

**ZMIANY ZŁODZENIA MÓRZ BARENTSA I GRENLANDZKIEGO
W ŚWIETLE ZMIAN WSKAŹNIKA INTENSYWNOŚCI
PRĄDU LABRADORSKIEGO (1972-1994)
Wstępne wyniki analizy**

Anna Styszyńska

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Wydział Nawigacyjny WSM w Gdyni
e-mail: stysa@wsm.gdynia.pl

1. Wstęp

Morza przyarktyczne w sektorze atlantyckim charakteryzuje duża sezonowa i międzyroczna zmienność pokrywy lodowej. Badania wielu autorów, prowadzonych zarówno na materiale empirycznym jak i przy wykorzystaniu różnego rodzaju modeli (m.in. Zakharov 1987, Vinje i Kvambekk 1991, Seereze i in. 1993, Slonosky i in. 1997, Hilmer i in. 1998, Yi i in. 1999) wskazują, że reżim lodowy tych mórz znajduje się pod dużym wpływem wielkoskalowych zmian cyrkulacji atmosferycznej i cyrkulacji mas wodnych Atlantyku i Morza Arktycznego. Związki te posiadają na ogół charakter telekoneksji i wykazują przesunięcia fazowe (m.in. Šulejkin 1968, Mysak 1995, Deser i in. 2000).

Wpływ ciepłych i silnie zasolonych wód atlantyckich wnikających do atlantyckiej Arktyki na zmiany zasięgu lodów morskich na morzach Grenlandzkim i Barentsa jest powszechnie znany. Duży zasób ciepła i brak stratyfikacji gęstościowej tych wód ogranicza w znacznym stopniu możliwość spadku temperatury powierzchniowej warstwy wody do temperatury zamarzania i skutecznie ogranicza rozwój lodów morskich. Ciepłe wody atlantyckie, wnoszone na omawiany obszar przez prądy Norweski, Zachodniospitsbergeński i Nordkapski, pochodzą z Prądu Północnoatlantyckiego. Temperatura i ilość wód niesiona w Prądzie Północnoatlantyckim jak i jego północno-wschodnich przedłużeniach podlega dużym zmianom z roku na rok (m.in. Alekseev i in. 1998).

Jednym z elementów cyrkulacji powierzchniowych wód Północnego Atlantyku, również podlegającym dużym zmianom w czasie i mającym wpływ na charakterystykę Prądu Północnoatlantyckiego jest Prąd Labradorski. Każda zmiana wielkości dopływu chłodnych wód Prądu Labradorskiego do rejonu na SE od Nowej Fundlandii odbija się na stanie termicznym Prądu Północnoatlantyckiego. Wody Prądu Północnoatlantyckiego z pewnym opóźnieniem trafiają, poprzez Prąd Norweski i jego odgałęzienia, na powrót do Arktyki.

W okresach gdy Prąd Labradorski staje się silny, jego wody spychają w rejonie na SE od Nowej Fundlandii ciepłe wody Golfstromu na południe i tworzą na NW Atlantyku rozległe, ujemne anomalie temperatury powierzchni oceanu. Anomalie te następnie rozprzestrzeniają się na wschód wzdłuż północnego skraju Prądu Północnoatlantyckiego i z odpowiednim opóźnieniem wpływają na cyrkulację atmosferyczną w centralnej i wschodniej części Północnego Atlantyku sprzyjając wystąpieniu dodatniej fazy NAO (Marsz 1997, 1999b, 2000).

Klimatyczną aktywność Prądu Labradorskiego szacować można za pomocą wskaźnika opracowanego przez Marsza (Internet). Podstawą określania wielkości tego wskaźnika jest liczba wynoszonych na Atlantyk przez Prąd Labradorski gór lodowych. Duża liczba gór lodowych przekraczających 48°N w rejonie Nowej Fundlandii obserwowana jest wtedy gdy jego wody są silnie wychłodzone i charakteryzują się dużym przepływem. Przy niewielkiej intensywności Prądu Labradorskiego, której towarzyszy wzrost temperatury wody, liczba gór lodowych wyprowadzanych w rejon Nowej Fundlandii wyraźnie maleje.

Klimatyczne i hydrologiczne następstwa zmian intensywności Prądu Labradorskiego nie są jeszcze w pełni poznane. Zmienność Prądu Labradorskiego stanowi rezultat skomplikowanych związków w systemie kontynent - ocean - atmosfera NW Atlantyku, jednocześnie będąc elementem tego systemu (Śulejkin 1968, Marsz 1997). Interakcje w tym systemie są bardzo złożone. Wiadomo już, że zmiany intensywności Prądu Labradorskiego zaznaczają się nie tylko w zmienności pól anomalii temperatury wody powierzchniowej Północnego Atlantyku (Marsz 1997) ale również i na odległych obszarach - w zmienności powierzchni zlodzenia Bałtyku, w przebiegu średniej miesięcznej temperatury powietrza w Europie środkowej (Marsz 1999a) i w atlantyckiej Arktyce (Marsz 1999b).

Biorąc pod uwagę poznane do tej pory zależności rysuje się pytanie czy zachodzą również bezpośrednie związki między zmianami pokrywy lodowej mórz atlantyckiej Arktyki, a zmianami intensywności Prądu Labradorskiego. Badania Mysaka (1995) nad zmianami pokrywy lodowej mórz Grenlandzkiego i Islandzkiego w świetle zmian temperatury wody powierzchniowej w strefie 45-55°N Północnego Atlantyku wskazują, że takie związki są bardzo prawdopodobne.

W celu wyjaśnienia w jakim stopniu zmiany aktywności Prądu Labradorskiego wpływają na wielkość pokrywy lodowej mórz Grenlandzkiego i Barentsa przeprowadzono badania statystyczne, analizując korelacje występujące synchronicznie (w danym roku) i z przesunięciem czasowym od jednego do dwóch lat. Do analizy wykorzystano średnie miesięczne wielkości pokrywy lodowej badanych mórz i roczne wartości wskaźnika intensywności Prądu Labradorskiego.

2. Materiały źródłowe

Średnie miesięczne wielkości pokrywy lodowej mórz Barentsa i Grenlandzkiego obliczono na podstawie tygodniowych wielkości pokrywy lodowej tych mórz opublikowanych przez Narodowe Centrum Danych Klimatycznych USA (NCDC - Asheville) w zbiorze "1972-1994 Sea Ice Historical Data Set" (<http://www.natice.noaa.gov>). Do niniejszego opracowania wykorzystano z tego zbioru dane dotyczące wielkości pokrywy lodowej o zawartości 10% i więcej występującej na badanych morzach obejmujące pełny okres obserwacji, który zawiera archiwum NCDC, to jest 1199 tygodni w okresie 01.1972 - 12.1994 (23 lata).

Wartości wskaźnika intensywności Prądu Labradorskiego zaczerpnięto z pracy A. Marsza "Klimatyczny wskaźnik aktywności Prądu Labradorskiego" dostępnej w wersji elektronicznej pod

adresem: http://ocean.wsm.gdynia.pl/hi_klim/hi_kli_4.htm. Praca ta zawiera ciąg wartości wskaźników WPL od 1900 do 2000 roku. Podstawą wyznaczania tego wskaźnika jest liczba gór lodowych przekraczających w danym sezonie lodowym w rejonie Nowej Fundlandii równoleżnik 48°N. Ponieważ jako sezon lodowy Międzynarodowy Patrol Lodowy rejestrujący przechodzące przez ten równoleżnik góry lodowe przyjmuje okres od października jednego roku do września roku następnego i datuje na rok stycznia, to wskaźnik intensywności Prądu Labradorского jest wartością roczną.

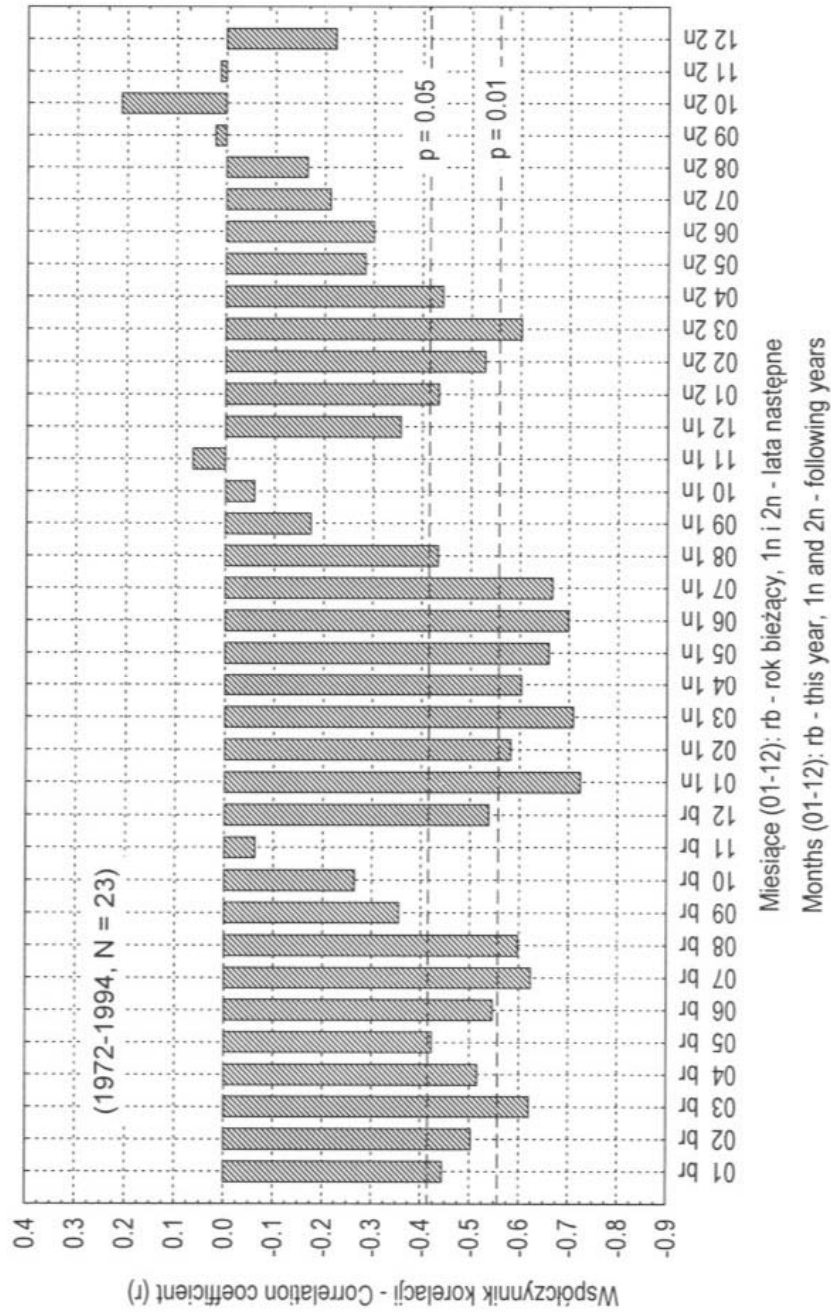
3. Korelacje wskaźnika intensywności Prądu Labradorского z pokrywą lodową mórz Barentsa i Grenlandzkiego

W badanym 23-leciu 1972-1994 średnie miesięczne wielkości pokrywy lodowej mórz Barentsa i Grenlandzkiego podlegały dużym zmianom sezonowym i z roku na rok. Jak wynika z badań autorki (2000) istotne statystycznie związki pomiędzy zlodzeniem obydwu mórz zachodzą jedynie w początkowej fazie rozwoju nowej pokrywy lodowej (wrzesień) oraz w okresie jej największego rozprzestrzenienia (grudzień-marzec). Zróżnicowanie przebiegu zlodzenia, zwłaszcza w początkowym okresie tworzenia nowej pokrywy lodowej (październik, listopad), wynika z obecności na Morzu Grenlandzkim lodów napływowych wnoszonych przez Prąd Transpolarny i dalej Prąd Wschodniogrenlandzki z Arktyki (m.in. Hilmer i in. 1998). Na Morzu Barentsa, na którym przeważają lody powstałe w obrębie tego morza, ewolucja pokrywy lodowej jest silnie uzależniona z jednej strony od intensywności rozprzestrzeniania się w E i NE części tego morza wysłodzonej Arktycznej Wody Powierzchniowej (m.in. Zakharov 1987, Zubakin 1987), a z drugiej - od ilości słonych i ciepłych wód atlantyckich wnoszonych do SW części tego morza przez prądy Norweski i Nordkapski (m.in. Alekseev i in. 1998). Poprzez funkcjonowanie Prądu Zachodniopitsbergeńskiego zmiany przepływu wód atlantyckich winny również zaznaczyć się w zmienności pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego¹.

Zapas ciepła zgromadzony w wodach przynoszonych do badanych akwenów przez Prąd Norweski w jakiejś mierze zależy od dopływu chłodnych wód Prądu Labradorского w rejon Nowej Fundlandii, których część dostaje się w obieg cyrkulacji Prądu Północnoatlantyckiego wpływając na zasoby ciepła tego prądu. Dla wyjaśnienia jaki odsetek zmienności wielkości pokrywy lodowej mórz Grenlandzkiego i Barentsa może być określony przez zmiany ilości i termiki napływających w rejon Nowej Fundlandii wód Prądu Labradorского, pomijając "ogniwo północnoatlantyckie", przeprowadzono rachunek korelacyjny między średnimi miesięcznymi wielkościami pokrywy lodowej na obu badanych morzach a wskaźnikiem intensywności Prądu Labradorского (WPL) występującym w danym roku i z przesunięciem czasowym od jednego do dwóch lat.

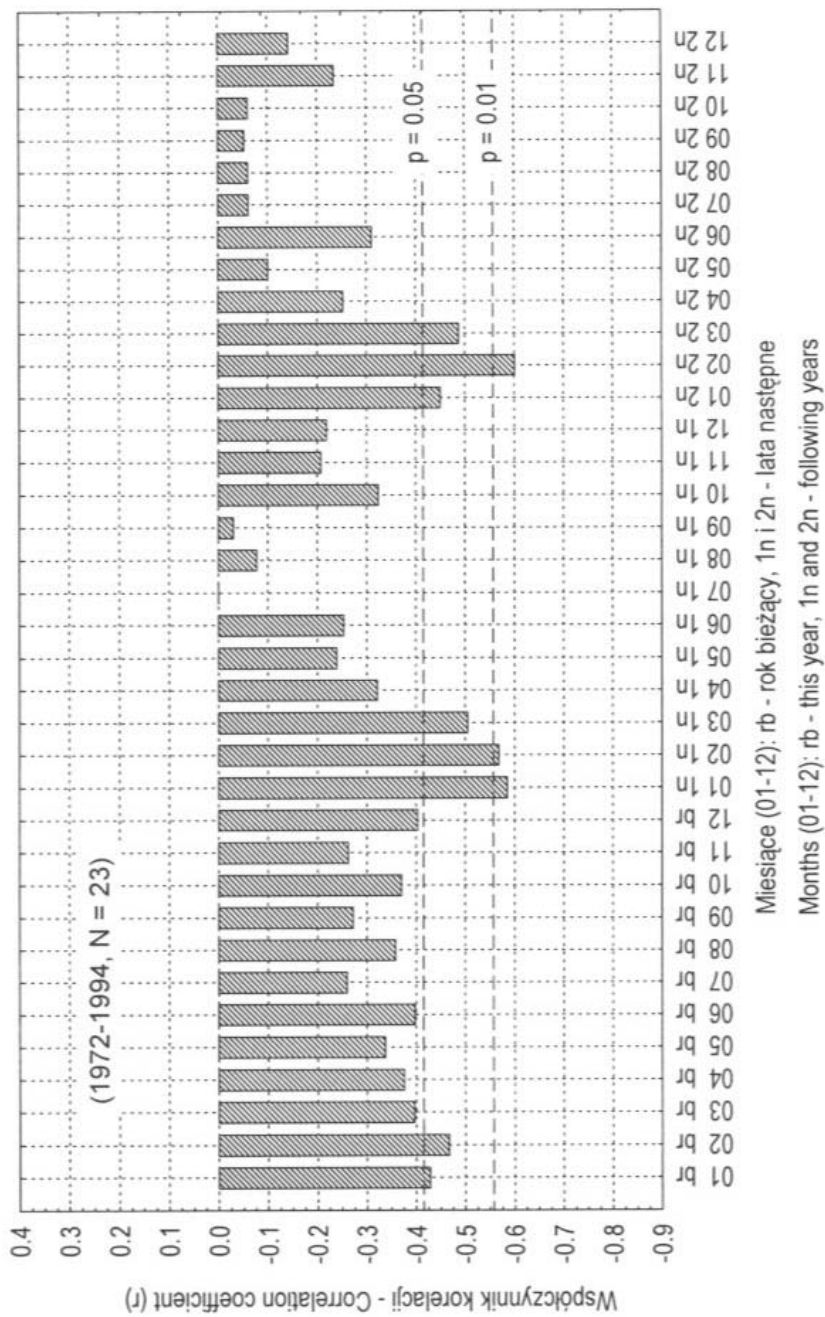
Wyniki analizy wykazały, że w ciągu badanych 23 lat (1972-1994) średnie miesięczne wielkości pokrywy lodowej na Morzu Barentsa wykazują silne skorelowanie ze zmianami wartości wskaźnika intensywności Prądu Labradorского (tab.1, ryc. 1). Silne ujemne korelacje zaznaczają się między WPL a pokrywą lodową występującą w okresie od stycznia do sierpnia w tym samym co WPL roku. Gdy zaś wskaźnik WPL pochodzi z roku poprzedniego korelacje te w okresie od stycznia do

¹ Międzyroczną zmienność kształtowania się pokrywy lodowej na obu morzach dodatkowo komplikuje zmienność cyrkulacji atmosferycznej nad tymi akwenami, sterowana przez rozwój w czasie danych zim, klimatycznych centrów działania atmosfery - Wyżu Grenlandzkiego i Arktycznego, Niżu Islandzkiego oraz zmieniających się układów barycznych nad Półwyspem Skandynawskim - Wyżu Skandynawskiego lub układów niżowych. Te zagadnienia nie będą jednak poruszane w tej pracy.



Ryc. 1. Rozkład współczynników korelacji liniowej między wskaźnikiem Prądu Labradorskiego (WPL) a średnią pokrywą lodową na Morzu Barentsa kolejnych miesięcy (01-12) w roku bieżącym (rb) i 2 latach następnych (1n, 2n). Oznaczony poziom istotności $p = 0.05$ i $p = 0.01$

Fig. 1. Distribution of correlation coefficients between the Labrador Current Intensity Index (WPL) and mean sea-ice cover of the Barents Sea of the following months (01-12) in this year (rb) and two following years (1n, 2n). The level of significance marked $p = 0.05$ and $p = 0.01$



Ryc. 2. Rozkład współczynników korelacji liniowej między wskaźnikiem Prądu Labradorskiego (WPL) a średnią pokrywą lodową na Morzu Grenlandzkim kolejnych miesięcy (01-12) w roku bieżącym (rb) i 2 latach następnych (1n, 2n). Oznaczony poziom istotności $p = 0.05$ i $p = 0.01$

Fig. 2. Distribution of correlation coefficients between the Labrador Current Intensity Index (WPL) and mean sea-ice cover of the Greenland Sea of the following months (01-12) in this year (rb) and two following years (1n, 2n). The level of significance marked $p = 0.05$ and $p = 0.01$

lipca stają się nawet bardzo silne ($r = -0.724$ do -0.582 , $p < 0.0000$ do 0.0036). Dla wyprzedzenia dwuletniego (WPL z 1970 r., pokrywa lodowa z 1972 r.) istotne statystycznie korelacje z wielkością pokrywy lodowej Morza Barentsa dotyczą jedynie okresu pełni jej rozwoju, to jest w miesiącach od stycznia do kwietnia (ryc. 1).

Tabela 1 - Table 1

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) równań liniowych wiążących wielkość pokrywy lodowej Morza Barentsa w poszczególnych miesiącach roku ze wskaźnikiem intensywności Prądu Labradorskiego w tym samym (WPL) i poprzedzającym roku (WPL(r-1)) oraz wartości współczynnika determinacji (adj. R²) tych równań oraz ich istotność statystyczna (p)

Values of constant term (A) and regression coefficients (b) of linear functions relating the ice area of the Barents Sea at given months to the Labrador Current Intensity Index in the same (WPL) and preceding (WPL(r-1)) years and the values of determination coefficient (adj. R²) in these functions and their statistical significance (p)

Miesiąc Month	WPL				WPL(r-1)			
	A	b	adj. R ²	p <	A	b	adj. R ²	p <
I	1096.67	-71.71	0.160	0.0333	1222.73	-117.09	0.502	0.0000
II	1234.98	-102.40	0.218	0.0144	1275.33	-118.82	0.307	0.0036
III	1313.51	-128.69	0.357	0.0016	1358.57	-147.37	0.480	0.0002
IV	1253.10	-109.36	0.232	0.0117	1300.14	-128.27	0.334	0.0023
V	1133.29	-100.44	0.141	0.0438	1289.09	-156.79	0.408	0.0006
VI	941.00	-102.54	0.266	0.0069	1017.31	-131.43	0.465	0.0002
VII	630.40	-85.22	0.361	0.0014	641.98	-91.26	0.419	0.0005
VIII	340.47	-50.12	0.327	0.0026	297.57	-36.46	0.149	0.0387
IX	247.16	-33.46	0.085	0.0951	195.71	-16.44	-	0.4257
X	435.37	-44.30	0.026	0.2204	333.04	-9.92	-	0.7879
XI	580.16	-10.99	-	0.7756	514.02	11.65	-	0.7632
XII	982.19	-80.49	0.256	0.0081	898.67	-53.49	0.086	0.0949

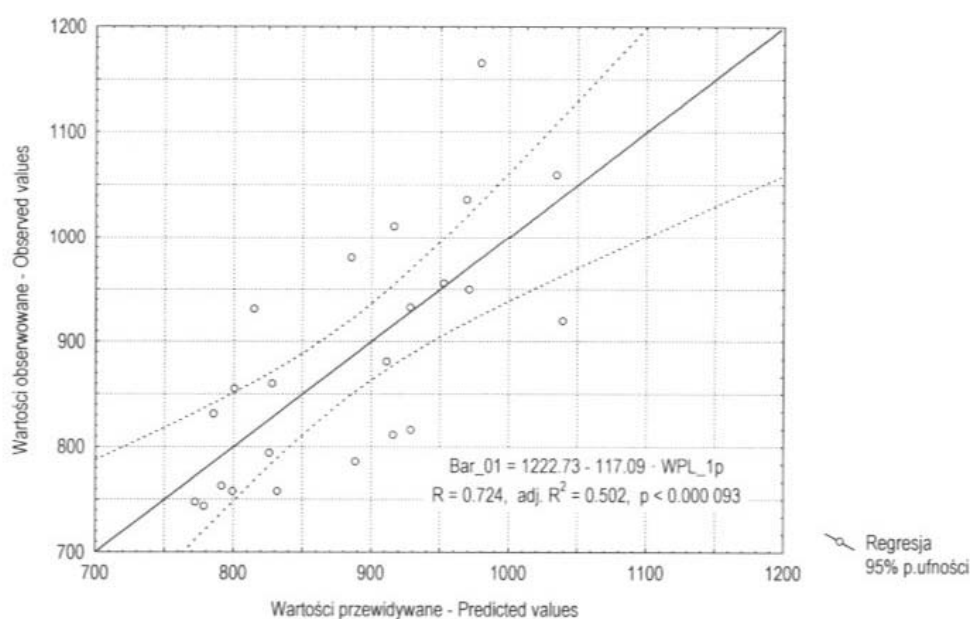
Na rytm zmian pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego zmiany aktywności Prądu Labradorskiego wpływają jedynie zimą (ryc. 2, tab. 2). Istotne pod względem statystycznym, silne, ujemne korelacje między wielkością pokrywy lodowej rozwijającej się na tym morzu w okresie od stycznia do marca włącznie zaznaczają się przede wszystkim wtedy gdy wskaźnik WPL wyprzedza rozwój pokrywy lodowej o jeden rok (r-1) i dwa lata (r-2). W tym samym roku próg istotności statystycznej korelacje te przekraczają jedynie w styczniu i lutym. Zmiany intensywności Prądu Labradorskiego objaśniają tylko niewielki odsetek zmienności wielkości pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego. Wynosi on od 15% w styczniu do 18% w lutym tego samego roku, od 22% w marcu do 31% w styczniu następnego roku i od 17% w styczniu do 33% w lutym po dwóch latach. Brak istotnych korelacji w pozostałych miesiącach wskazuje, że kształtowanie się pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego, poza zimą, odbywa się pod wpływem innych, niż zmiany aktywności Prądu Labradorskiego, czynników.

Tabela 2 - Table 2

Wartości wyrazów wolnych (A) i współczynników kierunkowych (b) równań liniowych wiążących wielkość pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego w styczniu, lutym i marcu ze wskaźnikiem intensywności Prądu Labradorского w tym samym (WPL) i poprzedzającym roku (WPL(r-1)) oraz wartości współczynnika determinacji (adj. R²) tych równań oraz ich istotność statystyczna (p)

Values of constant term (A) and regression coefficients (b) of linear functions relating the ice area of the Greenland Sea in January, February and March to the Labrador Current Intensity Index in the same (WPL) and preceding (WPL(r-1)) years and the values of determination coefficient (adj. R²) in these functions and their statistical significance (p)

Miesiąc Month	WPL				WPL(r-1)			
	A	b	adj. R ²	p <	A	b	adj. R ²	p <
I	967.72	-62.30	0.145	0.0411	1029.92	-85.33	0.312	0.0033
II	1024.81	-70.73	0.182	0.0244	1064.89	-86.31	0.291	0.0046
III	980.94	-55.65	0.117	0.0607	1021.80	-71.14	0.220	0.0138



Ryc. 3. Pokrywa lodowa Morza Barentsa [tys. km²] obserwowana w styczniu obliczona z wartości wskaźnika intensywności Prądu Labradorского (WPL) w roku poprzednim

Fig. 3. The sea ice cover of the Barents Sea [in thousands sq. km] in January calculated from the Labrador Current Intensity Index (WPL) in the preceding year

Wyniki analizy wskazują, że szczególnie duża rola wcześniej występujących anomalii temperatury wody powierzchniowej w rejonie Nowej Fundlandii w ewolucji później (po kilku - kilkunastu miesiącach) występującej pokrywy lodowej zaznacza się na Morzu Barentsa. Zmiany intensywności

Prądu Labradorskiego w danym roku objaśniają od 30% do 50% zmienności wielkości pokrywy lodowej rozwijającej się na tym morzu od stycznia do lipca w roku następnym ($r+1$), (tab. 1, ryc. 3) i od 15 do 33% zmienności pokrywy lodowej rozwijającej się w okresie od stycznia do kwietnia po dwóch latach ($r+2$), ($r = -0.602$ do -0.434 , $p < 0.0024$ do 0.0384).

Wykryte zależności zdają się wskazywać na istotny wpływ czynnika adwekcyjnego na dynamikę rozwoju pokrywy lodowej Morza Barentsa. Zmiany wielkości pokrywy lodowej rozwijającej się na Morzu Barentsa stanowią w dużej części opóźniony skutek zmian intensywności Prądu Labradorskiego ujawniających się bezpośrednio poprzez zmiany termiki wód atlantyckich wprowadzanych do tego morza przez cyrkulację oceaniczną jak i pośrednio poprzez zwiększenie częstości określonych form cyrkulacji atmosferycznej rozwijających się w centralnych i wschodnich częściach Północnego Atlantyku przy danym rozkładzie anomalii temperatury wody powierzchniowej Północnego Atlantyku. Na ten bardziej skomplikowany, rozciągnięty w czasie, obraz interakcji wskazują wyniki przeprowadzonej analizy regresji wielokrotnej. Po przeprowadzonej analizie okazało się, że wielkość pokrywy lodowej rozwijającej się na Morzu Barentsa w pełni zimy - w lutym i marcu - bardzo silnie zależy od aktywności Prądu Labradorskiego obserwowanej zarówno dwa lata temu jak i w roku tworzenia się lodu. Charakterystyki statystyczne tych związków są następujące:

w lutym:

$$\text{Bar_02} = 1411.36 - 87.50 \cdot \text{WPL}(r-2) - 78.53 \cdot \text{WPL}(r), \quad [1]$$

którego: $R = 0.646$, popr. $R^2 = 0.359$, $p < 0.004534$, $F(2,20) = 7.15$, $\text{BSE} = 116.08$;

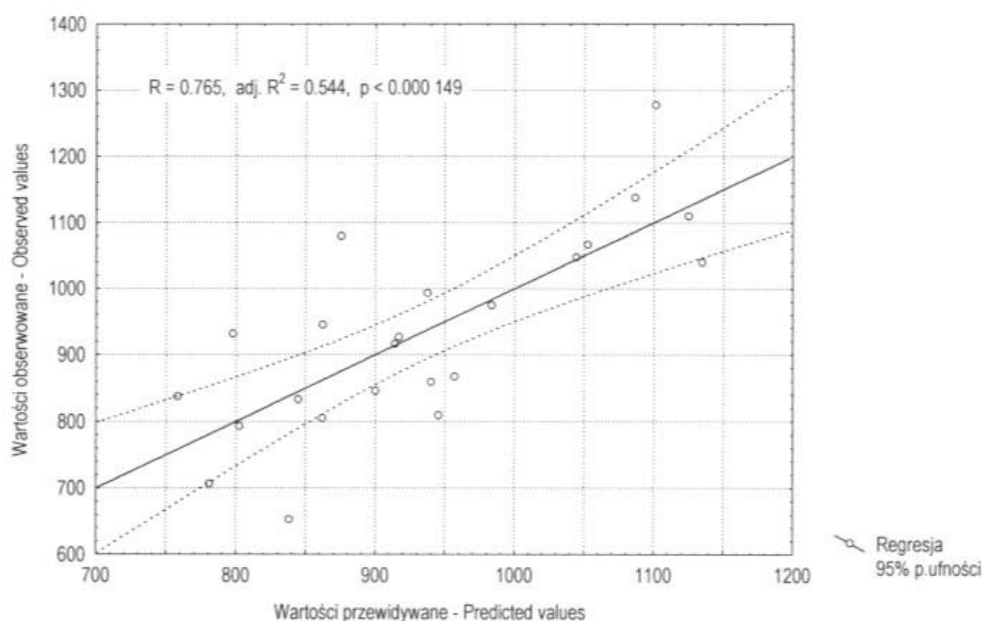
w marcu (ryc. 4):

$$\text{Bar_03} = 1511.74 - 98.34 \cdot \text{WPL}(r-2) - 101.87 \cdot \text{WPL}(r), \quad [2]$$

którego: $R = 0.765$, popr. $R^2 = 0.544$, $p < 0.000149$, $F(2,20) = 14.14$, $\text{BSE} = 89.59$;

gdzie: Bar_02 i Bar_03 - średnia miesięczna wielkość pokrywy lodowej w lutym i marcu odpowiednio, WPL_{2p} - wskaźnik intensywności Prądu Labradorskiego z przed dwóch lat, WPL - wskaźnik intensywności Prądu Labradorskiego w danym roku.

Podane zależności objaśniają od 36 (luty) do 54% (marzec) zmienności wielkości pokrywy lodowej i są wysoce istotne statystycznie. Uzyskane wyniki można wstępnie interpretować w ten sposób - wskaźnik intensywności Prądu Labradorskiego z przed dwóch lat wskazuje na zasób ciepła wprowadzany do Morza Barentsa z opóźnieniem przez cyrkulację oceaniczną zaś WPL w danym roku informuje o roli składowej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu pokrywy lodowej w tym samym roku. Wskaźnik WPL z tego samego, co kształtująca się pokrywa lodowa, roku pośrednio zawiera informację o aktualnym rozkładzie anomalii temperatury wody na Północnym Atlantyku. Rozkład anomalii temperatury wody na Północnym Atlantyku determinuje zwiększenie częstości występowania określonych typów cyrkulacji atmosferycznej na obszarze NE Atlantyku, z którymi z kolei związane są kierunki migracji lodu mające wpływ na procesy zwierania lub rozprzestrzeniania się lodów dryfujących, a więc i wielkość pokrywy lodowej. Charakter cyrkulacji wywiera również wpływ na kształtowanie się temperatury powietrza nad Morzem Barentsa, przy czym rysuje się tu zgodność kierunków adwekcji mas powietrza z termiczną i dynamiczną regulacją zasięgu lodów. Jak



Ryc. 4. Pokrywa lodowa Morza Barentsa [tys. km²] obserwowana w marcu obliczona z wartości wskaźnika intensywności Prądu Labradorskiego (WPL) w danym roku i sprzed dwóch lat według formuły [2]

Fig. 4. The sea ice cover of the Barents Sea [in thousands sq. km] in March calculated from the Labrador Current Intensity Index (WPL) in a given year and a two years before according to formula (2)

podaje Marsz (1999b) wystąpienie silnej ujemnej anomalii temperatury wody powierzchniowej w rejonie oddziaływania Prądu Labradorskiego wymusza modyfikację zimowej cyrkulacji atmosferycznej, w rezultacie której w zależności od stanu termicznego Północnego Atlantyku pomiędzy 30 a 60°N dochodzić może do wzmożenia cyklonogenezy w rejonie między Grenlandią i Islandią. W takiej sytuacji w południowej części Morza Barentsa często występować będą wiatry z sektora południowego i wschodniego sprzyjające zwieraniu się pokrywy lodowej w północnej części tego morza.

4. Wnioski

Przeprowadzone badania wykazały istnienie bezpośrednich związków zachodzących między zmianami aktywności Prądu Labradorskiego a wielkością pokrywy lodowej rozwijającej się na morzach Barentsa i Grenlandzkim. Szczególnie silne korelacje między zmianami WPL a dynamiką rozwoju lodów stwierdzono na Morzu Barentsa. Związki te są widoczne zarówno w danym roku, jak i przesunięciem czasowym. Zmiany aktywności Prądu Labradorskiego objaśniają od około 33-35% w marcu, lipcu i sierpniu tego samego roku do 30-50% wariacji pokrywy lodowej tego morza w roku następnym. Istotnym wydaje się stwierdzenie szczególnie silnego uwarunkowania wielkości powierzchni pokrywy lodowej na Morzu Barentsa w marcu, czyli miesiącu, w którym przeciętnie zasięg lodów na tym akwenie jest maksymalny.

Omawiane zależności mają charakter skomplikowanych interakcji hydro-klimatycznych i zachodzą na dużych przestrzeniach. Zmiany temperatury wody powierzchniowej nie tylko pociągają za

sobą zmiany cyrkulacji oceanicznej ale również zmiany cyrkulacji atmosferycznej, która z kolei generuje zmiany temperatury wody powierzchniowej. Wykryte zależności wymagają dalszych badań, zwłaszcza w aspekcie określenia udziału czynnika natury hydrologicznej i czynnika związanego z cyrkulacją atmosferyczną w kształtowaniu wielkości pokrywy lodowej na Morzu Barentsa, a sterowanych przez zmienność Prądu Labradorskiego. Dla pełności obrazu wyjaśnić tu należy również rolę Oscylacji Północnego Atlantyku. Niezależnie od prowadzenia dalszych badań, już obecnie można jednak stwierdzić, że istnieją silne związki zachodzące między zmianami temperatury wody powierzchniowej wybranych rejonów Północnego Atlantyku a dynamiką pokrywy lodowej rozwijającej się na badanych morzach.

Literatura

- Alekseev G. V., Bulatov L. V., Zakharov V. F., Ivanov V. V., 1998. Teplovaya ekspansiya atlantičeskikh vod v Arktičeskom bassejnie. Meteorologiya i Gidrologiya, No. 7: 69-78.
- Deser C., Walsh J. E., Timlin M. S., 2000. Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends. J. Climate, 13: 617-633.
- Hilmer M., Harder M., Lemke P., 1998. Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic. Geophys. Res. Let., 25 (17): 3359-3362.
- Marsz A., 1997. Współdziałanie klimatyczne między strefą tropikalną a północną częścią strefy umiarkowanej, strefą subarktyczną i arktyczną wzdłuż brzegów zachodniej części Północnego Atlantyku. Problemy Klimatologii Polarnej 7: 167-234.
- Marsz A., 1999a. Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku i w Polsce Północno-Zachodniej. [w:] Wpływ stanu termicznego powierzchni oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej w wymiarze klimatycznym. Materiały na spotkanie dyskusyjne, 6 maja 1999 roku, Gdynia: 63-97.
- Marsz A., 1999b. 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.
- Mysak L. A., 1995. Decadal-Scale Variability of Ice Cover and Climate in the Arctic Ocean and Greenland and Iceland Seas. [w:] Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales. National Research Council: 253-263.
- Seereze M.C., Box J.E., Barry R.G., Walsh J.E., 1993. Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989. Meteor. Atmos. Phys., 51: 147-164.
- Slonosky V. C., Mysak L. A., Derome J., 1997. Linking Arctic Sea-Ice and Atmospheric Circulation Anomalies on Interannual and Decadal Timescales. Atmos. Ocean, 35: 333-366.
- Styszyńska A., 2000. Correlation 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: 279-296.
- Šulejkin V. V., 1968. Fizika morya. Izdatel'stvo AN SSR, Moskva, ss.1083.
- Vinje T., Kvambekk A. S., 1991. Barents Sea drift ice characteristics. Polar Res., 10 (1): 45-50.
- Yi D., Mysak L.A., Venegas S.A., 1999. Decadal-to-interdecadal Fluctuations of Arctic Sea-Ice Cover and the Atmospheric Circulation during 1954-1994. Atmosphere-Ocean, 37 (4): 389-415.

Zakharov V. F., 1987. Morskie l'dy i klimat. [w:] Vzaimodejstvie oledneniya s atmosferoj i okeanom. Izdatel'stvo Nauka, Moskva: 66-90.

Zubakin G. K., 1987. Krupnomasštabnaya iznenčivost' sostoyaniya ledyanogo pokrova merej Severno-Evropejskogo bassejna. Gidrometeoizdat, Leningrad: ss. 160.

**CHANGES IN SEA ICE COVER OF THE BARENTS AND GREENLAND SEAS
IN LIGHT OF CHANGES OF THE LABRADOR CURRENT INTENSITY INDEX (1972-1994)
Preliminary Results of Analysis**

Summary

The Barents and Greenland seas are characterised by great seasonal and interannual changeability in the ice cover. Research carried out by many authors prove that the ice regime of these seas is influenced, to a great extent, by large scale changes in atmospheric circulation and by the ocean surface circulation of the North Atlantic and the Arctic Ocean. Such correlations are mainly of teleconnection type and show phase shifts (among others Mysak 1995, Deser et. al. 2000).

One of the elements of the sea surface circulation of the Atlantic Ocean is the Labrador Current. The intensity of this current changes in time. In the periods when the Labrador Current becomes strong, its waters form vast anomalies in the sea surface temperature in the NW Atlantic. Further they spread eastwards along the north edge of the North Atlantic Current and with some delay, have influence on the atmospheric circulation in the central and east part of the North Atlantic (Marsz 1997, 1999). The way how the changes in the intensity of the Labrador Current influence the climate has not been discovered yet. The intensity of this current can be defined by means of an index (WPL - Labrador Current Intensity Index) established by Marsz (Internet).

This work examines if there is direct correlation between the changes in the sea-ice cover of the Barents and Greenland seas and the variability of the intensity index of the Labrador Current. The research made use of homogenous data concerning a week-old sea ice cover observed at the analysed seas and the values of intensity index of the Labrador Current in the period January 1972 until December 1994 given by Marsz (obtained from NIC and NCDC - Asheville).

It has been stated that over the examined 23-year period (1972-1994) the mean monthly the sea-ice cover in the Barents Sea indicates to strong correlation with the changes in the value of the intensity index of the Labrador Current (Table 1, Fig. 1). The changes in WPL result in the rhythm of changes in the sea-ice cover of the Greenland Sea only in winter (Table 2, Fig. 2). The occurrence of anomalies in the sea surface temperatures in the region SE of New Foundland seem to have great influence on the later formation (after few or several months) of the sea-ice cover in the Barents Sea (Fig. 1, 3, 4, formula 1-3). Changes in the intensity of Labrador Current in a given year explain 30% up to 50% changeability of the sea-ice cover developing in that sea from January to July in the following year (Table 1, Fig. 3). The area of the sea-ice cover in the Greenland Sea is mainly influenced by the intensity of the Transpolar Drift and East-Greenland Current transporting considerable amount of ice from the Arctic Ocean. Only during full winter season, from January to

March, the correlation between the intensity of the Labrador Current and the sea-ice cover reaches statistical significance (Table 2).

The results of the carried out analysis point to significant influence of advection factor on the sea-ice cover of the examined seas. In both analysed seas the phenomenon is connected to both the character and intensity of the Atlantic waters flow and to greater frequency of occurrence of specified forms of air circulation in the region of central and eastern part of the North Atlantic, possible at a given distribution of anomalies in surface waters of the North Atlantic.