

WPŁYW ZMIAN TEMPERATURY POWIERZCHNI OCEANU NA MORZU NORWESKIM NA TEMPERATURĘ POWIETRZA NA SVALBARDZIE I JAN MAYEN (1982 – 2002)

Grzegorz Kruszewski, Andrzej A. Marsz, Sławomir Zblewski

Akademia Morska w Gdyni, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
krucha@am.gdynia.pl, aamarsz@am.gdynia.pl, zblewski@am.gdynia.pl

1. Wprowadzenie

Wielu badaczy wykazało występowanie przesuniętych w czasie związków między temperaturą powierzchni oceanu¹ a temperaturą powietrza na oddalonych obszarach. Do najbardziej znanych prac poświęconych tej problematyce należy praca Ratcliffe'a i Murraya (1970), którzy wykazali wyraźne związki między wrześniową temperaturą powierzchni oceanu (dalej TPO) w rejonie położonym na SE od Nowej Fundlandii a ciśnieniem atmosferycznym i temperaturą powietrza w okresie nadchodzącej zimy nad Szkocją, Półwyspem Skandynawskim i Islandią. Lamb (1972) opisuje związki między rozkładem letnich anomalii TPO na Północnym Atlantyku a temperaturą zimy w Europie Środkowej. Czynnikiem przenoszącym wpływ temperatury powierzchni oceanu na temperaturę powietrza jest tutaj cyrkulacja atmosferyczna, która pod wpływem określonego zasobu ciepła w oceanie ulega odpowiedniej modyfikacji, powodując zmiany kierunków adwekcji mas powietrza nad danym, oddalonym obszarem.

Marsz (1999) analizując związki między temperaturą powierzchni oceanu na wybranych akwenach Północnego Atlantyku a miesięczną i roczną temperaturą powietrza na stacjach Jan Mayen i Svalbard-Lufthavn wykazał, że istnieją stosunkowo ściśle związki między zmiennością TPO na niektórych akwenach Północnego Atlantyku a temperaturą powietrza na wymienionych stacjach. Według Marsza (1999) związki te mają charakter asynchroniczny; zmiany TPO wyprzedzają o kilka miesięcy następujące zmiany temperatury miesięcznej powietrza. Niektóre z wykrytych związków są

¹ Temperatura powierzchni oceanu (dalej skrót TPO; angielskojęzyczne określenie: Sea Surface Temperature - akronim SST) – temperatura powierzchniowej warstwy wód morskich o miąższości metra – pierwszych kilku metrów od powierzchni. Od listopada 1981 istnieją homogeniczne ciągi średnich miesięcznych wartości TPO dla całej powierzchni Oceanu Światowego do granicy lodów morskich o zwarości 1/10. Pomiary TPO prowadzone są przez satelity wyposażone w wysokorozdzielcze radiometry (AVHRR), następnie kalibrowane przez pomiary temperatury wody wykonywane na autonomicznych bojach oceanograficznych i przez pomiary okrętowe.

na tyle silne, że zdaniem tego autora, można traktować je jako związki prognostyczne. Powstaje problem, czy temperatura powietrza w Atlantyckiej Arktyce wykazuje również związki z TPO znacznie bliżej niej położonych akwenów – jeśli tak, to jak silne są te związki.

Celem przedstawionej pracy jest próba wykrycia związków między TPO na Morzu Norweskim a temperaturą powietrza na niektórych stacjach Atlantyckiej Arktyki. Akwen Morza Norweskiego, położony stosunkowo blisko Atlantyckiej Arktyki, stanowi obszar tranzytowy, przez który ciepłe i silnie zasolone wody atlantyckie wnikają bezpośrednio do mórz arktycznych – Grenlandzkiego, Barentsa i Karskiego. Główną strukturą hydrologiczną transportującą wody atlantyckie przez Morze Norweskie jest Prąd Norweski. Dzięki funkcjonowaniu Prądu Norweskiego zasoby ciepła w wodach Morza Norweskiego są bardzo duże.

Napływ ciepłych wód atlantyckich do Morza Norweskiego, prowadzonych przez Prąd Norweski i jego odgałęzienia dalej do mórz Grenlandzkiego i Barentsa wyraźnie oddziałuje na bezpośrednie kształtowanie się termiki powietrza w tym obszarze, nazywanym często Atlantyckim Sektorem Arktyki. Powszechnie znanym rezultatem tych oddziaływań jest występowanie silnych dodatnich anomalii temperatury powietrza nad obszarem wybrzeży Półwyspu Skandynawskiego, Islandii czy Spitsbergenu oraz najdalej na północ w skali półkuli północnej przesunięty zasięg lodów morskich.

Do niedawna dość powszechnie przyjmowano hipotezę, że o temperaturze wód wpływających do Atlantyckiej Arktyki decyduje w znacznej mierze struktura termiczna Prądu Północnoatlantyckiego². Nowsze badania wskazują jednak na brak bezpośrednich istotnych zależności tego typu, zwłaszcza między TPO na południe od Bramy Farero-Szetlandzkiej a temperaturą wody w głównym nurcie Prądu Norweskiego (Furevik 2000). Anomalie TPO są w głównej mierze generowane przez procesy atmosferyczne na obszarze południowej części Morza Norweskiego, przez które przepływa południowa część Prądu Norweskiego i wykazują wyraźne powiązanie z fazą NAO. W czasie dodatniej fazy NAO nad południową część Morza Norweskiego napływają masy powietrza z S-SW o temperaturze wyższej od temperatury wody, co zmniejsza pobór ciepła z wód i tworzą się dodatnie anomalie TPO. W czasie ujemnej fazy NAO nad te akweny napływa powietrze chłodniejsze od wody, pobór ciepła z wód gwałtownie rośnie i tworzą się anomalie ujemne. Anomalie te następnie przemieszczają się z Prądem Norweskim dalej na NE – w kierunku Mórz Barentsa i Grenlandzkiego.

Od struktury termicznej wód atlantyckich wnoszonych do Morza Norweskiego przez Prąd Północnoatlantycki uzależnione są natomiast zasoby ciepła w głębszych warstwach (do 400-800 m) wód południowych części Morza Norweskiego. Wody te, niesione są przez Prąd Norweski znacznie wolniej niż wody na powierzchni. Dopiero w czasie drogi na północ, w wyniku zachodzących procesów konwekcji, stopniowo mogą wpływać na temperaturę wód powierzchniowych i przekazywać ciepło do atmosfery.

Badania oceanograficzne prowadzone w Atlantyckim Sektorem Arktyki w ostatnich latach wskazują na zwiększanie się napływu wód atlantyckich do wschodniej części Morza Norweskiego i Morza Barentsa (Midttun 1990, Zhang i in. 1998, Mork i Blindheim 2000, Furevik 2001, Marsz 2000). Autorzy ci mechanizm ocieplania się tego rejonu Arktyki widzą przede wszystkim w funkcji zwiększonego transportu ciepła, który jest wynikiem większej ilości wpływającej ciepłej wody atlantyckiej. Oszacowanie ilości ciepła niesionego przez prądy morskie bez szczegółowych badań jest trudne, a nawet

² Prąd Norweski bierze swój początek w Bramie Farero-Szetlandzkiej (cieśnina między Szetlandami a Wyspami Owczymi), przez którą, głębokowodnym kanałem, przepływają na NE wody atlantyckie transportowane przez Prąd Północnoatlantycki.

przy zastosowaniu nowoczesnych boi głębinowych i prądografów szacunki te obarczone są dużymi błędami (Orvik i in. 2001).

Dostępne dane odnośnie temperatury wody ograniczają się w znacznej mierze do temperatury powierzchni oceanu, liczba danych z profili obejmujących głębsze warstwy wód jest ograniczona. Wartość TPO dość dobrze odtwarza zmienność zasobów ciepła w większej objętości wód podczas miesięcy zimowych (Midttun 1990, Furevik 2000). Przydatność danych o TPO dla charakterystyki zasobów ciepła w głębszych, podpowierzchniowych warstwach wody z innych niż zimowe miesiące jest ograniczona. Temperatura powierzchni oceanu, zwłaszcza w okresie letnim, kształtuje się głównie pod wpływem warunków solarnych (zachmurzenie – dopływ promieniowania) i anemometryczno-cyrkulacyjnych (zmienność poboru ciepła z wód) i jest parametrem dość czułym na ich zmiany, czego nie obserwuje się (w krótkich okresach czasu) w miesiącach zimowych. Stąd TPO miesięcy zimowych może służyć jako wskaźnik stanu termicznego górnych warstw oceanu, do głębokości co najmniej kilkudziesięciu metrów. Wpływa to w sposób zdecydowany na skalę przestrzenną związków TPO z temperaturą powietrza. Według Rigora i in. (2000) wyraźne korelacje pomiędzy temperaturą powietrza w Arktyce występują zimą na dystansach do 1000 km, podczas gdy latem na ponad połowę mniejszych. Ponadto dodatkowo trendy zmian temperatury powietrza w rejonie Svalbardu według cytowanego autora występują zimą i wiosną, co można by tłumaczyć napływem coraz cieplejszych (mniej wychłodzonych po drodze) wód. Zmienność kierunków cyrkulacji atmosferycznej powiązana z NAO decyduje o tym, że pozytywnej fazie NAO towarzyszy zazwyczaj wykształcenie się dodatnich anomalii TPO na Prądzie Norweskim i ujemnych w zachodniej części Morza Grenlandzkiego. Według Furevika (2001) temperatura powietrza w Tromsø i na Bjornoy wykazuje istotne korelacje dodatnie z zimowym indeksem NAO Hurrella na poziomach 0.6 i 0.57, przy opóźnieniach 10 i 19 miesięcy, odpowiednio (dla danych z lat 1980-1996). Podobnie zachowują się anomalie TPO na południkowym profilu Bjornoya – Fugloya (74°N, 019°E do 70.5°N, 020°E), korelujące z zimowym indeksem NAO na poziomie 0.58 z opóźnieniem 9 miesięcy.

2. Materiały i metody badawcze

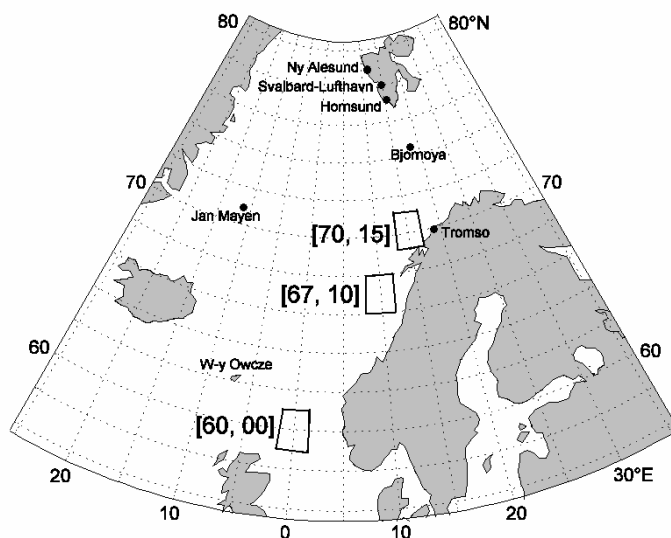
Analizie poddano miesięczne wartości TPO uśrednione dla wybranych pól (gridów) o rozdzielczości 2 x 2°, leżących wzdłuż nurtu Prądu Norweskiego. Wykorzystany ciąg danych pochodzi ze zbioru Reynoldsa³ (Reynolds i Smith 1994). Oryginalny zbiór zawiera miesięczne wartości TPO dla gridów o rozdzielczości 1 x 1° i obejmuje dane z lat 1982-2002. Dla celów tej pracy wartości SST uśredniano z 4 sąsiadujących gridów. Uśrednienie wartości TPO dla pola 2 x 2° pozwala na częściową eliminację wpływu szumów generowanych przez drobnoskalowe procesy hydrologiczne – na przykład przesunięcie głównego nurtu Prądu Norweskiego czy też termicznych efektów tworzenia się zamkniętych wirów prądowych, które w polu 1 x 1° mogą dać duże zmiany miesięcznej wartości TPO, nie mając jednocześnie istotniejszego znaczenia klimatologicznego. Wobec krótkiego ciągu TPO (21 lat) i niejasnej jakości publikowanych wartości klimatycznych TPO dla tego akwenu, w pracy posługiwano się nie anomaliami TPO lecz miesięcznymi temperaturami powierzchni oceanu.

Miesięczne wartości temperatury powietrza ze stacji Bjornoya, Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund i Jan Mayen pochodzą z Monthly Climatic Data for the World. Dodatkowo wykorzystano dane ze stacji

³ Reynolds SST data provided by the NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA.

Tromsø. Dane ze stacji Hornsund uzyskano z Roczników Meteorologicznych, opracowanych przez Pracownię Badań Polarnych i Morskich Gdynskiego Oddziału IMGW i Zakład Badań Polarnych i Morskich Instytutu Geofizyki PAN.

Pierwszym etapem badań było przeprowadzenie korelacji wzajemnych między TPO w wybranych do analizy 7 gridach, układających się wzdłuż nurtu Prądu Norweskiego (od 60°N, 00° do 70°N, 015°E). Między przebiegami TPO w sąsiadujących gridach występowały silne i istotne statystycznie korelacje, zarówno synchroniczne, jak i asynchroniczne. Oznacza to, że wartość informacyjna niektórych z nich jest niska i wystarczająco dokładne rezultaty uzyska się z mniejszej liczby gridów. Do dalszych analiz wybrano 3 gridy (rys. 1), których szeregi TPO wykazywały najłabsze korelacje synchroniczne. Gridami tymi były: [60,00], [67,10] i [70,15]⁴.



Rys. 1. Położenie gridów kontrolnych i stacji meteorologicznych uwzględnionych w analizie

Fig. 1. Location of 'controls grid' and weather stations analysed in this study

Drugim etapem analizy było określenie związków korelacyjnych (współczynniki korelacji liniowej) między szeregami TPO w wybranych gridach a szeregami temperatury powietrza na danych stacjach. Analizę korelacyjną przeprowadzono jako synchroniczną (TPO i temperatura powietrza z tego samego miesiąca) oraz asynchroniczną (TPO z danego roku – temperatura powietrza z następnym miesiącem tego roku, TPO z danego roku – temperatura powietrza z miesiącem roku następnego). Analizie korelacji z temperaturą powietrza poddawano wartości miesięczne TPO jak i średnią TPO z czterech miesięcy zimowych (styczeń, luty, marzec, kwiecień) oraz średnią z dwu miesięcy letnich

⁴ Notacja gridu określa współrzędne geograficzne jego centrum: dwie pierwsze cyfry określają szerokość geograficzną północną, dwie drugie (po przecinku) długość geograficzną wschodnią. W ten sposób oznaczenie [70,15] informuje, że centrum gridu ma współrzędne 70°N, 015°E, a powierzchnia gridu jest zawarta między 69 a 71°N i 14 a 16°E (gridy 2 x 2°).

(lipiec – sierpień). Przyjęcie do analizy średniej TPO z okresu zimowego uzasadnia wzmiankowany już wcześniej fakt, że charakteryzuje ona zasób ciepła głębszej, podpowierzchniowej warstwy wód. Jednocześnie gwarantowało to, że uchwyci się wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza minimalnej temperatury powierzchni oceanu, która może lokalnie wystąpić w jednym z tych miesięcy (najczęściej w lutym lub marcu), jednocześnie uwzględniając zmienność momentu wystąpienia minimum z roku na rok. Przeprowadzone analizy wykazały, że związki tak obliczonej średniej TPO miesięcy zimowych z miesięcznymi wartościami temperatury powietrza są bardziej wyraźne niż związki z wartościami TPO poszczególnych miesięcy, w związku z czym w tej pracy skoncentrowano się głównie na przedstawieniu tych właśnie związków.

3. Wyniki

Korelacje synchroniczne

Badania Furevika (2000) przy zastosowaniu metody EOF (empirical orthogonal functions) dowiodły, że zimowe anomalie TPO z rejonu północnej Szkocji w rejon północnej Norwegii „wędrują” od sześciu do jedenastu miesięcy. Podobne rezultaty otrzymano dokonując korelacji miesięcznych wartości TPO między skrajnymi gridami [60,00] i [70,15]. Wartości współczynników korelacji zestawiono w tabeli 1. Jak widać w tabeli 1 najwyższe współczynniki korelacji liniowej na poziomie przekraczającym próg istotności statystycznej $p < 0.05$ notowane są pomiędzy TPO w gridzie [60,00] w okresie od stycznia do maja a TPO z okresu od czerwca do listopada w gridzie [70,15]. Potwierdza to stwierdzenia Fuervika (2000) co do skali czasowo-przestrzennej przemieszczania się anomalii temperatury wody.

Tabela 1 – Table 1

Wartości współczynników korelacji liniowej pomiędzy miesięcznymi TPO w gridach 60°N, 00° i 70°N, 15°E.

Wartości wydrukowane pogrubioną czcionką są istotne na poziomie $p < 0.05$,

wartości dodatkowo oznaczone * są istotne na poziomie $p < 0.001$. Lata 1982-2002 (n = 21)

The values of coefficients of linear correlation between monthly SST in grids 60°N, 00° E and 70°N, 15°E.

The significance of values printed in bold is $p < 0.05$, those additionally marked with * – $p < 0.001$.

Years 1982-2002 (n = 21)

[60,00]	[70,15]											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	0.46	0.45	0.23	0.46	0.04	0.44	0.65*	0.53	0.58	0.52	0.42	-0.25
II		0.35	0.09	0.60	0.28	0.53	0.74*	0.69*	0.67*	0.56	0.46	-0.12
III			0.23	0.61	0.28	0.51	0.72*	0.63	0.61	0.61	0.54	0.08
IV				0.53	0.37	0.52	0.66*	0.62	0.60	0.48	0.53	0.17
V					0.33	0.34	0.59	0.49	0.60	0.64	0.60	0.22
VI						0.36	0.31	0.23	0.29	0.30	-0.00	-0.11
VII							0.07	-0.12	0.04	0.03	-0.29	-0.15
VIII								0.04	0.11	0.11	-0.27	-0.01
IX									0.23	0.14	-0.12	-0.13
X										0.44	0.21	-0.05
XI											0.38	0.16
XII												0.13

Najsilniejsze związki występują pomiędzy TPO w lutym i marcu na 60°N, 00° a TPO w lipcu w rejonie Tromso (grid [70,15]); współczynniki korelacji wynoszą odpowiednio 0.74 i 0.72. Jednak i w następnych miesiącach (sierpień, wrzesień) związki między TPO w gridzie na wysokości Tromso a TPO z lutego w gridzie [60,00] są bardzo silne (patrz tab. 1) Można to interpretować, że zarejestrowane w wodach zimowe anomalie TPO odbywają drogę z Prądem Norweskim z szerokości 60°N do szerokości Tromso (70°N; odległość około 710 Mm, czyli 1315 km) przeciętnie w czasie 6 (± 1) miesięcy. Jest to prędkość znacznie mniejsza od prędkości Prądu Norweskiego na powierzchni (2.5 - 4 razy wolniej).

Analiza związków miesięcznej temperatury powietrza z miesięcznymi wartościami TPO z tego samego roku pozwala na wysnucie wniosków dwojakiej natury. Po pierwsze, obserwuje się synchroniczne (ten sam miesiąc, ewentualnie z przesunięciem jednego miesiąca) występowanie związków między temperaturą powietrza na danej stacji a TPO na akwenu położonym w bliskości tej stacji. Związki te są szczególnie silne w okresie cieplej pory roku (i dnia polarnego). Jako przykład może posłużyć rozkład współczynników korelacji między TPO w gridzie [70,15] a temperaturą powietrza w Tromso.

Tabela 2 zawiera współczynniki korelacji liniowej pomiędzy TPO na akwenu położonym na zachód od Tromso a temperaturą miesięczną na tej stacji. Najwyższe wartości współczynnika korelacji występują dla całego roku synchronicznie, z ewentualnym przesunięciem o miesiąc maksimum siły związku między temperaturą powietrza a temperaturą wody. Taki rozkład nie powinien dziwić – oddaje on roczny cykl zmian temperatury wody i powietrza, który jest praktycznie taki sam, z nieznacznym opóźnieniem osiągnięcia maksymalnej TPO w stosunku do temperatury powietrza (TP).

Tabela 2 – Table 2

Współczynniki korelacji liniowej pomiędzy miesięcznymi wartościami TPO w gridzie [70,15] (akwen na W od Tromso) a miesięczną temperaturą powietrza w Tromso (1982-2002; n = 21).

Pogrubioną czcionką oznaczono współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$,

* – współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.001$

The values of coefficients of linear correlation between monthly SST in [70,15] grid (sea area W of Tromso) and monthly air temperature in Tromso (1982-2002; n = 21). The significance of values printed in bold is $p < 0.05$, those additionally marked with * – $p < 0.001$

[70,15]	Tromso											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	0.43	0.09	-0.27	0.14	-0.18	0.27	0.01	0.02	0.11	0.07	-0.03	0.33
II	0.44	0.51	0.01	0.28	0.04	0.27	0.08	0.01	0.31	-0.24	-0.15	0.50
III	0.27	0.26	0.13	-0.21	-0.36	-0.05	0.30	0.06	-0.02	-0.09	0.07	0.37
IV	0.54	0.60	0.27	0.62	0.05	0.25	0.14	0.54	0.10	-0.29	0.02	0.37
V	0.28	0.60	0.45	0.68*	0.45	0.02	-0.06	0.10	0.04	-0.29	0.17	0.02
VI	0.41	0.40	0.15	0.52	0.42	0.78*	-0.07	0.25	0.31	-0.35	-0.16	0.25
VII	0.24	0.05	-0.12	-0.01	-0.20	0.43	0.77*	0.59	0.25	-0.25	-0.11	0.13
VIII	0.21	0.10	-0.01	0.08	-0.25	0.28	0.72*	0.80*	0.02	-0.24	0.03	0.19
IX	0.19	0.12	-0.20	0.01	-0.25	0.44	0.56	0.63	0.48	-0.22	-0.10	0.34
X	0.29	0.10	-0.31	-0.11	-0.26	0.40	0.27	0.37	0.60	0.16	0.11	0.36
XI	0.09	0.04	-0.09	0.10	-0.18	0.15	0.08	0.14	0.40	0.45	0.51	0.04
XII	0.06	0.44	0.18	0.15	0.32	0.09	-0.25	-0.19	0.18	-0.07	0.51	0.36

W latach, które w okresie dnia polarnego charakteryzują się zmniejszonym zachmurzeniem, zarówno temperatura powietrza, jak i temperatura wody wzrastają ponad przeciętną ich wartość w wyniku zwiększonego dopływu promieniowania słonecznego. Duża stabilność hydrodynamiczna, jaka pojawia się w przypadku silnego nagrzania powierzchniowej warstwy wód czyni, że związki między temperaturą powietrza a temperaturą wody stają się szczególnie silne (TPO & TP w czerwcu $r = 0.78$, w lipcu $r = 0.77$, w sierpniu $r = 0.80$). Jednocześnie duża pojemność cieplna wód powoduje, że wzrosty temperatury wody utrzymują się dłużej, stąd występowanie wysokich współczynników korelacji między „wcześniejszą” temperaturą powietrza a „opóźnioną” TPO. W latach, w których w okresie zimowym zaznacza się wzrost częstotliwości adwekcji chłodnego powietrza, następuje spadek zarówno temperatury powietrza, jak i TPO. Odwrotnie, wzrost częstości adwekcji cieplejszego powietrza powoduje, że straty ciepła z wody zostają ograniczone (mniejszy od przeciętnej spadek TPO), a TP również staje się wyższa od przeciętnej. W chłodnych okresach roku związki między TPO a temperaturą powietrza nie są specjalnie silne (r około $0.4 - 0.5$), co wynika z uruchomienia przez napływ powietrza chłodniejszego od wody nad jej powierzchnię intensywnych procesów konwekcji. Wszystkie te procesy powodują, że znaki współczynników korelacji między TPO i TP są dodatnie.

Ponieważ czynniki kształtujące synchronicznie zmiany temperatury powietrza i TPO mają charakter wielkoskalowy (skala procesów synoptycznych), podobne związki wykryto i dla pozostałych analizowanych stacji. Siła związków jednak słabnie wraz ze wzrostem odległości stacji od danego akwenu. Synchroniczne związki między TPO na Morzu Norweskim a temperaturą powietrza w innych niż lato porach roku na stacjach leżących na Spitsbergenie, Jan Mayen i Bjornoy są słabe i na ogół nieistotne statystycznie.

Tabela 3 – Table 3

Związki miesięcznej temperatury powietrza w Tromso z TPO w gridzie [60,00]; (1982-2002; $n = 21$).

Pogrubioną czcionką oznaczono współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$

Correlations between monthly air temperature in Tromso with SST in [60,00] grid; (1982-2002; $n = 21$).

The significance of values printed in bold is $p < 0.05$.

[60,00]	Tromso											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	0.47	-0.14	-0.36	0.09	-0.21	0.55	0.26	0.30	0.53	0.06	-0.11	0.01
II		0.05	-0.08	0.21	-0.07	0.54	0.36	0.56	0.54	-0.13	-0.12	0.06
III			-0.01	0.18	-0.07	0.53	0.32	0.55	0.47	-0.08	-0.01	0.19
IV				0.37	-0.04	0.42	0.25	0.53	0.41	-0.07	0.12	0.15
V					0.10	0.23	0.33	0.30	0.47	0.05	0.11	0.13
VI						0.21	0.18	0.27	0.24	-0.49	-0.47	0.07
VII							0.10	-0.01	0.09	-0.34	-0.37	0.04
VIII								0.17	0.07	-0.25	-0.30	0.32
IX									0.28	-0.13	-0.28	0.15
X										0.01	-0.06	-0.02
XI											0.35	-0.01
XII												0.24

Wyraźniejsze związki temperatury powietrza na stacjach w Atlantyckiej Arktyce z temperaturą wody na Morzu Norweskim wykrywa się dla miesięcy letnich. Jeśli do analizy przyjmie się uśrednioną wartość TPO z lipca i sierpnia w danym gridzie (maksymalne temperatury wody), to pojawiają się związki przekraczające próg istotności statystycznej najczęściej z temperaturą powietrza w sierpniu (r od 0.55 do 0.50).

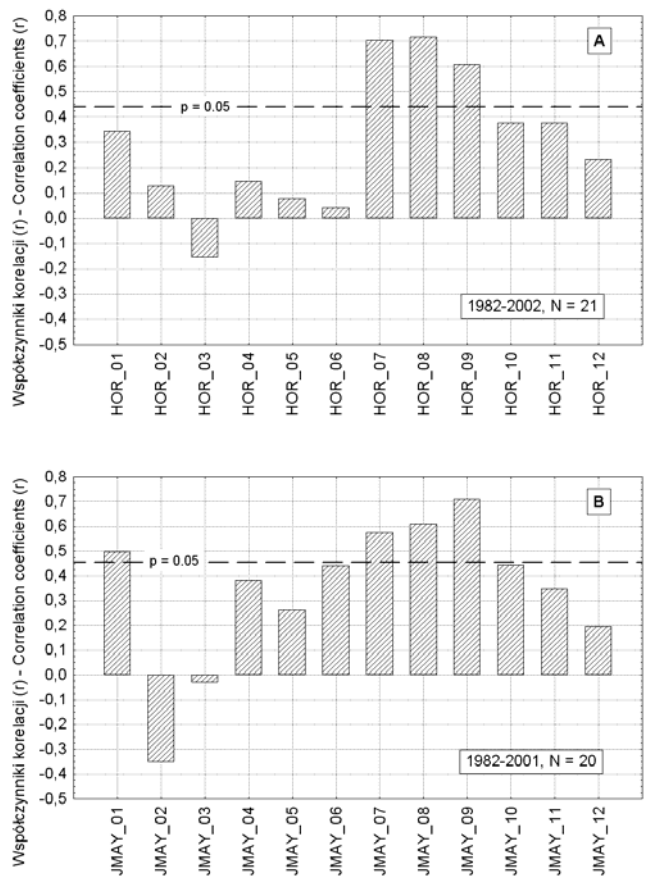
Drugi rodzaj wniosków dotyczący związków między temperaturą powietrza a TPO w tym samym roku sprowadza się do stwierdzenia występowania „opóźnionego” wpływu TPO na temperaturę powietrza. „Wędrówka” anomalii TPO wraz z Prądem Norweskim znajduje odbicie w kształtowaniu temperatury powietrza na stacjach położonych w większej odległości od danego akwenu, na którym powstała anomalia, lecz położonych w pobliżu akwenów, przez które przepływa Prąd Norweski. Jako przykład takiego rodzaju związków może posłużyć temperatura powietrza w Tromso (patrz tabela 3). Na tle chaotycznie kształtujących się współczynników korelacji, o na ogół niskich wartościach, rysuje się „blok” podwyższonych wartości o dodatnich znakach, wskazujący na występowanie korelacji istotnych statystycznie na poziomie $p < 0.05$ między TPO w gridzie [60,00] z miesięcy zimowych (styczeń, luty, marzec, kwiecień) a temperaturą powietrza w Tromso w miesiącach letnich (czerwcu, sierpniu i wrześniu). Okres opóźnienia odpowiada określonej wcześniej prędkości przemieszczania się anomalii TPO z Prądem Norweskim (6 ± 1 miesięcy). Oznacza to, że w przypadku występowania niższych temperatur wody w rejonie Bramy Farero-Szetlandzkiej w okresie zimowym, temperatura powietrza na stacji w Tromso w okresie letnim wykaże słabą obniżkę, w przypadku występowania wyższych temperatur – odpowiedni wzrost. Brak podobnie silnych związków w najcieplejszym miesiącu – lipcu, może być interpretowane jako efekt maskowania związków między TPO a temperaturą powietrza przez działanie dominującego w tym czasie czynnika solarnego.

Korelacje asynchroniczne występujące w tym samym roku

Przeprowadzona analiza związków między temperaturą powietrza na stacjach leżących w wyższych szerokościach geograficznych i w większym oddaleniu od Prądu Norweskiego (Jan Mayen, Bjornoya, Hornsund, Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund) wykazała również występowanie wyraźnych i silnych związków między uśrednionymi zimowymi TPO w gridach [60,00], [67,10] i [70,15] a temperaturą powietrza miesięcy letnich – najczęściej lipca, sierpnia i września. Powtarzające się dla tych miesięcy wysokie współczynniki korelacji tworzą wyraźne skupisko, co wyklucza przypadkowość związku. Najsilniejsze korelacje z temperaturą powietrza na wymienionych stacjach wykazuje grid [67,10], którego zimowa temperatura stanowi niejako „średnią” temperaturę Morza Norweskiego, najślabsze – wysunięty najdalej na północ i wschód, ale jednocześnie leżący najbliżej omawianych stacji grid [70,15]. Miesiącem, w którym związki temperatury powietrza z wcześniej występującymi wartościami zimowych TPO stają się najsilniejsze jest sierpień. Wartości współczynników korelacji między zimowymi wartościami TPO w gridach [67,10] i [60,00] zestawiono w tabeli 4. Korelogramy z przykładowymi rozkładami współczynników korelacji między zimową TPO a miesięczną temperaturą powietrza przedstawia rysunek 2.

Podobne silne związki temperatury powietrza w sierpniu i wrześniu z zimową TPO w gridzie [67,10] występują przypuszczalnie również na Hopen ($r = 0.89$), stacjach Ziemi Franciszka Józefa (Ostrov Rudolfa (0.72), Ostrowie Vikoriya (0.74), GGO im. Krenkela (0.60), co oznacza, że zasięg tych zależności sięga również znacznie dalej na wschód. Na temat tych ostatnich stacji nie można

jednak wypowiadać się bardziej kategoriycznie, gdyż szeregi temperatury powietrza użyte do rachunku korelacyjnego były bardzo krótkie (9-11. letnie).



Rys. 2. Rozkład współczynników korelacji między wartościami zimowych TPO w gridzie [67,10] a miesięcznymi wartościami temperatury powietrza w tym samym roku: A - w Hornsundzie, B - na Jan Mayen

Fig. 2. The distribution of correlation coefficients between the values of winter SST in [67,10] grid and the values of monthly air temperature in the same year: A – at Hornsund, B – at Jan Mayen

Wykrytych tu i przedstawionych w tabeli 4 związków nie można interpretować jako efektu rozprzestrzeniania się anomalii temperatury wody powierzchniowej wraz z Prądem Norweskim, tak jak interpretowano związki temperatury powietrza w okresie letnim w Tromsø. Nie jest to możliwe choćby ze względu na odległości, jakie do pokonania mają wody aby dojść do omawianych stacji. Opóźnienie, w przypadku takich stacji jak Hornsund, Longyearbyen czy Ny Alesund, które znajdują się w oddziaływaniu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, stanowiącego odgałęzienie Prądu Norweskiego powinno wynosić około 1.3-1.7 roku, nie zaś 4 do 7 miesięcy. Wody niesione przez Prąd Norweski i jego odgałęzienia nie dochodzą wcale do rejonu Jan Mayen, gdzie letni związek

temperatury powietrza z zimowymi TPO na Morzu Norweskim jest silny i wyjątkowo rozciągnięty w czasie; stacja leży po zachodniej stronie wyspy i znajduje się w oddziaływaniu termicznym odnog Prądu Wschodniogrenlandzkiego.

Tabela 4 – Table 4

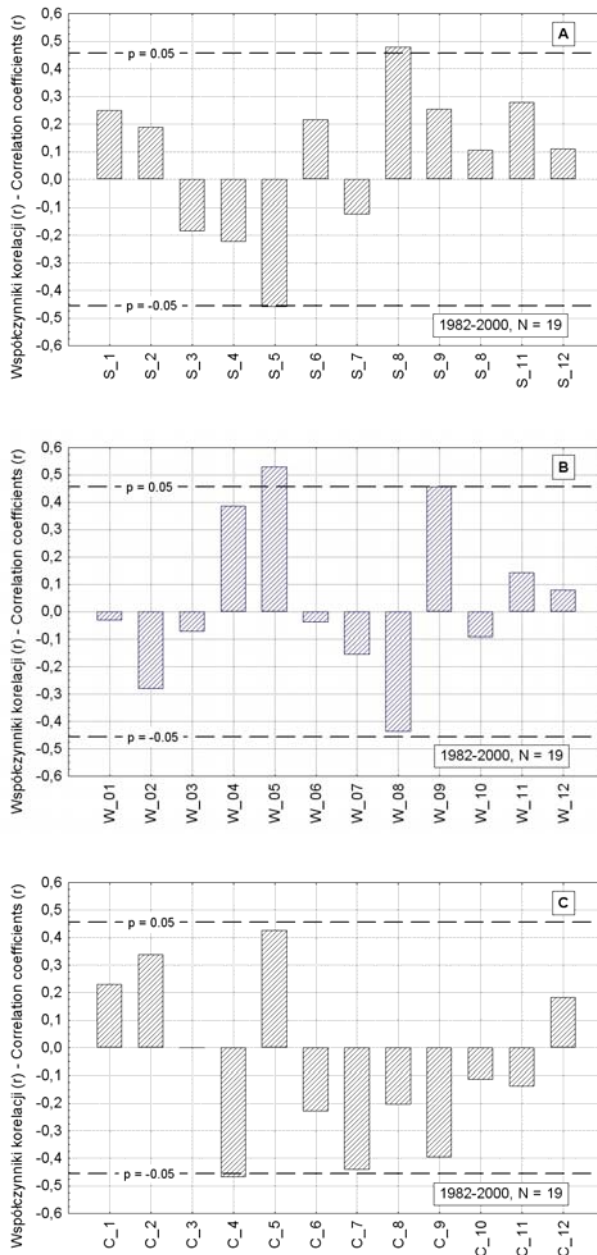
Związki temperatury powietrza miesięcy cieplej pory roku na stacjach Atlantyckiej Arktyki z zimowymi wartościami TPO w gridzie [67,10]. Podane wartości współczynników korelacji, wykazujących istotność na poziomie $p < 0.05$. Wartości współczynników korelacji nie przekraczające progu istotności na tym poziomie pominięto. N - liczność korelowanych par

Correlations between air temperature from months in warm season at the Atlantic stations of Arctica and winter values of SST in [67,10] grid. The given values of correlation coefficients are statistically significant with $p < 0.05$. The values of correlation coefficients which do not exceed this level of significance have been neglected. N – number of correlated pairs

Stacja Station	N	Grid [67,10]				Grid [60,00]		
		VII	VIII	IX	X	VII	VIII	IX
Jan Mayen	20	0.57	0.61	0.71	0.45	0.56	0.73	0.72
Bjornoya	20	0.55	0.75	0.66			0.50	0.65
Hornsund	21	0.70	0.72	0.61		0.62	0.60	0.52
Svalbard-Lufthavn	20	0.48	0.68	0.65			0.60	0.53
Ny Alesund	19		0.42	0.66				0.55

Taki przestrzenny obraz zależności sugeruje, że w mechanizmie związku późno-lętnej (sierpień, wrzesień) temperatury powietrza na Jan Mayen, Spitsbergenie i Bjornoy (a może i dalej ku wschodowi) z zimowymi TPO na Morzu Norweskim współuczestniczy cyrkulacja atmosferyczna. Pod wpływem stanu termicznego Morza Norweskiego (cieplejsze lub chłodniejsze wody) może dochodzić do modyfikacji charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Dla weryfikacji tej tezy przeprowadzono analizę związków między szeregami zimowych wartości TPO w gridzie [67,10] a szeregami wskaźników cyrkulacji dla rejonu Spitsbergenu, opracowanymi przez Niedźwiedzia (1992). Dane z lat 1982-2000 zaczerpnięto z kalendarza miesięcznych typów cyrkulacji nad Spitsbergenem opublikowanego przez tego badacza (Niedźwiedź 2001).

Wyniki analizy są na tyle ciekawe, że przedstawia się korelogramy związków między zimowymi wartościami TPO w gridzie [67,10] a miesięcznymi wartościami wskaźników cyrkulacji S, W i C Niedźwiedzia (rys. 3). Okazuje się, że zimowe TPO na Morzu Norweskim korelują niezbyt silnie dodatnio (ale przekraczając próg istotności $p < 0.05$) ze wskaźnikiem S w sierpniu. Wskaźnik S jest miarą cyrkulacji południkowej, dodatnia wartość tego wskaźnika wskazuje występowanie przewagi adwekcji z południa nad rejonem Spitsbergenu. Analizy przeprowadzane przez Niedźwiedzia (1997, 2001, 2003) wykazały, że wzrostowi częstości występowania cyrkulacji z sektora południowego odpowiada wzrost temperatury powietrza w rejonie Spitsbergenu. Tak więc dodatnie skorelowanie TPO z okresu styczeń-kwiecień ze wskaźnikiem S z sierpnia zdaje się wskazywać na cyrkulacyjne uwarunkowanie wzrostu temperatury powietrza na analizowanych stacjach w sierpniu. Zmienność zimowych wartości TPO w gridzie [67,10] objaśnia około 18% wariancji wskaźnika S w sierpniu.



Rys. 3. Rozkład współczynników korelacji między wartościami zimowych TPO w gridzie [67, 10] a miesięcznymi wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej Niedźwiedzia (1992, 1997). A - wartości współczynników korelacji ze wskaźnikiem S (cyrkulacji południkowej), B - wartości współczynników korelacji ze wskaźnikiem W (cyrkulacji strefowej), C - wartości współczynników korelacji ze wskaźnikiem C (cykloniczności)

The distribution of correlation coefficients between the values of winter SST in [67, 10] grid and Niedźwiedź monthly indexes of air circulation (1992, 1997). A – the values of correlation coefficients with S index (meridional circulation), B - the values of correlation coefficients with W index (zonal westerly circulation), C - the values of correlation coefficients with C index (cyclonicity)

Jednocześnie, wraz ze spadkiem zimowych wartości TPO w gridzie [67,10] rysuje się podwyższona ($r = -0.43$), choć nie przekraczająca progu istotności statystycznej, ujemna korelacja ze wskaźnikiem W Niedźwiedzia w sierpniu. Korelacja wskaźnika W z zimowymi wartościami TPO w gridzie [60,00] jest już istotna ($r = -0.49$, $p < 0.032$). Wskaźnik W jest wskaźnikiem cyrkulacji strefowej; jego dodatnia wartość wskazuje na przewagę adwekcji z zachodu, ujemna – ze wschodu. Oznacza to, że wraz ze wzrostem zimowej temperatury wód na Morzu Norweskim, w sierpniu nad Spitsbergenem nieznacznie rośnie również częstość adwekcji powietrza z sektora wschodniego. Ten kierunek adwekcji nie wywiera większego wpływu na temperaturę powietrza (Niedźwiedź 2003).

Pełniejsza analiza rozkładu współczynników korelacji wskaźników cyrkulacyjnych Niedźwiedzia (1992) w ciepłym okresie (maj-wrzesień) z zimowymi wartościami TPO nie stanowi celu tej pracy. Szeregi danych są jeszcze zbyt krótkie, aby można na ich podstawie wyciągać wnioski o dużym stopniu pewności. Tym nie mniej, pewne charakterystyczne cechy obserwowanej zmienności temperatury powietrza i warunków cyrkulacyjnych w regionie, opisane przez Niedźwiedzia (2003) zdają się wykazywać związki z wcześniejszym, zimowym stanem termicznym wód Morza Norweskiego.

Analiza związków między letnimi wartościami TPO w wymienionych gridach (średnie miesięczne, uśrednione wartości z lipca i sierpnia; lipca, sierpnia i września) a temperaturą powietrza na rozpatrywanych stacjach, pozwala na stwierdzenie, że letni stan termiczny Morza Norweskiego nie znajduje żadnego czytelnego odbicia w kształtowaniu temperatury powietrza w następnych miesiącach do końca roku. Wartości wskaźników korelacji nie przekraczają progu istotności statystycznej (r od -0.15 do 0.37), a ich znaki rozkładają się chaotycznie.

Korelacje asynchroniczne o przesunięciu rocznym (TPO z danego roku, temperatura powietrza z roku następnego)

Podobnej analizie jak poprzednio poddano związki asynchroniczne, poszukując zależności pomiędzy temperaturą powierzchni oceanu a temperaturą powietrza na rozpatrywanych stacjach, jaka występowała w następnym roku.

Analiza związków między TPO z okresu lata a temperaturą powietrza w kolejnych miesiącach następnego roku wykazała, że najsilniejsze związki wykazuje uśredniona z okresu lipiec-sierpień TPO w najdalej na południe położonym gridzie [60,00] z temperaturą powietrza w lutym następnego roku. Wartości współczynników korelacji, za wyjątkiem Bjornoy ($r = -0.37$) przekraczają tu próg istotności statystycznej (Hornsund: $r = -0.56$, Svalbard-Lufthavn: -0.54 , Ny Alesund: -0.49 , Jan Mayen: -0.54). Słabsze, nie przekraczające progu istotności statystycznej związki z temperaturą lutego następnego roku wykazuje średnia TPO z lipca i sierpnia w gridzie [67,10], choć wartości współczynników korelacji są wyraźnie podwyższone (-0.4 , -0.3). Ujemne znaki współczynników korelacji wskazują, że po wyraźniejszym letnim wzroście temperatury wód na południu Morza Norweskiego, luty na stacjach Spitsbergenu i Jan Mayen będzie nieco chłodniejszy od normy.

Podobnie jak w przypadku analizy związków między TPO a temperaturą powietrza w tym samym roku, najsilniejsze i czytelne związki między TPO a temperaturą powietrza w roku następnym uzyskano z zimowymi wartościami TPO (średnia TPO z okresu od stycznia do kwietnia). Również podobnie, jak w przypadku związków w tym samym roku, najsilniej związane z temperaturą powietrza w roku następnym okazały się południowe i środkowe akweny Morza Norweskiego, reprezentowane przez

gridy [60,00] i [67,10], gdy stan termiczny akwenów leżących dalej na północy nie wykazywał bardziej czytelnego wpływu na kształt temperatury powietrza w następnym roku.

Zestawienie wartości współczynników korelacji między średnią zimową TPO a miesięczną temperaturą powietrza w następnym roku zawiera tabela 5. Uwidaczniają się w niej charakterystyczne cechy występujących związków. Stacje Spitsbergenu i Bjornoya wykazują dwa okresy występowania silniejszych związków, pierwszy z nich przypada na sierpień i wrzesień, drugi – na listopad i grudzień następnego roku. Na Jan Mayen zaznacza się jeden okres, w którym występują silniejsze związki między zimową TPO na południowej części Morza Norweskiego a temperaturą powietrza w następnym roku, obejmujący lipiec, sierpień i wrzesień. Rozkłady miesięcznych współczynników korelacji między zimową TPO w gridzie [67,10] a temperaturą powietrza kolejnych miesięcy następnego roku na stacjach Svalbard-Lufthavn i Jan Mayen przedstawia rysunek 4.

Tabela 5 – Table 5

Związki zimowej TPO (średnia z okresu styczeń-kwiecień) w gridach [60,00] i [67,10] z miesięczną temperaturą powietrza w następnym roku. Wartości współczynników korelacji istotne na poziomie $p < 0.05$ oznaczono pogrubioną czcionką. Szereg TPO za lat 1982-2000, temperatury powietrza za lat 1983-2001 (n = 19)

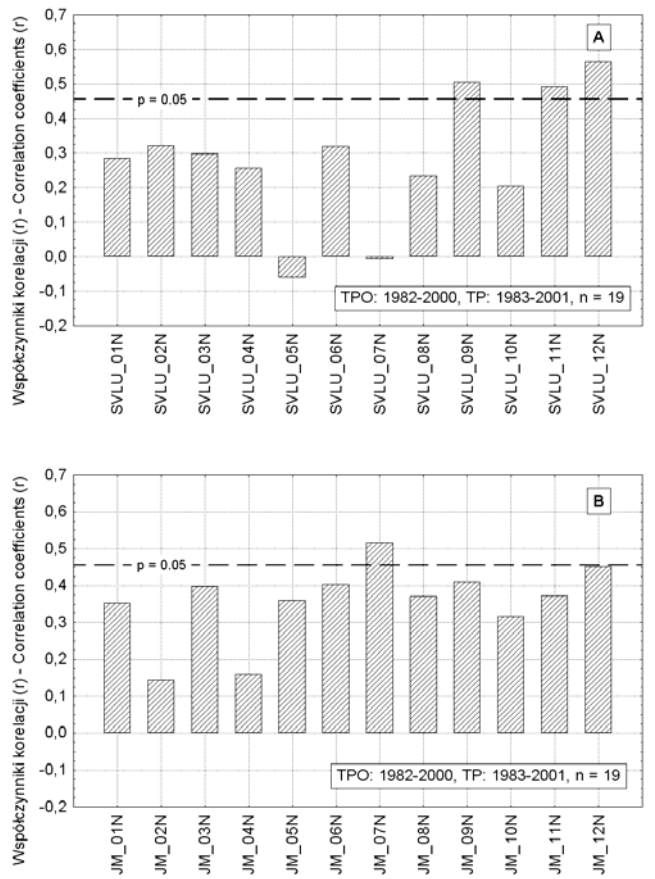
Correlations between winter SST (mean value from the period January-April) in [60,00] and [67,10] grids and monthly air temperature in the following year. The significance of values printed in bold is $p < 0.05$. The series of SST is taken from the period 1982-2000, air temperatures from the period 1983-2001, (n = 19)

Stacja Station	Grid	Miesiące – Months											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Bjornoya	[60,00]	0.38	0.42	0.00	0.14	0.25	0.26	0.21	0.46	0.55	0.17	0.45	0.60
	[67,10]	0.32	0.20	0.11	0.09	0.12	0.12	0.09	0.43	0.37	0.15	0.69	0.71
Hornsund	[60,00]	0.34	0.36	0.15	-0.02	0.11	0.15	0.34	0.50	0.49	0.27	0.39	0.43
	[67,10]	0.31	0.32	0.28	0.07	0.00	0.10	0.30	0.41	0.41	0.23	0.59	0.57
Svalbard- -Lufthavn	[60,00]	0.27	0.38	0.15	0.15	-0.01	0.15	0.13	0.40	0.60	0.29	0.29	0.39
	[67,10]	0.29	0.32	0.30	0.26	-0.06	0.32	-0.01	0.23	0.59	0.20	0.49	0.57
Ny Alesund	[60,00]	0.26	0.32	0.23	-0.10	-0.07	0.26	-0.10	0.16	0.44	0.29	0.34	0.41
	[67,10]	0.37	0.33	0.36	0.07	-0.09	0.42	-0.11	0.04	0.38	0.24	0.51	0.58
Jan Mayen	[60,00]	0.28	0.20	0.19	0.15	0.39	0.34	0.61	0.59	0.60	0.45	0.26	0.29
	[67,10]	0.35	0.14	0.40	0.16	0.36	0.40	0.51	0.37	0.41	0.32	0.37	0.45

Odmienne kształtowanie się związków między TPO a temperaturą powietrza na Spitsbergenie i Bjornoy a Jan Mayen w listopadzie i grudniu sugeruje, że czynnikiem różnicującym może być ruch anomalii TPO. Wzrosty lub spadki temperatury powietrza w tych miesiącach na stacjach spitsbergeńskich, a więc znajdujących się w bezpośrednim oddziaływaniu wód atlantyckich niesionych niegdyś przez Prąd Norweski, następujące po tym, gdy 18-20 miesięcy wcześniej odnotowany był wzrost lub spadek zimowej temperatury powierzchni oceanu w południowej i środkowej części Morza Norweskiego, zdają się wskazywać na taką naturę występujących dodatnich korelacji. Zwiększone zasoby ciepła w głębszych warstwach wód atlantyckich, niesionych początkowo przez Prąd Norweski, później Zachodniospitsbergeński, mogą zostać przekazane do atmosfery prowadząc do wzrostu temperatury powietrza dopiero wtedy, gdy powietrze jest znacznie chłodniejsze od wody. Tak więc i

orientacyjna wielkość opóźnienia, i pora roku, w której korelacja ta zachodzi, mogą być traktowane jako argumenty przemawiające za tą tezą.

Większe zasoby ciepła w wodach, w warunkach ożywionej konwekcji, przyczyniają się do opóźnienia tworzenia pokrywy lodów morskich, co również, w początku zimy przyczynia się do wzrostu temperatury powietrza w regionie. Bjornoya, choć nie jest bezpośrednio opływana przez Prąd Zachodniospitsbergeński, leży tak blisko tego prądu, że jego termiczne oddziaływanie na tą wyspę, przynajmniej z początkiem zimy, nim znajdzie się ona w otoczeniu lodów napływających z NE, wydaje się być niewątpliwe.



Rys. 4. Rozkład współczynników korelacji między wartościami zimowych TPO w gridzie [67,10] a miesięcznymi wartościami temperatury powietrza w następnym roku: A – Svalbard-Lufthavn, B – Jan Mayen

Fig. 4. The distribution of correlation coefficients between the values of winter SST in [67,10] grid and the values of monthly air temperatures in the following year: A – Svalbard-Lufthavn, B – Jan Mayen

Jan Mayen, o czym wspomiano już wcześniej, znajduje się poza zasięgiem wód atlantyckich i w stosunkowo dużej odległości od Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Stąd też, przy przyjęciu takiego

objaśnienia związków między zimową TPO na Morzu Norweskim a temperaturą powietrza w listopadzie i grudniu następnego roku na Spitsbergenie, brak podobnych związków wydaje się być zrozumiałą.

Trudniejsze do objaśnienia jest występowanie związków między zimową TPO na Morzu Norweskim a temperaturą powietrza w sierpniu i wrześniu następnego roku. Również i tu rysują się pewne, choć mniejsze, różnice między stacjami spitsbergeńskimi i Bjornoyą a Jan Mayen. Analiza zawartości tabeli 5 zdaje się wskazywać, że zarówno okres występowania związków między TPO a temperaturą powietrza, jak i ich siła, maleją wraz ze wzrostem szerokości geograficznej (Jan Mayen – lipiec, sierpień, wrzesień; Bjornoya i Hornsund – sierpień, wrzesień; Svalbard-Lufthavn – wrzesień; Ny Alesund – wrzesień – z podwyższonymi, lecz nie przekraczającymi progu istotności, współczynnikami korelacji).

Wobec występowania w okresie letnim na powierzchni warstwy wód wygrzanych, nie ma mowy o przekazywaniu ciepła do atmosfery z niżej leżących, podpowierzchniowych warstw wody. Z kolei, na proces letniego ogrzewania powierzchni wody i tym samym na wartość temperatury warstwy wód powierzchniowych, temperatura niżej leżących warstw wody wywiera wpływ pomijalnie mały. Z tej przyczyny stawianie tezy, że występująca dodatnia korelacja między zimowymi wartościami TPO z południowych i środkowych części Morza Norweskiego z poprzedniego roku a temperaturą powietrza sierpnia i września na Svalbardzie i Jan Mayen może być natury adwekcyjnej, byłoby co najmniej dyskusyjne.

Istnieją przesłanki, zdające się wskazywać, że powiązanie zimowych wartości TPO z południowej i środkowej części Morza Norweskiego z temperaturą miesięcy letnich i schyłku lata następnego roku na Jan Mayen, Spitsbergenie i Bjornoy, może mieć częściowo również uwarunkowania cyrkulacyjne. Rachunek korelacyjny wykazuje, że między zimową TPO z południowych (grid [60,00]) i środkowych (grid [67,10]) części Morza Norweskiego, a wskaźnikiem S Niedźwiedzia z sierpnia następnego roku występują słabe, ale istotne statystycznie, korelacje dodatnie ($r = 0.51$, $p < 0.032$). Oznacza to, że po zimie, w czasie której na południowej i środkowej części Morza Norweskiego temperatury wody były wyższe od przeciętnych, w sierpniu następnego roku w rejonie Spitsbergenu wzrosła częstość adwekcji mas powietrza z sektora południowego. Zmienność zimowej TPO objaśnia tu około 26% wariancji wskaźnika S w sierpniu następnego roku. Działanie czynnika cyrkulacyjnego nie wyjaśnia jednak wystąpienia obserwowanych jeszcze silniejszych dodatnich związków między zimowymi TPO a temperaturą powietrza we wrześniu następnego roku (patrz tabela 5). Również przestrzenny obraz zależności (wyraźne słabnięcie związku ku północy) zdaje się wskazywać, że może tu działać jakiś nieznany do tej pory mechanizm, być może związany z procesami hydrologicznymi na Północnym Atlantyku, a wykazujący powiązanie z TPO na Morzu Norweskim. Tak więc trzeba uznać, że natura rozpatrywanych związków pozostaje niejasna.

4. Podsumowanie i wnioski

Przeprowadzona analiza wykazała, że występują związki między temperaturą TPO na Morzu Norweskim a temperaturą powietrza na stacjach Spitsbergenu, Bjornoy i Jan Mayen. Aktywnie oddziaływanymi na temperaturę powietrza stacji w Atlantyckiej Arktyce są południowe i środkowe akweny Morza Norweskiego, rola północnych części Morza Norweskiego jest w tym względzie wyraźnie słabsza. Występujące związki są głównie związkami asynchronicznymi. Najważniejszą rolę

odgrywają występujące na Morzu Norweskim zmiany temperatury wody powierzchniowej w okresie zimowym.

Można sformułować następujące prawidłowości, opisujące związki między TPO na południowych i środkowych akwenach Morza Norweskiego a temperaturą powietrza na Bjornoy, stacjach Spitsbergenu i Jan Mayen.

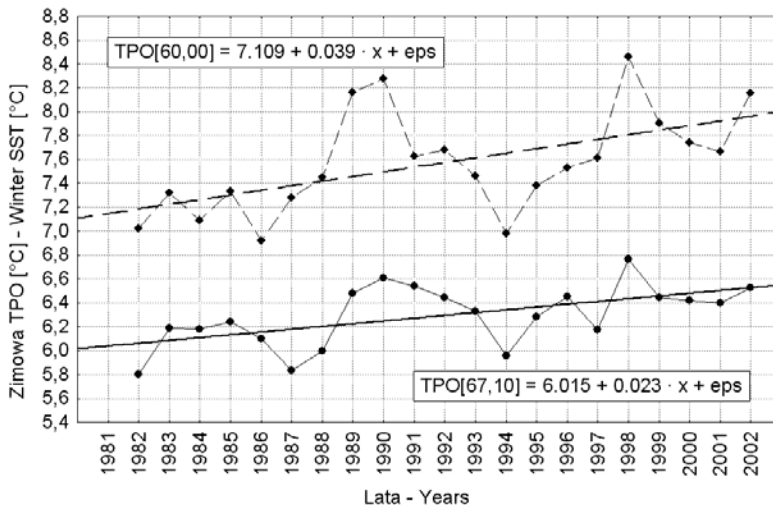
1. Po wystąpieniu wyraźnych wzrostów temperatury powierzchni wód w okresie zimowym (od stycznia do kwietnia) temperatura powietrza na stacjach Bjornoya, Hornsund i Svalbard-Lufthavn będzie wyższa od przeciętnej w lipcu, sierpniu i wrześniu tego samego roku, w Ny Alesundzie we wrześniu tego samego roku, a na Jan Mayen od lipca do października tego samego roku. Najsilniejsze i najwyraźniejsze wzrosty temperatury powietrza zaznaczą się na Bjornoy, w Hornsundzie i Svalbard-Lufthavn w sierpniu, a w Ny Alesundzie i na Jan Mayen we wrześniu. Spadek zimowych wartości TPO na południowych i środkowych częściach Morza Norweskiego spowoduje obniżenie temperatury powietrza na wymienionych stacjach w tych samych okresach.
2. Po wystąpieniu wyraźnych wzrostów temperatury powierzchni wód w okresie zimowym temperatura powietrza na stacjach Bjornoya i Hornsund wykaże również wzrost w następnym roku w sierpniu i wrześniu oraz w listopadzie i grudniu; na stacji Svalbard-Lufthavn w następnym roku we wrześniu oraz w listopadzie i grudniu; w Ny Alesundzie wyraźniejszy wzrost temperatury powietrza nastąpi tylko w listopadzie i grudniu następnego roku. Na Jan Mayen odpowiednie wzrosty temperatury powietrza wystąpią wyłącznie w lipcu, sierpniu i wrześniu następnego roku. Spadek zimowych TPO doprowadzi do wystąpienia na wymienionych stacjach w tych samych miesiącach następnego roku odpowiedniej obniżki temperatury powietrza.
3. Po wystąpieniu w okresie lata (lipiec-sierpień) podwyższonej temperatury wody, w lutym następnego roku temperatura powietrza będzie odpowiednio niższa w stosunku do przeciętnej na stacjach spitsbergeńskich i Jan Mayen; przy spadku TPO w tym samym okresie, temperatura lutego następnego roku na wymienionych stacjach będzie wyższa.

Wymienione prawidłowości, wobec ich stosunkowo dużej ścisłości, mogą mieć znaczenie prognostyczne.

Mechanizmy prowadzące do wystąpienia tych zależności są zróżnicowane. W przypadku zależności wymienionych z punkcie 1, przypuszczalnie główną rolę odgrywa modyfikacja cyrkulacji atmosferycznej przez zwiększone zasoby ciepła w wodach. Modyfikacja ta polega na zwiększeniu udziału form cyrkulacji południkowej, z którą związany jest wzrost częstości adwekcji mas powietrza z południa. Występujące z opóźnieniem 18-20 miesięcznym w stosunku do zmian TPO zmiany temperatury powietrza w listopadzie i grudniu na Bjornoy i stacjach położonych na Spitsbergenie – wymienione w punkcie 2 – spowodowane są najprawdopodobniej przez „wędrówkę” zasobów ciepła wraz z przemieszczaniem się mas wód (czynnik adwekcyjny). Przyczyny występowania związków temperatury powietrza w sierpniu i wrześniu następnego roku wymienionych w punkcie 2 oraz w lutym następnego roku wymienionych w punkcie 3 są niejasne.

Tak rozciągnięte w czasie związki temperatury powietrza z wcześniejszą TPO powinny skutkować również zmianami rocznej temperatury powietrza. Główną rolę w tym względzie, jak można sądzić, powinny odgrywać zmiany zimowych wartości temperatury powierzchni oceanu.

W badanym okresie (1982-2002) roczna temperatura powietrza na omawianych stacjach wykazywała trend dodatni. Wartości współczynników trendu miały niewielkie zróżnicowanie: na Bjornoy wynosi on $+0.060^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, w Hornsundzie $+0.070^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, na stacji Svalbard-Lufthavn $+0.85^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ i na Jan Mayen $+0.074^{\circ}\text{C}/\text{rok}$. Z wymienionych stacji istotny statystycznie trend temperatury rocznej występuje tylko na Jan Mayen ($p < 0.02$), na pozostałych stacjach w okresie lat 1982-2002 trendy są nieistotne. W tym samym okresie zimowe TPO na Morzu Norweskim charakteryzują się również dodatnimi trendami (rys. 5). Współczynniki trendów maleją z południa ku północy, wynosząc od $+0.039^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ w gridzie [60,00] ($p < 0.009$), przez $+0.023^{\circ}/\text{rok}$ w gridzie [67,10] ($p < 0.008$) do $+0,009^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ w gridzie [70,15] – trend nieistotny. Rozkład współczynników trendów oddaje zróżnicowanie natężenia formowania się anomalii temperatury powierzchni oceanu w okresie zimowym – znacznie większe na południowych i środkowych akwenach Morza Norweskiego, niż w jego północnych częściach (Furevik 2000).



Rys. 5. Trendy zimowych (styczeń-kwiecień) wartości TPO w gridach w południowej (grid [60,00]) i środkowej (grid [67,10]) częściach Morza Norweskiego

Fig. 5. The trends of winter (JFMA) values of SST in grids in the south ([60,00] grid) and central ([67,10] grid) parts of the Norwegian Sea

Przeprowadzona analiza regresji wykazała, że zmienność zimowej temperatury powierzchni oceanu na środkowej części Morza Norweskiego (grid [67,10]) objaśnia 32% zmienności temperatury rocznej w tym samym roku i 39% zmienności temperatury powietrza w następnym roku na Bjornoy; 20% zmienności temperatury rocznej w tym samym roku i 41% zmienności temperatury powietrza w roku następnym w Hornsundzie oraz 21% zmienności temperatury rocznej i 38% zmienności temperatury powietrza w roku następnym na stacji Svalbard-Lufthavn. Na Jan Mayen ta sama zmienność zimowej TPO w gridzie [67,10] objaśnia około 25% zmienności temperatury rocznej w tym samym roku i 34% w roku następnym.

Znamienne jest zróżnicowanie objaśnienia zmian temperatury powietrza przez zmiany zimowej TPO. Występujące w tym samym roku, co zmiany zimowej TPO, zmiany temperatury powietrza generowane są, jak można przypuszczać, przez zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Zmiany temperatury powietrza w roku następnym generowane są głównie przez napływ ciepła wraz z wodami w bezpośrednie pobliże omawianych stacji (oprócz Jan Mayen), udział cyrkulacji atmosferycznej w transferze ciepła jest przypuszczalnie drugorzędny. Stąd też, stopień objaśnienia zmienności temperatury powietrza jest większy przez wartości zimowego TPO z poprzedniego, niż z tego samego roku.

Podany stopień objaśnienia wariacji rocznej temperatury powietrza na wymienionych stacjach przez zmienność zimowych wartości TPO na Morzu Norweskim należy traktować jako bardzo duży. Stanowi on miarę bezpośredniego i pośredniego ocieplającego wpływu wód transportowanych na północ przez Prąd Norweski. Jednocześnie, wyniki przeprowadzonej analizy wskazują wyraźnie, że wszelkie rozważania na temat przyczyn ocieplania tego sektora Arktyki muszą uwzględniać również procesy funkcjonujące w oceanie.

Literatura

- Furevik T., 2000, On anomalous sea surface temperatures in the Nordic Seas. *Journal of Climate*, Vol. 13, No 5: 1044-1053.
- Furevik T., 2001, Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996. *Deep-Sea Research I*, 48: 383-404.
- Lamb H. H., 1972, *Climate: Present, Past and Future*. Methuen & Co Ltd. London: 613 s.
- Marsz A., 1999, Temperatura powierzchni wody na Północnym Atlantyku a temperatura powietrza na Spitsbergenie i Jan Mayen. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 9: 37-80.
- Marsz A., 2000, Związki między wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku a przenosem wód atlantyckich i ciepła przez Kanał Farero-Szetlandzki. *Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni*, 10: 111-126.
- Midttun L., 1990, Surface temperatures of the Barents Sea. *Polar Research*, 8: 11-16.
- Mork K. A., Blindheim J., 2000. Variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas, 1955–1996. *Deep-Sea Research I*, 47: 1035-1057.
- Niedźwiedz T., 1992, Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergeniu. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2: 78-84.
- Niedźwiedz T., 1997, Wieloletnia zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i jej rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 19-40.
- Niedźwiedz T., 2001, Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7-26.
- Niedźwiedz T., 2003, Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 79-87.
- Orvik K. A., Skagseth Ø., Mork M., 2001, Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995–1999. *Deep-Sea Research I*, 48: 937-957.
- Ratcliffe R. A. S., Murray R., 1970, New lag associations between North Atlantic sea temperature and European pressure applied to long-range weather forecasting. *Quartly J. Royal Met. Soc.* No 96: 226-246.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994, Improved global sea surface temperature analyses. *Journal of Climate*, 7: 929-948.

Rigor I. G., Colony R. L., Martin S., 2000, Variations in surface air temperature observations in the Arctic 1979–1997. *Journal of Climate*, Vol. 13, No 5: 896-914.

Zhang J., Rothrock A. D., Steele M., 1998, Warming of the Arctic Ocean by strengthened Atlantic inflow: Model results. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No 10: 1745-1748.

THE INFLUENCE OF THE CHANGES IN SEA SURFACE TEMPERATURE OF THE NORWEGIAN SEA ON THE AIR TEMPERATURE AT SVALBARD AND JAN MAYEN (1982-2002)

Summary

This work deals with correlations between SST in the Norwegian Sea and air temperature at selected stations located in the Atlantic sector of Arctic (Bjornoya, Hornsund, Svalbard-Lufthavn, Ny Alesund and Jan Mayen). The southern and central parts of the Norwegian Sea show the strongest correlation with the air temperature at the above mentioned stations, whereas the northern parts of this sea show weaker correlation.

Apart from synchronic correlations (occurring in the same months) asynchronous correlations have been found. The latter are generally much stronger than the synchronic ones.

The predominant influence on the changes in air temperature at the stations have the winter SST (JFMA) in the central part of the Norwegian Sea (grid $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, 67°N , 010°E). These winter SST show quite strong correlations with monthly air temperature at Bjornoya, Hornsund, Svalbard-Lufthavn and Jan Mayen in July, August and September. At Ny Alesund station the period with statistically significant correlation between the air temperature and the winter SST is limited to September. The strongest correlation can be observed in August (see Table 4). The observed correlations result from modification in atmospheric circulation, caused by increased heat volume in the Norwegian Sea. Such modification is reflected in the increased frequency of occurrence of meridional atmospheric circulation, which is accompanied by the increase in the frequency of air advection from the S to this sector of Arctica.

Some correlations which show more significant time shift have also been observed (see Table 5). Winter SST indicate positive correlations with air temperature observed at Bjornoya and Hornsund in August and September the following year and at Svalbard-Lufthavn in September. At Ny Alesund station the coefficients of correlation with the air temperature in the following year are increased but they do not reach the statistically significant level. Another period with statistically significant correlations is November and December the following year; significant correlations with winter SST occur at Bjornoya ($r = 0.71$) and all stations located on Spitsbergen ($r = 0.57$). The correlations of SST with air temperature observed at Jan Mayen the following year are different, i.e. the presence of strong correlations is limited to summer season – July, August and September ($r \sim 0.6$).

The correlations with winter SST occurring in November and December the following year is connected with warm masses carried to this region together with waters with the West Spitsbergen Current. Correlations between SST and air temperature present in summer and at the end of summer the following year may probably be influenced by the modification of atmospheric circulation.

The only significant correlation with summer (July and August) SST indicates the temperature of February the following year at stations located on Spitsbergen and Jan Mayen. These correlations are negative ($r \sim -0.55$ - -0.50). The reason for occurrence of such correlations is not clear.

The changeability of winter SST in the central part of the Norwegian Sea explains from 20% (Hornsund) to 32% (Bjornoya) of changeability in annual air temperature at the above mentioned stations in the same year and from 34% (Jan Mayen) to 41% (Hornsund) of changeability in annual air temperature in the following year. The increased level of explanation of changeability in air temperature the following year influenced by winter SST is connected with the delayed flowing of the Atlantic waters to high latitudes carried with the Norwegian Current and the West Spitsbergen Current.