schematic model of atmospheric index cycles producing corresponding cycles of ocean surface temperatures (SST) in the belt of westerly winds. The cycles of changes in SST anomaly ( $\Delta T_w$ ) result from cycles in  $-\Delta Q_a$  and  $-\Delta Q_v$ . The transfer of heat to the atmosphere ( $-\Delta Q_a$ ) coincides in its extremes with those of the wind, while  $-\Delta Q_v$ , the convergence of oceanic heat flux ( $\Delta Q_v$ ; net anomaly of the Gulf Stream heat input), operates with a lag. The values of  $-\Delta Q_a$  and  $-\Delta Q_v$  are negative as they denote the loss of heat resources from the ocean. (According to fig. 49 in the work of Bjerknes, 1964).

radiacji do powierzchni oceanu jest zmniejszony, a prędkość wiatru silnie zmienia się w stosunku do średniej rocznej) zmianami stanu termicznego oceanu (także zmianami SST) steruje intensywność cyrkulacji atmosferycznej – w tym przypadku zmiany prędkości i kierunku wiatru. Im większa prędkość wiatru i im niższa temperatura powietrza napływającego nad wodę, tym silniejszy jest pobór ciepła z powierzchni oceanu i szybszy spadek temperatury wody i SST, a w konsekwencji – w końcu sezonu zimowego wychładzania oceanu – niższa SST. Według tego schematu, w długich skalach czasowych – dekadowych czy dłuższych – stan termiczny oceanu, będący skutkiem intensywności transportu ciepła przez system Gofsztromu, steruje z niewielkim opóźnieniem zmianami cyrkulacji atmosferycznej.

W okresach wzrostu intensywności transportu ciepła przez system Gofsztromu rosną anomalie intensywności westerlies, czyli anomalie prędkości wiatru w strefie wiatrów zachodnich stają się dodatnie. W wyniku wzrostu prędkości wiatru nad wodą w strefie szerokości  $\sim 50^\circ N$  pojawiają się po pewnym czasie spadki temperatury powierzchni oceanu (ujemne anomalie SST). Spadek SST zmniejsza różnice między temperaturą powietrza a SST i z pewnym przybliżeniem anomalie strat ciepła z powierzchni oceanu ( $-\Delta Q_a$ ) osiągają minimum (patrz rys. 1).

Bjerknes pisał swoją pracę we wczesnych latach 60. XX wieku, kiedy wiedza na temat funkcjonowania cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym (dalej NA THC – składowa powierzchniowa cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym) była więcej niż ograniczona. Z tej przyczyny zakładał, że głównym czynnikiem regulującym intensywność Gólfstronu, a dokładniej ilości wód niosących ciepło transportowanych przez ten system prądowy, są zmiany prędkości wiatru w antycyklonicznym kręgu cyrkulacji atmosferycznej tropikalnego Atlantyku Północnego i takie same zmiany prędkości wiatru w cyklonalnym kręgu cyrkulacji atmosferycznej w strefie umiarkowanej i subpolarnej Atlantyku Północnego<sup>5</sup>.

System opisany przez Bjerknesa jest systemem rekurencyjnym – zmienna sterująca jego zmianami pochodzi z wnętrza systemu, przez co sam, bez wpływu czynników zewnętrznych, czyli pochodzących spoza systemu, jest w stanie generować zmienne przebiegi.

Bjerknes (1964) zwraca uwagę, że Atlantyk, ze swoim dużym przepływem południkowym, stanowi znacznie silniejsze źródło regionalnych wahań klimatycznych niż Pacyfik. Zgadza się to z danymi historycznymi, w tym z danymi paleoklimatycznymi z odległej przeszłości. W okresie plejstocenu największa akumulacja lodu kontynentalnego następowała wokół Atlantyku Północnego. To samo prawdopodobnie miało miejsce w okresie Małej Epoki Lodowej, kiedy zarówno rozwój lodowców na lądach, jak i siła ochłodzenia były największe wokół N Atlantyku. W najnowszej historii klimatu, w latach 30. XX wieku, jak pisze Bjerknes, wzrost temperatury wokół N Atlantyku był silniejszy niż gdzie indziej<sup>6</sup>.

### Badania nad kompensacją Bjerknesa

Problematyka kompensacji Bjerknesa stała się od przełomu XX i XXI wieku przedmiotem licznych studiów (np. Shaffrey, Sutton 2006; Jungclaus, Koenigk 2010; Gulev i in. 2013; Yang i in. 2013; Liu i in. 2016; Outten, Esau 2017; Yang i in. 2018; Shi, Yang 2021). Studia te, z przyczyn oczywistych, oparte były głównie na badaniach modelowych.

Wszystkie one potwierdziły występowanie ujemnych korelacji między oceanicznym transportem ciepła (OHT – Oceanic Heat Transport) i atmosferycznym transportem ciepła (AHT – Atmospheric Heat Transport) w dekadowej i multidekadowej skali czasu. Wskazały również, że OHT związany z systemem Gólfstronu stanowi *de facto* fragment działania cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego (Shaffrey, Sutton 2006; Outten,

<sup>5</sup> Na północnym pograniczu kręgu cyrkulacji antycyklonalnej z południową częścią kręgu cyrkulacji cyklonalnej tworzy się strefa westerlies. Oba układy cyrkulacyjne są na tym obszarze sprzężone ze sobą.

<sup>6</sup> J. Bjerknes sformułował to stwierdzenie w pierwszej połowie lat 60. XX wieku, stąd określenie „najnowszej historii klimatu” odnosi się do lat 30.–40. XX wieku. Dalsza historia zmiany klimatu półkuli północnej wskazuje, że ochłodzenie z lat 60–80. XX wieku było najsilniejsze w Arktyce Atlantycznej i na wokółatlantyckich obszarach półkuli północnej, podobnie jak ocieplenie klimatu, które rozpoczęło się w końcu lat 80. XX wieku i trwa do chwili obecnej.

Esau 2017; Yang i in. 2018). Zmiany NA THC w systemie Gólsztromu wyprzedzają od dwóch lat do roku następujące zmiany cyrkulacji atmosferycznej (Jungclaus, Koenigk 2010; Outten, Esau 2017).

W okresach wzmożonego OHT główny obszar napędzający mechanizm kompensacji Bjerknesa na Atlantyku lokuje się w rejonie granic lodów morskich na morzach Grenlandzkim i Barentsa. Są to wysokie szerokości geograficzne – wyższe od 72-74°N. Wzrost transportu ciepła, wraz z transportem wód, przesuwa granice lodów na tych morzach na północ, co wzmagą intensywność wychładzania wód, a tym samym i intensywność zapadania („tonięcia”) wychłodzonych wód o zwiększonej gęstości, przyspieszając NA THC. Ciepło z ulegających wychładzaniu Wód Atlantyckich ogrzewa atmosferę co, oprócz wzrostu temperatury w Arktyce, powoduje powstanie obszaru obniżonego ciśnienia nad Arktyką Atlantycką. Prowadzi to do zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Atlantykiem Północnym i nad przylegającymi do niego obszarami kontynentalnymi (Van der Swaluw i in. 2007; Outten, Esau 2017).

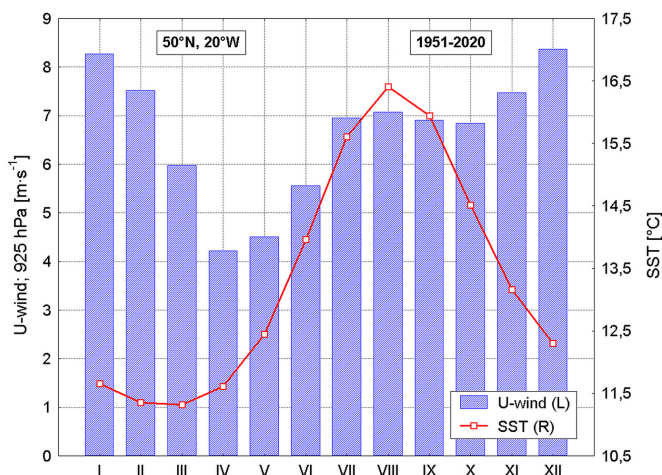
Wzrost SST w szerokościach 50-70°N na Atlantyku Północnym, jaki zachodzi w okresach wzmożenia OHT, przyczynia się również do wzrostu strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, co zmniejsza w tych szerokościach południkowe gradienty temperatury w troposferze, osłabiając tym samym AHT. Wymiana międzystrefowa (przepływy ciepła wraz z masami powietrza między strefami arktyczną i subarktyczną a strefą umiarkowaną) w kierunku wysokich szerokości geograficznych słabnie, co siłą rzeczy musi znaleźć swoje odbicie w charakterze cyrkulacji atmosferycznej – zmniejszyć się musi udział cyrkulacji południkowej, kosztem wzrostu cyrkulacji strefowej.

### **O pewnych konsekwencjach kompensacji Bjerknesa dla długookresowej zmienności temperatury powietrza nad Europą**

Zgodnie z hipotezą kompensacji Bjerknesa, w okresach wzrostu intensywności OHT (oceanicznego transportu ciepła przez system Gólsztromu) rosną anomalie intensywności westerlies. Wówczas częstość występowania i prędkość wiatrów zachodnich wzrasta. W tym samym okresie zasoby ciepła w wodach N Atlantyku są wyższe od przeciętnych.

Należy mieć na względzie, że ciepło pobrane z powierzchni oceanu ogrzewa atmosferę, a więc im większa jest częstość wiatrów o dużej prędkości, tym bardziej intensywny jest transfer ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery. Jeśli w tym okresie występują „westerlies”, to tym silniejszy jest transfer ciepła pobranego z powierzchni oceanu na wschód – nad N i NW Europę. W przypadku występowania wiatrów z przewagą składowych południkowych (N-S) ciepło pobrane z oceanu „trafia” nad obszary oceaniczne, powodując tam odpowiednie zmiany temperatury powietrza.

Transport ciepła pobranego z powierzchni Atlantyku Północnego w okresie wzmożenia westerlies ma największe znaczenie dla kształtowania temperatury nad Europą w okresie zimowym (listopad-luty). W tym okresie westerlies osiągają największą intensywność, a temperatura powierzchni oceanu (SST na szerokości 40-60°N) jest wyższa



Rys. 2. Średnie miesięczne składowe strefowe wiatru geostroficznego (U-Wind) na poziomie 925 hPa nad zachodnią częścią Atlantyku Północnego w szerokościach umiarkowanych (punkt o współrzędnych 50°N, 20°W) oraz średnie miesięczne wartości SST w tym samym punkcie.

Dodatknie wartości U-wind wskazują na wypadkowy zachodni kierunek wiatru w każdym miesiącu. Okres uśrednienia 1951-2020.

Fig. 2. Average monthly zonal components of the geostrophic wind (U-Wind) at the level of 925 hPa above the western part of the North Atlantic at mid-latitudes (point 50°N, 20°W) and monthly mean values of SST at the same point. Positive U-wind values indicate the resultant westerly wind direction for each month. Averaging period 1951-2020.

od temperatury powietrza nad kontynentem (rys. 2). Powietrze może nagrzać się nad oceanem do granicznej wartości równej SST. Nawet jeśli powietrze przepływające nad oceanem i kierujące się następnie nad Europę nie osiągnie temperatury równej SST, to i tak przyniesie ze sobą ocieplenie nad kontynentem. Średnie wieloletnie zimowe miesięczne wartości SST<sup>7</sup> nad wschodnią częścią N Atlantyku w szerokościach umiarkowanych (50°N) są wyższe od 10°C.

Wzrost temperatury powietrza w miesiącach zimowych pociąga za sobą wzrost rocznej temperatury powietrza. W takiej sytuacji jedną z konsekwencji wzrostu OHT oraz natężenia westerlies w okresach wzrostu OHT musi być podniesienie się rocznej temperatury powietrza nad Europą. Tym samym muszą występować związki między tymi zjawiskami. Ponieważ transport ciepła przez system Golsztromu jest regulowany przez zmienność NA THC, powinny występować bezpośrednie zależności między intensywnością NA THC a roczną temperaturą powietrza nad Europą.

<sup>7</sup> Wszystkie dane SST wykorzystywane w tej pracy pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST version 3b (<https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>).



## Kompensacja Bjerknesa w świetle realnych zmian elementów klimatycznych i wskaźników cyrkulacji

### Oceaniczny transport ciepła a udział cyrkulacji strefowej i cyrkulacji południkowej regulujących atmosferyczny transport ciepła

Przedstawione w skrócie wyniki badań nad kompensacją Bjerknesa stanowią rezultaty badań modelowych. Rysuje się pytanie, jak kształtuje się ten proces w realnym systemie klimatycznym, opisanym przez zbiory danych obserwowanych elementów klimatycznych i obliczanych z nich wskaźników klimatycznych?

Intensywność transportu ciepła przez NA THC charakteryzuje wskaźnik określony akronimem  $DG_{3L}$ . Stanowi on miarę względnej<sup>8</sup> ilości ciepła transportowanego przez Golsztrum na północ. Transport strumienia ciepła wraz z wodami ze strefy tropikalnej/subtropikalnej przez Golsztrum stanowi na tych akwenach oceanu element NA THC. Wyjaśnienie sensu fizycznego tego wskaźnika i opis jego obliczania przedstawiono w pracy Marsza (2015).

Przebieg  $DG_{3L}$  w latach 1856-2019 wykazuje przemienne występowanie okresów o skali czasowej od dekady do kilku dekad, w których średnie jego wartości są wyższe lub niższe od średniej wieloletniej. Odtwarzają one okresy wzmożonej i obniżonej, w stosunku do średniej wieloletniej, intensywności NA THC (rys. 3).

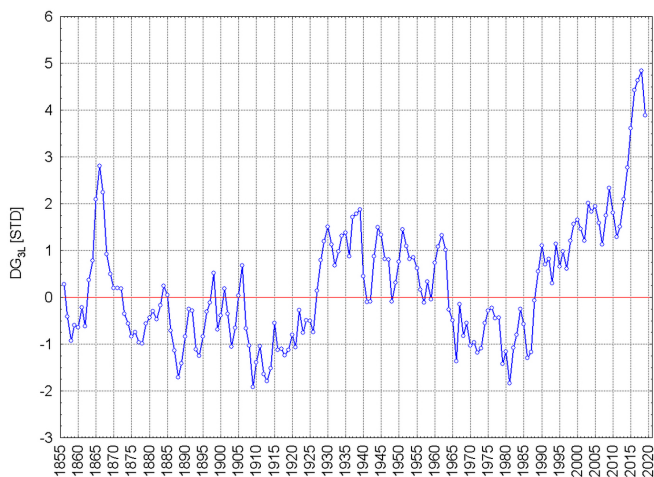
Między rokiem 1863 i 2019 w przebiegu NA THC można wyróżnić następujące fazy NA THC o zróżnicowanym czasie trwania: 1863-1872 (dodatnia; 10 lat), 1873-1926 (ujemna; 54 lata), 1927-1963 (dodatnia; 37 lat), 1964-1988 (ujemna; 25 lat) oraz 1989-2019 (dodatnia, 31 lat), przy czym ostatnia faza trwa nadal<sup>9</sup>.

Brak jest wskaźników, które mogą w podobny sposób charakteryzować atmosferyczny przenos ciepła. Intensywność atmosferycznego transportu ciepła można jednak ocenić również pośrednio, z wartości rocznej frekwencji makrotypów (makroform) cyrkulacji środkowotroposferycznej (poziom 500 hPa) wg klasyfikacji Wangengejma-Girsa (Wangengejm 1952; Girs 1964). Klasyfikacja ta wyróżnia 3 makrotypy, z których każdy stanowi specyficzną ułożoną falę długą – falę Rossby'ego (Rossby 1939). W atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym są nimi makrotypy W, E i C.

Makrotyp W stanowi falę długą o liczbie falowej 4 i niewielkiej amplitudzie. Występowanie tego makrotypu w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym wymusza strefowy charakter cyrkulacji, przy którym międzystrefowa wymiana ciepła jest bardzo słaba. Makrotypy E i C stanowią fale krótsze, o liczbie falowej 5 i z reguły dużej amplitudzie. Czynnikiem różnicującym makrotypy E i C jest odmienny rozkład położenia

<sup>8</sup> Względem średniej 100-letniej tj. 1901-2000.

<sup>9</sup> Zbiór ERSST v.3b., z którego pobiera się wartości SST do obliczania wskaźnika  $DG_{3L}$  przestał być przez NOAA NCDC uzupełniany w lutym 2020 roku. Uniemożliwia to obliczanie tego wskaźnika poza rok 2019. Zbiór ERSST v.5, który stanowi kontynuację ERSST v.3b, jest zbiorem podającym dla tych samych momentów inne niż ERSST v.3b wartości SST. Przebieg wartości SST w zbiorze ERSST v.5 wskazuje jednak na to, że dodatnia faza NA THC, która rozpoczęła się w 1989 r. trwała jeszcze w latach 2020 i 2021.



Rys. 3. Przebieg wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  (wartości standaryzowane), charakteryzującego intensywność przenosu ciepła przez NA THC w stosunku do średniej z lat 1901-2000.

Widoczne są okresy zwiększonego i zmniejszonego transportu ciepła, tworzące odpowiednie dodatnie i ujemne fazy NA THC.

Fig. 3. Course of the  $DG_{3L}$  index (standardized values), characterizing the intensity of heat transfer by NA THC in relation to the average for the years 1901-2000. Visible periods of increased and decreased heat transport, creating the corresponding positive and negative NA THC phases.

osi górnych klinów i górnych zatok w każdym z nich. Z występowaniem makrotypów E i C związana jest silna cyrkulacja południkowa, dla której charakterystyczna jest bardzo silna międzystrefowa wymiana ciepła<sup>10</sup>.

Analizę związków między zmiennością wskaźnika  $DG_{3L}$  i frekwencją makrotypów przeprowadzono dla 69-letniego okresu 1951-2019<sup>11</sup>. W tym okresie zarówno wartości SST, z których oblicza się następnie  $DG_{3L}$ , jak i dane o frekwencji makrotypów nie budzą wątpliwości, czego wcześniej, zwłaszcza w odniesieniu do frekwencji makrotypów, nie można powiedzieć (Dimitriev i in. 2018). Między frekwencją makrotypów W i E a wskaźnikiem  $DG_{3L}$  występują korelacje umiarkowanej siły, ale bardzo wysokiej istotności, przy czym oprócz korelacji synchronicznych występują tu również korelacje asynchroniczne, w których zmienność  $DG_{3L}$  wyprzedza zmienność rocznej frekwencji makrotypów (tab. 1). Istotnych korelacji między  $DG_{3L}$  i frekwencją makrotypu C nie wykrywa się.

Uwagę zwraca fakt, że korelacje między frekwencją makrotypu W i sumą makrotypów E+C osiągają taką samą siłę, ale różnią się znakiem (tab. 1). Wraz ze wzrostem wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  musi rosnąć frekwencja makrotypu W i jednocześnie zmniejszać się

<sup>10</sup> Fale długie (fale Rossby'ego) stanowią główny mechanizm atmosferycznej wymiany ciepła między tropikami i strefą wysokich szerokości geograficznych (np. Fortak 1971; Harman, Oliver 2005).

<sup>11</sup> Dane o frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej wg klasyfikacji Wangengeima-Girsa w latach 1951-2018 pochodzą z załącznika 1 do pracy Dimitrieva i in. (2018), pozostałe wartości bezpośrednio z AARI (Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg).

Tabela 1. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem  $DG_{3L}$ , którego szereg wyprzedza o dwa lata (k-2), rok (k-1) frekwencją makrotypów oraz w tym samym roku co frekwencja makrotypów (k) i roczną frekwencją makrotypów W, E i C oraz roczną sumą frekwencji makrotypów E i C. Frekwencja makrotypów – lata 1951-2019, szeregi wskaźników  $DG_{3L}$ : (k-2) – 1949-2017, (k-1) – 1950-2018, (k) – 1951-2019. W dolnym wierszu komórki – poziom istotności statystycznej związku ( $p$ ). Wartość 0,000 oznacza, że  $p \ll 0,001$ .

Table 1. The values of the correlation coefficients between the  $DG_{3L}$  index, the series of which is ahead of the frequency of macrotypes by two years (k-2), year (k-1), and in the same year as the frequency of macrotypes (k) and the annual frequency of macrotypes W, E and C and the annual sum of the frequencies of E and C macrotypes. Frequency of macrotypes – 1951-2019,  $DG_{3L}$  index series: (k-2) – 1949-2017, (k-1) – 1950-2018, (k) – 1951-2019. In the bottom row of the cell – the level of statistical significance of the relationship ( $p$ ). A value of 0.000 means that  $p \ll 0.001$ .

| $DG_{3L}$      | Makrotyp – Macrotype |                |               |                |
|----------------|----------------------|----------------|---------------|----------------|
|                | W                    | E              | C             | E+C            |
| $DG_{3L}(k-2)$ | 0,45<br>0,000        | -0,52<br>0,000 | 0,23<br>0,053 | -0,45<br>0,000 |
| $DG_{3L}(k-1)$ | 0,46<br>0,000        | -0,52<br>0,000 | 0,21<br>0,081 | -0,46<br>0,000 |
| $DG_{3L}(k)$   | 0,47<br>0,000        | -0,48<br>0,000 | 0,13<br>0,285 | -0,47<br>0,000 |

frekwencja makrotypu E oraz sumy makrotypów E+C. Oznacza to, że wraz ze wzrostem intensywności NA THC rośnie w strukturze cyrkulacyjnej danego roku udział cyrkulacji strefowej i jednocześnie musi maleć udział cyrkulacji południkowej. Przy zmniejszeniu się intensywności NA THC, czyli osłabieniu oceanicznego transportu ciepła, rośnie udział cyrkulacji południkowej i jednocześnie maleje udział cyrkulacji strefowej.

W przypadku korelacji asynchronicznych, frekwencja makrotypu E w nieco większym stopniu zależy od wcześniejszych wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  niż frekwencja makrotypu W. Różnice te są jednak na tyle niewielkie, w pobliżu granicy istotności statystycznej, że można nie poświęcać im większej uwagi. Opisanie asynchroniczne związki między wskaźnikiem  $DG_{3L}$  i frekwencją makrotypów wskazują jednak wyraźnie, że to zmiany OHT stanowią przyczynę późniejszych zmian AHT, gdyż przyczyna zawsze wyprzedza w czasie skutek.

Ponieważ frekwencja makrotypów wykazuje znaczną zmienność z roku na rok, a średnia wieloletnia frekwencja poszczególnych makrotypów jest różna<sup>12</sup>, należy określić, jaki jest wpływ zmian wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  na frekwencję makrotypów. Do analizy przyjęto związki synchroniczne, czyli badano związki między szeregami frekwencji rocznej makrotypów W oraz sumy makrotypów (E+C) i wskaźnika  $DG_{3L}$  z tego samego roku (k; 1951-2019). Celem takiej analizy jest próba określenia wpływu zmian intensywności NA THC na udział cyrkulacji strefowej i cyrkulacji merydionalnej w roku.

<sup>12</sup> Średnia wieloletnia (1951-2019) frekwencja makrotypu W jest równa 105,5 dnia ( $\sigma = 29,8$ ), makrotypu E – 170,7 dnia ( $\sigma = 34,0$ ), makrotypu C – 88,8 dnia ( $\sigma = 18,9$ ) a sumy makrotypów E+C równa 259,5 dnia ( $\sigma = 29,9$ ).

Wyniki analizy regresji liniowej dały równania (5) i (6) o bardzo wysokim stopniu istotności<sup>13</sup>, a wartości ich parametrów można w pewnym stopniu uznać za oczekiwane:

$$W(k) = 99,27(\pm 5,32) + 9,38(\pm 2,18) \cdot DG_{3L}(k) \quad (5)$$

$$E+C(k) = 265,97(\pm 3,53) - 9,41(\pm 2,18) \cdot DG_{3L}(k) \quad (6)$$

Po pierwsze, zauważa się, że współczynniki regresji w obu równaniach mają praktycznie taką samą wartość bezwzględną, równą  $\sim 9,4$ , różnią się natomiast znakami. W przypadku dodatnich wartości  $DG_{3L}$  dają one jednakowy i jednoczesny przyrost liczby dni w roku z cyrkulacją strefową (frekwencja makrotypu  $W$ ) i spadek liczby dni w roku z cyrkulacją południkową (frekwencja makrotypów  $E+C$ ), proporcjonalny do wartości wskaźnika.

Po drugie, zwracają uwagę wartości wyrazów wolnych obu równań – ich suma z bardzo dobrym przybliżeniem odtwarza liczbę dni w roku. Jeśli uwzględni się fakt, że w czasie jednej doby może występować jeden, i tylko jeden makrotyp, to roczna suma dni z występowaniem cyrkulacji strefowej i południkowej musi być równa  $W + (E+C) = 365$ , a między frekwencją  $W$  i  $(E+C)$  musi zachodzić doskonała antykorelacja ( $r = -1,0$ ).

Wyniki analizy wskazują zatem, że między oceanicznym transportem ciepła (OHT; wskaźnik  $DG_{3L}$ ) i atmosferycznym transportem ciepła (AHT; frekwencja makrotypów  $W$  oraz  $(E+C)$ ) zachodzą związki potwierdzające proces kompensacji Bjerknesa. Czynnikiem regulującym związek jest intensywność transportu oceanicznego (OHT;  $DG_{3L}$ ), który wyprzedza w czasie zmiany cyrkulacji atmosferycznej określając intensywność AHT.

Należy zauważyć, że w ciągu roku zaznacza się przewaga liczby dni z występowaniem cyrkulacji południkowej nad liczbą dni z cyrkulacją strefową, co świadczy o mniej efektywnej południkowej przyniesieniu ciepła w funkcji czasu przez ATH w stosunku do efektywności OHT. Jeśli odnieść się do średniej frekwencji makrotypów z lat 1951-2019, to można oszacować, że dobowy efektywność AHT stanowi około 0,40-0,41 dobowej efektywności OHT. Warto tu dodać, że wartości zarówno OHT, jak AHT w każdym roku muszą być większe od zera, tj. stan, w którym jedna z tych wielkości osiągnęłaby wartość zerową jest fizycznie niemożliwy – oznaczałby on całkowite ustanie cyrkulacji oceanicznej lub atmosferycznej.

### Dodatnie anomalie oceanicznego transportu ciepła (OHT) a intensywność wiatrów zachodnich w strefie szerokości 50°N w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym

Kolejną kwestią jest problem związku między OHT i intensywnością wiatrów zachodnich (westerlies). Zgodnie z hipotezą kompensacji Bjerknesa, wraz ze wzrostem

<sup>13</sup> Oba równania wykazują poziom istotności  $p \ll 0,001$ , a wszystkie parametry równań (wyrazy wolne, współczynniki regresji) oszacowane są z równie wysoką istotnością.

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji między roczną frekwencją makrotypu W i roczną składową strefową wiatru geostroficznego (U-wind) na poziomie 925 hPa na profilu równoleżnikowym na szerokości 50°N od 40°W do 40°E.

Okres korelacji 1951-2019. Oznaczenia jak w tab. 1.

Table 2. The values of the correlation coefficients between the annual frequency of the W macrotype and the annual zone component of the geostrophic wind (U-wind) at the level of 925 hPa on the latitudinal profile at the latitude of 50°N from 40°W to 40°E.

Correlation period 1951-2019. Markings as in tab. 1.

| 40°W  | 30°W  | 20°W  | 10°W  | 000°  | 10°E  | 20°E  | 30°E  | 40°E  |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,08  | 0,12  | 0,26  | 0,27  | 0,37  | 0,50  | 0,45  | 0,32  | 0,40  |
| 0,534 | 0,328 | 0,034 | 0,026 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,001 |

transportu ciepła przez system Golsztromu powinna rosnać intensywność westerlies (patrz rys. 1). Kożuchowski (2020) jednoznacznie wykazał związek występowania i intensywności westerlies nad Europą Środkową i Polską z frekwencją makrotypu W. Wobec dodatnich związków między wskaźnikiem  $DG_{3L}$  i frekwencją makrotypu W oraz jasnych związków między układem środkowotroposferycznej fali długiej odpowiadającej makrotypowi W i kształtem pola SLP, powiązanie westerlies nad Polską ze wzrostem OHT staje się oczywiste.

Kształtowanie się związków westerlies z frekwencją makrotypu W dla obszaru rozleglejszego niż Polska można przedstawić na profilu równoleżnikowym leżącym na 50°N, czyli na szerokości geograficznej, w pobliżu której wiatry te osiągają maksymalne natężenie, w strefie długości między 40°W i 40°E. Jako miarę westerlies przyjmuje się składową strefową wiatru geostroficznego (U-wind) na poziomie 925 hPa<sup>14</sup>. Wyniki analizy korelacji między frekwencją roczną makrotypu W i U-wind zestawiono w tabeli 2.

Istotne związki zachodniej składowej strefowej wiatru geostroficznego, którą można traktować jako miarę intensywności westerlies, z frekwencją makrotypu W zaznaczają się w rozległej strefie – od wschodniego Atlantyku (~20°W) po wschodnią Europę. Maksimum siły związku lokuje się między 10 i 20°E, czyli nad środkową Europą, co w znacznym stopniu odzwierciedla kształtowanie się pola SLP przy ułożeniu fali długiej typowej dla makrotypu W. Dane zestawione w tabeli 2 jednoznacznie wskazują, że wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W rośnie nad wschodnim Atlantykiem i Europą składowa strefowa z kierunku zachodniego (dodatnie znaki współczynników korelacji).

Mimo czytelnych związków U-wind z frekwencją makrotypu W i frekwencji makrotypu W z wartością wskaźnika  $DG_{3L}$ , analiza związków U-wind na szerokości 50°N ze wskaźnikiem  $DG_{3L}$  wykazuje brak silniejszych, i o wyższej istotności, związków staty-

<sup>14</sup> Poziom 925 hPa przyjęto ze względu na to, że znaczna część tego profilu rozciąga się nad obszarami lądowymi, dla których poziom 1000 hPa leży poniżej powierzchni terenu. Źródłem danych składowej strefowej wiatru geostroficznego jest zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 Intrinsic Pressure Level; zonal wind (Kalnay i in. 1996). Dodatnia wartość składowej strefowej (U-wind) w danym roku oznacza odpowiednią do jej wartości przewagę przepływów z zachodu, ujemna – ze wschodu. Wykorzystane dalej dane SLP pochodzą również z reanalizy (zbiór CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure: Pressure data).

Tabela 3. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem  $DG_{3L}$  a roczną składową wiatru geostroficznego (U-wind) na poziomie izobarycznym 925 hPa na profilu równoleżnikowym na szerokości  $50^{\circ}N$  od  $40^{\circ}W$  do  $40^{\circ}E$ . Okres korelacji 1951-2019. Oznaczenia jak w tab. 1.

Table 3. The values of correlation coefficients between the  $DG_{3L}$  index and the annual component of the geostrophic wind (U-wind) at the level of 925 hPa on the latitudinal profile at latitude  $50^{\circ}N$  from  $40^{\circ}W$  to  $40^{\circ}E$ . Correlation period 1951-2019. Marking as in tab. 1.

| $40^{\circ}W$ | $30^{\circ}W$ | $20^{\circ}W$ | $10^{\circ}W$ | $000^{\circ}$ | $10^{\circ}E$ | $20^{\circ}E$ | $30^{\circ}E$ | $40^{\circ}E$ |
|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 0,20          | 0,28          | 0,29          | 0,20          | 0,19          | 0,14          | 0,06          | -0,19         | -0,09         |
| 0,097         | 0,019         | 0,015         | 0,104         | 0,111         | 0,258         | 0,641         | 0,121         | 0,460         |

stycznych między tymi wielkościami (tab. 3). Oznacza to, że wpływ OHT na intensywność westerlies jest bardziej skomplikowany i realizuje się poprzez działanie łańcucha związków pośrednich.

Bezpośrednie związki między  $DG_{3L}$  i U-wind są bardzo słabe, gdyż mechanizm wpływu zmian OHT na cyrkulację atmosferyczną polega na kształtowaniu przez zmienność NA THC wielkoskalowych zmian wysokości geopotencjału<sup>15</sup> i układów fal długich (makrotypów; cyrkulacja środkowotroposferyczna), a nie bezpośrednio pola SLP, od którego zależy prędkość i kierunek wiatru dolnego. Dopiero dynamika pola wysokości geopotencjału kształtuje zmienność dynamiki pola SLP, od której zależą następnie wartości średnie miesięczne czy roczne SLP. Zmusza to do przedstawienia wyników bardziej szczegółowej analizy, aby wyjaśnić, jaki jest mechanizm związków między wzmocnieniem oceanicznego transportu ciepła i wzmocnieniem wiatrów zachodnich, czyli związków między OHT i cyrkulacją atmosferyczną.

Ogólnie, natężenie westerlies zależy od południkowego gradientu ciśnienia nad środkową i wschodnią częścią Atlantyku Północnego. Im spadek SLP ku północy jest większy, tym większa staje się prędkość wiatru zachodniego, a im duży spadek SLP ku północy występuje częściej, tym większa jest częstość tych wiatrów. Daje to następnie określone skutki dla kształtowania średnich ich wartości (np. sezonowych czy rocznych).

Przeprowadzona analiza związków między  $DG_{3L}$  i wysokością geopotencjału na powierzchni izobarycznej 500 hPa ( $h_{500}$ ) w dwu gridach (punktach), tworzących dipol przypominający wzorzec NAO –  $40^{\circ}N, 20^{\circ}W$  i  $60^{\circ}N, 20^{\circ}W$ <sup>16</sup>, wykazuje występowanie dodatniej korelacji między tymi wielkościami w punkcie  $40^{\circ}N, 20^{\circ}W$ . Współczynnik korelacji  $h_{500}$  z  $DG_{3L}$  dla średniej  $h_{500}$  z okresu styczeń-marzec ( $r$ ) jest równy 0,36, ( $p = 0,003$ ), a dla średniej rocznej  $h_{500}$  – 0,45 ( $p \ll 0,001$ ). W punkcie  $60^{\circ}N, 20^{\circ}W$  korelacje te są bardzo słabe, nieistotne i ujemne, zarówno ze średnią  $h_{500}$  z I kwartału ( $r \sim -0,03$ ), jak i średnią roczną ( $r \sim -0,04$ ).

<sup>15</sup> W wyniku działania zróżnicowanych w przestrzeni i czasie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, prowadzących do zróżnicowania rozkładu temperatury poszczególnych partii środkowej i górnej troposfery w stosunku do rozkładu strefowego.

<sup>16</sup> Grid  $40^{\circ}N, 20^{\circ}W$  położony jest między Azorami i wybrzeżem Półwyspu Iberyjskiego, grid  $60^{\circ}N, 20^{\circ}W$  leży na południe od środkowej części Islandii.

Między h500 i SLP zachodzą ściśle związki. Jeśli pominąć równoleżnikowe przesunięcie położenia między punktem h500 i punktem, w którym SLP wykazuje najsilniejszy związek z h500, to korelacje między SLP i h500 w tych samych punktach są dodatnie i równe 0,95 (I kwartał) i 0,81 (rok) ( $p \ll 0,001$ ) oraz odpowiednio 0,94 i 0,85 ( $p \ll 0,001$ ). Oznacza to, że zmiany  $DG_{3L}$  poprzez regulowanie h500, silnie wpływają na zimowe i roczne zmiany SLP w subtropikalnym antycyklonie wschodniej części N Atlantyku (Wyżu Azorskim) i praktycznie nie wywierają wpływu na zmiany SLP w rejonie położonym na S od Islandii (60°N, 20°W).

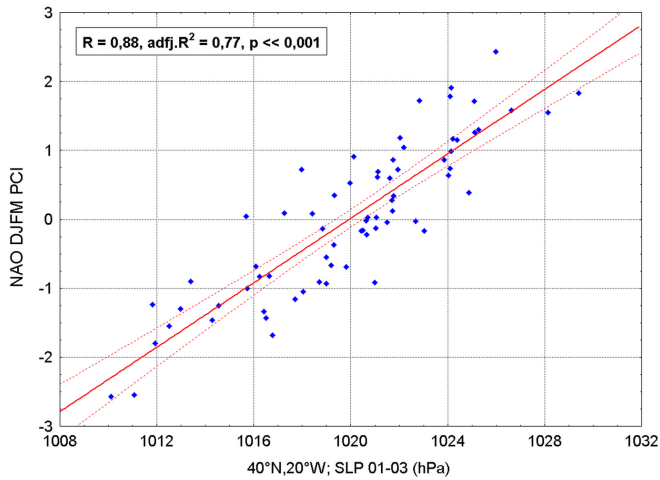
Zmiany wartości południkowego gradientu SLP nad wschodnią częścią N Atlantyku pod wpływem zmian OHT zachodzą zatem głównie poprzez pośrednią regulację przez zmienność OHT ciśnienia atmosferycznego w Wyżu Azorskim. Wraz ze wzrostem wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  rośnie ciśnienie w Wyżu Azorskim zarówno w okresie I kwartału, jak i w ciągu całego roku, zwiększając wartość gradientu SLP między 40 i 60°N, przyczyniając się tym samym do wzrostu prędkości wiatru strefowego w latach, w których występują dodatnie anomalie OHT.

Zmiany h500 i SLP w punkcie 40°N, 20°W, będącym południowym ramieniem dipola NAO, mają silne „przełożenie” na wartości indeksów NAO. W latach 1951-2019 zmiany średniego ciśnienia z okresu I kwartału (01-03) objaśniają ~77% wariacji zimowego indeksu NAO PCI<sup>17</sup> (rys. 4) i ~71% stacyjnego indeksu NAO Hurrella.

Między wartością zimowych indeksów NAO i roczną prędkością wiatru dolnego zachodzą wysoce istotne związki. Zmienność zimowego indeksu NAO powoduje nad Atlantykiem Północnym, a więc nad tym obszarem, który Bjerknes rozpatrywał jako obszar działania westerlies, silną reakcję intensywności wiatrów zachodnich. Zmiana NAO PCI o jedną jednostkę zmienia w gridzie 50°N, 30°W wartość średnią roczną U-wind o  $0,56(\pm 0,11) \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $p \ll 0,001$ ) zgodną ze znakiem zmiany indeksu, a w gridzie 50°N, 20°W o  $0,48(\pm 0,11) \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $p \ll 0,001$ ). Wpływ ten sięga daleko na wschód – na przykład nad Krakowem (50°N, 20°E) zmiana zimowego indeksu NAO PC o jedną jednostkę zmienia średnią roczną składową strefową wiatru geostroficznego o  $0,37(\pm 0,09) \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , co przy niewielkiej średniej wieloletniej wartości U-wind w tym punkcie ( $2,28 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) trzeba uznać za wpływ znaczący.

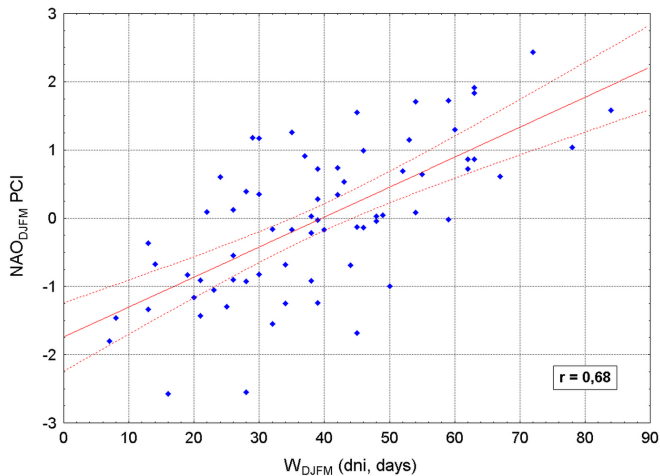
Wypada w tym miejscu zwrócić uwagę, że zmiany rocznej i zimowej frekwencji strefowego makrotypu W, która jest uzależniona od wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  (patrz równania (5) i (6)), silnie wpływają na zmiany h500 i ciśnienia atmosferycznego w Wyżu Azorskim. Tym samym kształtują zmienność południkowych gradientów SLP po wschodniej stronie N Atlantyku, co znajduje następnie odbicie w zmienności indeksów NAO (rys. 5).

<sup>17</sup> Tym skrótem tu i dalej oznaczany jest zimowy (DJFM) indeks NAO PC-based (szacowany metodą analizy składowych głównych (PC) pola SLP między 20 a 80°N i między 90°W a 40°E). Indeks NAO PC-based (NAO PCI) stanowi pierwszy wektor własny (1 EOF) anomalii pola SLP w podanych granicach, w danej jednostce czasu analizy (miesiąc, sezon, rok). Źródło danych NCAR Climate Data Guide (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based>). Wartości NAO PCI różnią się od wartości stacyjnego indeksu NAO Hurrella (1995) dla tego samego okresu.



Rys. 4. Związek między średnią wartością ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) z okresu styczeń-marzec (01-03) w punkcie 40°W,20°W, stanowiącego południowe ramię dipola NAO, i wartością zimowego (12-03) indeksu NAO PC.

Fig. 4. Relationship between the average value of atmospheric pressure at sea level (SLP) for the period January-March (01-03) at 40°W,20°W, which is the southern arm of the NAO dipole, and the value of the winter (12-03) NAO index PC.



Rys. 5. Związek między frekwencją makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresie zimowym (12-03; dni) a wartością zimowego indeksu NAO PC. Okres 1951-2019.

Fig. 5. Relationship between the frequency of macrotype W according to the Wangengejma-Girsa classification in the winter period (12-03; days) and the value of the winter NAO PC index.

Period 1951-2019.



W ciągu uzależnionych od siebie zdarzeń można zapisać, że wzrost OHT (przejaw – wzrost wskaźnika  $DG_{3L}$ ) powoduje takie zmiany w polu wysokości geopotencjału (przejaw – wzrost frekwencji makrotypu W, wzrost  $h_{500}$  w rejonie  $40^{\circ}N$ ,  $20^{\circ}W$ ), które doprowadzają do wzrostu południkowego gradientu SLP nad wschodnią częścią N Atlantyku (przejaw – wzrost SLP w Wyżu Azorskim, wzrost indeksu NAO), co ostatecznie doprowadza do wzrostu intensywności wiatrów zachodnich. W przypadku osłabienia OHT (przejścia wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  do niższych od zera), strumienie ciepła z oceanu po wschodniej stronie N Atlantyku zmniejszą się, nastąpi przebudowa pola  $h_{500}$ , frekwencja makrotypu W spadnie, w „zwolniony przez nią czas” wejdą makrotypy E i C. Przewagę uzyskają południkowe postaci cyrkulacji, które intensywnie transportują ciepło na północ, a prędkość i częstość występowania westerlies ulegnie zmniejszeniu.

### Wnioski i podsumowanie

Przeprowadzone analizy, opierające się na rzeczywistych, nie-modelowych danych, potwierdzają występowanie ujemnych korelacji między anomaliami oceanicznego (OHT) i anomaliami atmosferycznego (AHT) transportu ciepła. W okresach wzrostu oceanicznego transportu ciepła na północ zmniejsza się odpowiednio atmosferyczny transport ciepła, a w okresie osłabienia oceanicznego transportu ciepła odpowiednio rośnie atmosferyczny transport ciepła na północ. Zmiany atmosferycznego transportu ciepła realizują się poprzez antykorelację między czasem występowania cyrkulacji południkowej (wzrost AHT) i występowania cyrkulacji strefowej (osłabienie AHT).

Również analiza danych obserwacyjnych potwierdza występowanie dodatnich związków między OHT i intensywnością wiatrów zachodnich (westerlies) nad Atlantykiem Północnym. Wraz ze wzrostem intensywności NA THC (wskaźnika  $DG_{3L}$ ) rośnie frekwencja strefowego makrotypu W, spada frekwencja makrotypów E i C, z którymi związane są postaci cyrkulacji południkowej i w konsekwencji rośnie składowa zachodnia wiatru geostroficznego w strefie szerokości  $\sim 50^{\circ}N$ , będąca rezultatem odpowiedniego wzrostu zachodniej cyrkulacji strefowej. Jest to zgodne ze schematem przedstawionym przez Bjerknesa (1964, rys. 49 – patrz rys. 1 w niniejszej pracy).

Procesy kompensacji Bjerknesa, regulujące rozmiary OHT i AHT w ciągu roku, wobec długookresowych wahań OHT (patrz rys. 3) wymuszają, stosownie do zmian OHT, multidekadowe wielkoskalowe zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Wyrażają się one w zmianach udziału form środkowotroposferycznej cyrkulacji strefowej (makrotyp W) i cyrkulacji południkowej (makrotypy E+C) w rocznej sumie frekwencji makrotypów. Te z kolei stanowią przyczynę zmian cyrkulacji dolnej (SLP) w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

W ten sposób zmiany intensywności południkowego transportu ciepła przez NA THC na Atlantyku Północnym stanowią przyczynę występowania fluktuacji w przebiegu elementów klimatycznych nad Europą i nad Polską, w tym pojawiania się w ich przebiegu trendów i subtrendów. Znajduje również potwierdzenie istnienie bezpośrednich

związków między zmiennością OHT i temperaturą powietrza nad Europą, stanowiących konsekwencję klimatyczną kompensacji Bjerknesa.

Jeśli odnieść się do przebiegu rocznej temperatury powietrza, zmiany wartości wskaźnika  $DG_{3L}$  z roku poprzedzającego (1950-2018) objaśniają ~38% wariancji średniej rocznej temperatury powietrza nad Europą<sup>18</sup>, która nastąpi w roku następnym (1951-2019), a nad Polską ~29% tej wariancji. Badanie związków synchronicznych (szeregi  $DG_{3L}$  i temperatury rocznej z tych samych lat; 1951-2019) wykazuje, że zmienność wskaźnika  $DG_{3L}$ , który charakteryzuje zmienność NA THC, objaśnia 49% nad Europą, a nad Polską<sup>19</sup> ~39% wariancji rocznej temperatury powietrza w ciągu 69 lat. Zmienność wskaźnika  $DG_{3L}$  wyjaśnia również zmianę reżimu przebiegu temperatury powietrza nad Polską (Marsz, Styszyńska 2022) i Europą, jaka zaistniała w latach 1987-1989 i rozpoczęcie procesu szybkiego wzrostu temperatury po roku 1988. Ta zmiana klimatu powodowana jest bezpośrednio przez działanie kompensacji Bjerknesa – gwałtowne wzmoczenie intensywności OHT między rokiem 1987 i 1989.

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

- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction, *Advances in Geophysics*, 10, Academic Press, 82 s.
- Dimitriev A.A., Dubravin V.F., Belyazo V.A., 2018, Atmosferynye processy severnogo polushariya (1891-2018 gg): ikh klassifikaciya i ispolzovanie, SUPER Izdatelstvo, St. Peterburg, 305 s.
- Fortak H., 1971, *Meteorologie*, Deutsche Buch-Gemeinschaft Berlin, Darmstadt, Wien, 287 s.
- Girs A.A., 1964, O sozdanii edinoi klassifikacii makrosinopticheskikh processov severnogo polushariya, *Meteorologiya i Gidrologiya*, 4, 43-47.
- Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P., 2013, North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales, *Nature*, 499, 464-467, DOI: 10.1038/nature12268.
- Harman J.R., Oliver J.E., 2005, Rossby Wave/Rossby Number, [w:] *Encyclopedia of World Climatology*, J.E. Oliver (red.), Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- Jungclaus J.H., Koenig T., 2010, Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations, *Climate Dynamics*, 34, 265-279, DOI: 10.1007/s00382-009-0569-9.
- Kalnay E., Kanamsitu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., Witte G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Jankowiak J., Mo C.K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), 437-471, DOI:

<sup>18</sup> Średnia obliczona jako średnia arytmetyczna rocznej temperatury powietrza z 212 stacji względnie równomiernie rozmieszczonych na powierzchni Europy. Dane z ECAD-u i baz danych narodowych służb meteorologicznych.

<sup>19</sup> Średnia obszarowa obliczona są jako średnia arytmetyczna z danych 28 stacji równomiernie rozmieszczonych na powierzchni kraju. Źródło danych: <https://danepubliczne.imgw.pl>.

- 10.1175/1520-0477(1966)077<0437:TNYRP>2.0:2.
- Kożuchowski K., 2020, Cyrkulacyjne czynniki klimatu Polski II: Westerlies, *Czasopismo Geograficzne*, 91 (1-2), 207-233.
- Liu Z., Yang H., He Ch., Zhao Y., 2016, A theory for Bjerknes compensation: the role of climate feedback, *Journal of Climate*, 29 (1), 191-208, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0227.1.
- Marsz A.A., 2015, Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – zmienne sterujące w modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25, 249-334.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2022, Proces ocieplenia w Polsce – przebieg i przyczyny (1951-2018). Przejaw wewnętrznej dynamiki systemu klimatycznego czy proces antropogeniczny, *Prace i Studia Geograficzne*, 67 (2); 51-82, DOI: 10.48128/pisg/2022-67.2-04.
- Outten S., Esau I., 2017, Bjerknes compensation in the Bergen Climate Model, *Climate Dynamics*, 49, 2249-2260, DOI: 10.1007/s00382-016-3447-2.
- Rossby C.G., 1939, Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, *Journal of Marine Research*, 2 (1), 38-55, DOI: 10.1357/002224039806649023.
- Shaffrey L., Sutton R., 2006, Bjerknes compensation and the decadal variability of the energy transport in a coupled climate model, *Journal of Climate*, 19 (7), 1167-1181, DOI: 10.1175/JCLI3652.1.
- Shi J., Yang H., 2021, Bjerknes compensation in a coupled global box model, *Climate Dynamics*, 57, 3569-3582, DOI: 10.1007/s00382-021-05881-y.
- Sukhovoj V.F., 1977, *Izmenchivost' gidrologicheskikh uslovij Atlanticheskogo okeana*, Wyd. Naukowa Dumka, Kiev, 214 s.
- Sverdrup H.U., 1957, Transport of heat by the current of the North Atlantic and North Pacific Oceans, *Festkrift til Proffesor Björn Helland-Hansen*, Naturen, Bergen, Norway, 226-236.
- Yang H., Wang X., Liu Z., 2013, A modelling study of the Bjerknes compensation in the meridional heat transport in a freshening ocean, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65 (1), 18480, DOI: 10.3402/tellusa.v65i0.18480.
- Yang Q., Zhao Y., Wen Q., Yao J., Yang H., 2018, Understanding Bjerknes compensation in meridional heat transports and the role of freshwater in a warming climate, *Journal of Climate*, 31 (12), 4791-4806, DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0587.1.
- van der Swaluw E., Drijfhout S.S., Hazeleger W., 2007, Bjerknes compensation at high northern latitudes: the ocean forcing the atmosphere, *Journal of Climate*, 20 (24), 6023-6032, DOI: 10.1175/2007JCLI1562.1.
- Wangengejm G.Ya., 1952, *Osnovy makrocirkulacionngo metoda dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov dlya Arktiki*, Trudy AANII, 34, 314 s.

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

Praca przedstawia związek między transportem oceanicznym ciepła i transportem atmosferycznym ciepła z tropików do Arktyki, znany pod nazwą kompensacji Bjerknesa (1964). W artykule zwraca się uwagę na konsekwencje klimatyczne kompensacji Bjerknesa dla obszarów Europy. Przy wykorzy-

staniu danych obserwacyjnych przedstawia się słuszność tej hipotezy odnośnie ujemnych korelacji między oceanicznymi i atmosferycznymi strumieniami ciepła oraz dodatnich związków między anomaliami oceanicznego transportu ciepła i intensywnością wiatrów zachodnich w szerokościach umiarkowanych.

Słowa kluczowe: kompensacja Bjerknesa, cyrkulacji, temperatura powietrza.

### S u m m a r y

The work presents the relationship between ocean heat transport and atmospheric heat transport from the tropics to the Arctic, known as the Bjerknes compensation (1964). Attention is drawn to the climatic consequences of Bjerknes' compensation for the areas of Europe. Using the observational data, the validity of this hypothesis is presented regarding the negative correlations between oceanic and atmospheric heat fluxes and positive relationships between ocean heat transport anomalies and the intensity of westerly winds in moderate latitudes.

Keywords: Bjerknes compensation, circulation indices, air temperature.