

ZMIENNOŚĆ TEMPERATURY POWIERZCHNI MORZA W REJONIE SPITSBERGENU (1982–2002) JAKO PRZEJAW WSPÓŁCZEŚNIE ZACHODZĄCYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH

Grzegorz Kruszewski

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Wydział Nawigacyjny, Akademia Morska
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia
krucha@am.gdynia.pl

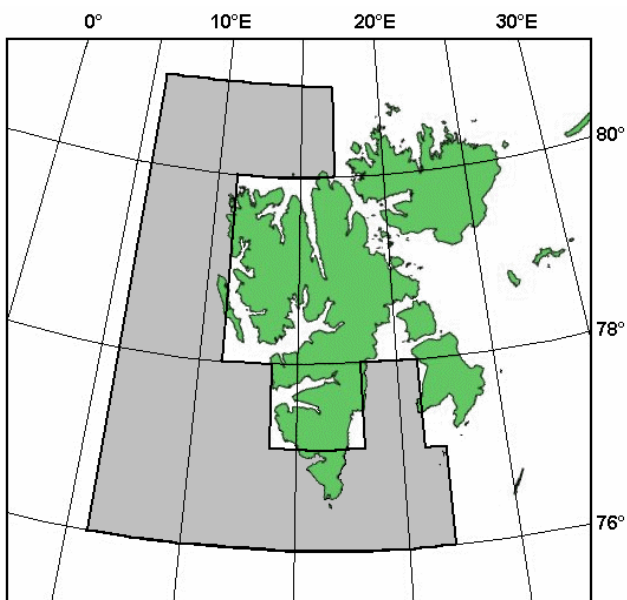
1. Wprowadzenie

Badania oceanograficzne prowadzone w ostatnich latach wskazują na zwiększanie się napływu wód atlantyckich do Arktyki (Midttun 1990, Zhang i in. 1998, Furevik 2001). Mechanizm ocieplania się Atlantyckiego Sektora Arktyki tłumaczy się przede wszystkim wzrostem przenosu zasobów ciepła, wynikającym z większej ilości wpływającej ciepłej wody atlantyckiej. W takich warunkach procesy atmosferyczne nie są w stanie wyczerpać zasobów ciepła zgromadzonych w wodzie i w konsekwencji mogą powstawać rozległe obszary dodatnich anomalii temperatury wody powierzchniowej (Furevik 2000). Dostępne dane odnośnie temperatury wody ograniczają się w znacznej mierze właśnie do temperatury powierzchni oceanu (TPO). Temperatura ta w miesiącach zimowych, o ile nie występuje zlodzenie, może służyć jako wskaźnik stanu termicznego górnych warstw oceanu (do głębokości co najmniej kilkudziesięciu metrów). Z kolei w okresie letnim TPO kształtuje się głównie pod wpływem warunków solarnych (dopływ promieniowania) i anemometryczno-cyrkulacyjnych (zmienność poboru ciepła) i jest parametrem dość czułym na ich zmiany.

Na stacjach położonych na Spitsbergenie obserwowany jest stały wzrost temperatury rocznej powietrza, a zwłaszcza temperatury lata. W rejonie tym odnotowano wzrost częstości cyrkulacji zachodniej w okresie lata i jesieni, trwający od połowy lat 80-tych (Niedźwiedź 2003). W tym samym czasie pojawiła się wyraźna tendencja rosnąca rocznych sum opadów ciekłych w Hornsundzie, której od początku lat 90-tych towarzyszy także spadek sum opadów stałych w okresie akumulacyjnym (Łupikasa 2002, 2003). Po roku 1994 odnotowano istotny wzrost częstości dużych opadów w Hornsundzie, tłumaczony wzrostem frekwencji typów cyrkulacji zachodniej i południowej (Niedźwiedź 2002). Obserwowane są również istotne zmiany w cyklu zlodzenia Mórz Grenlandzkiego i Barentsa, a zwłaszcza regres pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego (lata 1972–1994) we wszystkich miesiącach roku (Styszyńska 2000). Wszystkie te fakty można powiązać ze wzrostem temperatury wód wokółspitsbergeńskich, obserwowanym w ostatnich dwu dekadach XX wieku, który praca ta ma na celu przybliżyć.

2. Materiały i metody badawcze

W pracy przeanalizowano zmienność temperatury wód powierzchniowych na akwenach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie Spitsbergenu Zachodniego. Wykorzystane w analizie dane o temperaturze powierzchni oceanu (TPO) zaczerpnięto ze zbioru Reynoldsa, zawierającego wartości średnie miesięczne dla pól o rozdzielczości $1 \times 1^\circ$ z okresu 1982–2002 (21 lat; zbiór SST OI v. 1.). Współrzędne pól (gridów) używane dalej w tekście podają położenie lewego dolnego narożnika pola. Np. grid opisany jako [76,06] obejmuje obszar pomiędzy 76 a 77°N i 006 a 007°E . Zastosowanie gridów w oryginalnej rozdzielczości $1 \times 1^\circ$ miało na celu sprawdzenie, czy istnieją wyraźne różnice w zmienności TPO pomiędzy akwenami w bezpośredniej bliskości i oddalonymi od lądu oraz "wychwycenie" wpływu szerokości geograficznej na zmienność sezonową i międzyroczną TPO.



Ryc. 1. Obszar badań

Fig. 1. Area of investigations

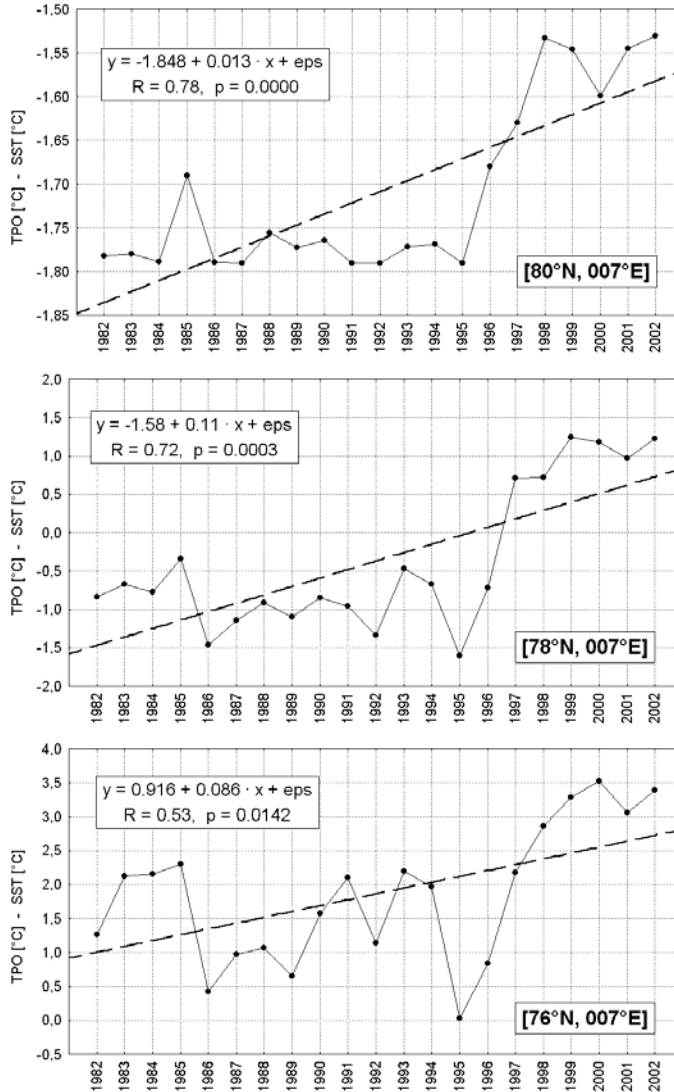
Analizie poddano dane o TPO z 48 pól z rejonu, którego skrajne zewnętrzne granice stanowią równoleżniki 76 i 81°N oraz południki 006 i 022°E . Rejon ten przedstawiono schematycznie na ryc. 1.

W układzie miesięcznym i rocznym prześledzono zmiany TPO w poszczególnych gridach, wyznaczono współczynniki trendu liniowego TPO i ich istotność statystyczną.

3. Wyniki

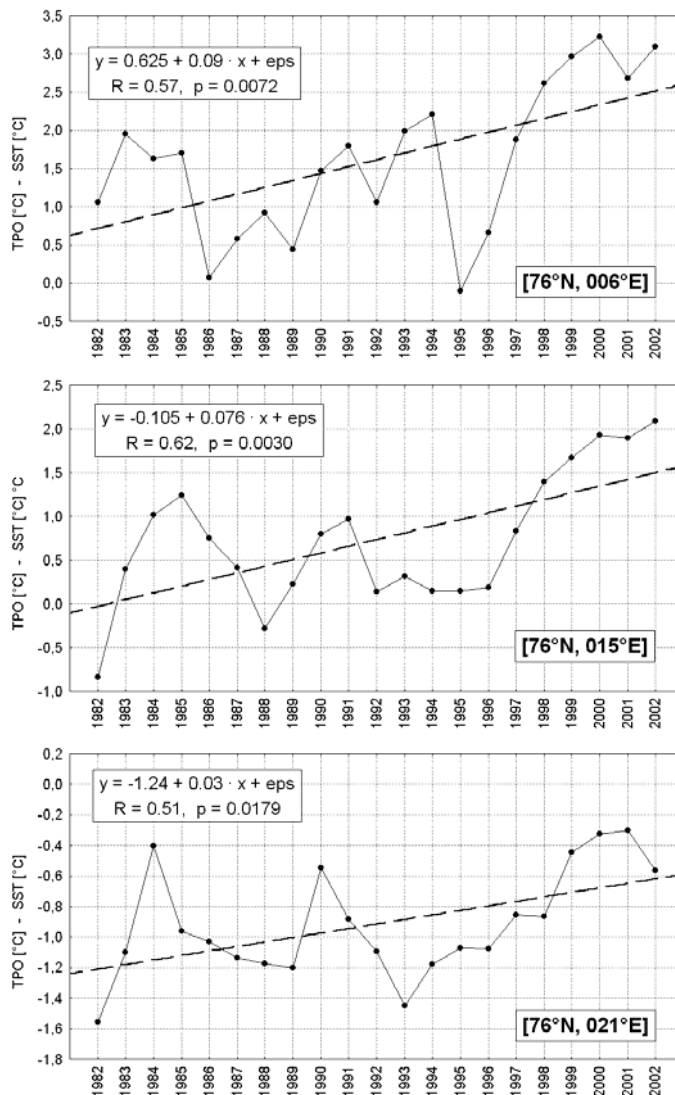
W analizowanym okresie 21 lat (1982–2002) zaobserwowano znaczący wzrost temperatury wody praktycznie w całym przebadanym obszarze. Rozpatrując miesięczne wartości TPO w poszczególnych gridach daje się wydzielić cztery obszary, różniące się zarówno co do wartości trendów, jak i ich rozkładu w poszczególnych miesiącach.

Największe wartości trendu temperatury występują w rejonie 77–78°N, 006–007°E, położonym na W od Spitsbergenu. Są one istotne statystycznie we wszystkich miesiącach, a w okresie od września do kwietnia wartości trendu przekraczają $+0.1^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, maksimum osiągając w lutym ($+0.15^{\circ}\text{C}/\text{rok}$) w gridach [77,06] i [77,07]. W rejonie tym trendy średniej rocznej wartości TPO przekraczają wartość $+0.11^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ i są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.001$). Obszary położone na północ i południe od wymienionego rejonu charakteryzują się słabszym wzrostem temperatury w badanym okresie, tak w ujęciu miesięcznym jak i rocznym, co ilustruje rycina 2.



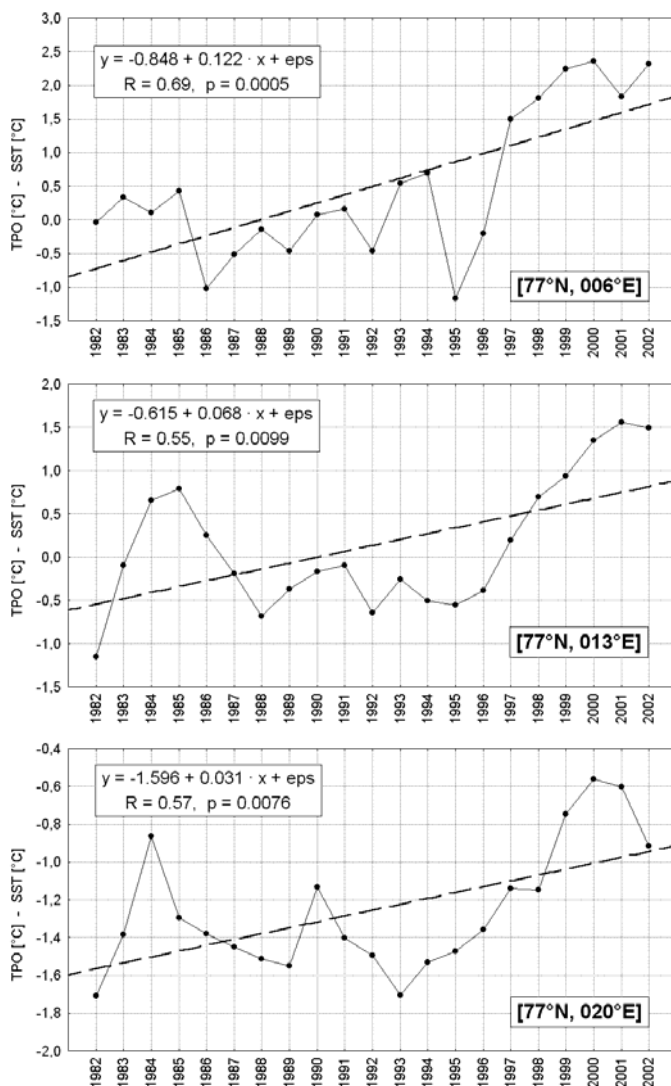
Ryc. 2. Przebieg rocznych wartości TPO w gridach [80°N, 007°E], [78°N, 007°E] i [76°N, 007°E]
 Fig. 2. Course of mean annual SST values in grids [80°N, 007°E], [78°N, 007°E] i [76°N, 007°E]

Drugi rejon stanowi pas wzdłuż 80°N. Wartości trendów miesięcznych są tu istotne w całym pasie 006–016°E tylko we wrześniu i październiku, osiągając maksymalną wartość +0.025°C/rok w gridzie [80,07] dla września. Przesuwając się dalej na wschód wartości trendu systematycznie maleją do około +0.014°C/rok w październiku – grid [80,16]. W okresie marzec – sierpień w całym pasie począwszy od 008°E i dalej na wschód nie obserwujemy w ogóle trendów przekraczających próg istotności statystycznej. W ujęciu rocznym praktycznie w całym pasie wzdłuż 80. równoleżnika mamy do czynienia z trendem istotnym statystycznie, jednak tylko dla gridów [80,06] i [80,07] wartość trendu osiąga +0.013°C/rok, w pozostałych stanowiąc około połowy tej wartości.



Ryc. 3. Przebieg rocznych wartości TPO w gridach [76°N, 006°E], [76°N, 015°E] i [76°N, 021°E]
 Fig. 3. Course of mean annual SST values in grids [76°N, 006°E], [76°N, 015°E] i [76°N, 021°E]

Kolejny wydzielony akwen stanowią wody przybrzeżne SW Spitsbergenu. Temperatura wody w gridach [77,12] i [77,13] istotnie statystycznie trendy na poziomie $+0.01^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ wykazuje w okresie wrzesień – styczeń. W gridach [76,13] i [76,14] istotne trendy notuje się od września do lutego. Zróżnicowanie wartości trendu jest w poszczególnych miesiącach także większe ($+0.08$ do $+0.15^{\circ}\text{C}/\text{rok}$). Najniższe wartości występują w październiku, najwyższe w styczniu. Nieco odmienny obraz prezentuje grid [76,15], graniczący bezpośrednio z Hornsundem. Istotne trendy dodatnie TPO notowane są tu od lipca do stycznia, z minimum w sierpniu ($+0.07$) i maksimum w styczniu ($+0.13^{\circ}\text{C}/\text{rok}$). W przypadku wartości rocznych TPO wszystkie pięć wymienionych gridów osiąga zbliżone, istotnie statystycznie wartości trendu z przedziału $+0.07$ do $+0.08^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ a więc o około 30% niższe niż maksymalne stwierdzone w rejonie położonym dalej na zachód [77,06] – patrz ryciny 3 i 4.



Ryc. 4. Przebieg rocznych wartości TPO w gridach [77°N, 006°E], [77°N, 013°E] i [77°N, 020°E]
 Fig. 4. Course of mean annual SST values in grids [77°N, 006°E], [77°N, 013°E] i [77°N, 020°E]

Ostatni z akwenów tworzą wody leżące na wschód od Spitsbergenu (Storfjorden). Wartości rocznych trendów TPO kształtują się tu na poziomie $+0.04$ do $+0.03^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, malejąc ku wschodowi. Zmienność rocznej wartości TPO zależy tu głównie od temperatury wód jesienią (od sierpnia do listopada [77,18] i – przesuając się ku SE – od lipca do września [76,21]) co sygnalizuje wzrost roli letniego nagrzewania wód w kształtowaniu zmienności temperatury rocznej tych akwenów.

Generalnie, na wszystkich szerokościach w przypadku zarówno trendów wartości miesięcznych jak i rocznych można było zaobserwować istotne zmniejszanie się wartości trendu TPO w miarę przesuwania się na wschód od długości 006°E (ryc. 3 i 4).

4. Podsumowanie i wnioski

Największe dodatnie trendy roczne temperatury zanotowano w rejonie $77\text{--}78^{\circ}\text{N}$, $006\text{--}007^{\circ}\text{E}$, położonym na zachód od Spitsbergenu. W rejonie tym trendy średniej rocznej wartości TPO przekraczają wartość $+0.11^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ i są wysoce istotne statystycznie ($p < 0.001$). W akwenach bezpośrednio przylegających do SW wybrzeży Spitsbergenu notowane wartości trendu wynoszą $+0.07$ do $+0.08^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ (w szerokościach $76\text{--}78^{\circ}\text{N}$). Dalej na północ wartości trendu są wyraźnie niższe, choć nadal zachowują wysoką istotność statystyczną. Na 80°N trend TPO wynosi od $+0.006$ do $+0.013^{\circ}\text{C}/\text{rok}$, rosnąc ku zachodowi. Na 79°N obserwowany trend średniej rocznej wartości TPO wynosi od $+0.04$ (010°E) do $+0.07^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ (006°E). Oznacza to, że w ciągu ostatnich 21 lat średnia roczna temperatura wód w rejonie na zachód od Spitsbergenu wzrosła o ponad 2.5°C , a na wodach przybrzeżnych SW Spitsbergenu o około $1.5\text{--}1.7^{\circ}\text{C}$. Najmniejszy wzrost TPO odnotowano na wodach na 80°N , gdzie nie przekroczył on 0.3°C w ciągu 21 lat. Jednak wzrost temperatury na tej szerokości po roku 1995 uległ znacznemu przyspieszeniu, podobnie jak i w niższych szerokościach.

Za zmienność rocznych wartości TPO, jak wykazała analiza, odpowiedzialne są zmiany temperatury wody notowane głównie w okresie od września do lutego. Świadczy to o wzrastających zasobach ciepła przenoszonych przez Prąd Zachodniospitsbergeński. Podobną tezę znaleźć można w pracy Blindheima i in. (2000), gdzie przyrost temperatury wody w profilu „Sørkapp – W” (temperatura wody uśredniona dla głębokości $50\text{--}500\text{m}$ dla miesięcy letnich, począwszy od roku 1967) oszacowano na około 1°C na 30 lat.

Międzyroczna zmienność TPO w pozostałych miesiącach jest stosunkowo niewielka, w skrajnych przypadkach wynosząc zero (całkowite zlodzenie akwenu). Jest to widoczne zwłaszcza na 80°N , gdzie o zmienności rocznej decydują w zasadzie temperatury wody miesięcy jesieni i początku zimy. Na wodach wokół SE brzegów Spitsbergenu, zmienność rocznej wartości TPO zależy głównie od zmian temperatury wód jesienią (sierpień – październik), co sygnalizuje także wzrost roli letniego nagrzewania wód w kształtowaniu temperatury rocznej tych akwenów.

Przyglądając się rycinie 2 nietrudno zauważyć, że przebieg wartości rocznej TPO na różnych szerokościach jest bardzo podobny, jeśli tylko pominąć skalę zmian. Na wszystkich wykresach odnaleźć można wzmiankowane w literaturze (np. Furevik 2001) okresy rozprzestrzeniania się w Morzach Nordyckich ciepłych anomalii lat $1983\text{--}1984$ i $1990\text{--}1992$ (oczywiście na dalszej północy opóźnione o $1\text{--}2$ lata). Przewyższa je jednak pod względem poziomu wzrostu temperatury okres „ciepłej wody” rozpoczynający się po roku 1996. Jego początek, jako rok 1998, wzmiankowany był przez Karchera i in. (2003) w oparciu o dane głębinowe z profilu Sørkapp. Jest on także zaznaczony w wartościach TPO okresu zimowego (styczeń – kwiecień) w nurcie Prądu Norweskiego (Kruszewski i in. 2003). Obserwowane obecnie ocieplenie wód powierzchniowych jest największe w skali analizowanego 20-lecia, powodując w szerokościach $77\text{--}78^{\circ}\text{N}$ wzrost rocznej wartości TPO z poziomu około -1°C w latach 80-tych do około $+1^{\circ}\text{C}$ po

roku 1997, co znajduje bardzo wyraźne odbicie w obserwowanej w ostatnich latach redukcji zimowego zlodzenia tego rejonu. Podobnie wygląda sytuacja na szerokości 80°N. Ustalenie się nowego poziomu rocznej wartości TPO o ponad 0.2°C wyżej w stosunku do średniej okresu 1982–1995, odpowiedzialne jest za znaczące złagodzenie warunków lodowych, a chwilami także niemal całkowity brak lodu morskiego (zwłaszcza jesienią), na wodach bezpośrednio przylegających do Spitsbergenu od północy i północno-zachodu. Warunki te z kolei – poprzez modyfikację strumieni ciepła z wody do atmosfery – wpływają na klimat Spitsbergenu, znajdując odbicie głównie we wzroście sum opadów ciekłych tej pory roku. Te z kolei, wraz ze wzmożoną bezpośrednią abrazją termiczną klifów lodowych (Řehák i in. 2004) powodują gwałtowny regres lodowców Zachodniego Spitsbergenu.

Literatura

- Blindheim J., Borovkov V., Hansen B., Malmberg S.-Aa., Turrell W.R., Østerhus S. 2000, Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing. *Deep-Sea Research I*, 47: 655-680.
- 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.
- Karcher M. J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C. 2003, Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3034 doi:10.1029/2001JC001265.
- Kruszewski G., Marsz A., Zblewski S. 2003, Wpływ zmian temperatury powierzchni oceanu na Morzu Norweskim na temperaturę powietrza na Svalbardzie i Jan Mayen (1982–2002). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 59-78.
- Łupikasza E. 2002, Zmienność opadów atmosferycznych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978–2000. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 77-88.
- Łupikasza E. 2003, Zmienność występowania opadów deszczu i śniegu w Hornsundzie w okresie lipiec 1978 – grudzień 2002. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 93-105.
- Midttun L. 1990, Surface temperatures of the Barents Sea. *Polar Research* 8: 11-16.
- Niedźwiedz T. 2002, Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 65-75.
- Niedźwiedz T. 2003, Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 79-92.
- Řehák J. sen., Řehák J. jun., Řehák S., 2004, Cofanie się czół lodowych Zachodniego i Wschodniego Lodowca Torella (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 87-94.
- Styszyńska A. 2000, Correlations between air temperature in the area of Spitsbergen and Jan Mayen and ice cover of the Barents and Greenland Seas over the period 1972–1994. *Polish Polar Studies, 27th International Polar Symposium*, Toruń, 279-295.
- 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.

CHANGEABILITY IN SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE REGION OF SPITSBERGEN (1982-2002) REFLECTING CLIMATIC CHANGES OBSERVED AT PRESENT

Summary

This work has analysed changeability in water surface temperature in sea areas in the direct vicinity of West Spitsbergen. (Fig. 1). The analysis made use of SST (Sea Surface Temperature) from Reynolds's data, covering mean monthly values of grids $1 \times 1^\circ$ from the period 1982-2002 (21 years). The changes in SST have been examined both monthly and yearly in 48 grids originating from the region $76-80^\circ\text{N}$, $006-020^\circ\text{E}$. A noticeable increase in water temperature was noted in the entire analysed area. The highest positive annual trends in water temperature were noted in the region $77-78^\circ\text{N}$, $006-007^\circ\text{E}$ located west of Spitsbergen. In this area the mean yearly trends in SST values exceed $+0.11^\circ\text{C}/\text{year}$ and are highly statistically relevant ($p < 0.001$). The values of trend noted in the areas in the direct vicinity of SW coast of Spitsbergen are $+0.07^\circ\text{C}$ to $+0.08^\circ\text{C}/\text{year}$ (at the latitudes $76-78^\circ\text{N}$). Farther north the values of the trend are remarkably lower, yet they are still highly statistically relevant. At 80°N the SST trend ranges from $+0.006^\circ\text{C}$ to $+0.013^\circ\text{C}$ and grows when moving west. At 79°N the observed trend of mean yearly value of SST is within the range from $+0.04^\circ\text{C}$ (010°E) to $+0.07^\circ\text{C}/\text{year}$ (006°E). This indicates that the mean yearly temperature of water in the region west of Spitsbergen has increased by more than 2.5°C over the period of the last 21 years and in coastal waters SW of Spitsbergen by about 1.5°C to 1.7°C . The lowest increase in SST was noted in waters at 80°N , where it did not exceed 0.3°C within 21 years. The increase in water temperature is distributed unevenly in time – since 1995 the rate of the increase has been rapidly growing (see Fig. 2).

The changes in yearly SST values, as the analysis indicated, are influenced by the changes in temperature noted mainly in the period from September to February. This proves that the heat sources carried by the West Spitsbergen Current are increasing and that the summer warming of waters is becoming more and more significant. Interannual changeability in SST in the remaining months proves to be relatively low, in extreme cases being zero (water completely frozen). It can be observed especially at 80°N . The yearly changeability in values of SST in waters around SE coasts of Spitsbergen (Storfjorden) is mainly influenced by the temperature of waters in autumn (August – October), which means that the influence of the summer warming of waters on the yearly SST value in this area has increased.