

O dwudzielności przyczyn zmian temperatury powierzchni Bałtyku (1982-2001)

Changes in sea surface temperature
of the Baltic Sea (1982-2001)

Sławomir Zblewski¹

Zarys treści: W badanym 20-leciu (1982-2001) na Bałtyku wystąpił silny wzrost temperatury powierzchni morza, choć rozkład przestrzenny tego wzrostu jest zróżnicowany. Pod tym względem Morze Bałtyckie wykazuje wyraźną dwudzielność – na południu najsilniejsze i istotne statystycznie trendy dodatnie występują w okresie późno-zimowym i wiosennym, na północy w lecie i jesieni. Granica odmiennego charakteru wzrostu temperatury powierzchni morza przebiega w przybliżeniu wzdłuż 59°N. Wzrost temperatury powierzchni Bałtyku Zachodniego, Południowego, Południowo-Wschodniego i południowej części Bałtyku Środkowego stanowi wynik bezpośredniego oddziaływania zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Wzrost temperatury powierzchni północnych i wschodnich części Bałtyku stanowi efekt pośredniego oddziaływania zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Czynnikiem opóźniającym jest tam pokrywa lodów morskich.

Słowa kluczowe: temperatura powierzchni morza, NAO, maksymalny zasięg zlodzenia

Key words: sea surface temperature, North Atlantic Oscillation, maximum ice extend

Wstęp

Na temat zmian temperatury powierzchni mórz i oceanów, jakie zachodzą w ostatnim okresie, wiadomo stosunkowo niewiele. Wyrzawkowe badania, również polskie (Kruszewski 2004, Marsz 2001; Marsz, Styszyńska 2003; Miętus i in. 2005; Styszyńska 2004, Zblewski 2005), wykazują, że zachodzące zmiany są bardzo poważne, lokalnie doprowadzając do przebudowy istniejącego podsystemu klimatycznego (np. w rejonie Spitsbergenu czy atlantyckiej Arktyki; Kruszewski i in. 2003; Styszyńska 2005).

¹ Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Akademia Morska w Gdyni, ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia, e-mail: zblewski@am.gdynia.pl

Przeprowadzona wcześniej przez autora analiza trendów temperatury powierzchni morza (dalej TPM) wykazała, że w badanym okresie (1982-2001) na całym obszarze Bałtyku zaznaczyły się dodatnie trendy TPM (od poniżej 0,050 do ponad 0,180°C/rok); na większości powierzchni są one istotne statystycznie. W badanym 20-leciu temperatura wód południowej części Bałtyku wzrosła od 1,0 do 2,0°C, a północnej części morza wzrosła od 2,0 do 3,5°C. W przekroju rocznym najsilniejsze trendy wystąpiły w północnej i wschodniej części Bałtyku (Zatoka Botnicka, Zatoka Fińska) w okresie lata i jesieni (0,1 do 0,4°C/rok), a na obszarze Bałtyku Południowego i Zachodniego – w końcu zimy i wiosną (luty-maj) – od 0,05 do 0,12°C/rok. Analiza trendów wykazała, że pod względem rozkładu przestrzennego wzrostu temperatury powierzchni wody Morze Bałtyckie wykazuje wyraźną dwudzielność. Granica odmiennego charakteru wzrostu temperatury powierzchni morza przebiega w przybliżeniu wzdłuż 59°N.

Przeprowadzona analiza skupień (metodą grupowania Warda) przebiegów miesięcznych i rocznych wartości TPM uwidoczniła również wystąpienie wyraźnego porządku przestrzennego w kształtowaniu się zmienności temperatury powierzchni wody. Wykazała, że na obszarze Bałtyku zaznaczają się dwa obszary o odmiennym typie zmienności temperatury wody – południowy i północny. Granica między tymi obszarami przebiega średnio wzdłuż 59°N, wykazując niewielkie przesunięcia sezonowe.

Wyniki przeprowadzonych do tej pory badań zmian temperatury powierzchni wody Morza Bałtyckiego stawiają problem – co jest przyczyną tak silnego wzrostu temperatury powierzchni morza oraz jego odmiennego charakteru w części północnej i południowej?

Materiały

W badaniach posłużono się jednorodnymi ciągami temperatury powierzchni morza, pochodzącymi ze zbioru NOAA OI SST v.1. (The National Oceanic and Atmospheric Administration, Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, version 1), udostępnionymi przez Climate Diagnostic Center, Boulder, Colorado, USA. Są to odpowiednio przetworzone i kalibrowane dane satelitarne, które charakteryzują zachowanie się temperatury powierzchni morza na otwartej przestrzeni, nie zaś w strefie wód przybrzeżnych (zatok, zalewów, wód portowych itp.). Wartości te, według R.W. Reynoldsa i T.M. Smitha (1994), są równoważne pomiarom *in situ*. Oryginalny zbiór zawiera miesięczne wartości TPM dla gridów o rozdzielczości 1°x1° i obejmuje dane od listopada 1981 r. do czerwca 2003 r. Pełna charakterystyka oraz metoda opracowania zbioru została omówiona w pracy R.W. Reynoldsa i T.M. Smitha (1994). Do celów analizy wykorzystano 20-lecie od stycznia 1982 do grudnia 2001 r.

Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza ze stacji Visby, wykorzystane w opracowaniu, pochodzą z bazy danych Nordklim. Dane o maksymalnej wielkości zlodzenia Bałtyku (Maximum Ice Extent) pochodzą z pracy A. Seiny i E. Palosuo (1996). Ciąg ten uzupełniono o wartości publikowane przez Fińską Służbę Hydrologiczną (Finnish Ice Service – Finnish Institute of Marine Research, Helsinki).

Czynniki kształtujące temperaturę powierzchni morza

Temperatura powierzchni morza kształtuje się w procesie wymiany ciepła między morzem i atmosferą. Ogrzewanie górnej warstwy morza i magazynowanie ciepła w wodzie zależy od pochłoniętej energii promieniowania słonecznego.

Zmienność międzyroczną dopływu energii słonecznej do powierzchni Ziemi wprowadzają czynniki klimatyczne – głównie zmiany przezroczystości atmosfery oraz zachmurzenie. Wpływ na kształtowanie temperatury wody, oprócz strumienia pochłoniętej energii promieniowania słonecznego, mają także strumienie energii powodujące straty ciepła w morzu.

Największe znaczenie w procesie przekazywania ciepła do atmosfery (straty ciepła z powierzchni morza) mają strumienie pionowej wymiany ciepła – strumień ciepła odczuwalnego (jawnego; wymiana turbulencyjna) i strumień ciepła utajonego (ciepło parowania).

Wymiana ciepła z atmosferą odbywa się na drodze przekazywania zgromadzonych zasobów ciepła w morzu do turbulენტnej warstwy granicznej atmosfery (Perry, Walker 1982). Pobór ciepła z powierzchni oceanu można oszacować za pomocą formuł stosowanych m.in. przez V.F. Sukhovej (1997). Straty ciepła z powierzchni morza stanowią sumę strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego. Strumienie ciepła wykazują bardzo duże zróżnicowanie między poszczególnymi miesiącami, co skutkuje dużymi zmianami w wielkości ciepła przekazywanego do atmosfery. Najsilniejszy przepływ ciepła z powierzchni morza do atmosfery występuje od listopada do lutego, a więc w okresie, w którym zaznaczają się duże różnice między temperaturą wody i powietrza ($TPM > TP$) oraz wzrost prędkości wiatru.

Powierzchnia morza nie ogrzewa się od powietrza. W momencie, w którym temperatura powietrza staje się wyższa od temperatury wody, początkowo następuje przepływ ciepła z powietrza do wody. Wobec ogromnej różnicy pojemności cieplnej powietrza i wody, przepływająca z powietrza do wody ilość ciepła jest bez znaczenia dla temperatury wody, prowadzi jednak do spadku temperatury powietrza w warstwie nadwodnej.

W rezultacie takiego procesu w warstwie granicznej różnica temperatury powietrza i wody spada do zera, w powietrzu tworzy się warstwa inwersyjna, w której kształtuje się równowaga skrajnie stała. W warstwie inwersyjnej pionowe ruchy powietrza stają się niemożliwe. Wobec braku różnic między temperaturą powierzchni morza a temperaturą powietrza i stateczności przywodnej warstwy powietrza, przepływ ciepła staje się niemożliwy.

W procesie wymiany ciepła między morzem a atmosferą uczestniczy tylko warstwa wód powierzchniowych. W wyniku przekazywania ciepła do atmosfery ochłodzeniu ulega cienka warstwa wody, której gęstość rośnie i woda zaczyna przemieszczać się w głąb. Na jej miejsce wypływa z głębszych warstw woda o mniejszej gęstości, cieplejsza, która oddając ciepło ochładza się i opada w dół. Zaczyna funkcjonować konwekcja, która prowadzi do mieszania się wód i uniemożliwia szybki spadek temperatury wody powierzchniowej. Wychłodzenie powierzchni wody w krótkim czasie nie powoduje zmniejszenia się strumienia ciepła z morza do atmosfery. Konwekcja dostarcza stale do powierzchni zasoby ciepła z głębszych warstw wody, co powoduje, że temperatura wody stale jest wysoka i utrzymywana jest ciągle duża różnica między temperaturą powietrza

a temperaturą wody. Ruchy konwekcyjne zachodzą do momentu uzyskania przez całą masę wód biorących w nich udział temperatury równej temperaturze największej gęstości przy danym zasoleniu (Zakrzewski 1983) i sięgają dolnej granicy sezonowej termokliny. W Morzu Bałtyckim konwekcja obejmuje warstwę wysłodzonych wód sięgającą do głębokości około 40 m (warstwa czynna do granicy z piknokliną). Występujące pod piknokliną wody atlantyckie, charakteryzujące się znacznie większym zasoleniem i gęstością, nie są włączane w cyrkulację pionową prądów konwekcyjnych i w związku z tym nie uczestniczą w procesie wymiany ciepła z atmosferą.

Z powyższych zależności wynika, że pobór ciepła z powierzchni morza do atmosfery jest uzależniony od różnic temperatury powietrza i wody, wilgotności napływającego nad wodę powietrza oraz prędkości wiatru. Zmienność tych parametrów regulowana jest przede wszystkim przez charakter cyrkulacji atmosferycznej występującej zimą.

Związki zmian temperatury powierzchni morza ze zmiennością charakteru cyrkulacji atmosferycznej (NAO)

Głównymi, zmiennymi w czasie i wykazującymi dużą zmienność międzyroczną, czynnikami regulującymi pobór ciepła z powierzchni morza są temperatura powietrza napływającego nad morze, prędkość wiatru nad wodą oraz różnice między prężnością pary nasyconej w temperaturze powierzchni morza a prężnością pary wodnej w napływającym nad morze powietrzu (Perry, Walker 1982). Te parametry powietrza reguluje charakter cyrkulacji atmosferycznej, przynoszącej nad Bałtyk masy powietrza o określonych właściwościach.

Spśród wielu wskaźników cyrkulacyjnych, które można wykorzystać do określenia wpływu cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie się zmian TPM na Bałtyku w badanym okresie, na szczególną uwagę zasługują wskaźniki NAO (Oscylacji Północnego Atlantyku).

NAO wykazuje najsilniejsze działanie, ale i największą zmienność międzyroczną, w okresie zimowym. W tym samym okresie strumienie ciepła z morza (oceanu) do atmosfery są wielokrotnie większe od strumieni ciepła skierowanych do powierzchni morza.

Do analizy wpływu NAO na kształtowanie zmienności TPM na Bałtyku zastosowano w tej pracy wskaźnik NAO J.W. Hurrella (1995), stanowiący standaryzowaną średnią różnicę ciśnienia na poziomie morza między Lizboną a Reykjavikiem\Stykkisholmur z okresu od grudnia do marca. Zastosowanie tego właśnie wskaźnika jest uzasadnione jego syntetycznym charakterem – opisuje on przeciętne warunki cyrkulacyjne całej zimy. Zdaniem A.A. Marsza (2002) jest on bardziej odpowiedni i jednoznaczny niż miesięczne czy sezonowe wskaźniki NAO CRU.

Przeprowadzona analiza korelacji wykazała, że związki miesięcznej TPM z zimowym wskaźnikiem NAO są najsilniejsze i obejmują niemal cały obszar Bałtyku w końcu zimy – w lutym i marcu. Zaznaczają się również silne i istotne statystycznie korelacje w kwietniu, maju i czerwcu. Są to miesiące, które wykraczają poza okres, na podstawie którego oblicza się zimowy wskaźnik NAO, co oznacza, że zimowa cyrkulacja atmosferyczna wyraźnie zapisuje się w polu temperatury powierzchni morza jeszcze w następnym kwartale po jej ustaniu. Wszystkie istotne statystycznie współczynniki korelacji są

dotąd, co oznacza, że z dodatnim wskaźnikiem NAO związany jest wzrost TPM.

Wraz ze wzrostem zimowego wskaźnika NAO nad obszar Morza Bałtyckiego napływa w porze zimowej cieplejsze i wilgotniejsze powietrze z Atlantyku. Dzięki temu zmniejsza się pobór ciepła z wody, a tym samym nie następuje tak duży spadek (ochłodzenie) temperatury powierzchni morza, jaki normalnie powinien nastąpić. W związku z tym TPM pozostaje wyższa i wraz ze wzrostem dopływu promieniowania słonecznego zaczyna się ogrzewać od wyższego poziomu. W rezultacie nawet przy przeciętnym dopływie promieniowania TPM w następnych miesiącach na tych akwenach staje się wyższa od przeciętnej. W drugiej połowie roku (lipiec-grudzień) temperatura powierzchni wody na całej powierzchni Bałtyku nie wykazuje już statystycznie istotnego skorelowania z charakterem zimowej cyrkulacji atmosferycznej, gdyż w większym stopniu jest zależna od dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni morza i strat ciepła na parowanie.

Istotne statystycznie korelacje rocznej TPM z NAO ograniczają się do akwenów zachodniej i południowej części Bałtyku (od Kattegatu po środkowy rejon Bałtyku Północnego), gdzie współczynniki korelacji osiągają wartości od powyżej 0,6 na zachodzie do 0,44 na północy (0,44 – granica istotności statystycznej dla szeregu 20-elementowego) (ryc. 1).



Ryc. 1. Związek rocznej temperatury powierzchni morza (TPM) z zimową cyrkulacją atmosferyczną (NAO)

Fig. 1. Correlation between annual SST and winter atmospheric circulation (NAO)



Ryc. 2. Maksymalny zasięg pokrywy lodowej (175 000 km² – wartość zbliżona do średniej z okresu 1982-2001)

Fig. 2. Maximum ice extent (175 000 km² – value close to the mean value in the period 1982-2001)

Przestrzenny rozkład korelacji rocznej temperatury powierzchni morza z zimowym wskaźnikiem NAO wykazuje podobną dwudzielność jak rozkład trendów rocznej TPM. Analiza nie wykazała istotnego wpływu zimowej cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie rocznej temperatury powierzchni wody w części Bałtyku położonej na północ od 59°N.

Przeprowadzona analiza wpływu czynników, które mogłyby stanowić przyczynę ograniczenia wpływu zimowej cyrkulacji atmosferycznej na przebieg rocznej TPM do szerokości geograficznej około 59°N, wykazuje, że w badanym okresie w przybliżeniu na tej linii lokuje się przeciętna granica zasięgu lodów morskich (ryc. 2). Nieistotne współczynniki korelacji występują na tych akwenach, które podlegają zlodzeniu. W warunkach występującego zimą zlodzenia brak jest możliwości bezpośredniego oddziaływania cyrkulacji atmosferycznej na powierzchnię wody.

Związek zmian temperatury powierzchni morza ze zmiennością reżimu lodowego Bałtyku

Zlodzenie Morza Bałtyckiego występuje corocznie, choć rozwój pokrywy lodowej wykazuje bardzo dużą zmienność z zimy na zimę. Miarą opisującą rozmiar zlodzenia Bałtyku jest powierzchnia pokryta przez lody morskie w momencie ich największego rozwoju (Maximum Ice Extent, dalej MIE).

Sezon lodowy na Bałtyku na ogół zaczyna się w listopadzie, chociaż w północnej części Zatoki Botnickiej, między szkiecami, pierwszy lód może pojawić się już w końcu października. Maksymalny rozwój pokrywy lodowej przypada najczęściej na pierwszą lub drugą dekadę marca, a jej zanik trwa od przełomu marca i kwietnia do maja. W północnej części Zatoki Botnickiej lód może przetrwać do końca czerwca (*Atlas Morza Bałtyckiego* 1994).

Procesy tworzenia się pokrywy lodowej na Bałtyku uzależnione są zarówno od zasobów ciepła zakumulowanego w wodach, jak i od stosunków termohigrycznych i anemometrycznych napływających mas powietrza, o których decyduje charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej.

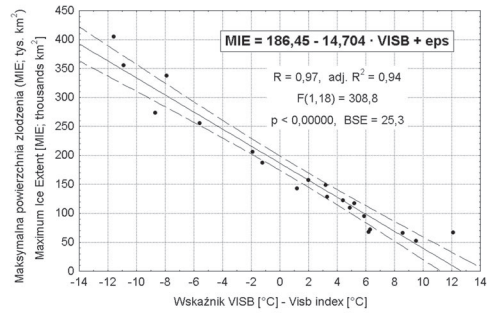
Wpływ cyrkulacji atmosferycznej występującej nad obszarem bałtyckim w okresie zimowym na kształtowanie wielkości MIE wykazali m. in. G. Kosłowski, R. Glaser (1999), A. Omstedt, D. Chen (2001), A.A. Marsz, A. Styszyńska (2005). W analizowanym w tej pracy krótkim okresie 1982-2001 zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej objaśnia 37% zmienności maksymalnej powierzchni zlodzenia (istotny statystycznie współczynnik korelacji liniowej wynosi -0,64).

Od charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej silnie zależą warunki termiczne zimy bałtyckiej (surowość zimy), które opisuje wskaźnik VISB (wskaźnik ten stanowi algebraiczną sumę temperatury powietrza z okresu grudzień-marzec na stacji Visby). Analiza korelacji pokazała, że wraz ze wzrostem wartości wskaźnika NAO wzrasta także wartość wskaźnika VISB ($r=0,71$). Stanowi to prosty rezultat tego, że w czasie wystąpienia pozytywnej fazy NAO nad obszar Bałtyku zimą napływa cieplejsze powietrze z Atlantyku. W wyniku maleje różnica między TPM a temperaturą powietrza, co skutkuje zmniejszonym poborem ciepła z wody.

Z kolei z zimowymi wartościami temperatury powietrza związany jest rozwój pokrywy lodowej. Analiza korelacji między charakterem ostrości zimy a MIE na Bałtyku wykazała, że im więcej stopniodni mrozu, tym większa jest powierzchnia zlodzenia, jak i grubość pokrywy lodowej. Zmienność wskaźnika VISB objaśnia aż 94% zmienności zasięgu pokrywy lodowej na Bałtyku w badanym okresie (ryc. 3). Wraz ze wzrostem powierzchni pokrywy lodowej następuje również wzrost grubości lodów morskich i stopnia ich zwarcia, szczególnie silny na północnych obszarach Morza Bałtyckiego. Te ostatnie parametry pokrywy lodowej mają wpływ na termin końca zalegania pokrywy lodowej.

Wpływ na kształtowanie się temperatury powierzchni Bałtyku mają także różnice w czasie zalegania pokrywy lodowej, które w kolejnych sezonach mogą przekraczać dwa miesiące. W wyniku wcześniejszego ustąpienia lodu morskiego również wcześniej następuje dopływ energii promienistej Słońca do powierzchni wody i rozpoczyna się proces nagrzewania morza. W przypadku kiedy grubość lodu jest duża, to zanika on później, a do tego czasu cała ilość energii promienistej zostaje częściowo odbita (albedo topniejącego mokrego lodu wynosi 0,5), a częściowo zużyta na parowanie i przemiany fazowe wody. Dopiero od momentu ustąpienia pokrywy lodowej pochłonięta energia słoneczna powoduje wzrost TPM.

Z przedstawionych zależności można sądzić, że wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie się letniej temperatury powierzchni morza w północnej i wschodniej części Bałtyku jest zamaskowany i jednocześnie bardzo silnie wzmocniony przez czynnik, jakim jest pokrywa lodowa. Charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej wpływa na temperaturę zimy (stopień surowości zimy). W przypadku wystąpienia zimy surowej nasila się proces oddawania ciepła do atmosfery, wzrasta powierzchnia zlodzenia, jak i grubość lodu. To z kolei prowadzi do tego, że wydłuża się czas zalegania pokrywy lodowej i skraca czas wiosennego i wczesnoletniego dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni wody. W związku z tym ogrzewanie powierzchni morza następuje z opóźnieniem, co skutkuje tym, że letnia TPM będzie niższa od wartości poprzednich. Podczas wystąpienia zimy łagodnej straty ciepła z powierzchni morza są niewielkie, a procesy konwekcji wynoszą ciepło z głębszych, leżących nad piknokliną warstw wód. Dzięki temu możliwość dalszego zamarzania morza będzie ograniczona do północnej części Bałtyku, gdzie również i grubość lodów będzie mniejsza. W związku z tym proces topnienia lodu zostanie przyspieszony, wcześniej nastąpi ogrzewanie wody i w efekcie



Ryc. 3. Wpływ termiki zimy na powierzchnię pokrywy lodowej na Bałtyku (MIE – maksymalny zasięg pokrywy lodowej; VISB – wskaźnik charakteryzujący zimę bałtycką pod względem termicznym)

Fig. 3. The influence of winter thermal conditions on the area of the sea ice cover of the Baltic Sea (MIE – maximum ice extent; VISB – an index characterizing Baltic winter as far as thermal conditions are concerned)

letnia TPM będzie wyższa od wartości poprzednich. W rezultacie na obszarze północnych części Bałtyku związki rocznej temperatury powierzchni morza z MIE są znacznie silniejsze ($r=-0,88$) od związków z zimowym wskaźnikiem NAO, a najsilniejsze i wysoce istotne statystycznie trendy TPM zaznaczają się w miesiącach letnich i jesiennych.

Wnioski

Przeprowadzona analiza wskazuje, że główną przyczyną obserwowanego wzrostu temperatury powierzchni morza na całym obszarze Bałtyku są zachodzące w badanym 20-leciu zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej, polegające na wzroście częstości występowania form cyrkulacji strefowej.

Wzrost temperatury powierzchni Bałtyku Zachodniego, Południowego, Południowo-Wschodniego i południowej części Bałtyku Środkowego stanowi wynik bezpośredniego oddziaływania zimowej cyrkulacji atmosferycznej na powierzchnię morza, regulującej pobór ciepła z powierzchni wód. Wzrost temperatury i wilgotności napływającego nad morze powietrza w okresie zimowym zmniejszył pobór ciepła z wód, co spowodowało wzrost ich temperatury powyżej wartości poprzednich.

Wzrost temperatury powierzchni północnych i wschodnich części Bałtyku stanowi skutek pośredniego oddziaływania zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Cyrkulacyjnie uwarunkowany wzrost temperatury powietrza nad tymi akwenami spowodował zmniejszenie powierzchni i grubości pokrywy lodowej. Stało się to przyczyną wcześniejszego zaniku lodów morskich i wydłużyło okres dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni wody, a tym samym doprowadziło do silnego wzrostu TPM w okresie lata.

Analiza ta wykazuje, że działanie jednego i tego samego czynnika, wobec różnej reakcji składników systemu klimatycznego na to działanie, może doprowadzić do różnicowanych w czasie i przestrzeni odpowiedzi tego samego elementu klimatycznego.

Podziękowania

Autor dziękuje NOAA Earth System Research Laboratory oraz Climate Diagnostic Center za udostępnienie zbioru danych Reyn_SmithOlv1 monthly.ncdf.

Literatura

- Atlas Morza Bałtyckiego*, 1994, IMGW, Warszawa.
- Hurrell J.W., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation*, Science, 269, 676-679.
- Kosłowski G., Glaser R., 1999, *Variations in reconstructed winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications from the North Atlantic Oscillation*, Climatic Change, 41, 175-191.
- Kruszewski G., 2004, *Wzrost temperatury wód wokółspitsbergeńskich w ostatnim 20-leciu (1982-2002)*, Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 203-212.

- Kruszewski G., Marsz A.A., Zblewski S., 2003, *Wpływ zmian temperatury powierzchni oceanu na Morzu Norweskim na temperaturę powietrza na Svalbardzie i Jan Mayen (1982-2002)*, Probl. Klimatologii Polarnej, 13, 59-78.
- Marsz A., 2001, *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*, WSM, Gdynia.
- Marsz A.A., 2002, *Wprowadzenie (istota NAO, historia, wskaźniki)*, [w:] *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, A.A. Marsz, A. Styszyńska (red.), Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej, Gdynia, 11-29.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2003, *Zmiany temperatury powierzchni Bałtyku w rejonie Zatoki i Głębi Gdańskiej (1871-1992) i ich związki z temperaturą powietrza*, Prace Wydziału Nawigacyjnego Akademii Morskiej, Gdynia, 109-138.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2005, *Cyркуlacyjne uwarunkowania ekstremalnego zlodzenia Bałtyku*, [w:] *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), PTGeof., IMGW, Warszawa, 429-440.
- Miętus M., Owczarek M., Filipiak J., Jakusik E., 2005, *Charakterystyka warunków termicznych powierzchniowej warstwy wody morskiej południowego Bałtyku na podstawie klasyfikacji kwantylowej*, Wiad. IMGW, 37, 2, 33-51.
- Omstedt A., Chen D., 2001, *Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea*, J. Geophys. Res., 106, C3, 4493-4500.
- Perry A.H., Walker J.M., 1982, *System ocean – atmosfera*, Wyd. Morskie, Gdańsk.
- Reynolds R.W., Smith T.M., 1994, *Improved global sea surface temperature analyses*, J. Climate, 7, 929-948.
- Seinä A., Palosuo E., 1996, *The classification of the Maximum Annual Extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995*, Meri, 27, 80-91.
- Styszyńska A., 2004, *Stan termiczny Atlantyku Północnego a zlodzenie mórz Barentsa i Grenlandzkiego (1973-1994)*, Probl. Klimatologii Polarnej, 14, 39-57.
- Styszyńska A., 2005, *Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki*, Wyd. Uczelniane Akademii Morskiej, Gdynia.
- Sukhovej V.F., 1997, *Izmenčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana*, Naukova Dumka, Kiev.
- Zakrzewski W., 1983, *Lody na morzach*, Wyd. Morskie, Gdańsk.
- Zblewski S., 2005, *Wpływ zmian temperatury wody na prądach Zachodniogrenlandzkim i Labradorским na zmiany temperatury powietrza na Ziemi Baffina i Labradorze (1982-2002)*, [w:] *Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i reliktowe cechy w krajobrazach*, M. Józwiak, R. Kozłowski (red.), XXXI Sympozjum Polarne, Kielce, 154-157.

Summary

The results of analysis of changes in SST carried out so far proved that the Baltic Sea has indicated a clear duality in the spatial distribution of the increase in SST. The border of this different character of the increase in SST runs along the latitude 59°N. The aim of this work is to analyse the factors which cause the character of the increase in SST of the Baltic Sea to be different in its northern and southern regions.

The paper analyses correlations between winter atmospheric circulation (Hurrell NAO index) and SST over the period 1982-2001. The analysis indicated that winter atmospheric circulation has no essential influence on annual SST in the area of the Baltic Sea located north of 59°N.

Further work presents correlations between changes in winter atmospheric circulation and changes in thermal conditions in winter (i.e. the severity of the winter). The analysis shows that during the positive phase of the NAO, warmer air from the Atlantic is transported over the Baltic Sea. As a result, the difference between SST and the air temperature decreases which, in turn, results in the decreased transfer of heat from water.

Another correlation was also a subject of this analysis, i.e. the severity of winter and ice formation on the Baltic Sea. The analysis showed that the variation in the thermal character of the winter (VISB index) explains 94% of the variation of MIE on the Baltic (Fig. 3).

The analysis proved that the atmospheric circulation has both a direct and an indirect influence on the changes in the SST of the Baltic. The increase in SST in the West, South, South-East and South Baltic Sea is directly influenced by circulation. The increase in both temperature and humidity in air temperature in winter resulted in the decreased import of heat from the seawater and as a result the increase in water temperature is higher than previously seen. The increase in SST in the northern and eastern regions of the Baltic Sea is an indirect consequence of the influence of atmospheric circulation. The increase in air temperature influenced by the circulation caused a decrease in both the area and the thickness of the ice cover on the sea. This resulted in an earlier disappearance of the sea ice cover and a prolonged period during which solar radiation reached the sea surface and in this way led to a large increase in SST in summer.