

O ZWIĄZKACH MIĘDZY INTENSYWNOŚCIĄ CYRKULACJI TERMOHALINOWEJ NA ATLANTYKU PÓŁNOCNYM A SUMAMI OPADÓW W HORNSUNDZIE (SPITSBERGEN)

THE RELATIONSHIP BETWEEN INTENSITY OF THERMOHALINE CIRCULATION
ON THE NORTH ATLANTIC AND PRECIPITATION TOTALS AT HORNSUND (SPITSBERGEN)

Andrzej A. Marsz

Stowarzyszenie Klimatologów Polskich
aamarsz127@gmail.com

Zarys treści. W pracy omówiono związki rocznych i kwartalnych sum opadów w Hornsundzie z intensywnością składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym. Fazę i intensywność THC opisuje wskaźnik oznaczony jako DG_{3L} . Analizy wykazują, że związki takie, silnie rozciągnięte w czasie, istnieją. Związki rocznych sum opadów oraz sum opadów w drugim półroczu (lipiec-grudzień) z THC są związkami pośrednimi. Wraz ze zwiększoną dostawą ciepła z transportem Wód Atlantyckich na północ, do Arktyki, rosną w wodach mórz Grenlandzkiego i Barentsa zasoby ciepła, w związku z czym wzrasta temperatura wody powierzchniowej (SST) i maleje pokrywa lodowa. Tym samym wzrasta powierzchnia wód wolnych od lodów, a powierzchnia morza ma wyższą temperaturę. Oba procesy prowadzą do wzrostu natężenia strumieni ciepła i pary wodnej z oceanu do atmosfery, co powoduje wzrost temperatury powietrza (SAT). Wzrost SAT prowadzi do podniesienia wysokości tropopauzy. W rezultacie ciągu procesów sterowanych przez zmienność THC powstają sprzyjające warunki do wzrostu sum opadów w okresie występowania zmniejszonej powierzchni lodów i silnej konwekcji w atmosferze (wzrost wilgotności i miąższości chmur). Te same procesy wyjaśniają wzrost udziału sum opadów ciekłych w sumie rocznej opadów w Hornsundzie oraz wystąpienie dodatniego trendu sum opadów. Opóźnienie (~6 lat) reakcji sum opadów względem zmian natężenia THC wynika z opóźnionego, w stosunku do przebiegu wskaźnika DG_{3L} , przejścia cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z reżimu cyrkulacji antycyklonalnej do reżimu cyrkulacji cyklonalnej. Zwiększenie frekwencji cyklonów nad Arktyką, poprzez wzrost częstości wypadania opadów frontalnych również sprzyja wzrostowi sum opadów. Bardziej rozszerzona analiza wskazuje, że zmienność THC reguluje, poprzez wzrost temperatury powietrza, sum opadów i zmianę struktury opadów (stałe/ciekłe) również przebieg procesów ewolucji geosystemów lądowych.

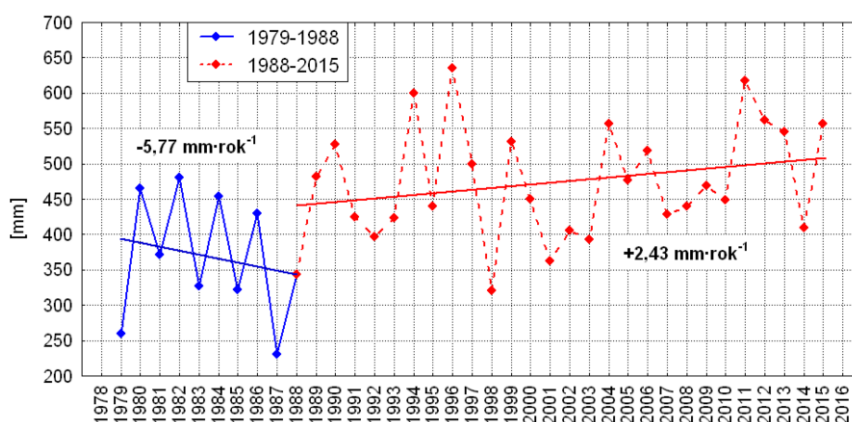
Słowa kluczowe: Północny Atlantyk, THC (cyrkulacja termohalinowa), sumy opadów, powierzchnia zlodzona, Spitsbergen, Hornsund.

1. Sformułowanie zagadnienia, cel pracy

W przebiegu wieloletnim rocznych sum opadów na Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie zaznacza się ogólny trend dodatni (Łupikasa 2007, 2009, 2013; Marsz i in. 2013). W latach 1979-2015, czyli w całym okresie, w którym w Hornsundzie prowadzi się systematycznie obserwacje meteorologiczne wartość trendu sum rocznych opadów jest równa $+4,0(\pm 1,3)$ mm·rok⁻¹ (w nawiasach – błąd standardowy estymacji trendu). Trend ten jest statystycznie istotny ($p < 0,0039$) i objaśnia 19% wariacji rocznych sum opadów w rozpatrywanym okresie.

Wzrost rocznych sum opadów nie zachodzi jednostajnie. W ich przebiegu (1979-2015) zaznacza się dość wyraźna dwudzielność. W latach 1979-1987 sumy opadów rocznych są względnie małe, wahają się w granicach od 230 do 480 mm, w latach 1987-1989 gwałtownie rosną, a wzrost ten utrzymuje się i w latach następnych, tak, że w latach 1989-2015 zakres ich zmienności mieści się między 320 a 636 mm. Podobna zmiana, z roku 1987 na 1988 rok, a następnie wzrost rocznych sum opadów daje się zauważyć także w serii rocznych sum opadów na Bjornoi. Nie stwierdzono takiej zmiany w przebiegu wieloletnim sum opadów na innych stacjach Spitsbergenu (Ny Alesund, Barentsburg, Svalbard-Lufthavn).

W pierwszym okresie, w przebiegu rocznych sum opadów zaznacza się nieistotny trend ujemny, w drugim – nieistotny trend dodatni (ryc. 1). Wartości średnich rocznych sum opadów z tych okresów są istotnie różne (1979-1988 – 368,36(±27,48) mm, 1988-2015 – 473,80(±15,55) mm). Gwałtowna zmiana rocznych sum opadów zachodzi między rokiem 1987 a 1989. Pozwala to przyjąć rok 1988 za moment przejścia między okresami o odmiennych reżimach sum opadów.

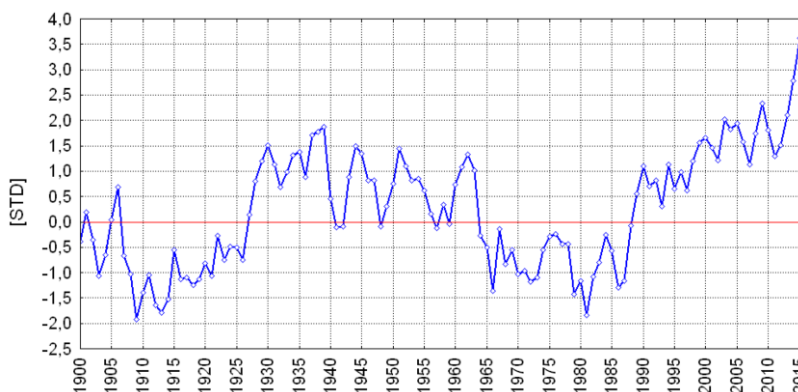


Ryc. 1. Przebieg rocznych sum opadów [mm] w Hornsundzie (1979-2015). Zauważalny przebieg o dwu reżimach zmienności. Podane na rycinie wartości trendów rocznych są statystycznie nieistotne

Fig. 1. Course of annual precipitation totals [mm] at Hornsund (1979-2015). Noticeable course on two regimes volatility. Shown in Figure annual trend values are statistically insignificant.

Taka, dość nagle, zmiana reżimu opadowego może wskazywać na to, że w latach 1987-1989 wystąpiła granica między fazami jakichś długookresowych fluktuacji klimatycznych lub nawet nastąpiła zmiana warunków klimatycznych (*climate shift*). W tych samych latach 1987-1989 nastąpiła zmiana fazy składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym. THC przeszła od fazy intensywności niższej od przeciętnej do fazy wyższej od przeciętnej, a jej natężenie do roku 2015 cały czas rośnie. Fazę i natężenie THC na Atlantyku Północnym opisuje wskaźnik oznaczony akronimem DG_{3L} (Marsz i Styszyńska 2009, Marsz 2015)¹, którego wartości (ryc. 2) przeszły w latach 1987-1989 z wartości ujemnych do wartości dodatnich.

¹ Wskaźnik DG_{3L} oblicza się z miesięcznych wartości SST pochodzących z obszaru 37-39°N, 55-57°W. Jest to obszar leżący w północnej części strefy tropikalnej Atlantyku Północnego. Wskaźnik informuje o ilości ciepła wyprowadzanego wraz z wodami tropikalnymi z delty Golfstromu na północ – do Prądu Północnoatlantyckiego, przez co opisuje zarówno fazę i intensywność THC, jak i AMO (Atlantic Multi-decadal Oscillation). Wody te, zanim „dojdą” do Arktyki muszą pokonać długą drogę



Ryc. 2. Przebieg wskaźnika DG_{3L} [STD] charakteryzującego fazę i natężenie składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej (THC) na Atlantyku Północnym (1900-2015)

Fig. 2. Course of the DG_{3L} index [STD] that characterizes phase and intensity of surface component of thermohaline circulation (THC) on the North Atlantic (1900-2015).

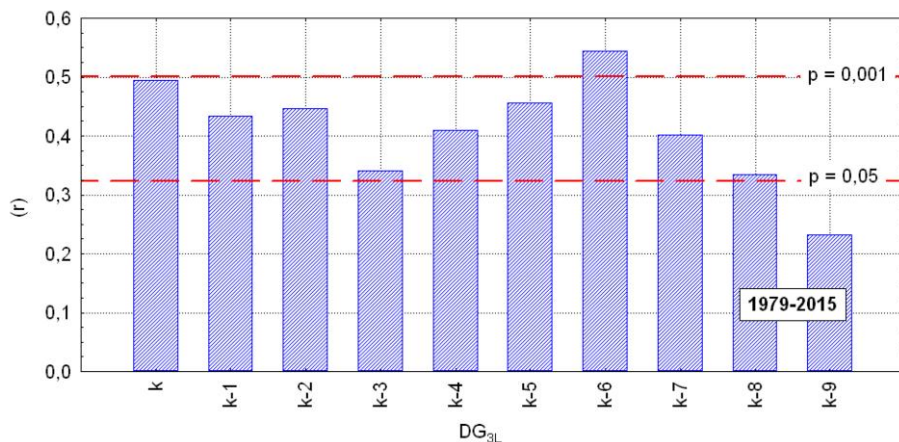
Spowodowało to, z odpowiednimi opóźnieniami, przebudowę ustroju termicznego Arktyki (wzrost temperatury powierzchni morza (dalej SST) na obszarach mórz arktycznych, zmniejszenie powierzchni lodów morskich oraz wzrost temperatury powietrza; Marsz 2015). Zbieżność w czasie momentów zmiany reżimu opadów rocznych na stacji w Hornsundzie i zmiany fazy oraz intensywności THC sugeruje, że procesy te mogą być w jakiś sposób ze sobą powiązane. Celem pracy jest przedstawienie rezultatów badań, zmierzających do wyjaśnienia tej kwestii.

2. Związki między fazą i intensywnością THC a rocznymi sumami opadów

W celu sprawdzenia sugestii o możliwym występowaniu związków zmienności rocznych sum opadów w Hornsundzie ze zmiennością THC, charakteryzowaną tu za pomocą wskaźnika DG_{3L} , przeprowadzono analizę korelacji liniowych między szeregami czasowymi tych wielkości. Korelacja synchroniczna (początki obu szeregów rozpoczynają się w roku 1979) wykazała, że między tymi szeregami występuje dość silna, statystycznie istotna korelacja ($r = 0,49$, $p = 0,002$).

Ponieważ wcześniejsze analizy (patrz Marsz 2015) wykazały, że reakcja poszczególnych procesów hydroklimatycznych w Arktyce jest opóźniona o kilka lat w stosunku do datowania wartości wskaźnika, korelowano szereg rocznych sum opadów w Hornsundzie (dalej RR) rozpoczynający się w roku k ($k = 1979$) z szeregami wskaźnika DG_{3L} wyprzedzającymi w czasie szeregi RR od 0 do 9 lat ($(k-1) = 1978$, $(k-2) = 1977$, $k-3 = 1976$ r., ..., $(k-9) = 1969$ rok). Przeprowadzone kroskorelacje liniowe wykazują, że między rocznymi sumami opadów a szeregami wskaźników DG_{3L} , charakteryzującymi fazę i natężenie THC, występują umiarkowanie silne i dość silne istotne korelacje dodatnie (ryc. 3).

(ca 6500-7000 km). W związku z powolnym ruchem wód (rzędu pierwszych $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$), czas, jaki upływa, zanim dojdą do Arktyki jest odpowiednio długi. Następnie upływa czas na reakcję np. powierzchni lodów na wzrost SST w Arktyce. W rezultacie opóźnienia reakcji poszczególnych podsystemów, wchodzących w skład systemu klimatycznego Arktyki, na zmiany intensywności THC są długie, sięgają kilku lat. Na dodatek reakcja poszczególnych podsystemów nie następuje z takim samym opóźnieniem, ale opóźnienia te różnicują się. Na „rozciągnięcie w czasie” związków ma również wpływ konstrukcja samego wskaźnika DG_{3L} , który oblicza się z wartości tropikalnego SST pochodzących z trzech kolejnych lat. Szerzej o podstawach fizycznych konstrukcji wskaźnika DG_{3L} , jego obliczaniu oraz szeregu czasowym wartości (1880-2015) patrz Marsz 2015 (zał. 1).



Ryc. 3. Wartości współczynników korelacji (r) między sumami opadów rocznych w Hornsundzie a wartościami wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego fazę i natężenie THC na Atlantyku Północnym.

k – korelacje synchroniczne (ten sam rok), k-1 – przebieg wskaźnika DG_{3L} poprzedza o rok przebieg sumy opadów rocznych, k-2 – o dwa lata, k-3 – o trzy lata, ..., k-9 – o 9 lat

Fig. 3. Values of correlation coefficients (r) between the annual precipitation totals at Hornsund and values of the DG_{3L} index that characterizes the phase and intensity of THC on the North Atlantic.

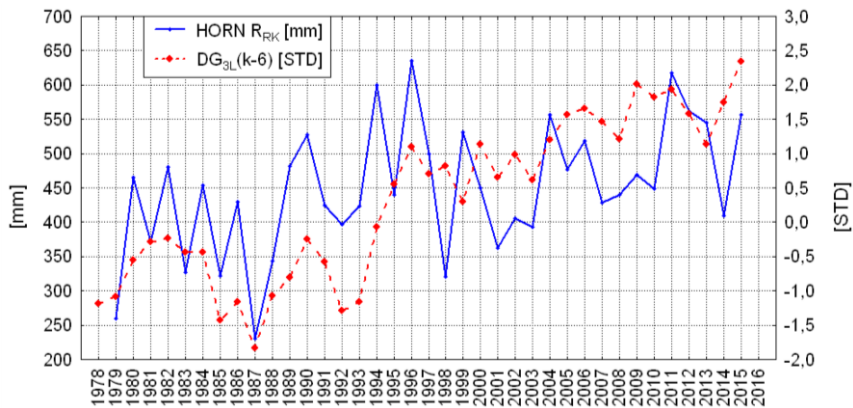
(k) – synchronous correlations (the same year), (k-1) – the course of the DG_{3L} index precede course of annual precipitation totals by one year, (k-2) – by two years, (k-3) – by three years, ..., (k-9) – by 9 years.

Rozkład wartości współczynników korelacji wskazuje, że związki rocznych sum opadów w Hornsundzie z intensywnością THC są bardzo rozciągnięte w czasie. Wartości współczynników korelacji w kolejnych przesunięciach czasowych nieznacznie się wahają (patrz ryc. 3), przy czym istotne korelacje ($p < 0,05$) występują w ciągu dziewięciu lat – od korelacji synchronicznych (oba sygnały z tego samego roku: $r = 0,49$, $p = 0,002$) do sygnału THC poprzedzającego moment wystąpienia rocznej sumy opadowej o 8 lat ($r = 0,33$, $p = 0,043$). Siła związku RR z sygnałem THC jest największa w szóstym roku wyprzedzenia przez sygnał THC ($DG_{3L}(k-6)$; $r = 0,54$, $p < 0,001$) przebiegu sum opadów. Oznacza to, że od chwili pojawienia się sygnału o zmianie natężenia THC roczna suma opadów w Hornsundzie zacznie wzrastać lub maleć (zgodnie ze znakiem wskaźnika DG_{3L}), najsilniejszą reakcją suma opadów rocznych wykazuje w 6 roku od momentu pojawienia się tego sygnału, po czym wraz z upływem czasu wpływ zmiany natężenia THC zacznie maleć. W dziesiątym roku po pojawieniu się sygnału suma opadów rocznych przestaje wykazywać statystycznie istotne związki z sygnałem THC.

Porównanie przebiegów wieloletnich rocznych sum opadów w Hornsundzie z szeregami wskaźników DG_{3L} przesuwanych w czasie o rok wstecz wskazuje, że zaznaczające się związki w pewnych momentach dość dobrze są powiązane fazami zmian (zgodność fazowa), natomiast związki samych wartości w obu szeregach są znacznie słabsze (patrz ryc. 4).

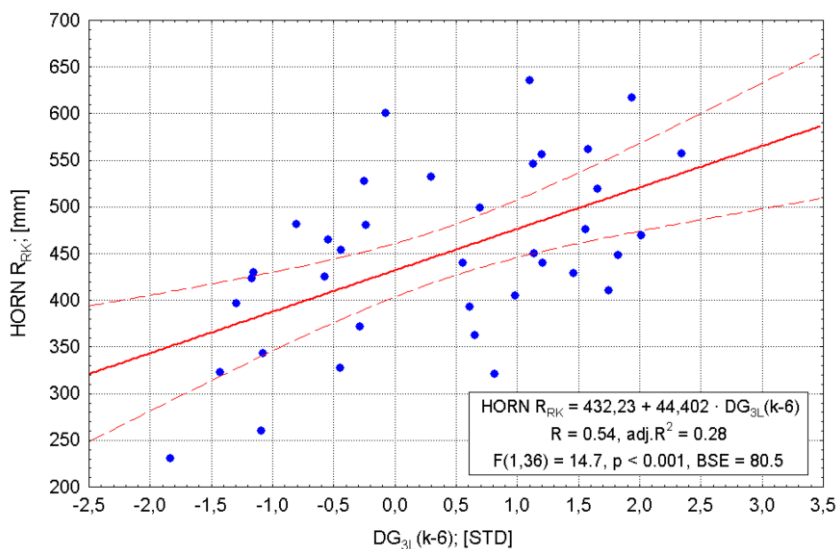
Wykres rozrzutu wartości $DG_{3L}(k-6)$ versus sumy rocznych opadów w Hornsundzie (maksimum siły korelacji) przedstawia ryc. 5. Na tej samej rycinie znajduje się równanie opisujące związek RR z $DG_{3L}(k-6)$. Zależność ta objaśnia ($adj.R^2$) 27,6% wariacji rocznej sumy opadów w Hornsundzie ($R = 0,54$, $F(1,35) = 14,7$, $p < 0,0005$, $BSE = 80,5$). Z zależności tej wynika, że przy wartości wskaźnika $DG_{3L}(k-6)$ równej zero roczna suma opadów w Hornsundzie powinna wynosić $432(\pm 14)$ mm.

Zmiana wskaźnika o 1 powoduje zmianę RR, zgodną ze znakiem zmiany, o $44(\pm 12)$ mm. Jak można zauważyć, szacunek rocznej sumy opadów ze zmiennej $DG_{3L}(k-6)$ jest obarczony relatywnie dużym błędem. Jest to spowodowane tym, że wpływ na roczne sumy opadów w Hornsundzie wywierają także inne istotne czynniki, które nie zostały wzięte pod uwagę, ale również późniejsza zmienność wskaźnika DG_{3L} , której wpływ na zmiany RR jest bardzo silnie rozciągnięty w czasie.



Ryc. 4. Przebieg rocznych sum opadów [mm] w Hornsundzie (1979-2015) i wskaźnika $DG_{3L}(k-6)$ (1972-2009; przebieg wskaźnika poprzedza o 6 lat przebieg rocznych sum opadów) [STD]

Fig. 4. Course of annual precipitation totals [mm] at Hornsund (1979-2015) and the DG_{3L} index (1972-2009; course of DG_{3L} index precede course of annual sum of precipitation by 6 years) [STD].



Ryc. 5. Wykres rozrzutu wartości wskaźnika $DG_{3L}(k-6)$ [STD] versus sumy opadów rocznych [mm] w Hornsundzie ($\text{HORN } R_{Rk}$) w roku k. Opis związku w ramce

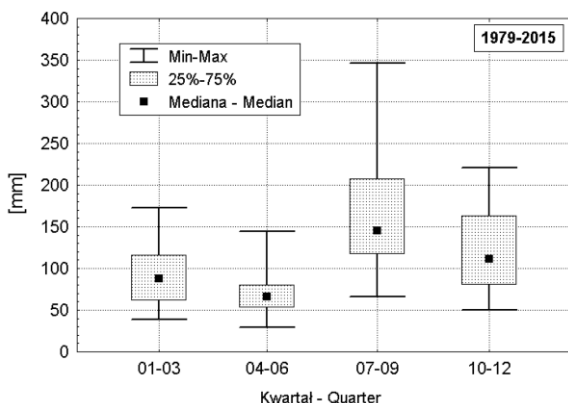
Fig. 5. Scatterplot of $DG_{3L}(k-6)$ index [STD] versus the annual precipitation totals [mm] at Hornsund ($\text{HORN } R_{Rk}$) in the year k. Description in frame.

Opisana zależność rocznych sum opadów w Hornsundzie od wcześniejszej o 6 lat wartości wskaźnika DG_{3L} pozwala na długoterminowe przewidywanie RR, choć obarczone ono będzie dużym błędem (~ 81 mm). Wyprzedzenie prognozy będzie wynosić 6 lat. Ponieważ wartość wskaźnika DG_{3L} w latach 2009-2015 była bardzo wysoka (patrz ryc. 2): od +1,29 (2011) do +3,61 (2015) można się spodziewać, że co najmniej do 2021 roku nadal utrzymywać się będzie dodatni trend rocznych sum opadów w Hornsundzie.

3. Związki między fazą i intensywnością THC a „sezonowymi” sumami opadów

W celu zbadania, jaki jest wpływ zmian natężenia THC na sezonowy rozkład sum opadów, obliczono „sezonowe” sumy opadów. Ponieważ mamy tu do czynienia z bardzo silnym termicznym oddziaływaniem morza (zmianami SST i powierzchni lodów morskich, sterowanymi przez zmienność THC), jako podział na sezony przyjęto „morski” cykl zmian temperatury, odpowiadający kolejnym kwartałom roku („zima”: styczeń-marzec, „wiosna”: kwiecień-czerwiec, etc.) zamiast cyklu „lądowego” (zima: grudzień-luty, etc.).

Średnie sezonowe sumy opadów w Hornsundzie są istotnie zróżnicowane. Najmniejsza średnia suma opadów w ciągu roku występuje w kwartale „wiosennym” (04-06) – 69,7($\pm 4,8$) mm, a największa w „letnim” (07-09) – 169,2($\pm 12,5$) mm. Suma opadów w kwartale „jesiennym” (10-12; 119,4($\pm 7,4$) mm) jest większa od sumy w kwartale „zimowym” (01-03; 90,8($\pm 5,6$) mm). Suma opadów w kwartałach „letnim” i „jesiennym”, czyli w drugim półroczu, stanowi $\sim 64\%$ sumy rocznej opadów (448,8($\pm 15,5$) mm) w Hornsundzie. Mediany i zakresy zmienności kwartalnych sum opadów przedstawiono na ryc. 6.



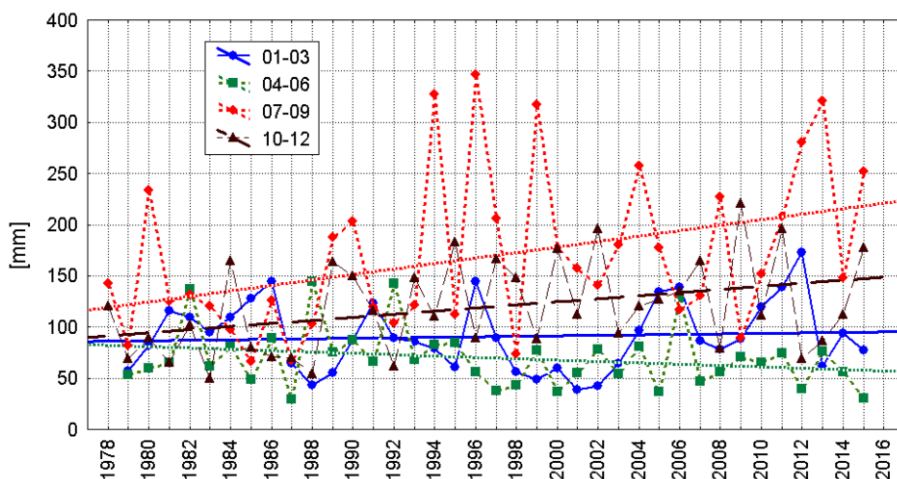
Ryc. 6. Mediany, dolna granica drugiego i górna trzeciego kwartyła oraz zakresy zmienności kwartalnych sum opadów w Hornsundzie

Fig. 6. Medians, lower limit of second and upper limit of third quartile and ranges of variability of quarterly sum of precipitation in Hornsund.

Przebiegi kwartalnych sum opadów nie są stacjonarne, w trzech z nich zaznaczają się trendy, z czego w dwu kwartałach są one istotne statystycznie (ryc. 7). Dodatkowo, istotne trendy występują w przebiegu sum opadów kwartału „letniego” (07-09; trend $+2,68(\pm 1,07)$ mm·rok⁻¹, $p < 0,017$) i kwartału „jesiennego” ($+1,51(\pm 0,64)$ mm·rok⁻¹, $p < 0,023$). W kwartale „wiosennym” (04-06) zaznacza się nieistotny trend ujemny ($-0,66(\pm 0,44)$ mm·rok⁻¹, $p < 0,146$). W przebiegu sum opadów kwartału „zimowego” (01-03) trend jest zerowy ($+0,24(\pm 0,53)$ mm·rok⁻¹, $p < 0,653$). Tak więc zróżnicowanie wartości i znaków trendów jest powiązane z rozmiarami i zakresem zmienności kwartalnych sum opadów. Dodatkowo, istotne statystyczne trendy sum opadów zaznaczają się w tych kwartałach, w których obser-

wuje się najwyższe sumy opadów. Trend ujemny zaznacza się w kwartale „wiosennym”, w którym suma opadów jest najniższa i stanowi zaledwie ~15% rocznej sumy opadów.

Oszacowane współczynniki korelacji między sumami kwartalnych sum opadów w Hornsundzie a wskaźnikiem DG_{3L} (z omówionymi już przesunięciami czasowymi) wykazują, że zaznacza się również zgodność siły związków sum opadów (a pośrednio i ich trendów) z intensywnością THC. Zestawienie wartości współczynników korelacji między kwartalnymi sumami opadów, a intensywnością THC zawiera tab. 1. Konsekwentnie ujemne związki, synchroniczne i we wszystkich przesunięciach czasowych, wskaźnik DG_{3L} wykazuje z sumami opadów w kwartale „wiosennym”. Związki te są relatywnie słabe i tylko sporadycznie przekraczają granicę istotności statystycznej. W kwartale „zimowym” związki są bardzo słabe, ani jeden z nich nie przekracza granicy istotności statystycznej, przy tym są one niestabilne – zmieniają znaki.



Ryc. 7. Przebieg kwartalnych sum opadów atmosferycznych w Hornsundzie. Zaznaczono linie trendów.

Fig. 7. Course of quarterly sums of precipitation in Hornsund. Marked trend lines.

Związki sum opadów w kwartałach „letnim” i „jesiennym” ze wskaźnikiem DG_{3L} są bez wyjątku dodatnie. Najsilniejsze występują z 5-6.letnim opóźnieniem względem DG_{3L} (patrz tab.1) i/lub z zerowym rocznym opóźnieniem². Analiza regresji, w której zmiennymi zależnymi były sumy opadów w poszczególnych kwartałach, a zmienną niezależną był wskaźnik DG_{3L} sprzed 6 lat ($DG_{3L}(k-6)$) wykazała, że dla kwartału „zimowego” nie da się oszacować parametrów regresji, a dla kwartału wiosennego współczynnik regresji jest statystycznie istotny. Oznacza to, że w kwartale „zimowym” wpływ wcześniejszych zmian THC na sumę opadów nie zaznacza się. W kwartale „wiosennym” wcześniejsze o 6 lat wzrosty/spadki intensywności THC wpływają z całą pewnością³ na spadek/wzrost sum opadów, ale nie daje się oszacować rzeczywistego rozmiaru tego wpływu. W kwartale „letnim” zmiana wskaźnika $DG_{3L}(k-6)$ o 1, pociąga za sobą zmianę sumy opadów zgodną ze znakiem zmiany

² Błąd standardowy oceny wartości współczynnika korelacji przy $n = 37$ wynosi około 0,01-0,02. W związku z tym różnice siły związku między opóźnieniem 5-6.letnim a 0-1.rocznym są statystycznie istotne.

³ Współczynnik regresji jest równy $-6,8(\pm 4,1)$. Oznacza to, że prawdziwy znak trendu jest ujemny.

Tab. 1. Wartości współczynników korelacji między sumami opadów w poszczególnych kwartałach lat 1979-2015 w Hornsundzie a wskaźnikiem DG_{3L}, którego szeregi rozpoczynają się w roku 1979 (k) i kolejnych latach wyprzedzających rok 1979 (o numerach (k-n)). Istotne statystycznie ($p < 0,05$) współczynniki korelacji pogrubiono

Table 1. Correlation coefficients between the total precipitation in individual quarters from 1979 to 2015 at Hornsund and DG_{3L} index, which ranks begin in 1979 (k) and subsequent years preceding 1979 (numbered "k-n"). Significant ($p < 0.05$) correlation coefficients are in bold.

Kwartał Quarter	Wskaźnik DG _{3L} w roku (k = 1979): – DG _{3L} index in the year (k = 1979):									
	k	k-1	k-2	k-3	k-4	k-5	k-6	k-7	k-8	k-9
01-03	-0,08	0,04	0,11	0,00	-0,08	-0,04	0,17	0,20	0,17	0,07
04-06	-0,18	-0,26	-0,26	-0,24	-0,19	-0,28	-0,27	-0,33	-0,23	-0,38
07-09	0,43	0,31	0,36	0,35	0,42	0,45	0,39	0,32	0,26	0,26
10-12	0,45	0,50	0,39	0,27	0,31	0,35	0,49	0,33	0,29	0,22

o 26,1($\pm 10,1$) mm ($p = 0,0139$), a zmienność wskaźnika w latach 1979-2015 objaśnia 13% wariacji sum opadów w tym okresie. W kwartale „jesiennym” wpływ zmian wskaźnika DG_{3L}(k-6) na sumy opadów jest również statystycznie istotny (+18,6($\pm 5,7$), $p = 0,0025$) i objaśnia 20% wariacji sum opadów.

4. Dyskusja i wnioski

Obraz, jaki uzyskuje się z przedstawionych analiz, wskazuje wyraźnie, że między sumami opadów rocznych w Hornsundzie, oraz sumami opadów dwu kwartałów drugiego półrocza (07-09 i 10-12), a wskaźnikiem opisującym zmienność THC na Atlantyku Północnym występują związki istotne statystycznie.

Związki te charakteryzują się dwoma cechami – bardzo dużym rozciągnięciem w czasie i wystąpieniem dużego opóźnienia maksymalnej siły reakcji opadów na zmiany wskaźnika DG_{3L}. Znak związków z rocznymi sumami opadów jest dodatni – wzrost intensywności transportu ciepła wraz z transportem Wód Atlantycznych do Arktyki skutkuje wzrostem rocznych sum opadów w Hornsundzie. Zależność ta jest wysoce istotna. Praktycznie wzrost sum rocznych odbywa się kosztem zwiększenia się opadów w drugim półroczu – w kwartałach „letnim” (07-09) i „jesiennym” (10-12).

Jest sprawą oczywistą, że między zmianami intensywności THC a zmianami rocznych i kwartalnych sum opadów bezpośrednich związków fizycznych być nie może – istniejące związki statystyczne są rezultatem występowania szeregu związków pośrednich. Zmiany intensywności THC uruchamiają szereg powiązanych kolejno ze sobą procesów, z których jednym jest reakcja sum opadów w Arktyce. Dwie kwestie wymagają w tym miejscu wyjaśnienia i dyskusji:

– jakie mogą być mechanizmy, którymi sterują zmiany THC, a które prowadzą do zmiany sum opadów, oraz,

– z jakich przyczyn następuje ~6-letnie opóźnienie reakcji sum opadów na zmiany THC i jakie mogą być tego mechanizmy?

Wzrost intensywności cyrkulacji termohalinowej prowadzi do wzrostu zasobów ciepła w Atlantyku Północnym (prądy Północnoatlantycki i Norwesko-Atlantycki), a w dalszej kolejności w wodach mórz arktycznych. Wzrost zasobów ciepła (i SST) w wodach Atlantyku Północnego zwiększa strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, powodując wzrost temperatury i zasobów pary wodnej w powietrzu. Formy południkowej cyrkulacji atmosferycznej część powietrza znad szerokości umiarkowanych Atlan-

tyku Północnego przenoszą nad Arktykę, co powoduje tam adwekcyjny wzrost temperatury powietrza, który nastąpi wcześniej, zanim wody ze zwiększonym zasobem ciepła dotrą do Arktyki.

W dalszej kolejności Wody Atlantyczne ze zwiększonymi zasobami ciepła dochodzą do Arktyki (prądy Zachodniospitsbergeński i Murmański (Nordkapski)). Następuje wtedy (w pierwszej kolejności) wzrost SST na Morzu Barentsa (Årthun i in. 2012, Smedsrud i in. 2012) i we wschodniej części Morza Grenlandzkiego – wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu (Walczowski i Piechura 2007, Piechura i Walczowski 2009). Większość ciepła, które Wody Atlantyczne wnoszą do Morza Barentsa stosunkowo szybko zostaje przekazane do atmosfery (Smedsrud i in. 2012), proces przekazu ciepła do atmosfery z północnej części Prądu Zachodniospitsbergeńskiego jest znacznie słabszy (Lien i in. 2013). Po osiągnięciu NW krańców Spitsbergenu Wody Atlantyczne zmieniają kierunek ruchu na wschód, płynąc wzdłuż załomu szelfu i kierują się w stronę Ziemi Franciszka-Józefa (na powierzchni zaznacza się to na akwenach położonych na północ od Spitsbergenu i Ziemi Północno-Wschodniej w postaci redukcji pokrywy lodowej; Piechura i Walczowski 2009). W miarę drogi na wschód, te oddające ciepło do atmosfery i „topiące” lody wody łączą się z wychłodzonymi wodami, które już przeszły przez Morze Barentsa i NW część Morza Karskiego (Lien i in. 2013), zapadają w głąb i stopniowo rozprzestrzeniają się pod wychłodzonymi i wysłodzonymi Powierzchniowymi Wodami Arktycznymi, zasilając w ciepło i sól Atlantyczne Wody Pośrednie (Schauer i in. 2002, Polyakov i in. 2004, 2012).

Wzrost zasobów ciepła w wodach mórz Barentsa i Grenlandzkiego powoduje wzrost SST na tych akwenach, ograniczenie przyrostu lodów w chłodnej części roku i wzmożone topnienie pokrywy lodów morskich w porze cieplej. Zwiększanie się SST na tych akwenach, prowadzi do wzrostu różnicy temperatury między powierzchnią morza a powietrzem, co skutkuje zwiększeniem się jednostkowych wartości strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, gdy powietrze jest chłodniejsze od wody. Topnienie lodów zachodzące pod wpływem wzrostu temperatury wody (Zakharov 1982, 1987; Zakharov i Malinin 2000, Polyakov i in. 2010) powiększa powierzchnię wymiany ciepła między powierzchnią morza a atmosferą, przez co sumaryczne przepływy ciepła stają się coraz większe. Rezultatem tego procesu jest systematyczny wzrost temperatury powietrza nad tą częścią Arktyki (Marsz i Styszyńska 2007, 2013; Styszyńska 2011). Kolejność zdarzeń, powodująca występowanie związków między poszczególnymi podsystemami systemu klimatycznego jest następująca:

A. Średnia roczna SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim (profil poprzeczny do osi prądu na powierzchni 73-75°N, 9-15°E; dalej oznaczenie SST_{PZS}) i średnia roczna temperatura kolumny wody 0-200 m na profilach Kola Meridian⁴ sekcja 3-7 (Prąd Murmański) i sekcja 8-10 (środkowa część Morza Barentsa; 33,5°E) są silnie dodatnio skorelowane z wartościami wskaźnika DG_{3L} (patrz tab. 2).

Maksimum siły związku SST_{PZS} z DG_{3L} zaznacza się z opóźnieniem względem DG_{3L} o 6-8 lat, a ze średnią roczną temperaturą kolumny wody w środkowej części Morza Barentsa (KS8-10) maksimum związku występuje synchronicznie, drugorzędne maksimum zaznacza się z opóźnieniem 6-7.letnim. Silniejsze związki synchroniczne temperatury kolumny wody w Morzu Barentsa (KS3-7 i KS8-10) wynikają w części z wpływu temperatury powietrza na tempo poboru ciepła z powierzchni

⁴ Profil „Kola Meridian” jest najważniejszym profilem pomiarów temperatury i zasolenia wody na Morzu Barentsa, na którym obserwacje prowadzi się, z kilkoma przerwami, od roku 1899. Jest to profil wzdłuż południka 33°30'E, od brzegu Półwyspu Kola do północnych części M. Barentsa (do granicy lodów). Stacje 1-2 charakteryzują wody przybrzeżne, stacje 3-7 charakteryzują akwen, przez który przepływa Prąd Murmański (Nordkapski), stacje 8-10 akwen środkowych części M. Barentsa, przez który przepływają Wody Atlantyczne wchodzące do tego morza przez tzw. „otwarcie M. Barentsa” (Barents Sea Opening; patrz np. Smedsrud i in. 2010). Średnie wartości parametrów z grup tych stacji określa się nazwą sekcji (Section 1-2, 3-7, 8-10).

morza. Wyższa temperatura powietrza zmniejsza różnicę między SST (źródło ciepła) a atmosferą (odbiornik ciepła), przez co rozmiar strumienia ciepła z morza do atmosfery (straty ciepła z kolumny wody) maleje. Tym samym SST pozostaje wyższa, silniej korelując z temperaturą powietrza, wykazującą na tym obszarze 0-1.roczone opóźnienie w stosunku do wskaźnika DG_{3L}, niż z przebiegiem DG_{3L} z większymi opóźnieniami. Tam, gdzie różnica między SST a temperaturą powietrza jest stale wyższa (np. na N części Prądu Zachodniospitsbergeńskiego w okresie jesieni, zimy i wiosny), strumienie ciepła z oceanu do atmosfery są znacznie silniejsze, siła korelacji między DG_{3L} a temperaturą powietrza na Spitsbergenie osiąga maksimum z opóźnieniem 5-8. letnim w stosunku do przebiegu DG_{3L}. Ponieważ to cyrkulacja termohalinowa (THC) transportuje ciepło na północ, zmiany SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim i temperatury kolumny wody w Morzu Barentsa są funkcją zmian wskaźnika DG_{3L}, który charakteryzuje intensywność THC.

Tab. 2. Wartości współczynników korelacji między średnią roczną temperaturą powierzchni morza (SST_{PZS}) na profilu poprzecznym przez Prąd Zachodniospitsbergeński (powierzchnia 73-75°N, 9-15°E; 1978-2015) i średnią temperaturą kolumny wody 0-200 m na Morzu Barentsa w profilu Kola Meridian, sekcje 3-7(KS₃₋₇) oraz sekcje 8-10 (KS₈₋₁₀; 1978-2014) a wskaźnikiem DG_{3L} (związki synchroniczne i z przesunięciami czasowymi; jak w tab. 1). Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie (p < 0,05) pogrubiono, wysoce istotne (p < 0,001) oznaczono dodatkowo *

Table 2. Values of correlation coefficients between average annual sea surface temperature (SST_{PZS}) on the cross profile through the West Spitsbergen Current (area in between 73-75°N, 9-15°E; 1978-2015) and average temperature of water column 0-200 m in the Barents Sea in Kola Meridian profile, sections 3-7 (KS₃₋₇) and sections 8-10 (KS₈₋₁₀; 1978-2014) and DG_{3L} index (synchronous relationships and with time shifts, as in table 1). Statistically significant (p < 0.05) correlation coefficients are in bold and highly significant (p < 0.001) additionally marked with asterisk *.

Zmienna Variable	Wskaźnik DG _{3L} w roku (k = 1979); – DG _{3L} index in the year (k = 1979):									
	k	k-1	k-2	k-3	k-4	k-5	k-6	k-7	k-8	k-9
SST _{PZS}	0,76*	0,74*	0,73*	0,78*	0,83*	0,87*	0,88*	0,90*	0,88*	0,82*
KS ₃₋₇	0,75*	0,68*	0,55*	0,49	0,49	0,54*	0,59*	0,60*	0,60*	0,58*
KS ₈₋₁₀	0,75*	0,70*	0,58*	0,54*	0,50	0,57*	0,59*	0,59*	0,57*	0,56*

Maksimum siły związku SST_{PZS} z DG_{3L} zaznacza się z opóźnieniem względem DG_{3L} o 6-8 lat, a ze średnią roczną temperaturą kolumny wody w środkowej części Morza Barentsa (KS₈₋₁₀) maksimum związku występuje synchronicznie, drugorzędne maksimum zaznacza się z opóźnieniem 6-7.letnim⁵. Ponieważ to cyrkulacja termohalinowa (THC) transportuje ciepło na północ, zmiany SST na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim i temperatury kolumny wody w Morzu Barentsa są funkcją zmian wskaźnika DG_{3L}, który charakteryzuje intensywność THC.

⁵ Silniejsze związki synchroniczne temperatury kolumny wody w Morzu Barentsa (KS₃₋₇ i KS₈₋₁₀) wynikają w części z wpływu temperatury powietrza na tempo poboru ciepła z powierzchni morza. Wyższa temperatura powietrza zmniejsza różnicę między SST (źródło ciepła) a atmosferą (odbiornik ciepła), przez co rozmiar strumienia ciepła z morza do atmosfery (straty ciepła z kolumny wody) maleje. Tym samym SST pozostaje wyższa, silniej korelując z temperaturą powietrza, wykazującą na tym obszarze 0-1.roczone opóźnienie w stosunku do wskaźnika DG_{3L}, niż z przebiegiem DG_{3L} z większymi opóźnieniami. Tam, gdzie różnica między SST a temperaturą powietrza jest stale wyższa (np. na N części Prądu Zachodniospitsbergeńskiego w okresie jesieni, zimy i wiosny), strumienie ciepła z oceanu do atmosfery są znacznie silniejsze, siła korelacji między DG_{3L} a temperaturą powietrza na Spitsbergenie osiąga maksimum z opóźnieniem 5-8. letnim w stosunku do przebiegu DG_{3L}.

B. Z kolei roczna powierzchnia zlodzona na morzach Grenlandzkim i Barentsa (i ogólnie w całej atlantyckiej domenie Arktyki) jest bardzo silnie skorelowana ujemnie z roczną SST na profilu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego i średnią roczną temperaturą wody na Morzu Barentsa (KS3-7 i KS8-10). Współczynniki korelacji między SST_{PZS} a roczną powierzchnią zlodzoną na morzach Grenlandzkim i Barentsa są jednakowe, równe -0,73 ($p \ll 0,001$). Zmienność SST_{PZS} objaśnia nieco ponad 52% wariacji rocznej powierzchni zlodzonej na Morzu Barentsa i nieco poniżej 52% rocznej wariacji powierzchni zlodzonej na Morzu Grenlandzkim. Podobnie, silne korelacje ujemne występują między powierzchnią zlodzoną mórz Grenlandzkiego a KS3-7 i KS8-10 ($r = -0,66$) i Barentsa ($r = -0,88$). Oznacza to, że im wyższa SST_{PZS} i temperatura kolumny wody na profilu Kola Meridian, tym mniejsza będzie powierzchnia zlodzona, a większa powierzchnia „czystej wody” na tych morzach w tym samym roku. Tak więc THC (DG_{3L}), poprzez wpływ na zmiany wartości SST_{PZS}, KS3-7 i KS8-10 steruje zmiennością proporcji między powierzchnią zlodzoną a powierzchnią wód wolnych od pokrywy lodowej na morzach. Ma to zasadniczy wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza w regionie.

C. Zarówno SST_{PZS} jak i powierzchnia wód wolnych od lodów na obu morzach określają roczną temperaturę powietrza w Hornsundzie. Oba parametry (SST_{PZS} i powierzchnie lodów) są ze sobą silnie skorelowane, gdyż ich zmienność zawiera w sobie ten sam sygnał (tą samą informację) jakim jest zmienność THC. Nie jest zatem decydujące o rezultacie szacunków, którą z tych zmiennych przyjmie się jako zmienną niezależną do szacunku wpływu THC na temperaturę w Hornsundzie.

Roczna temperatura powietrza w Hornsundzie jest silniej powiązana z roczną powierzchnią zlodzoną Morza Barentsa ($r = -0,84$), niż z powierzchnią zlodzoną Morza Grenlandzkiego ($r = -0,75$), co wynika z przeważającego w ciągu roku napływu powietrza nad Hornsund z sektora wschodniego (Niedźwiedź 1997, 2013; Styszyńska 2007, 2013). W równaniu regresji wielokrotnej zmienność rocznej powierzchni zlodzonej Morza Barentsa w rozpatrywanym okresie objaśnia 70,1%, a zmienność powierzchni zlodzonej obu mórz objaśnia łącznie 76,4% wariacji rocznej temperatury powietrza w Hornsundzie ($R = 0,88$, $F(2,34) = 59,4$, $p \ll 0,001$). Ten łańcuch zależności powoduje, że roczna temperatura powietrza w Hornsundzie jest również silnie powiązana bezpośrednio z intensywnością THC (tab. 3). Podobnie jak związki SST i temperatury wody z DG_{3L}, najsilniejsze związki temperatury powietrza w Hornsundzie z DG_{3L} występują z opóźnieniem 6-8.letnim oraz opóźnieniem zerowym i jednego roku (patrz odnośnik 5).

Tab. 3. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} z kolejnymi przesunięciami czasowymi, a roczną temperaturą powietrza w Hornsundzie i temperaturą poszczególnych kwartałów. Istotne statystycznie ($p < 0,05$) współczynniki korelacji pogrubione, wysoce istotne ($p < 0,001$) oznaczone dodatkowo *

Table. 3. Values of correlation coefficients between DG_{3L} index with successive time shifts and annual air temperature in Hornsund and temperatures of each quarter. Statistically significant ($p < 0.05$) correlation coefficients shown in bold, highly significant ($p < 0.001$) additionally marked with asterisk *.

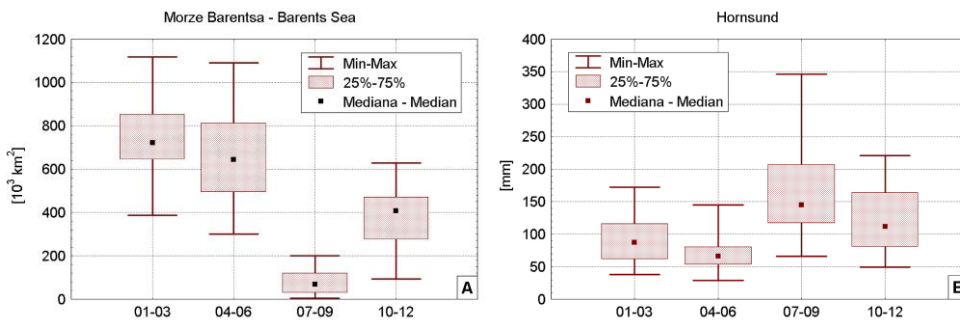
Okres Period	Wskaźnik DG _{3L} w roku (k = 1979): – DG _{3L} index in the year (k = 1979):									
	k	k-1	k-2	k-3	k-4	k-5	k-6	k-7	k-8	k-9
Rok – Year	0,72*	0,72*	0,69*	0,54*	0,51*	0,56*	0,71*	0,73*	0,72*	0,70*
01-03	0,54*	0,49	0,48	0,36	0,32	0,41	0,53*	0,57*	0,54*	0,53*
04-06	0,54*	0,50	0,48	0,39	0,36	0,42	0,45	0,43	0,35	0,34
07-09	0,60*	0,60*	0,51*	0,45	0,37	0,41	0,44	0,50	0,54*	0,52*
10-12	0,55*	0,62*	0,61*	0,48	0,49	0,49	0,63*	0,69*	0,63*	0,64*

Choć nie z taką samą siłą, to podobnie występujące korelacje ze wskaźnikiem DG_{3L} , wykazuje temperatura powietrza na pozostałych stacjach Spitsbergenu oraz na Bjornoi (Styszyńska 2011). Jest to zjawisko dla Spitsbergenu typowe, wskazujące na wspólną, najważniejszą przyczynę następującego regionalnego wzrostu temperatury powietrza. Tą główną przyczyną jest wzrost intensywności transportu ciepła na północ przez cyrkulację oceaniczną, zachodzący w wyniku wzrostu intensywności THC, niekoniecznie natomiast cyrkulacja atmosferyczna, mająca wymuszać wzrost temperatury w Arktyce przez adwekcje powietrza ograniczonego przez „globalne ocieplenie” (patrz np. Graversen i in. 2008, Alekseev 2015, Alekseev i in. 2015).

W rezultacie zmiany THC pociągają za sobą odpowiednie zmiany SST i zwiększenie powierzchni wody wolnej od lodów. Zwiększa to zarówno powierzchnię parowania z powierzchni wody jak i intensywność parowania. Wzrost temperatury powietrza zachodzący pod wpływem zwiększonego przepływu ciepła z powierzchni morza do atmosfery zwiększa wartość prężności maksymalnej (E), tym samym w powietrzu może się znaleźć większa ilość pary wodnej. W warunkach dużych zasobów ciepła w wodach, każdy napływ powietrza chłodniejszego od wody uruchamia natychmiast w atmosferze silne procesy konwekcji, przenoszące ciepło jawne, a wraz ze strumieniami pary wodnej również ciepło utajone, do atmosfery. Intensywny transfer ciepła do atmosfery działający przez dłuższy czas powoduje wzrost temperatury warstwy powietrza do górnej granicy konwekcji, co skutkuje m.in. wzrostem wysokości tropopauzy⁶. W rezultacie miąższość i wodność chmur może być większa, a tym samym opady mogą być bardziej obfite, czyli osiągać większe sumy. Dotyczy to nie tylko chmur konwekcyjnych, ale również systemów zachmurzenia frontalnego. Silny i wyraźny wzrost zachmurzenia ogólnego nad Arktyką, będący skutkiem zmniejszania się powierzchni zlodzonej i wzrostu powierzchni wody wolnej od lodów stwierdzili m.in. Schweiger (2004) oraz Vavrus i in. (2011).

O tym, że taka właśnie może być kolejność powiązanych ze sobą procesów świadczy rozkład związków między kwartalnymi sumami opadów w Hornsundzie, a kwartalną powierzchnią zlodzoną Morza Barentsa, z którą korelacja sum opadów jest najsilniejsza. W pierwszych dwu kwartałach powierzchnia zlodzona jest stosunkowo duża (ryc. 8), a temperatura powietrza relatywnie niska, co ogranicza zachodzące w funkcji czasu procesy wzrostu parowania. W rezultacie trend wzrostu sum opadów w kwartale „zimowym” jest bliski zeru, jak i nieistotny jest też trend spadku sum opadów w kwartale „wiosennym”. W kwartale „letnim” powierzchnia „czystej wody” i temperatura powietrza są największe, sprzyja to wzrostowi miąższości i wodności chmur, a tym samym wzrostowi sum opadów. Latem trend wzrostu sum opadów jest największy i statystycznie istotny. W kwartale „jesiennym” powierzchnia zlodzona zaczyna wzrastać, ale przeciętnie jej górny kwartyl nie osiąga nawet granicy dolnego kwartyłu rozmiaru powierzchni zlodzonej w kwartale „wiosennym” (ryc. 8). W rezultacie sumy opadów są relatywnie wysokie, a ich trend jest dodatni i istotny statystycznie. Czynnikiem dodatkowo sprzyjającym wzrostowi sum opadów „jesienią” jest intensywna konwekcja – sezonowy spadek temperatury powietrza powoduje, że gdy nad względnie ciepłą i dużą jeszcze powierzchnię wody wolnej od lodu napływa chłodne powietrze, prowadzi to do wystąpienia silnych procesów konwekcji. Jak widać

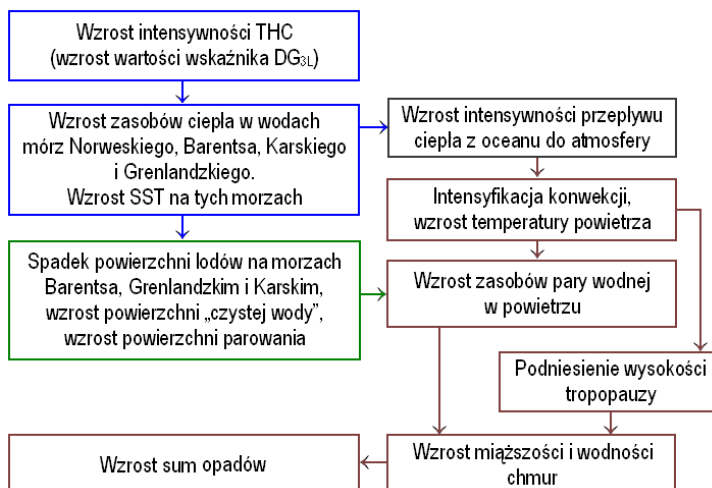
⁶ W latach 1979-2015 w punkcie o współrzędnych 77,5°N, 17,5°E zaznacza się dodatni trend średniej rocznej wysokości powierzchni izobarycznej 300 hPa (+0,93(±0,38) gm·rok⁻¹ (p = 0,020). Współczynniki korelacji między średnimi rocznymi wysokościami geopotencjału 300 i 500 hPa w tym punkcie, a $DG_{3L}(k-6)$ są równe 0,38 (p = 0,020) i 0,36 (p = 0,025), z $DG_{3L}(k-7)$ równe 0,42 (p = 0,009) i 0,43 (p = 0,008), a z $DG_{3L}(k-8)$ równe 0,51 (p = 0,001) i 0,52 (p = 0,001) odpowiednio. Punkt 77,5°N, 17,5°E jest położony nieco na północ (~56 km) od stacji w Hornsundzie. Istotny wzrost temperatury w troposferze nad Arktyką w końcu lat 90' XX wieku w stosunku do lat 1958-1963 sygnalizują także Kahl i in. (2001).



Ryc. 8. Porównanie kwartalnych zakresów zmienności powierzchni zlodzonej Morza Barentsa (A) i sum opadów atmosferycznych w Hornsundzie (B)

Fig. 8. Comparison of quarterly variation ranges of surface covered by ice of the Barents Sea (A) and sums of precipitation in Hornsund (B).

(ryc. 8) sumy opadów kwartalnych w Hornsundzie stanowią „odwrotność” rozkładu powierzchni zlodzonej na Morzu Barentsa. Wzrost sum opadów w tych dwóch kwartałach tworzących półrocze „letnio-jesienne” jest przyczyną wzrostu sum opadów rocznych w Hornsundzie. Zmienność całego tego procesu jest sterowana przez zmienność THC. Uproszczony schemat tego łańcucha procesów przedstawia ryc. 9.



Ryc. 9. Uproszczony schemat blokowy sterowania przez cyrkulację termohalinową (THC) na Północnym Atlantyku procesami prowadzącymi do wzrostu sum opadów w Hornsundzie

Fig. 9. A simplified block diagram of the control via the thermohaline circulation (THC) in the North Atlantic by means of processes that leading to increased sum of precipitation in Hornsund.

Następną kwestią jest przyczyna zaznaczających się opóźnień między sumami rocznych opadów w Hornsundzie, a intensywnością THC. Korelacje między wskaźnikiem DG_{3L} a szeregiem różnych elementów (patrz tab. 1-3) wykazują, że między przebiegiem tego wskaźnika a SST_{PZS} , średnią

temperaturą wody na Morzu Barentsa, temperaturą powietrza w Hornsundzie i „reakcją” sum opadów w Hornsundzie, następują opóźnienia. Maksima siły związku zaznaczają się z opóźnieniami zero i jednorocznymi oraz 5-7.rocznymi, z maksimum siły związku w ~6. roku opóźnienia. Przyczyny takiego opóźnienia są bardziej skomplikowane i dotyczą nie tylko rejonu Hornsundu, ale całej atlantyckiej domeny Arktyki.

W skali zmienności międzyrocznej cyrkulacja atmosferyczna w Arktyce funkcjonuje w dwu nawzajem wykluczających się reżimach. Studia Proshutinsky'ego i Johnsona (1997), Polyakova i in. (1999) oraz Polyakova i Johnsona (2000) wykazały, że cyrkulacja atmosferyczna w Arktyce działa w dwóch trybach o charakterze oscylacyjnym – krótkookresowym o skali dekadowej, powiązanej według Polyakova i Johnsona (2000) z AO (Oscylacją Arktyczną) i multidekadowej, o dominującym okresie 60-80 lat, nazwanej przez nich Oscylacją Niskoczęstotliwościową (LFO – Low-Frequency Oscillation). LFO przejawia się w długookresowej zmianie charakteru cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z antycyklonalnego na cyklonalny, i odwrotnie. Podobnie, zmiany powierzchni zlodzonej w Arktyce kształtują się w dwu odrębnych reżimach, odpowiadającym z dobrym przybliżeniem fazom LFO Polyakova i Johnsona (Marsz 2015).

W trakcie występowania reżimu antycyklonalnego ciśnienie atmosferyczne nad Arktyką jest wyższe, prędkości wiatru są niższe, temperatura powietrza zimą niska. Adwekcje mas powietrza z niższych szerokości geograficznych w głąb Arktyki są rzadkie. Niższe są również roczne sumy opadów nad oceanem w wysokich szerokościach, wyższe natomiast nad lądowym otoczeniem Arktyki. Prędkość dryfu lodów jest obniżona, a ich grubość i koncentracja są duże.

W trakcie wystąpienia reżimu cyklonalnego ciśnienie atmosferyczne nad Arktyką spada, prędkość wiatru rośnie. Adwekcje z niższych szerokości są stosunkowo częste, niższe, głównie znad Atlantyku, wnikają w głąb Arktyki. Dryf lodów staje się szybszy, a wobec dywergencji (rozbieżności) w polu wiatru pojawiają się rozległe obszary czystej wody. Temperatura powietrza zimą wykazuje wyraźny wzrost w stosunku do zim z reżimem antycyklonalnym, sumy opadów nad oceanem wzrastają, maleją nad otaczającymi ocean lądami.

Polyakov i in. (1999) zauważają, że powtarzanie się kilku następujących po sobie lat z występowaniem reżimu cyklonicznego prowadzi, poprzez zwiększenie czasu topnienia lodów, do zmniejszania się średniej grubości lodu w Arktyce i zwiększania objętości wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA). Wobec wzrostu działania czynnika dynamicznego (działanie wiatru) w czasie reżimu cyklonicznego dochodzi do zwiększonego wyprowadzania nadmiaru wysłodzonych PWA i lodów morskich z Arktyki na południe przez cieśniny Archipelagu Kanadyjskiego i Cieśninę Framę. Ujemny bilans wodny Oceanu Arktycznego w tym reżimie powodowany wpływem PWA poza wąską rozumianą Arktykę jest kompensowany przez zwiększony napływ Wód Atlantyckich do Arktyki.

Występowanie tych dwu trybów cyrkulacji powoduje istnienie w klimacie Arktyki długookresowej zmienności naturalnej o dużej amplitudzie, praktycznie uniemożliwiającej wykrycie ewentualnego trendu, związanego z wpływem efektu cieplarnianego i funkcjonowaniem „wzmocnienia arktycznego” (Polyakov i Johnson 2000, Polyakov i in. 2002, 2003).

Przedstawiona koncepcja Polyakova, Proshutinsky'ego i Johnsona jest dobrze osadzona w materiale obserwacyjnym i jego interpretacji fizycznej, zwłaszcza po stronie oceanograficznej. Nie jest jednak jasne, co ma stanowić przyczynę zmiany fazy LFO, a tym samym przejścia reżimu cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką z antycyklonalnego do cyklonalnego (lub odwrotnie), prowadzącego do diametralnej zmiany funkcjonowania procesów klimatotwórczych w Arktyce. Badania autora (Marsz,

2015) wykazały, że przyczyną zmiany reżimu antycyklonalnego na cyklonalny jest wzrost intensywności transportu ciepła do atlantyckiej domeny Arktyki przez cyrkulację oceaniczną (THC).

Przejście z reżimu antycyklonalnego do cyklonalnego wymaga wzrostu zasobów ciepła w podłożu – w tym wypadku w wodach mórz arktycznych, z których strumienie ciepła doprowadzą do wzrostu temperatury powietrza w warstwie przy powierzchniowej. Ciepło to jest potrzebne do zniszczenia zwartej pokrywy lodowej, uruchomienia zwiększonych strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, które z kolei zniszczą quasi-stabilną warstwę inwersyjną w dolnej troposferze. Zanik tej warstwy, w której panuje równowaga skrajnie stała, jest niezbędny dla uzyskania przez atmosferę chwiejności, umożliwiającej zaistnienie dodatniej wirowości, a w dalszej konsekwencji – spadków ciśnienia atmosferycznego nad samą Arktyką.

Jak wykazały szacunki (patrz Marsz 2015) przejście Arktyki z reżimu antycyklonalnego do cyklonalnego wymaga spełnienia warunku, aby przez co najmniej 6 kolejnych lat wartość wskaźnika DG_{3L} była większa od zera. Jeśli wskaźniki DG_{3L} są dodatnie, ale ich wartości są mniejsze od 1,0, czas przejścia do reżimu cyklonalnego się wydłuża⁷. Dopiero wtedy następuje bardziej zdecydowane zmniejszanie się powierzchni pokrywy lodowej i strumienie ciepła z oceanu do atmosfery mogą osiągnąć takie rozmiary, aby w wystarczającej mierze „ogrzać” atmosferę i stan „cieplej” atmosfery utrzymać. Badania Smedsruuda i in. (2012) wskazują, że przejście Morza Barentsa, a następnie całej Arktyki, do reżimu „arktycznego” (tu antycyklonalnego) nastąpi wtedy, gdy natężenie strumienia ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną spadnie do wartości niższych od 50 TW (TW = terawatt = 10^{12} W).

To stwierdzenie potwierdza m.in. rozkład korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} z przesunięciami czasowymi a rocznym wskaźnikiem cykloniczności⁸ (C) Niedźwiedzia (1992, 1997, 2013). Można założyć, że jeśli Arktyka przechodzi z reżimu antycyklonalnego do cyklonalnego, również w szeroko rozumianym rejonie Arktyki Atlantyckiej (a więc i w rejonie Spitsbergenu), dominować powinny postaci cyrkulacji cyklonalnej nad antycyklonalną, a ich frekwencja powinna wzrastać.

Rozkład współczynników korelacji wskazuje (ryc. 10), że statystycznie istotne korelacje ze wskaźnikiem DG_{3L} roczny wskaźnik C wykazuje z 5-8.letnim opóźnieniem, przy osiągnięciu maksimum siły związku w 6 roku opóźnienia. Związek ten jest niezbyt silny (+0,43, $p = 0,007$). Jeśli wzmocnienie THC można datować na rok 1988, to częstość form cyrkulacji cyklonalnej nad tą częścią Arktyki powinna wyraźniej wzrosnąć w przybliżeniu od 1994 roku. W latach 1978-1993 trend rocznego wskaźnika C jest równy $+0,154(\pm 2,684) \cdot \text{rok}^{-1}$ (nieistotny; praktycznie zerowy), w okresie od roku 1993 do 2014 roczny trend wskaźnika C staje się dodatni, równy $+4,026(\pm 1,89) \cdot \text{rok}^{-1}$ ($p = 0,045$).

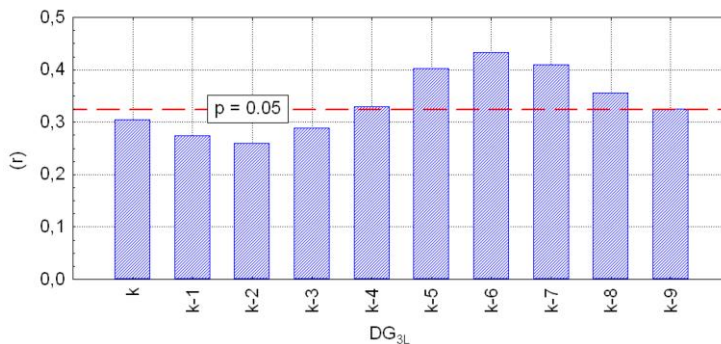
Tak więc frekwencja form cyrkulacji cyklonalnej po roku 1993 nad tą częścią Arktyki rośnie. Oznacza to, że od roku 1994 przeważa w rejonie Hornsundu cyrkulacja cyklonalna, a jej natężenie stopniowo wzrasta. W okresie jesiennym i zimowym rośnie liczba układów niżowych wnikających do Arktyki z niższych szerokości, w okresie letnim rośnie liczba układów niżowych tworzących się nad Arktyką, w tym i w rejonie Cieśniny Framy (Simmonds i in. 2010). Wzrasta tym samym zachmurzenie

⁷ Wartość wskaźnika DG_{3L} informuje pośrednio o ilości transportowanego na północ ciepła. Niskie wartości DG_{3L} wskazują, że transport ciepła ma niewielkie natężenie. Aby doszło do zmiany reżimu, w Arktyce musi „nagromadzić” się odpowiednia ilość ciepła.

⁸ Wskaźnik C informuje o „wypadkowej” frekwencji cyrkulacji cyklonalnej (znak dodatni) lub antycyklonalnej (znak ujemny) w szeroko rozumianym rejonie Spitsbergenu (tu w ciągu roku). Dodatni znak i wartość wskaźnika informuje o stopniu „przewagi” frekwencji cyrkulacji cyklonalnej nad antycyklonalną (lub odwrotnie w przypadku ujemnej wartości wskaźnika). Szerzej: patrz np. Niedźwiedź 2007, 2013.

frontalne, z towarzyszącymi przechodzącym frontom opadami. Ponieważ znaczna część układów niskiego ciśnienia wnika do tej części Arktyki znad Atlantyku Północnego, wzrasta również rola strumieni pary wodnej wnoszonej z niższych szerokości.

Zmiana ogólnej sytuacji makrosynoptycznej w kierunku „sprzyjającej” występowaniu opadów, wraz z dodatkowymi czynnikami (wzrost powierzchni „czystej wody”, wzrost SST, wzrost temperatury powietrza) działającymi w kierunku wzrostu zawartości pary wodnej w powietrzu, kompleksowo przyczyniają się do wzrostu sum opadów w Hornsundzie. Zmiany wszystkich tych czynników, „sprzyjających” wzrostowi sum opadów w Hornsundzie, sterowane są przez zmienność natężenia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym.



Ryc. 10. Wartości współczynników korelacji (r) między rocznym wskaźnikiem C (cykloniczności) Niedźwiedzia (1992, 2013) a wskaźnikiem DG_{3L} , wyprzedzającym w funkcji czasu przebieg wskaźnika C o 0 (k), rok (k-1), dwa lata (k-2), ..., dziewięć lat (k-9). Widoczne maksimum korelacji w sytuacji, gdy przebieg wskaźnika DG_{3L} wyprzedza przebieg wskaźnika C o 6 lat

Fig. 10. Values of correlation coefficients (r) between annual the Niedźwiedź C (cyclonicity) index (1992, 2013) and DG_{3L} index, preceding as a function of time course of C index of values 0 (k), one year (k-1), two years (k-2) ... nine years (k-9). Is noticeable maximum of correlation in a situation where course of DG_{3L} index precedes course of indicator C by 6 years.

Nie są to wszystkie konsekwencje wzrostu intensywności cyrkulacji termohalinowej dla funkcjonowania geosystemu Hornsundu. Opisane zmiany klimatu wymuszają dalsze zmiany w kolejnych podsystemach.

Jednoczesny wzrost temperatury powietrza oraz sum opadów, najsilniejszy w drugiej połowie roku powoduje, że coraz większy odsetek opadów wypadać będzie jako opady ciekłe (Łupikasza 2008). Nasili to procesy erozyjne i splukiwanie powierzchniowe. Część tych opadów ciekłych, wypadających na lodowce przyspieszać będzie ich ablację. Brak wzrostu sum opadowych w okresie „kwartału zimowego” (01-03) i spadek sum opadowych w kwartale „wiosennym” (04-06) nie sprzyja procesom akumulacji na lodowcach, co wobec wzrostu temperatury powietrza doprowadza do wykształcenia się ujemnego bilansu masy lodowców.

Wzrost SST i jednoczesny spadek powierzchni lodów na morzach Grenlandzkim i Barentsa powoduje ograniczenie zlodzenia Hornsundu. W takich warunkach, nadchodzące z otwartego Morza Grenlandzkiego falowanie nie jest tłumione przez pływający lód i może z względnie małymi stratami energii, jako falowanie rozkołysu, dochodzić do brzegów. Utrzyma to, lub wzmoże tempo procesów termoabrazji na klifach lodowych, pogłębiając ujemny bilans lodowców kończących się w morzu.

Falowanie dochodzące do brzegów mineralnych zaktywizuje procesy brzegowe, a czas ich działania się wydłuży. Wszędzie tam, gdzie brzeg zbudowany jest z materiału okrucowego, oraz tam, gdzie w podbrzeżu znajdują się większe ilości materiału okrucowego, zaktywizują się potoki rumowiska. Część tych procesów będzie miała charakter procesów abrazyjnych.

Niskie sumy opadów, wykazujące ujemny trend w kwartale „wiosennym”, przy jednocześnie rosnącej temperaturze powietrza (trend $+0,073(\pm 0,019)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) pozwala z bardzo dużą dozą prawdopodobieństwa twierdzić, że procesy rozmarzania gruntu rozpoczynają się będą coraz wcześniej, a głębokość rozmarzania gruntu będzie rosła (patrz Marsz i in. 2014). Będzie to uwalniać zwiększone ilości wód zmarzlinowych, a procesy kongeliflukcji (soliflukcji) będą mogły działać dłużej. Wszystko to oznacza przyspieszenie obiegu wody w zlewniach oraz przyspieszenie przemieszczania materii z obszarów lądowych w kierunku morza.

Tak więc można twierdzić, że zmiany natężenia THC, regulujące dopływ ciepła wraz z Wodami Atlantyckimi do tej części Arktyki, stanowią główny regulator funkcjonowania nie tylko podsystemu hydro-klimatycznego, ale i funkcjonowania geosystemów lądowych, przejawiających się w zachodzących współcześnie zmianach krajobrazowych na obszarze południowego Spitsbergenu (Kostrzewski i Zwoliński 2013, Ziąja 2003, 2004, 2015).

Aneks - Źródła danych wykorzystanych w pracy

Sumy opadów miesięcznych i temperatura miesięczna na Stacji w Hornsundzie – zestawienie w Marsz i Styszyńska (2007, 2013) pochodzące z danych opracowanych i zestawionych przez Miętusa i in. (Roczniki 1978/79, 1979/80, ..., 1999/2000) i danych Instytutu Geofizyki PAN, uzupełnione do roku 2015 z Biuletynów Meteorologicznych Polskiej Stacji Polarnej Instytutu Geofizyki PAN. (Pełna bibliografia – patrz Marsz i Styszyńska (ed.), 2013.

Sumy opadów miesięcznych i wartości miesięcznej temperatury powietrza na stacjach Spitsbergenu eKlima (eklima.met.no/).

Temperatura powierzchni morza (SST): zbiór NOAA NCDC Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset, Version 3b (ERSST v.3b). Zbiór gridowy $2\times 2^{\circ}$, 1854-2015 (Smith i in. 2008).

Ciśnienie atmosferyczne: zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure. reanaliza, zbiór gridowy $2,5 \times 2,5^{\circ}$; wysokość geopotencjału NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic Pressure Level; 1949-2015 (Kalnay i in. 1996).

Wskaźniki cyrkulacji w rejonie Spitsbergenu. T. Niedźwiedz (1997, 2013), uzupełnione do końca 2015 roku (Niedźwiedz T. 2013, Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Spitsbergenu – zbiór komputerowy, Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec; <http://klimat.wnoz.us.edu.pl/#/podstrony/kalendarztn>).

Wskźnik DG_{3L} : obliczony z danych zawartych w zbiorze ERSST v.3b. Metoda obliczania i szereg czasowy 1880-2015: Marsz i Styszyńska 2009, Marsz 2015 – załącznik 1 (s. 296-304).

Powierzchnia zlodzenia mórz Arktyki (1979-2013): dane NSIDC; Sea Ice Trends and Climatologies from SMMR and SSM/I-SSMIS; rozdzielczość miesięczna, przestrzenna – akweny (podział niezgodny z podziałem mórz według International Hydrographic Organization), zbiór: nsidc0192_seaice_trends_climo/total-ice-area-extent/nasateam/; gsfc.nasateam.month.area.1978-2013.n.

Powierzchnie zlodzenia mórz Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego (1979-2015): dane AANII, SSMI, rozdzielczość miesięczna, przestrzenna: akwen. Zbiory: datasets/ssmi/data/north/extent/, ..., bar.monthly.mea.exnt.csv, gre.monthly.mea.exnt.csv, kar.monthly.mea.exnt.csv.

Temperatura miesięczna i roczna w kolumnach wody na profilu Kola Meridian Dane PINRO (Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М.Книповича, Dr. Alexey Karsakov, Murmańsk), <http://www.pinro.ru>.

Literatura

- Alekseev G.V., 2015. *Proyavlenie i usilenie globalnogo potepeniya v Arktike*. Fundamentalnaya i Prikladnaya Klimatologiya, 1: 11-26.
- Alekseev G.V., Radionov V.F., Aleksandrov E.I., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E., 2015. *Izmeneniya klimata Arktiki pri globalnom potepenii*. Problemy Arktiki i Antarktiki, 1 (2015): 32-41.
- Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., 2012. *Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat*. Journal of Climate, 25 (13): 4736-4743, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>.
- Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson, G., 2008. *Vertical structure of recent Arctic warming*. Nature, 451: 53-56.
- Kahl J.D.W., Jansen M., Pulrang M.A., 2001. *Fifty-Year Record of North Polar Temperatures Shows Warming*. EOS Transactions, American Geophysical Union, 82 (1): 1-5. DOI: 10.1029/01EO00002.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996. *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77 (3): 437-471.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 2013. *Geosystemy Spitsbergenu – podstawy wydzielen, zmiany krajobrazowe*. [w:] red. Z. Zwoliński, A. Kostrzewski, M. Pulina. Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 415-425.
- Lien V.S., Vikebø F.B., Skagseth Ø., 2013. *One mechanism contributing to co-variability of the Atlantic inflow branches to the Arctic*. Nature Communications, 4, Art. no. 1488: 1-6. doi: 10.1038/ncomms2505.
- Łupikasza E., 2007. *Opady atmosferyczne*. [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska: Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan zmiany i przyczyny. Wyd. Akademia Morska w Gdyni: 185-196.
- Łupikasza E., 2008. *Zależność występowania rodzaju opadów od temperatury powietrza w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-2007*. Problemy Klimatologii Polamej, 18: 99-112.
- Łupikasza E., 2009. *Zmiany intensywności opadów w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-2008*. Problemy Klimatologii Polamej, 19: 169-188.
- Łupikasza E., 2013. *Atmospheric precipitation*. [w:] red. A. Marsz & A. Styszyńska: Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard. Wyd. Akademii Morskiej w Gdyni: 199-211 .
- Marsz A.A., 2015. *Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) - zmienne sterujące w modelu „minimalistycznym” i ich wymowa klimatyczna*. Problemy Klimatologii Polamej, 25: 249-334.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2007. *Zmiany powierzchni lodów morskich i kształtowanie się temperatury powierzchni otaczających mórz*. [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska: Klimat rejonu Polskiej Stacji Polamej w Hornsundzie – stan, zmiany i przyczyny. Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni: 22-44.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009. *Kontrola oceaniczna procesów ocieplenia Arktyki - odmienny punkt spojrzenia na przyczyny zmian klimatu w Arktyce*. Problemy Klimatologii Polamej, 19: 7-39.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2013. *Changes in the sea ice area and the surface temperatures of surrounding seas*. [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska. Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard. Wyd. Akademii Morskiej w Gdyni: 28-55.
- Marsz A.A., Niedźwiedz T., Styszyńska A., 2013. *Współczesne zmiany klimatu Spitsbergenu jako podstawa wyznaczania zmian krajobrazowych*. [w:] red. Z. Zwoliński, A. Kostrzewski, M. Pulina. Dawne i współczesne geosystemy Spitsbergenu. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 391-413.
- Marsz A.A., Styszyńska A., Pękala K., Repelowska-Pękalowa J., 2014. *Influence of meteorological elements on changes in active-layer thickness in the Bellsund region, Svalbard*. Permafrost and Periglacial Processes, 24 (4): 304-312, DOI: 10.1002/ppp.1790.

- Miętus M. (red). *Roczniki Meteorologiczne Stacji Hornsund*. Wyd. IMGW, Oddział Morski w Gdyni, Gdynia: 61 s.
- Kolejno roczniki z lat: 1978/79, 1979/80, 1980/1981, 1982/83, 1983/84, 1984/85, 1985/86, 1986/87, 1987/88, 1988/89, 1989/1990, 1990/91, 1991/92, 1992/93, 1993/94, 1994/95, 1995/96, 1996/97, 1997/98, 1998/99, 1999/2000.
- Niedźwiedz T., 1992. *Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergenu*. Problemy Klimatologii Polarnej, 2: 77-84.
- Niedźwiedz T., 1997. *Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 7: 9-18.
- Niedźwiedz T., 2007. *Cyrkulacja atmosferyczna*. [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska: *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i przyczyny*. Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni: 45-63.
- Niedźwiedz T., 2013. *The Atmospheric Circulation*. [w:] red. A. Marsz i A. Styszyńska. *Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard*. Wyd. Akademii Morskiej w Gdyni: 57-74.
- Piechura J., Walczowski W., 2009. *Warming of the West Spitsbergen Current and sea ice north of Svalbard*. *Oceanologia*, 51 (2): 147-164.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004. *Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years*. *Journal of Climate*, 17 (23): 4485-4497.
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dimitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J., 2010. *Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap*. *Journal of Physical Oceanography*, 40: 2743-2756. DOI: 10.1175/2010JPO4339.1.
- Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Timokhov L.A., 2012. *Warming of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean in the 2000s*. *Journal of Climate*, 25 (23): 8362-8370. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00266.1>
- Schauer U., Loeng H., Rudels B., Ozhigin V.K., Dieck W., 2002. *Atlantic Water flow through the Barents and Kara Seas*. *Deep-Sea Research I*, 49: 2281–2298.
- Schweiger A.J., 2004. *Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations*. *Geophysical Research Letters*, 31: L2207. doi:10.1029/2004GL020067.
- Simmonds I., Burke C., Keay K., 2008. *Arctic Climate Change as Manifest in Cyclone Behavior*. *Journal of Climate*, 21 (22): 5777-5796. DOI: 10.1175/2008JCLI2366.1.
- Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J.E.O., Skagseth Ø., 2012. *Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes*. *Ocean Sciences*, 6: 219-234.
- 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: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1>.
- Styszyńska A., 2011. *Wpływ zmian temperatury wody powierzchniowej mórz Barentsa, Norweskiego i Grenlandzkiego na trend rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie*. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 21: 115-131.
- Styszyńska A., 2013. *The Winds*. [w:] red. A.Marsz i A.Styszyńska. *Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard*. Wyd. Akademii Morskiej w Gdyni: 81-99.
- Vavrus S., Holland M.M., Bailey D.A., 2011. *Changes in Arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss*. *Climate Dynamics*, 36: 1475-1489. doi:10.1007/s00382-010-0816-0.
- Walczowski W., Piechura J., 2007. *Pathways of the Greenland Sea warming*. *Geophysical Research Letters*, 34: L10608, 1-5. doi:10.1029/2007GL029974.
- Zakharov V.F., 1981. *L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*: 136 s.

- Zakharov V.F., 1987. *Morskie l'dy i klimat*. [w:] red. V.M. Kotlyakov i M.E. Grosvald, Vzaimodejstvie oledenenij s atmosferoj i okeanonom. Wyd. Nauka, Moskwa: 66-90.
- Zakharov V.F., Malinin V.N., 2000. *Morskie l'dy i klimat*. Gidrometeoizdat, Sankt Peterburg: 92 s.
- Ziaja W., 2002. *Changes of the landscape structure of Sørkappland*. [w:] red. W. Ziaja i S. Skiba, Sørkappland landscape structure and functioning (Spitsbergen, Svalbard), Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków; 18-50.
- Ziaja W., 2004. *Spitsbergen landscape under 20th century climate change: Sørkapp Land*. AMBIO, 33 (6): 295-299.
- Ziaja W., 2015. *Landscape–seascape dynamics in the isthmus between Sørkapp Land and the rest of Spitsbergen: Will a new big Arctic island form?* AMBIO, 44 (4): 332-342.

Wpłynęło: 21 czerwca 2016 r., poprawiono: 28 października 2016 r., zaakceptowano: 10 listopada 2016 r.

Summary

The work discusses relationship between total annual and quarterly precipitation in Hornsund and intensity of surface component of thermohaline circulation (THC) on the North Atlantic. Phase and intensity of THC describes index marked as DG_{3L} . Analysis shows that there are such dependencies, significantly extended in time. Relations between THC and total annual precipitation and sums of precipitation in second half of the year (July-December) are indirect dependencies. Together with increased heat supply with transport of Atlantic Water north to the Arctic, grow heat resources in waters of the Greenland and Barents seas. As a result, SST increases and decreases ice extent. Thereby increasing area of water free of ice cover and sea surface has a higher temperature. Both processes leads to an increase in intensity of heat flux and water vapor from ocean into atmosphere, causing an increase in air temperature (SAT). An increase in SAT leads to raise height of tropopause. As a result of a sequence of processes controlled by volatility of THC are generated favorable conditions for an increase of sum of precipitation during periods of reduced sea ice extent and strong convection into atmosphere (an increase in water content and thickness of clouds). These same processes explain an increase sum of liquid precipitation in annual precipitation structure in Hornsund and an occurrence of positive trend of sum of precipitation. Occurring delay (~ 6 years) reacting sum of precipitation in relation to course of indicator, that characterizes intensity variations of THC results from retarded, with respect to course of indicator DG_{3L} , transition of atmospheric circulation over the Arctic from anticyclonic circulation regime to cyclonic circulation regime. Increased frequency of cyclones occurrence over the Arctic, through an increase in frequency of falling out frontal precipitation also favors growth of sum of precipitation. More extended analysis indicates that variability of THC regulates, by an increase in air temperature, total precipitation and change in precipitation structure (solid / liquid) and processes of evolution of land geosystems.

Key words: North Atlantic, THC (Thermohaline Circulation), Spitsbergen, Hornsund, precipitation totals, sea-ice extent.