

ZWIĄZKI OSCYLACJI PÓŁNOCNOATLANTYCKIEJ Z WARUNKAMI LODOWYMI POLSKIEGO WYBRZEŻA

Józef P. Girjatowicz, Małgorzata Świątek, Tomasz Olechwir
Uniwersytet Szczeciński, Zakład Hydrografii i Gospodarki Wodnej

Wstęp

Warunki termiczne, w tym również warunki lodowe, na wybrzeżu polskim w okresie zimy zależą głównie od charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Intensywność napływu mas powietrza z Północnego Atlantyku zdominowana jest aktywnością dwóch ośrodków barycznych – Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego. Jak podaje J. Wibig (2000) już w 1924 r. G. Walker zauważył, że głębokiemu Niżowi Islandzkiemu odpowiada znacznie rozbudowany Wyż Azorski. Te silne związki między powyższymi układami barycznymi Walker nazwał Oscylacją Północnoatlantycką (North Atlantic Oscillation – NAO).

Szczególnie istotny wpływ na temperaturę powietrza wywiera NAO zimą (Marshall, Kushnir i in. 1997) przyczyniając się między innymi do zmian intensywności splywu zachodniego w Europie. Od 1980 r. obserwowana jest wyraźna dominacja dodatniej fazy NAO, co sprzyja występowaniu anomalnie wysokich temperatur zimą głównie w Europie Północnej oraz w północno-zachodnim sektorze Atlantyku (Hurrell i van Loon 1997).

Wartość wskaźnika NAO wpływa także na temperaturę powietrza w Polsce, dotyczy to zwłaszcza północno-zachodniej części kraju. Szczególnie wysokie współczynniki korelacji istnieją między znormalizowanym wskaźnikiem NAO a początkiem okresu wegetacyjnego. W Polsce Zachodniej związki te są silniejsze niż w pozostałej części kraju, co wiąże się z intensywniejszym napływem mas powietrza polarno-morskiego przyczyniającego się do podniesienia temperatury powietrza zimą (Marsz i Żmudzka 1999, 2001/2002). Znaczenia Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu warunków termicznych polskiego wybrzeża Bałtyku dowodzi fakt, iż np. w Gdyni wielkość wskaźnika NAO objaśnia aż 60% zmienności sum temperatur średnich miesięcznych okresu I–III (Marsz 1999). Ogólnie w Polsce wskaźnik NAO objaśnia mniej więcej połowę zmienności temperatury zimą (Wibig 2001). W innych porach roku wzrastające różnice ciśnienia między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim wpływają bardziej na rozwój cyrkulacji południowo-zachodniej niż na intensyfikację splywu zachodniego, co wiąże się z rozbudowanym ku północnemu wschodowi klinem Wyżu Azorskiego (Wibig 2000). Prawidłowość ta przejawia się m.in. we współczynnikach korelacji pomiędzy indeksem cyrkulacji strefowej ZI a indeksem NAO, które wynoszą 0.762 zimą, a latem jedynie 0.128 (Degirmendżić i Kożuchowski 2000).

Intensywność splotu zachodniego, poprzez modyfikację temperatury powietrza, oddziałuje również na intensywność zjawisk lodowych m.in. na Bałtyku. Koslowski i Glaser stwierdzają w swojej pracy (1999), że powstawaniu pokrywy lodowej na zachodnim Bałtyku sprzyjają sytuacje blokadowe na północnym Atlantyku (ujemna faza NAO), które wyjątkowo często pojawiały się w okresie "małej epoki lodowej", natomiast wysokie różnice ciśnień między Wyżem Azorskim a Niżem Islandzkim sprzyjały splotowi zachodniemu, a co za tym idzie ograniczonemu rozwojowi zjawisk lodowych u wybrzeży Niemiec.

W Polsce jeszcze nie badano wpływu Oscylacji Północnoatlantyckiej na warunki lodowe polskiego wybrzeża. Można przypuszczać, że w okresie dominacji dodatniej fazy NAO będą występowały łagodne warunki lodowe lub brak zjawisk lodowych, natomiast w okresie występowania ujemnej fazy NAO obserwować będziemy intensywny rozwój zjawisk lodowych. Prawdopodobnie również siła związków korelacyjnych między NAO a zjawiskami lodowymi będzie dość zróżnicowana na akwenach osłoniętych i nieosłoniętych naszego wybrzeża.

Aby odpowiedzieć na te i inne pytania, jako cel pracy przyjęto zbadanie związków jakie zachodzą między wskaźnikami NAO a wybranymi charakterystykami zlodzenia na akwenach osłoniętych i nieosłoniętych naszego wybrzeża; zwrócenie uwagi na niektóre czynniki, które mają wpływ na te związki oraz próbę przedstawienia przestrzennego zróżnicowania współczynników korelacji na naszym wybrzeżu.

Materiały i metody badań

Dane dotyczące Oscylacji Północnoatlantyckiej wykorzystane w pracy pochodzą z udostępnianych w Internecie materiałów opracowanych w University of East Anglia w Norwich. NAO zostało zdefiniowane tam jako różnica między znormalizowanymi wartościami ciśnienia atmosferycznego na Gibraltarze oraz na stacjach zlokalizowanych w południowo-zachodniej Islandii, głównie Reykjaviku (Jones, Jonsson i Weeler 1997). Wykorzystano wartości średnie miesięczne dla zim z okresu 1950/51-1989/90. Natomiast dane lodowe tzw. charakterystyki zlodzenia pochodzą z "Atlasu zlodzenia..." (Girjatowicz 1990) oraz z Materiałów Oddziału Morskiego IMGW (Wiśniewska-Michalska 1986/87-1989/90). Charakterystyki zlodzenia takie jak: daty pierwszego i ostatniego lodu, liczba dni z lodem, długość sezonu lodowego i maksymalna grubość lodu w zimie dotyczą jedynie akwenów osłoniętych: Zalewu Szczecińskiego (Trzebież), Małej Zatoki Puckiej (Puck) i Zalewu Wiślanego (Tolkmicko). Natomiast otwarte wody Bałtyku – akweny nieosłonięte (Świnoujście, Międzyzdroje, Dziwnów, Kołobrzeg, Darłowo, Ustka, Łeba, Rozewie, Hel N (na północ od Helu), Hel W (na zachód od Helu), Gdynia, Gdańsk, Świbno, Krynica Morska włącznie z Jastarnią) charakteryzują liczby dni z lodem. Dane dotyczące zlodzenia, podobnie jak wskaźnika NAO, pochodzą dla zim z okresu 1950/51-1989/90. Badano związki włącznie z zimami, dla których liczba dni z lodem wynosiła 0 – czyli bez lodu ($n = 40$) oraz związki, w których nie uwzględniono tych zim ($n < 40$). W celu znalezienia najistotniejszych związków przyjęto dane NAO nie tylko dla poszczególnych miesięcy od listopada do marca, ale także średnie dla okresów kilkumiesięcznych (XI-I, XII-II, XII-III, I-II i I-III). W celu wyjaśnienia zbyt dużych odchyłeń wartości NAO od charakterystyk zlodzenia w niektórych ekstremalnych zimach (bardzo łagodnych lub bardzo surowych) wykorzystano dodatkowo dane meteorologiczne. Obliczono dla polskiego wybrzeża średnie miesięczne temperatury powietrza na podstawie stacji: Świnoujście, Ustka i Gdynia oraz średni miesięczny stopień zachmurzenia ze stacji: Trzebież, Ustka i

Tolkicko. Ponadto wykorzystano składowe cyrkulacji atmosferycznej według Lityńskiego zawarte w "Kalendarzu typów cyrkulacji atmosferycznej" (Podrażka-Stępniewska, 1991).

Do wyznaczenia związków zastosowano metodę analizy korelacji i regresji. Wyprowadzono związki prostoliniowe i obliczono współczynniki korelacji, współczynniki determinacji i inne statystyki. Istotność związków określono za pomocą testu Fishera-Snedecora.

Związki wybranych charakterystyk zlodzenia z NAO

Wstępna analiza materiałów źródłowych wykazała silne powiązania ze wskaźnikiem NAO zarówno temperatury powietrza w zimie jak i charakterystyk zlodzenia. Wysokim wartościom NAO odpowiadają wysokie wartości temperatury i niskie wartości charakterystyk zlodzenia. Związki warunków termicznych okresu zimowego na wybrzeżu polskim ze wskaźnikiem Oscylacji Północnoatlantyckiej zostały dokładnie opisane przez Marsza (2001) oraz Marsza i Styszyńską (2001). Natomiast nie badano związków zlodzenia wód polskiego wybrzeża ze wskaźnikiem NAO.

Akweny osłonięte

Na naszym wybrzeżu najsilniejsze związki między charakterystykami zlodzenia i wskaźnikiem NAO występują na akwenach osłoniętych. Większość tych związków jest istotna statystycznie nawet na poziomie $\alpha = 0.01$ (tab. 1).

Tabela 1

Współczynniki korelacji Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) z datą pierwszego (P) i ostatniego lodu (O), liczbą dni z lodem (L), długością sezonu lodowego (S) i maksymalną grubością lodu (H) na akwenach osłoniętych polskiego wybrzeża (1950/51-1989/90). Wartości istotne na poziomie $\alpha = 0.05$ pogrubiono, a istotne na poziomie $\alpha = 0.01$ dodatkowo podkreślono

	XI	XII	I	II	III	XI-I	XII-II	XII-III	I-II	I-III
T R Z E B I E Ź										
P	0.262	0.336	0.297	0.203	0.089	<u>0.500</u>	<u>0.436</u>	<u>0.432</u>	<u>0.327</u>	<u>0.333</u>
O	-0.033	-0.211	<u>-0.524</u>	<u>-0.475</u>	-0.294	<u>-0.442</u>	<u>-0.634</u>	<u>-0.700</u>	<u>-0.650</u>	<u>-0.724</u>
L	0.067	-0.281	<u>-0.703</u>	<u>-0.433</u>	<u>-0.322</u>	<u>-0.542</u>	<u>-0.716</u>	<u>-0.754</u>	<u>-0.696</u>	<u>-0.727</u>
S	-0.031	-0.299	<u>-0.612</u>	<u>-0.528</u>	-0.305	<u>-0.548</u>	<u>-0.724</u>	<u>-0.755</u>	<u>-0.696</u>	<u>-0.719</u>
H	0.094	-0.123	<u>-0.684</u>	<u>-0.350</u>	-0.038	<u>-0.431</u>	<u>-0.590</u>	<u>-0.532</u>	<u>-0.635</u>	<u>-0.548</u>
P U C K										
P	0.090	0.038	0.201	0.040	0.196	0.196	0.145	0.202	0.148	0.211
O	0.168	-0.057	<u>-0.602</u>	<u>-0.630</u>	<u>-0.466</u>	<u>-0.318</u>	<u>-0.668</u>	<u>-0.760</u>	<u>-0.750</u>	<u>-0.830</u>
L	0.107	-0.220	<u>-0.726</u>	<u>-0.533</u>	<u>-0.357</u>	<u>-0.502</u>	<u>-0.749</u>	<u>-0.797</u>	<u>-0.770</u>	<u>-0.804</u>
S	0.024	-0.154	<u>-0.585</u>	<u>-0.477</u>	<u>-0.379</u>	<u>-0.424</u>	<u>-0.616</u>	<u>-0.690</u>	<u>-0.648</u>	<u>-0.713</u>
H	-0.007	-0.178	<u>-0.699</u>	<u>-0.457</u>	-0.115	<u>-0.502</u>	<u>-0.677</u>	<u>-0.639</u>	<u>-0.708</u>	<u>-0.644</u>
T O L K M I C K O										
P	0.366	0.148	0.250	0.081	-0.060	<u>0.421</u>	0.241	0.187	0.204	0.144
O	0.112	-0.124	<u>-0.584</u>	<u>-0.637</u>	<u>-0.480</u>	<u>-0.361</u>	<u>-0.681</u>	<u>-0.786</u>	<u>-0.743</u>	<u>-0.837</u>
L	-0.099	-0.359	<u>-0.684</u>	<u>-0.483</u>	<u>-0.332</u>	<u>-0.659</u>	<u>-0.767</u>	<u>-0.804</u>	<u>-0.714</u>	<u>-0.746</u>
S	-0.134	-0.196	<u>-0.627</u>	<u>-0.563</u>	<u>-0.352</u>	<u>-0.554</u>	<u>-0.701</u>	<u>-0.753</u>	<u>-0.726</u>	<u>-0.765</u>
H	-0.036	-0.205	<u>-0.691</u>	<u>-0.440</u>	-0.132	<u>-0.547</u>	<u>-0.677</u>	<u>-0.645</u>	<u>-0.692</u>	<u>-0.639</u>

Współczynniki korelacji w poszczególnych miesiącach zimowych zawierają się przeważnie w przedziale od -0.3 do -0.7 . Najsilniejsze z nich dotyczą daty ostatniego lodu i liczby dni z lodem w styczniu i lutym, których wartości zawarte są w przedziale -0.5 ÷ -0.7 . Są to miesiące i okresy obejmujące środkową część zimy, w której zjawiska lodowe występują najczęściej. Związki te silniejsze są w okresach zimowych (kilkumiesięcznych), zwłaszcza w okresach I-III, XII-III i XII-II. Spośród 5 wybranych charakterystyk zlodzenia, najwyższe korelacje uzyskano z datą zaniku ostatniego lodu w okresie I-III – -0.837 (Tolkicko). Jest to okres, w którym zjawiska lodowe zanikają najczęściej. Zmienność wskaźnika NAO objaśnia aż 70% zmienności daty zaniku ostatniego lodu.

Związek ze średnią datą zaniku ostatniego lodu, obliczoną na podstawie danych z Trzebieży, Pucka i Tolkicka, uzyskał współczynnik korelacji -0.848 – patrz rysunek 1a. Z rysunku tego wynika, że wraz ze wzrostem wartości wskaźników NAO wcześniej zanikać będzie ostatni lód na tych akwenach. Wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę powoduje przyspieszenie zaniku ostatniego lodu o 16 dni.

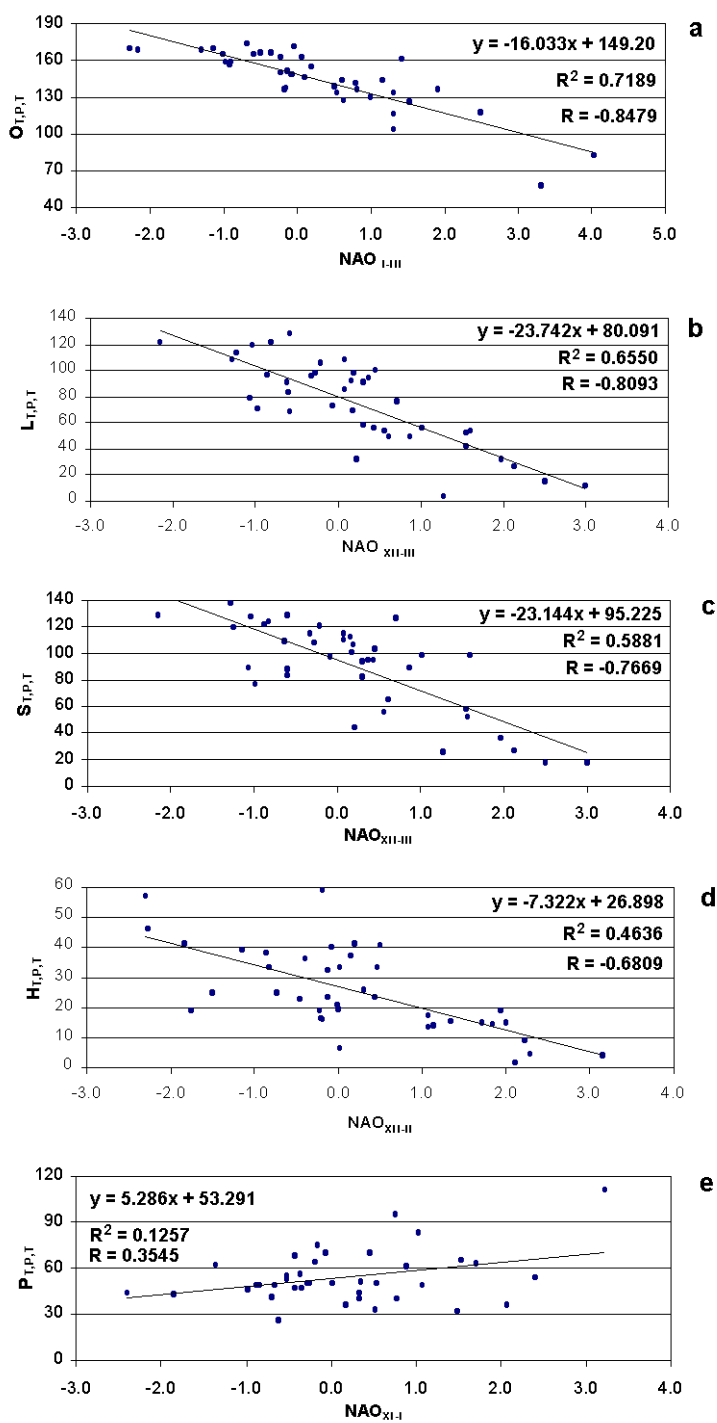
Nieznacznie słabsze są związki z liczbą dni z lodem, choć najwyższe współczynniki korelacji również przekraczają wartość -0.80 (tab. 1). Korelacja wartości indeksu NAO z obliczoną średnią liczbą dni z lodem wynosi -0.809 i zmienność tej liczby można wyjaśnić w 66% zmiennością wskaźnika NAO (rys. 1b). Wskazuje to na wyraźny spadek liczby dni z lodem wraz ze wzrostem wartości wskaźnika NAO. Wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę przyczynia się do zmniejszenia średniej liczby dni z lodem o około 24 dni.

Związki z długością sezonu lodowego są słabsze niż z liczbą dni z lodem. Ich najwyższe współczynniki korelacji nie przekraczają wartości -0.80 (tab. 1). Ze średnią długością sezonu lodowego korelacja wynosi -0.767 (rys. 1c). Zmienność długości tego sezonu w 59% objaśnić można zmiennością wskaźnika NAO. Na akwenach osłoniętych wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę przyczynia się do skrócenia długości sezonu lodowego o 23 dni. Najsilniejsze związki zarówno z liczbą dni z lodem, jak z długością sezonu lodowego są w okresie grudzień-marzec. Jest to okres, w którym zjawiska lodowe występują najczęściej.

Słabsze są również związki z maksymalną grubością lodu, których najwyższe współczynniki korelacji rzadko przekraczają wartość -0.60 (tab. 1). Związek ze średnią maksymalną grubością lodu osiągnął współczynnik korelacji -0.681 i tylko w 46% zmienność grubości lodu można objaśnić zmiennością wskaźnika NAO (rys. 1d). Wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę pociąga za sobą spadek grubości lodu o 7 cm. Najsilniejsze związki występują w okresie grudzień-luty, bowiem w tym okresie pokrywa lodowa najczęściej osiąga największą grubość.

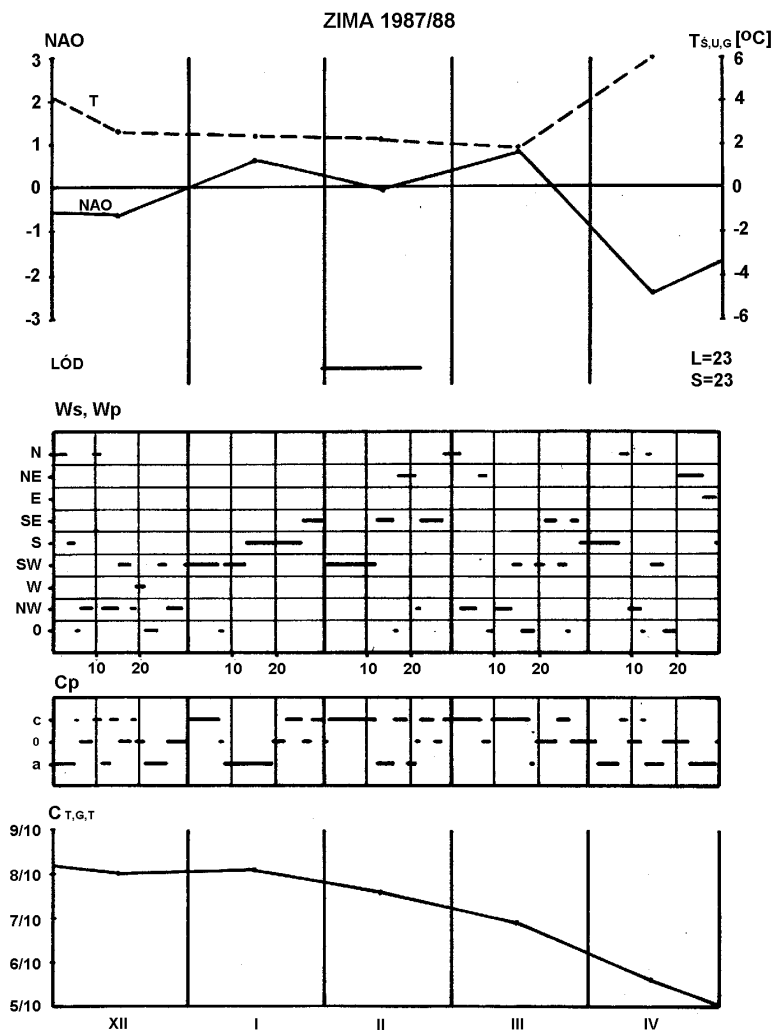
Najślabsze i przeważnie nieistotne statystycznie okazują się związki z datą pojawienia się pierwszego lodu (tab. 1). Związek ze średnią datą pojawienia się pierwszego lodu charakteryzuje się niskim współczynnikiem korelacji wynoszącym 0.355 (rys. 1e) i jest istotny statystycznie na poziomie $\alpha = 0.05$. Ze współczynnika regresji wynika, że wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę powoduje pojawienie się pierwszego lodu o 5 dni później. Najsilniejsze związki występują w okresie pierwszej połowy zimy (XI-I), kiedy to najczęściej pojawiają się zjawiska lodowe.

Przypatrując się związkom przedstawionym na rysunku 1 można zauważyć, że niektóre punkty (zimy) są zbyt oddalone od prostej regresji. Takie rozproszenie punktów dotyczy przeważnie zim bardzo łagodnych lub bardzo surowych. Niektóre bardzo łagodne zimy charakteryzują się niskimi wartościami charakterystyk zlodzenia mimo stosunkowo niskich wartości wskaźnika NAO.



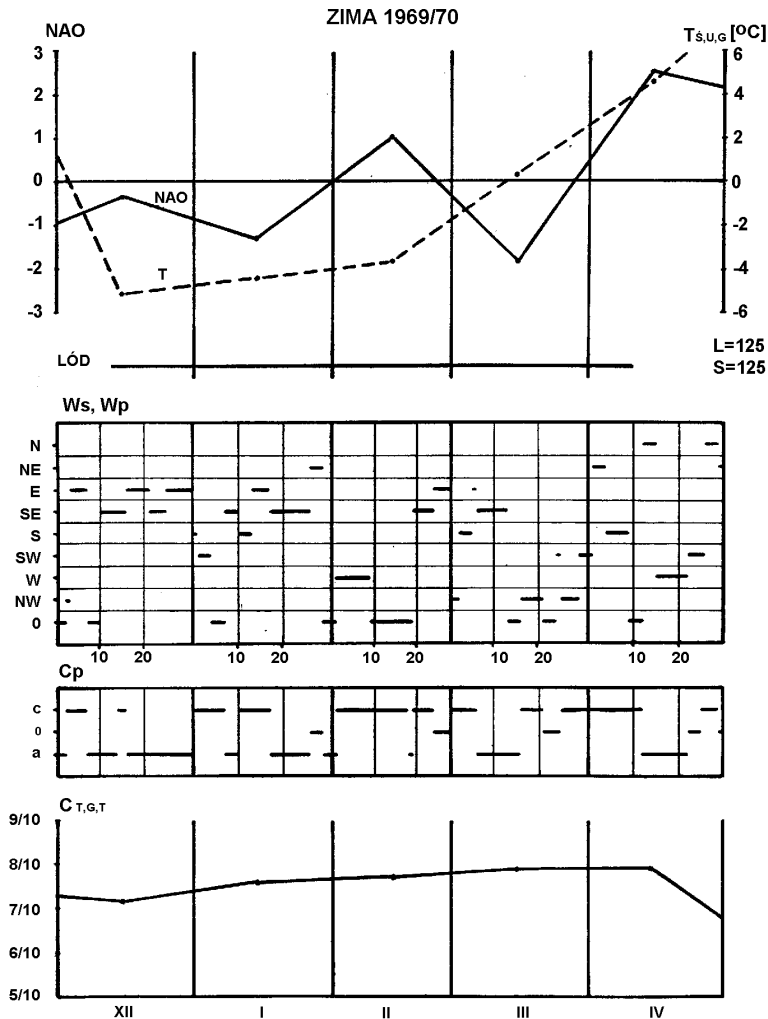
Rys. 1. Związki wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) z: a – datą zaniku ostatniego lodu ($O_{T,P,T}$), b – liczbą dni z lodem ($L_{T,P,T}$), c – długością sezonu lodowego ($S_{T,P,T}$), d – maksymalną grubością lodu ($H_{T,P,T}$) oraz e – datą pojawienia się pierwszego lodu ($P_{T,P,T}$) na akwenach osłoniętych (1950/51-1989/90)

Odchylenia te można w pewnym stopniu wyjaśnić wzmożonym oddziaływaniem czynników solar-nych na dezintegrację pokrywy lodowej. W bardzo łagodnej zimie 1987/88 zjawiska lodowe pojawiły się 31 stycznia, zanikły 22 lutego, toteż występowały zaledwie 23 dni (rys. 2). Tymczasem wartości wskaźnika NAO były stosunkowo niskie tej zimy i oscylowały w pobliżu wartości 0. Zjawiska lodowe powinny więc utrzymywać się tej zimy dłużej – zwłaszcza w marcu, kiedy temperatury powietrza były również niskie i oscylowały w pobliżu 0°C, a w niektórych dniach były nawet poniżej 0°C. Ponadto w



Rys. 2. Zsynchronizowany przebieg Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) ze średnią temperaturą powietrza (Świnoujście, Ustka, Gdynia); zlodzeniem (L, S) w rejonie Pucka; wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej wg Lityńskiego (Ws, Wp; Cp) oraz średnim stopniem zachmurzenia (C) (Trzebież, Gdynia, Tolkmicko) w zimie bardzo łagodnej 1987/88

drugiej i trzeciej dekadzie lutego dominowała cyrkulacja wschodnia (SE i NE), sprzyjająca rozwojowi zjawisk lodowych w tej porze roku. Tymczasem już w lutym zaznaczył się spadek stopnia zachmurzenia i trwał do końca zimy (rys. 2). Spadek stopnia zachmurzenia przekładał się na wzrost oddziaływania czynników solarnych (usłonecznienie i natężenie promieniowania słonecznego) i na wzmożone topnienie pokrywy lodowej. Jak podaje Maliński (1964, 1971) na zalewach przymorskich wiosną, w ciągu jednego słonecznego dnia może stopnieć pokrywa lodowa o grubości nawet kilkunastu cm.



Rys. 3. Zsynchronizowany przebieg Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) ze średnią temperaturą powietrza (Świnoujście, Ustka, Gdynia); zlodzeniem (L, S) w rejonie Pucka; wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej wg Lityńskiego (Ws, Wp; Cp) oraz średnim stopniem zachmurzenia (C) (Trzebież, Gdynia, Tolkmicko) w zimie bardzo surowej 1969/70

Z kolei, niektóre zimy bardzo surowe charakteryzują się dużymi wartościami charakterystyk zlodzenia mimo stosunkowo wysokich wartości wskaźnika NAO. Podobnie jak we wcześniejszym przykładzie, tak też i tu, odchylenia te można w pewnym stopniu wyjaśnić wpływem czynników solarnych, a dokładniej – ich ograniczonym oddziaływaniem na dezintegrację lodu. Z rysunku 3 można odczytać, że w zimie bardzo surowej 1969/70 zjawiska lodowe pojawiły się 8 XII i zanikły dopiero 11 IV. Utrzymywały się więc bardzo długo, bo aż 125 dni. Natomiast wartości wskaźnika NAO nie były stosunkowo niskie, jak na zimę bardzo surową, bowiem w lutym średnia wartość tego wskaźnika była nawet dodatnia i wynosiła +1.06. Ponadto od drugiej połowy marca do pierwszej połowy kwietnia dominowała cyrkulacja cyklonalna, głównie z kierunków południkowych (rys. 3). W tym okresie przeważały dodatnie temperatury powietrza, które powinny spowodować stopnienie lodu. Jednak bardzo niskie temperatury powietrza, które wystąpiły od grudnia do lutego spowodowały znaczny przyrost grubości lodu, nawet do 70 cm (Zalew Wiślany). W rezultacie proces topnienia zjawisk lodowych znacznie się wydłużył. Ponadto duże zachmurzenie na początku wiosny (III-IV) ograniczało oddziaływanie czynników solarnych na topnienie lodu na naszym wybrzeżu (rys. 3).

Akweny nieosłonięte

Wzdłuż polskiej strefy przybrzeżnej, łącznie z wodami Zatoki Pomorskiej i Zatoki Gdańskiej, związki między charakterystykami zlodzenia i wskaźnikiem NAO są wyraźnie słabsze niż na akwenach osłoniętych naszego wybrzeża. Współczynniki korelacji na tych akwenach są przeważnie niższe o 0.1÷0.2 w porównaniu z akwenami osłoniętymi. W poszczególnych miesiącach najsilniejsze współczynniki korelacji liczby dni z lodem ze wskaźnikiem NAO występują w styczniu (tab. 2) i zawierają się w przedziale od -0.450 (Hel N) do -0.678 (Dziwnów).

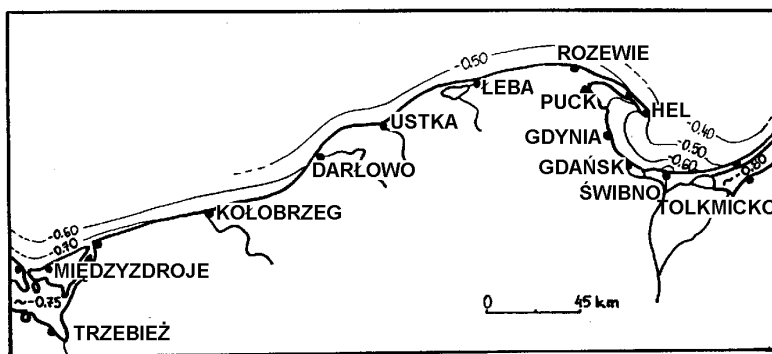
Tabela 2

Współczynniki korelacji wskaźnika Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) i liczby dni z lodem (L) w polskiej strefie przybrzeżnej (1950/51-1989/90). Wartości istotne na poziomie $\alpha = 0.05$ pogrubiono, a istotne na poziomie $\alpha = 0.01$ dodatkowo podkreślono

Rejon	XI	XII	I	II	III	XI-I	XII-II	XII-III	I-II	I-III
Świnoujście	-0.038	-0.108	<u>-0.675</u>	<u>-0.420</u>	-0.222	<u>-0.485</u>	<u>-0.613</u>	<u>-0.625</u>	<u>-0.671</u>	<u>-0.661</u>
Międzyzdroje	-0.070	-0.016	<u>-0.661</u>	<u>-0.528</u>	-0.106	<u>-0.444</u>	<u>-0.617</u>	<u>-0.582</u>	<u>-0.726</u>	<u>-0.655</u>
Dziwnów	0.045	-0.067	<u>-0.678</u>	<u>-0.518</u>	-0.041	<u>-0.422</u>	<u>-0.645</u>	<u>-0.581</u>	<u>-0.731</u>	<u>-0.631</u>
Kołobrzeg	-0.106	-0.039	<u>-0.643</u>	<u>-0.479</u>	-0.004	<u>-0.464</u>	<u>-0.594</u>	<u>-0.522</u>	<u>-0.686</u>	<u>-0.576</u>
Darłowo	0.036	-0.035	<u>-0.620</u>	<u>-0.346</u>	0.206	<u>-0.374</u>	<u>-0.513</u>	<u>-0.368</u>	<u>-0.592</u>	<u>-0.403</u>
Ustka	-0.032	0.022	<u>-0.566</u>	<u>-0.354</u>	0.074	<u>-0.346</u>	<u>-0.462</u>	<u>-0.376</u>	<u>-0.564</u>	<u>-0.438</u>
Łeba	-0.155	0.065	<u>-0.588</u>	<u>-0.388</u>	0.047	<u>-0.400</u>	<u>-0.470</u>	<u>-0.394</u>	<u>-0.597</u>	<u>-0.479</u>
Rozewie	-0.050	-0.070	<u>-0.613</u>	<u>-0.393</u>	0.075	<u>-0.434</u>	<u>-0.549</u>	<u>-0.452</u>	<u>-0.616</u>	<u>-0.481</u>
Jastarnia	-0.023	-0.223	<u>-0.740</u>	<u>-0.515</u>	-0.291	<u>-0.579</u>	<u>-0.749</u>	<u>-0.771</u>	<u>-0.768</u>	<u>-0.773</u>
Hel N	0.220	0.110	<u>-0.450</u>	-0.209	0.128	-0.098	-0.288	-0.202	<u>-0.405</u>	-0.281
Hel W	0.229	0.082	<u>-0.595</u>	-0.280	-0.017	-0.195	<u>-0.412</u>	<u>-0.368</u>	<u>-0.538</u>	<u>-0.457</u>
Gdynia	0.032	-0.149	<u>-0.671</u>	<u>-0.411</u>	-0.084	<u>-0.469</u>	<u>-0.626</u>	<u>-0.581</u>	<u>-0.663</u>	<u>-0.582</u>
Gdańsk	-0.137	-0.063	<u>-0.528</u>	<u>-0.405</u>	-0.028	<u>-0.423</u>	<u>-0.507</u>	<u>-0.456</u>	<u>-0.570</u>	<u>-0.490</u>
Świbno	-0.080	-0.311	<u>-0.634</u>	<u>-0.439</u>	-0.285	<u>-0.593</u>	<u>-0.697</u>	<u>-0.723</u>	<u>-0.657</u>	<u>-0.678</u>
Krynica Morska	-0.031	0.041	<u>-0.532</u>	-0.276	0.046	<u>-0.315</u>	<u>-0.396</u>	<u>-0.329</u>	<u>-0.496</u>	<u>-0.394</u>

W lutym są one słabsze, ale jeszcze istotne statystycznie, niektóre nawet na poziomie $\alpha = 0.01$. W pozostałych miesiącach zimowych związki te są nieistotne statystycznie. Silniejsze związki są w okresach kilkumiesięcznych, zwłaszcza w I-II i XII-II i tylko nieznacznie słabsze w I-III i XII-III. Najsilniejsze związki w okresie I-II związane są z najczęstszym występowaniem w tym okresie zjawisk lodowych na tych akwenach. Najsilniejszy współczynnik korelacji występuje w I-II w Dziwnowie i wynosi -0.731 . Zmienność wskaźnika NAO w 53% objaśnia zmienność liczby dni z lodem. Wzrost wskaźnika NAO o jedną jednostkę powoduje spadek liczby dni z lodem o około 10 dni.

Wzdłuż polskiej strefy przybrzeżnej występuje dość wyraźne zróżnicowanie wartości współczynników korelacji. Najsilniejsze są one w głęboko wciętych zatokach i w ujściach dużych rzek (tab. 2); są to rejony głównie Dziwnowa (-0.731), Międzyzdrojów (-0.726) i Świbna (-0.723). Tam zmienność liczby dni z lodem w 50% wyjaśniana jest zmiennością wskaźnika NAO. Najslabsze zaś współczynniki korelacji obserwuje się w rejonach położonych blisko akwenów głębokich (Krynica Morska, Hel N). Przestrzenne zróżnicowanie współczynników korelacji na wybrzeżu polskim przedstawia rysunek 4. W zróżnicowaniu tym, nie uwzględniając akwenów osłoniętych, można zauważyć, że najsilniejsze korelacje występują w Zatoce Pomorskiej. Słabną one ku wschodowi, aż do Zatoki Gdańskiej – na północ od Helu (Hel N). W zachodniej części Zatoki Gdańskiej i w ujściu Wisły (Świbno) są one nieco silniejsze i znowu słabną ku wschodowi (Krynica Morska).



Rys. 4. Izokorelaty liczby dni z lodem ze wskaźnikiem Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) w zimie (I-II) na wybrzeżu polskim (1950/51-1989/90)

Dotychczasowe analizy wykazują istnienie pewnego związku współczynników korelacji ze współczynnikami zmienności rozumianymi jako stosunek odchylenia standardowego do wartości średniej. Im wyższy współczynnik zmienności liczby dni z lodem, tym przeważnie słabszy jest współczynnik korelacji. Bowiernajwyższe współczynniki zmienności występują w rejonach Hel N (2.44) i Krynicy Morskiej (2.15); najniższe zaś w Świbnie (0.58), Świnoujściu (0.95) i Dziwnowie (1.02) (tab. 3). Rzecz jasna, że najniższe współczynniki zmienności występują na akwenach osłoniętych (Tolkmicko – 0.34; Puck – 0.52; Jastarnia – 0.54 i Trzebież – 0.55), bowiern tam są najsilniejsze współczynniki korelacji (tab. 1). Na taki stan rzeczy ma wpływ stosunkowo duża stabilność warunków lodowych i słabe oddziaływanie na nie czynników pozaterymicznych (ruchy wód, napływ lub odpływ lodu) na akwenach osłoniętych w porównaniu z otwartymi wodami strefy przybrzeżnej (Girjatowicz, 2001).

Tabela 3

Wartości średnie i ekstremalne oraz miary zmienności liczby dni z lodem na wybrzeżu polskim (1950/51-1989/90)

Rejon	Średnia	Maksimum	Minimum	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności
Świnoujście	30.20	106	0	28.57	0.95
Międzyzdroje	15.70	64	0	20.05	1.28
Dziwnów	21.45	77	0	21.97	1.02
Kołobrzeg	15.25	95	0	22.46	1.47
Darłowo	11.65	98	0	20.34	1.75
Ustka	11.60	90	0	20.52	1.77
Łeba	10.48	95	0	19.23	1.84
Rozewie	10.03	86	0	16.92	1.69
Jastarnia	60.95	120	0	33.18	0.54
Hel N	2.78	24	0	6.76	2.44
Hel W	9.40	52	0	14.31	1.52
Gdynia	20.63	83	0	22.46	1.09
Gdańsk	12.63	79	0	19.12	1.51
Świbno	53.15	112	0	30.94	0.58
Krynica Morska	5.40	62	0	11.63	2.15
Trzebież	61.25	123	0	33.65	0.55
Puck	69.48	125	0	35.91	0.52
Tolkmicko	92.73	138	11	31.49	0.34

Przedstawione w pracy związki sporządzone były na podstawie danych dotyczących wszystkich zim ($n = 40$), włącznie z zimami, w których zjawiska lodowe nie wystąpiły. Dla tych zim liczbę dni z lodem przyjmowano jako 0 (zero). Taka wartość liczbową (zero) także określa warunki lodowe (brak zjawisk lodowych). Uzależniona jest ona od warunków termicznych zimy (zimy bardzo łagodne) i też pośrednio od wskaźnika NAO (wysokie wartości NAO). Ponadto porównując współczynniki korelacji dla szeregów nie uwzględniających zimy bez lodu ($n < 40$) i uwzględniających je ($n = 40$), stwierdzono że te ostatnie mają przeważnie wyższe współczynniki i są bardziej istotne statystycznie. Uwzględnianie wartości zerowych ma jeszcze większy sens przy obliczaniu i porównywaniu wartości średnich: liczby dni z lodem, długości sezonu lodowego, czy maksymalnej grubości lodu.

Uwagi końcowe

W strefie przybrzeżnej polskiego wybrzeża związki charakterystyk zlodzenia ze wskaźnikiem NAO są tylko nieznacznie słabsze w porównaniu ze związkami jakie zachodzą między temperaturą powietrza a wskaźnikiem NAO. Do porównania wykorzystano współczynniki korelacji w styczniu przedstawione w pracy Marsza (2001). Różnice między współczynnikami korelacji liczby dni z lodem ze wskaźnikiem NAO wg Jonesa, a współczynnikami korelacji temperatury powietrza ze wskaźnikiem NAO wg Hurrela są przeważnie rzędu kilku setnych na korzyść tych ostatnich związków. Porównując te współczynniki korelacji należy mieć na uwadze to, że A. Marsz użył nieco innego wskaźnika NAO

– Hurrella z okresu od grudnia do marca, a ponadto wykorzystał dane z innego wielolecia (1970-1998).

Na akwenach osłoniętych związki wskaźnika NAO z niektórymi charakterystykami zlodzenia są nieco silniejsze niż związki z temperaturą powietrza. W rejonach tych współczynniki korelacji liczby dni z lodem ze wskaźnikiem NAO w styczniu przeważnie przekraczają wartość -0.70 , a w okresie dłuższym (kilkumiesięcznym) – nawet wartość -0.80 . Pewnym wyjaśnieniem tych relacji może być szybka reakcja płytkich akwenów zamkniętych na zmiany warunków termicznych (spowodowana stosunkowo niewielką bezwładnością cieplną). Warunki termiczne z kolei silnie uzależnione są od warunków cyrkulacyjnych atmosfery determinowanych wskaźnikiem NAO. Bowiem w okresie zimowym dodatnim wartościom wskaźnika NAO przeważnie odpowiada napływ ciepłych mas powietrza z kierunków zachodnich, a z ujemnymi wartościami związany jest napływ chłodnych mas powietrza, głównie z kierunków południkowych i wschodnich.

Ponadto można przyjąć, że wskaźnik NAO jest wskaźnikiem kompleksowym, uwzględniającym pośrednio wiele elementów meteorologicznych nie tylko związanych z ciśnieniem czy termiką. Od napływu określonych mas powietrza w większym lub mniejszym stopniu uzależnionych będzie szereg innych elementów meteorologicznych, jak np. kierunek i prędkość wiatru, opad, zachmurzenie i usłonecznienie czy natężenie promieniowania słonecznego (przezroczystość powietrza). Czynniki te w pewnym zakresie mają wpływ na rozwój lub dezintegrację lodu. Taka interpretacja w pewnym stopniu wyjaśnia stosunkowo silne związki między niektórymi charakterystykami zlodzenia a wskaźnikiem NAO.

Literatura

- Degirmendźić J., Kożuchowski K., 2000, Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce. *Przeł. Geofiz.*, 3-4, s. 221-237.
- Girjatowicz J. P., 1990, Atlas zlodzenia wód polskiego wybrzeża Bałtyku. Wyd. Akademia Rolnicza, Urząd Morski i Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Szczecin, 114 s.
- Girjatowicz J. P., 2001, Effects of atmospheric circulation on ice conditions in the southern Baltic coastal lagoons. *Int. J. Climatology*, 21, s. 1593-1605.
- Hurrell J., van Loon H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, s. 301-326.
- Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatology*, 17, s. 1433-1450.
- Koslowski G., Glaser R., 1999, Variations in reconstructed ice winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications for the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 41, s. 175-191.
- Maliński J., 1964, Prognoza zlodzenia w obszarze polskich wód przybrzeżnych. *Biuletyn PIHM*, 2, s. 69-74.
- Maliński J., 1971, Zlodzenie Zalewu Szczecińskiego i wód przyległych. *Materiały PIHM*, Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa, 44 s.
- Marsz A. A., 1999, Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Przeł. Geofiz.*, 3, s. 225-245.
- Marsz A. A., 2001, Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Wyd. Uczelniane WSM*, Gdynia, 107 s.
- Marsz A. A., Styszyńska A., 2001, Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską. *Wyd. Uczelniane WSM*, Gdynia, 101 s.

- Marsz A. A., Żmudzka E., 1999, Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce. *Przegl. Geofiz.*, 4, s. 199-210.
- Marsz A. A., Żmudzka E., 2000/2001, Długotrwała prognoza początku okresu wegetacyjnego w Polsce. *Annales UMCS, LV/LVI*, s. 221-229.
- Stępniewska-Podraźka M., 1991. *Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej (1951-1990)*. Wyd. IMGW, Warszawa, 108 s.
- Wibig J., 2000, Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu. *Przegl. Geofiz.*, 2, s. 121-137.
- Wibig J., 2001, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie. Wyd. UŁ, Łódź, 208 s.
- Wiśniewska-Michalska A., 1987-1990, Złodzenie polskiej strefy przybrzeżnej: 1986/87, 1987/88, 1988/89, 1989/90. Materiały Oddziału Morskiego IMGW, Gdynia.

Media elektroniczne:

- <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm> (wskaźnik NAO Jonesa, Jonssona i Wheelera; Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, UK).
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Hurrell J., McCartney M., Visbeck M., 1997. A "white paper" on Atlantic climate variability. www.met.rdg.ac.uk/cag/NAO/index.html.