

**PRZEBIEG WARTO CI WSKA NIKA OCEANIZMU
W REJONIE CIE NINY BERINGA
W DRUGIEJ POÓWIE XX I POCZ TKU XXI WIEKU**

THE COURSE OF THE VALUE OF OCEANICITY INDEX
IN THE REGION OF THE BERING STRAIT IN THE SECOND HALF OF THE TWENTIETH
AND EARLY TWENTY-FIRST CENTURY

Sławomir Zblewski, Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej WN, Akademia Morska
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia
zblewski@am.gdynia.pl, aamarsz@am.gdynia.pl

Zarys treści. Praca omawia zmienność wskaźnika oceanizmu (Oc) na obszarze Beryngii, stanowiącej obszary lądowe i akweny rozciągające się wokół Cieśniny Beringa, w latach 1951-2010. Wskaźnik Oc stanowi miarę stopnia oceaniczności i kontynentalizmu klimatu. Analizy wykazały relatywnie niewielkie zróżnicowanie przestrzenne rozkładu Oc. Obszary występowania klimatu suboceanicznego lokują się na SE części M. Beringa i NE części Zatoki Alaska, pozostałe obszary i akweny objęte są domeną klimatu kontynentalnego. Zmienność w czasie stopnia oceanizmu jest minimalna. Najsilniejsze i istotne statystycznie trendy występują na obszarze SW Alaski. Analiza skorelowania zmian wskaźnika Oc w funkcji czasu dzieli cały obszar na dwa autonomiczne rejony. Pierwszy lokuje się na obszarze S wybrzeży Alaski i w jej interiorze (bez wybrzeży Morza Beauforta) – występują w nim wyłącznie dodatnie trendy wskaźnika Oc, w przewadze silne i statystycznie istotne, a przebiegi zmienności Oc są ze sobą silnie skorelowane. Drugi rejon obejmuje pozostałe obszary i akweny. Stacje tej grupy charakteryzują się słabymi, nieistotnymi trendami o znakach zarówno dodatnich jak i ujemnych, a zachodzące w czasie zmiany Oc wykazują słabsze korelacje między stacjami. Korelacje przebiegów wskaźników Oc między stacjami obu rejonów są słabe i w przewadze nieistotne. Zróżnicowanie przestrzenne rozkładu zmienności wskaźnika Oc jest związane z zasięgiem atmosferycznego oddziaływania PDO (Pacific Decadal Oscillation). Zmienność PDO, poprzez zmiany głębokości i lokalizacji Niżu Aleuckiego regulującego intensywność adwekcji cieplejszego powietrza morskiego nad Alaskę, wymuszała po roku 1976 wzrost oceanizacji klimatu nad południowymi wybrzeżami i interiorze Alaski. Nad pozostałym obszarem przeważały w tym czasie adwekcje mas powietrza z północy. W rejonie Cieśniny i Morza Beringa oraz Morza Czukockiego zaznacza się wpływ zmian zasięgu lodów morskich na przebieg procesów zmian kontynentalizmu i oceanizmu klimatu.

Słowa kluczowe: zmiany klimatu, oceanizm, kontynentalizm, Alaska, Czukotka, PDO, lody morskie.

1. Wprowadzenie

Obszar Beryngii, rozciągający się po obu stronach Cieśniny Beringa stanowi część Arktyki i Sub-arktyki. Tę nazwę geograficzną wprowadził w roku 1937 szwedzki botanik Eric Hultén. Granice geograficzne tego obszaru nie są zdefiniowane (patrz Wikipedia: <http://en.wikipedia.org/wiki/Beringia>). Obszar Beryngii można określić jako obejmujący północo-wschodnią część Azji – Czukotkę – po nasadę Kamczatki, obszar Cieśniny Beringa i przylegających do niej od północy i południa mórz oraz zachod-

nią Alaskę – część kontynentu Ameryki Północnej. Na obszarze Beryngii, tak jak i na pozostałych obszarach Arktyki i Subarktyki, obserwuje się w drugiej połowie XX wieku i początku XXI wieku wyraźne zmiany klimatu. Przejawiają się one, między innymi, we wzroście temperatury powietrza i dobrze korespondujących ze zmianami temperatury zmianach środowiskowych – spadku powierzchni lodów morskich i wzroście temperatury powierzchni morza (patrz: Zblewski 2008, Zblewski i Marsz 2009). Sygnalizowane jest również wchodzenie roślinności tundrowej na obszary, na których poprzednio pokrywa roślinna nie występowała oraz wkraczanie w wielu miejscach roślinności krzewiastej na obszary tundry porostowej i tundry krzewinkowej (Villarreal i in. 2012, Bhatt i in. 2013).

Trendy rocznej temperatury powietrza na obszarze Beryngii w latach 1951-2010 są statystycznie istotne, jednak ich przeciętne wartości są niewielkie – mieszczą w granicach od 0,015 do 0,044°C·rok⁻¹, z najczęstszym przedziałem wzrostu temperatury od 0,022 do 0,032°C·rok⁻¹. Najsilniejszy trend dodatni obserwuje się na stacji Barrow (0,066°C·rok⁻¹), jednak tak silny wzrost temperatury powietrza w znacznej części może być objaśniany przez występowanie w tej osadzie silnej antropogenicznej wyspy ciepła (Hinkel i in. 2003, Hinkel i Nelson 2007). Jedynie na stacjach poddanych silnemu wpływowi termicznemu morza (Kodiak, Bukhta Provideniya) trendy temperatury rocznej, choć dodatnie, są statystycznie nieistotne.

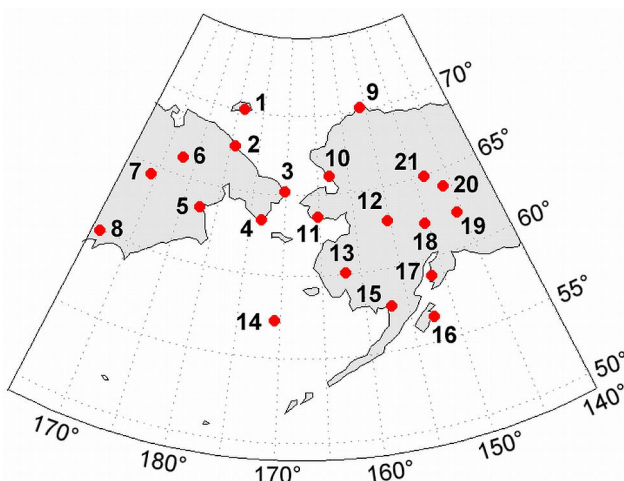
Taka cecha klimatu jak jego oceanizm lub kontynentalizm może być uważana za równie ważną, jak zmienność klimatu warunkowana przez zmiany wysokości nad poziom morza i powinna stanowić jedną z podstawowych cech w makroskalowych klasyfikacjach klimatów (Blüthgen 1966). Rysuje się pytanie, czy temu niezbyt silnemu wzrostowi temperatury rocznej o 1,4-2,0°C w sześćdziesięcioleciu 1951-2010 odpowiadają na obszarze Beryngii również zmiany w stopniu kontynentalizmu lub oceanizmu klimatu? Pytanie to wydaje się o tyle zasadne, że istnieją kontrowersje co do sezonowego charakteru zmian temperatury w tej części Arktyki i Subarktyki. Jeśli wzrost temperatury rocznej następuje głównie jako skutek wzrostu temperatury wiosny, a w konsekwencji i lata (np. Rigor i in. 2000, Overland i Wang 2005, Overland i in. 2008), to roczna amplituda temperatury powinna rosnąć – i zgodnie z powszechnie panującymi poglądami na istotę kontynentalizmu klimatu – wskaźniki charakteryzujące stopień kontynentalizmu powinny wykazywać wzrost. Niektórzy badacze zwracają uwagę na to, że wzrost rocznej temperatury w Arktyce odbywa się głównie jako skutek wzrostu temperatury powietrza w okresie zimowym i jesiennym (np. Przybylak 2007). Powinno to prowadzić do zmniejszenia się rocznej amplitudy temperatury, a tym samym – do zmniejszania się wskaźników kontynentalizmu i wzrostu oceanizmu klimatu.

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań nad zmianami i zmiennością stopnia oceanizmu klimatu Beryngii, jaki miał miejsce w sześćdziesięcioleciu 1951-2010. Badania te pozwalają na wyjaśnienie czy, i jakie zmiany stopnia oceanizmu zachodzą na tym obszarze w przestrzeni, jaka jest skala tych zmian, jak zmiany te kształtują się w funkcji czasu oraz na odniesienie się do przyczyn zachodzących w tym okresie zmian klimatycznych.

2. Dane i metody

Podstawowym materiałem do analizy były szeregi danych średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza z okresu 1951-2010 z 21 wybranych stacji, dla których istnieją kompletne dane, położonych między 165°E a 140°W i 57,5°N a 71,5°N. Wartości szeregów temperatury miesięcznych pochodzą ze zbiorów: GISS Surface Temperature Analysis oraz ACRC (Alaska Climate Research

Center). Położenie tych stacji przedstawia ryc. 1. Współrzędne geograficzne wybranych stacji są następujące: 1 – Ostrov Vrangelya (71,0°N, 178,5°W), 2 – Mys Šmidta (68,9°N, 179,5°W), 3 – Mys Uelen (66,2°N, 169,8°W), 4 – Bukhta Provideniya (64,4°N, 173,2°W), 5 – Anadyr (64,8°N, 177,6°E), 6 – Enmuveen (66,3°N, 173,3°E), 7 – Markovo (64,7°N, 170,4°E), 8 – Korf (60,4°N, 166,0°E), 9 – Barrow (71,3°N, 156,8°W), 10 – Kotzebue (66,9°N, 162,6°W), 11 – Nome (64,5°N, 165,5°W), 12 – Mc Grath (63,0°N, 155,6°W), 13 – Bethel (60,8°N, 161,8°W), 14 – St. Paul Island (57,2°N, 170,2°W), 15 – King Salmon (58,7°N, 156,6°W), 16 – Kodiak (57,7°N, 152,5°W), 17 – Homer (59,6°N, 151,5°W), 18 – Talkeetna (62,3°N, 150,1°W), 19 – Gulkana (62,2°N, 145,5°W), 20 – Big Delta (64,0°N, 145,7°W), 21 – Fairbanks (64,8°N, 147,8°W). Dla kilku z tych stacji istnieją dane z dłuższych okresów. Wspólny okres dla którego udaje się skompletować dane to lata 1931-2010. Również te dłuższe ciągi zostały poddane analizie, którą wykorzystano jako dane pomocnicze (stacje o numerach 1, 3, 5, 7, 9, 11, 16, 18, 21). Dla każdej stacji wybrano wartości temperatury najcieplejszego i najchłodniejszego miesiąca roku hydrologicznego (listopad – październik) i obliczono roczne amplitudy temperatury (A).



Ryc. 1. Położenie stacji, których dane wykorzystano w opracowaniu: 1 – Ostrov Vrangelya, 2 – Mys Šmidta, 3 – Mys Uelen, 4 – Bukhta Provideniya, 5 – Anadyr, 6 – Enmuveen, 7 – Markovo, 8 – Korf, 9 – Barrow, 10 – Kotzebue, 11 – Nome, 12 – Mc Grath, 13 – Bethel, 14 – St. Paul Island, 15 – King Salmon, 16 – Kodiak, 17 – Homer, 18 – Talkeetna, 19 – Gulkana, 20 – Big Delta, 21 – Fairbanks

Fig. 1. Meteorological stations whose data were used in this study: 1 – Ostrov Vrangelya, 2 – Mys Šmidta, 3 – Mys Uelen, 4 – Bukhta Provideniya, 5 – Anadyr, 6 – Enmuveen, 7 – Markovo, 8 – Korf, 9 – Barrow, 10 – Kotzebue, 11 – Nome, 12 – Mc Grath, 13 – Bethel, 14 – St. Paul Island, 15 – King Salmon, 16 – Kodiak, 17 – Homer, 18 – Talkeetna, 19 – Gulkana, 20 – Big Delta, 21 – Fairbanks.

Zagęszczenie stacji na tym rzadko zamieszkałym, w dużej części bezludnym obszarze, jest niewielkie, odległości między nimi są znaczne. Powoduje to, że obraz przestrzenny uzyskany w rezultacie przeprowadzonej analizy będzie daleki od szczegółowości i może być jedynie traktowany jako bardzo ogólny. Z kolei dla badania zmian kontynentalizmu w funkcji czasu takie zagęszczenie stacji w przestrzeni wydaje się być wystarczające, zwłaszcza, że rozkład przestrzenny stacji w funkcji zmieniającej się szerokości i długości geograficznej oraz oddalenia od morza jest względnie równomierny.

Jako miarę oceanizmu lub kontynentalizmu klimatu zastosowano bezwymiarowy wskaźnik oceanizmu O_c , którego wartość obliczano za pomocą formuły (Marsz 1995):

$$O_c = (0,732 \cdot \varphi + 1,767) / A$$

gdzie:

φ – szerokość geograficzna stacji (stopnie i ich części dziesiątne),

A – roczna amplituda temperatury powietrza, z danych miesięcznych uporządkowanych według lat hydrologicznych (listopad – październik). Obliczony w ten sposób wskaźnik O_c jest datowany na rok stycznia.

Wskaźnik oceanizmu O_c może być traktowany zarówno jako wartość informująca o stopniu kontynentalizmu jak i oceanizmu klimatu. Informuje on, między innymi, o tym jaka jest przybliżona roczna frekwencja mas powietrza oceanicznego (PM) i kontynentalnego (PK) na danej stacji (patrz Marsz 1995), a jego gradacja jest następująca:

$O_c > 3,99$ – klimat ultraoceaniczny, wyłącznie masy nieprzetworzonego powietrza morskiego (PM) w ciągu całego roku,

3,99-3,00 – klimat oceaniczny, zdecydowanie dominują masy PM, okresami występują masy powietrza morskiego starego (PMs), sporadycznie (do 5% czasu roku) mogą występować masy powietrza kontynentalnego (PK),

2,99-2,00 – klimat suboceaniczny, dominują w ciągu roku masy PM o różnym stopniu transformacji w PMs, udział mas powietrza kontynentalnego (PK) do 50% czasu roku,

1,99-1,00 – klimat kontynentalny, udział mas PK > 50% czasu roku, w pozostałej części roku mogą występować masy PMs o dużym stopniu transformacji,

$O_c < 1,00$ – klimat ultrakontynentalny, występują wyłącznie masy powietrza kontynentalnego.

Części setne w poszczególnych przedziałach: 3,99 -3,00, 2,99-2,00, 1,99-1,00 informują o procentowym natężeniu danej klasy oceanizmu lub kontynentalizmu klimatu.

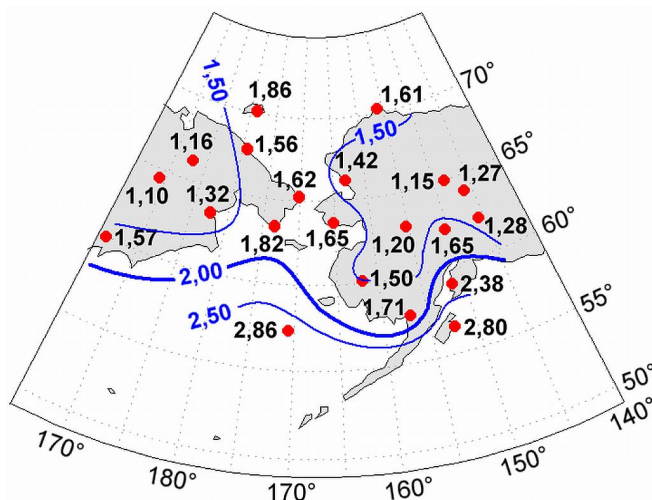
Obliczone ciągi wartości wskaźników O_c poddano następnie dalszym, rutynowym analizom statystycznym (obliczenie średnich, odchyleń standardowych, analizom rozkładów, analizie korelacji, trendów, etc.). Wszystkie uzyskane statystyki były testowane za pomocą stosownych testów, pozwalających na określenie ich istotności statystycznej. Za granicę istotności statystycznej przyjęto, tak jak to się ogólnie przyjmuje, wartość $p = 0,05$ (przedział ufności = 95%).

Jako uzupełniające dane wykorzystano również zbiory charakteryzujące temperaturę wody powierzchniowej (dalej SST – sea surface temperature) i pokrywy lodów morskich (NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn_SmithOlv2; Reynolds i in., 2002, NOAA NCDC ERSST version3b; Xue i in. 2003, Smith i in. 2008, NSIDC Daily and Monthly Total Ice-Covered Area and Total Sea Ice Extent – zbiór gsf.c.nasateam.month.extent.1978-2012.n; Comiso i Nishio 2008) oraz szeregi miesięcznych i rocznych wartości wskaźnika PDO (Pacific Decadal Oscillation; patrz Zhang i in. 1997, Mantua i in. 1997; zbiór PDO INDEX; <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>).

3. Rozkład przestrzenny wskaźnika oceanizmu, jego zakres zmienności i trendy

W celu poznania prawidłowości zróżnicowania przestrzennego oceanizmu klimatu na rozpatrywanym obszarze szeregi czasowe wartości O_c na poszczególnych stacjach zostały poddane analizom

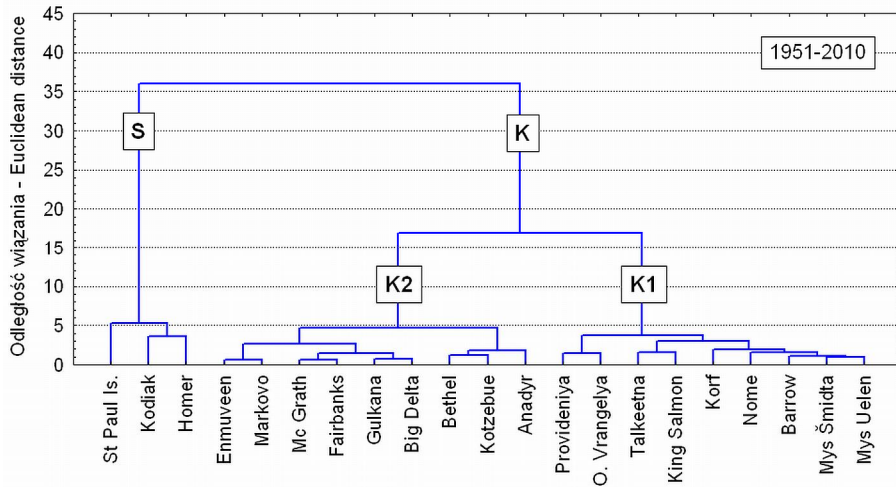
statystycznym, w tym analizie skupień. Jako metodę grupowania przyjęto metodę Warda, jako miarę odległości wiązań – odległość euklidesową. Wyniki analizy skupień wykazują na występowanie niewielkiego zróżnicowania przestrzennego i typologicznego cech oceanizmu / kontynentalizmu na obszarze Beryngii (ryc. 2 i 3). To niewielkie zróżnicowanie potwierdzają statystyki wskaźnika Oc na poszczególnych stacjach (tab. 1).



Ryc. 2. Rozkład wartości wskaźnika oceanizmu w rejonie Cieśniny Beringa i orientacyjne granice występowania poszczególnych kategorii klimatu. Średnia z lat 1951-2010

Fig. 2. The distribution of oceanicity index in the region of the Bering Strait and approximate boundaries of particular categories of climate. The average of the years 1951-2010.

Występowanie klimatu suboceanicznego ograniczone jest jedynie do akwenu SE części Morza Beringa oraz Zatoki Alaska i obszarów przybrzeżnych wysp położonych na tej części morza (stacje St. Paul Island, Kodiak i Homer; oznaczenie S na ryc. 3). Na obszarach występowania klimatu suboceanicznego Beryngii międzyroczna zmienność stopnia oceanizmu jest największa (patrz tab. 1). W poszczególnych latach na stacjach St. Paul Island i Homer wartości Oc zmieniały się od typowych dla klimatu kontynentalnego ($<2,00$), przez klimat suboceaniczny (2,00-2,99) do klimatu oceanicznego ($>3,00$), a na stacji Kodiak zmienność ograniczała się do przechodzenia Oc z wartości typowych dla klimatu suboceanicznego (2,00-2,99) do oceanicznego ($>3,00$). Analiza przyczyn tak dużej międzyrocznej zmienności oceanizmu na stacjach poddanych ciągłemu i bezpośredniemu wpływowi morza wskazuje, że podstawową rolę w kształtowaniu tej zmienności odgrywają zmiany zasięgu pokrywy lodowej na SW części Morza Beringa i wodach przybrzeżnych Zatoki Alaska. W latach rozrostu pokrywy lodowej temperatura najchłodniejszego miesiąca w roku silnie spada, powodując gwałtowny wzrost rocznej amplitudy temperatury, co zapisuje się jako wzrost kontynentalizmu. Z kolei wystąpienie wartości Oc wskazujących na oceanizm klimatu tych stacji związane jest z silną redukcją powierzchni pokrywy lodowej na Morzu Beringa skojarzonej ze wzrostem częstości napływów powietrza z nad powierzchni nie zamrożonego morza. Ponieważ w pobliżu Kodiak morze nie zamarza, na tej stacji nie obserwuje się wystąpienia lat, w których roczne wartości Oc spadałyby poniżej 2,00, czyli lat o kontynentalnych cechach klimatu. Średnia wartość wskaźnika Oc dla tej grupy stacji jest równa 2,68.



Ryc. 3. Grupowanie stacji rejonu Cieśniny Beringa pod względem cech rozkładu wartości wskaźnika oceanizmu. Grupowanie metodą Warda, odległości wiązań – odległości euklidesowe.

S – klimat suboceaniczny (średni Oc = 2,68), K – klimat kontynentalny: K1 – podgrupa stacji o klimacie kontynentalnym, w którym sporadycznie występują lata o klimacie suboceanicznym (średni Oc = 1,67), K2 – podgrupa stacji o klimacie kontynentalnym, w którym nie występują lata o klimacie suboceanicznym, ale na niektórych stacjach występują sporadycznie lata o cechach klimatu ultrakontynentalnego (średni Oc = 1,27)

Fig. 3. Grouping of stations in the Bering Strait region in terms of the characteristics of the distribution values of oceanicity index. Ward's method of cluster analysis based on Euclidean distance.

S – suboceanic climate (mean Oc = 2.68), K – continental climate: K1 – subgroup station with continental climate, where years with suboceanic climate (mean Oc = 1.67) are occasionally observed, K2 – subgroup stations with continental where years with suboceanic climate are not observed but at some stations there are occasional years with the characteristics of ultracontinental climate (mean Oc = 1.27).

Na pozostałych stacjach Beryngii występuje klimat kontynentalny, przy czym dotyczy to zarówno stacji położonych w głębi łądu jak i leżących na wybrzeżu (ryc. 3, oznaczenie K, tab. 1). Międzyroczna zmienność wskaźnika Oc na stacjach należących do grupy K jest znacznie mniejsza niż na stacjach grupy S (patrz tab. 1). Grupa stacji o klimacie kontynentalnym dzieli się wyraźnie na dwie podgrupy – podgrupę oznaczoną na ryc. 3 jako K1 i podgrupę K2.

Podgrupa K1 skupia stacje, na których zmienność międzyroczna wskaźnika Oc jest relatywnie większa niż w podgrupie K2 i w rozpatrywanym okresie, przy dominacji lat o klimacie kontynentalnym, zdarzają się sporadycznie lata suboceaniczne lub takie lata kontynentalne, które zbliżają się do granicy suboceanicznych (Oc >1,80). Są to stacje: Bukhta Provideniya, Ostrov Vrangelya, Talkeetna, King Salmon, Korf, Nome, Barrow, Mys Šmidta i Mys Uelen. Stacje należące do podgrupy K1 leżą w przewadze na wybrzeżach, wzdłuż których długo zalega lód morski, przez co zima charakteryzuje się występowaniem bardzo niskiej temperatury, zaś lato, w wyniku termicznego oddziaływania morza jest chłodne, co zmniejsza amplitudę temperatury rocznej. Średnia wartość wskaźnika Oc tej podgrupy stacji jest równa 1,67.

Podgrupa K2 skupia stacje, na których nie odnotowano roku, jaki pod względem przebiegu temperatury miesięcznej mógłby zostać zakwalifikowany jako suboceaniczny. Stacje zaliczone do tej podgrupy tworzą dwa zwarte obszary – jeden na Czukotce (Anadyr, Enmuveen i Markovo), drugi we

Tabela 1. Wartości średnie wskaźnika oceanizmu (Oc) i zakres ich zmienności w latach 1951-2010 na wybranych stacjach w rejonie Cieśniny Beringa oraz wartości trendu liniowego Oc i jego istotność statystyczna (p) w tym samym okresie

Table 1. The mean values of oceanicity index (Oc) and the range of their variability in the years 1951-2010 at selected stations in the region of the Bering Strait and the values of Oc linear trend and its statistical significance (p) in the same period.

Nr No	Stacja Station	Oc					
		Średnia Mean	Min	Max	σ	Trend	p
1	Ostrov Vrangelya	1,86	1,44	2,54	0,16	+0,001(\pm 0,001)	0,120
2	Mys Šmidta	1,56	1,35	1,83	0,11	+0,001(\pm 0,001)	0,386
3	Mys Uelen	1,62	1,34	2,08	0,15	+0,001(\pm 0,001)	0,494
4	Bukhta Provideniya	1,82	1,41	2,36	0,18	-0,000(\pm 0,001)	0,741
5	Anadyr	1,32	1,12	1,60	0,11	-0,001(\pm 0,001)	0,077
6	Enmuveen	1,16	0,96	1,28	0,08	-0,001(\pm 0,001)	0,335
7	Markovo	1,10	0,94	1,27	0,09	-0,001(\pm0,001)	0,033
8	Korf	1,57	1,29	1,99	0,16	-0,001(\pm 0,001)	0,354
9	Barrow	1,61	1,31	1,93	0,14	+0,003(\pm0,001)	0,005
10	Kotzebue	1,42	1,10	1,73	0,13	+0,002(\pm 0,001)	0,053
11	Nome	1,65	1,20	2,17	0,18	+0,002(\pm 0,001)	0,145
12	Mc Grath	1,20	0,98	1,56	0,12	+0,002(\pm0,001)	0,034
13	Bethel	1,50	1,20	2,11	0,18	+0,003(\pm0,001)	0,017
14	St. Paul Island	2,86	1,98	3,89	0,47	-0,000(\pm 0,004)	0,889
15	King Salmon	1,71	1,34	2,66	0,26	+0,006(\pm0,002)	0,004
16	Kodiak	2,80	2,22	3,50	0,30	+0,001(\pm 0,001)	0,527
17	Homer	2,38	1,79	3,35	0,32	+0,005(\pm0,002)	0,024
18	Talkeetna	1,65	1,28	2,22	0,21	+0,004(\pm0,001)	0,015
19	Gulkana	1,28	1,01	1,70	0,15	+0,002(\pm 0,001)	0,074
20	Big Delta	1,27	1,02	1,77	0,15	+0,003(\pm0,001)	0,002
21	Fairbanks	1,15	0,93	1,46	0,11	+0,002(\pm0,001)	0,009

Uwaga. Obliczone trendy liniowe i ich błędy standardowe są zaokrąglone do trzeciego miejsca po przecinku, wartości p podawane są dla oryginalnych (niezaokrąglonych) wartości trendów.

Stąd przy takiej samej liczbie analizowanych przypadków (60) i takich samych wartościach trendów w tabeli, prawdopodobieństwa przypadkowego uzyskania takiej wartości (p) są różne.

Remark. Calculated linear trends and their standard errors are rounded to three decimal places, the p-values are given for the original (unrounded) values trends. Thus, with the same number of the analyzed cases (60) and with the same of trends in the table, the probability to obtain at random such values of (p) is different.

wnętrzu Alaski (Mc Grath, Fairbanks, Gulkana, Big Delta, Bethel¹ i Kotzebue) – oddzielone od siebie obszarem, na którym leżą stacje zaliczone do podgrupy K1. Występują tam wyłącznie lata o charakterze kontynentalnym lub lata, w których przy dominacji lat kontynentalnych występują również poszczególne lata ultrakontynentalne (Oc <1,00; stacje Markovo, Enmuveen, Mc Grath, Fairbanks). Stacje należące do podgrupy K2 położone są w głębi łądu lub wciętych głęboko w łądu zatokach (np. Kotzebue) albo fiordach (np. Anadyr), gdzie temperatura w okresie letnim kształtuje się pod oddzia-

¹ W danych źródłowych dla stacji Bethel znajduje się najprawdopodobniej błąd. W roku 2001 obliczony wskaźnik Oc jest wartością odstającą (+3,4 σ od średniej), czego przyczyną jest wyraźnie zaniżona temperatura lipca. Zmniejsza to roczną amplitudę temperatury i tym samym znacznie zwiększa wartość Oc w tym roku (do 2,11). Ponieważ odległości od najbliższych stacji są duże, a otoczenie i hipsometria każdej ze stacji wywiera odmienny wpływ na przebieg temperatury rocznej, nie wprowadzono żadnej korekty danych źródłowych. Według danych w tabeli 1 stacja Bethel nie „mieści się” w wyznaczonym przez procedurę grupowania skupieniu K2.

tywaniem lądu i jest wyraźnie wyższa, niż na stacjach podgrupy K1. Prowadzi to do występowania bardzo dużych amplitud temperatury rocznej, a tym samym do bardzo niskich średnich wartości wskaźnika Oc, pozwalających na zaklasyfikowanie poszczególnych lat do kategorii kontynentalnych lub ultrakontynentalnych. Średnia wartość wskaźnika Oc stacji tworzących podgrupę K2 jest równa 1,27 i jest istotnie różna od średniej podgrupy K1.

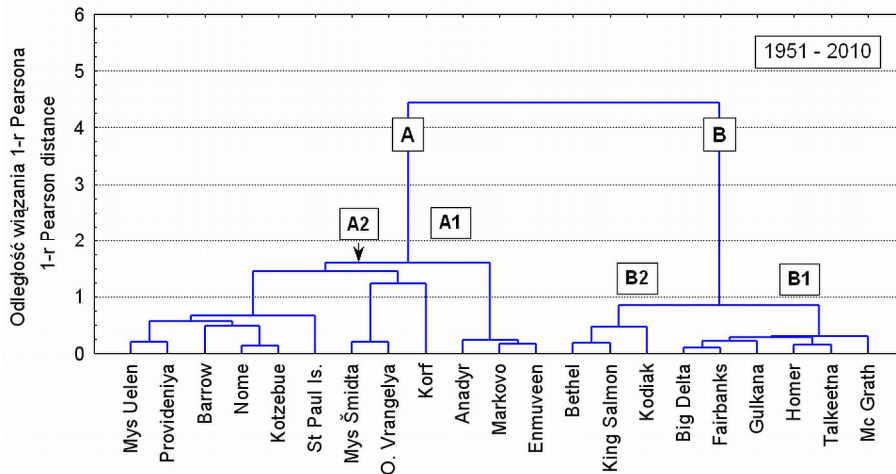
Przeprowadzona analiza trendów liniowych (tab. 1) wykazuje, że ich wartości są bardzo małe, po zaokrągleniu do trzeciego miejsca po przecinku są równe najczęściej 0,001 do 0,002 jednostki Oc·rok⁻¹. Oznacza to, że typowe zmiany oceanizmu / kontynentalizmu w ciągu 60 lat na badanym obszarze wynoszą od 0,06 do 0,12 jednostki Oc. Tak małe zmiany w ciągu długiego, bo 60-letniego okresu, trudno uznać za przejaw szybkiej zmiany klimatu. Obraz taki stoi w sprzeczności z relatywnie szybkimi zmianami rocznej temperatury powietrza na tym obszarze. Spośród rozpatrywanych 21 stacji tylko na 9 stacjach trendy są statystycznie istotne, z czego na 1 (Markovo) występuje statystycznie istotny trend ujemny ($-0,001$ Oc·rok⁻¹), a na pozostałych 8 stacjach (Barrow, Mc Grath, Bethel, King Salmon, Homer, Talkeetna, Big Delta i Fairbanks) statystycznie istotne trendy dodatnie (od $+0,002$ do $+0,006$ Oc·rok⁻¹).

Rozkład znaków trendów w przestrzeni wykazuje spójność, czyli uporządkowanie. Bardzo słabe trendy ujemne występują na obszarze Czukotki, jednak bez wybrzeży Morza Czukockiego i Cieśniny Beringa (stacje Enmuveen, Markovo, Anadyr, Bukhta Provideniya, Korf). Na pozostałym obszarze – wybrzeżu Morza Czukockiego i Morza Beauforta oraz Cieśninie Beringa i zachodniej części Morza Beringa występują trendy dodatnie, w zdecydowanej przewadze słabe i statystycznie nieistotne. Najsilniejsze trendy dodatnie, większe od $0,002$ Oc·rok⁻¹, wskazujące na postępującą słabą oceanizację klimatu występują na stacjach King Salmon ($+0,006(\pm 0,002)$), Homer ($+0,005(\pm 0,002)$), Talkeetna ($0,004(\pm 0,001)$), Bethel ($+0,003(\pm 0,001)$), Big Delta ($+0,003(\pm 0,001)$) i Barrow ($+0,003(\pm 0,001)$ Oc·rok⁻¹). Poza stacją Barrow, pozostałe stacje o silniejszych dodatnich trendach Oc występują na zwartym obszarze, zajmującym południowo-zachodnią część Alaski, wystawioną na napływ mas powietrza morskiego z SW.

Korelacja szeregów czasowych Oc na stacjach, przeprowadzona w macierzy kwadratowej (korelacja każdej stacji z każdą), daje ciekawe wyniki – ujawnia występowanie dwu zasadniczych zbiorów stacji o całkowicie odmiennych przebiegach zmian stopnia oceanizmu w funkcji czasu. Ze względu na rozmiar, macierzy tej nie przedstawia się, zamiast tego przedstawia się wyniki grupowania przeprowadzonego metodą Warda, w którym za miarę odległości przyjęto wartości $1-r$ Pearsona², a które to grupowanie oparte jest na wspomnianej macierzy (patrz ryc. 4).

Przebieg zmienności wskaźnika Oc dzieli stacje na dwie odrębne grupy, w których zmiany Oc zachodziły autonomicznie. Grupa oznaczona na ryc. 4 jako A łączy stacje położone nad brzegami Cieśniny Beringa, mórz Czukockiego i Beauforta oraz we wnętrzu Półwyspu Czukockiego. W obrębie tej grupy, jako odrębna podgrupa (A1) znajdują się podobne do siebie stacje o najsilniej wyrażonych cechach kontynentalnych – Anadyr, Markovo i Enmuveen, charakteryzujące się bardzo silnie skorelowanymi przebiegami Oc ($r=0,85$) i ujemnymi trendami wskaźnika oceanizmu. Następną podgrupę

² Wartość $(1-r)$, gdzie r współczynnik korelacji liniowej Pearsona, stanowi miarę różnic między oboma skorelowanymi przebiegami. Wobec przyjęcia odmiennej miary odległości (cechy grupującej) to grupowanie, mimo zastosowania takiej samej metody grupowania (Warda), dotyczy zupełnie czego innego niż grupowanie przedstawione na ryc. 3 (uwaga wprowadzona na życzenie Recenzenta).



Ryc. 4. Grupowanie stacji rejonu Cieśniny Beringa według podobieństwa przebiegu wartości wskaźnika oceanizmu (Oc). Grupowanie metodą Warda, miara odległości – (1-r) Pearsona.

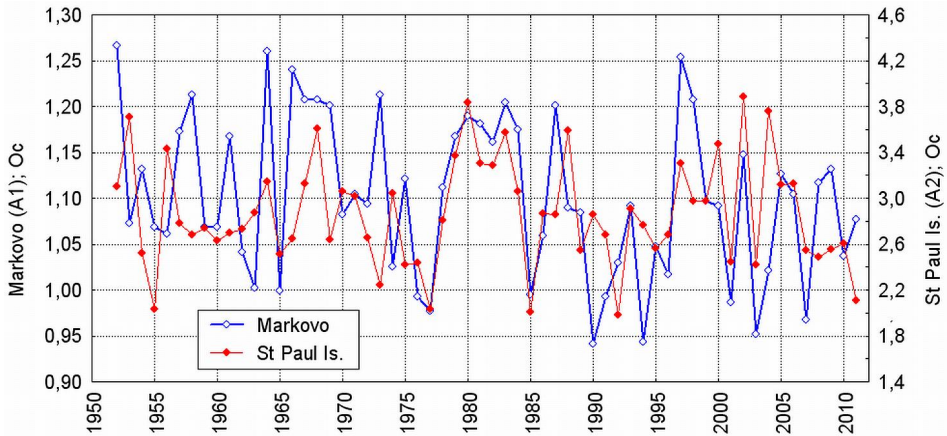
A, B – grupy stacji, A1, A2, B1, B2 – podgrupy w obrębie grup. Patrz tekst pracy

Fig. 4. Grouping of stations the Bering Strait region according to the similarity of the course of values of oceanicity index. Ward's method of cluster analysis based on 1-r Person distance.

A, B – the station groups, A1, A2, B1, B2 – subgroups within groups. See the text of the paper.

(A2) tworzą stacje o silnie skorelowanych przebiegach Oc położone na wybrzeżach Cieśniny Beringa (Mys Uelen, Provedeniya, Nome, Kotzebue), Morza Beauforta (Barrow) i zachodniej części Morza Beringa (St. Paul Island). Są to stacje, które charakteryzują się występowaniem nieistotnych, bardzo słabych trendów ujemnych lub dodatnich. Wyjątkiem jest tu stacja Barrow, która ma silniejszy i statystycznie istotny trend dodatni (patrz tab. 1), jednak ogólny przebieg zmienności Oc jest podobny do sąsiednich stacji Nome i Kotzebue (odpowiednio $r=+0,54$ i $r=0,66$ ($p < 0,001$)), czy bardziej oddalonych – Provedeniya ($r=0,56$) i Ostrov Vrangelya ($r=0,48$, $p < 0,001$). W przypadku Wyspy Wrangla, odmienny od pozostałych stacji tej podgrupy, silny dodatni trend Oc może być wiązany ze wzrostem temperatury zimy, który, jak wykazali Hinkel i in. (2003) oraz Hinkel i Nelson (2007), ma genezę antropogeniczną. Mniejszą jednostką taksonomiczną w podgrupie A2 są stacje Mys Šmidta, Ostrov Vrangelya i Korf, na których przebiegi Oc cechują się niewielkimi odrębnościami od pozostałych stacji podgrupy A2, ale są do niej znacznie bardziej podobne niż do przebiegów Oc w podgrupie A1. Przebieg wartości Oc na stacjach zaliczonych do grupy A – Markovo (podgrupa A1, trend ujemny) i St. Paul Island (podgrupa A2, brak trendu) przedstawia ryc. 5.

Oddzielną grupę tworzy skupienie B, dzielące się wyraźnie na dwie podgrupy – oznaczone na ryc. 4 jako B1 i B2. Stacje należące do tych podgrup wykazują bardzo silne skorelowanie przebiegów Oc wewnątrz każdej podgrupy i słabsze skorelowanie między oboma podgrupami, a jednocześnie brak, lub bardzo słabe, nieistotne skorelowanie przebiegów Oc ze stacjami należącymi do grupy A (patrz tab. 2). Cechą charakterystyczną przebiegu Oc na stacjach należących do grupy B jest występowanie wyłącznie trendów dodatnich, z czego większość trendów jest statystycznie istotna (tab. 1). Stacje grupy B położone są na wybrzeżu Zatoki Alaska oraz na południu i w interiorze Alaski. W skład tej grupy nie wchodzi stacje alaskańskie leżące na wybrzeżach Morza Beringa, w rejonie Cieśniny Beringa i na brzegu Morza Beauforta.



Ryc. 5. Przebiegi wskaźnika oceanizmu (Oc) na stacjach grupy A. Markowo – podgrupa A1 (ujemny trend Oc, niewielka zmienność międzyroczna Oc), St. Paul Island – podgrupa A2 (brak trendu Oc, bardzo duża zmienność międzyroczna Oc)

Fig. 5. Course of values of oceanicity index (Oc) at stations of A group. Markowo – A1 subgroup (negative trend of Oc, a small inter-annual variability of Oc), St. Paul Island – A2 subgroup (no Oc trend, a very large inter-annual variability of Oc).

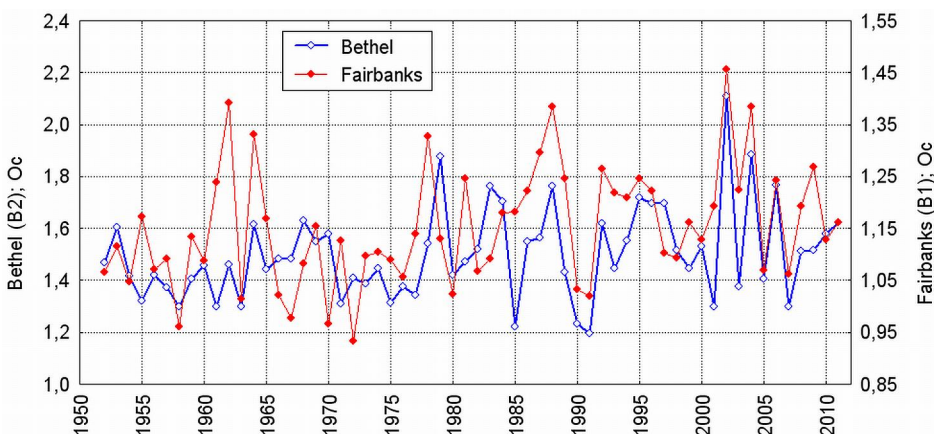
Tabela 2. Współczynniki korelacji liniowej (r) między przebiegami współczynnika oceanizmu (Oc) na wybranych stacjach należących do grupy A i grupy B i ich istotność statystyczna (p)

Table 2. Coefficients of linear correlation (r) between values of oceanicity index (Oc) at selected stations belonging to A group and B group, and their statistical significance (p).

Stacja Station	Mc Grath (B1)	Fairbanks (B1)	Kodiak (B2)
Mys Uelen (A2)	$r = 0,16$ $p = 0,221$	$r = 0,07$ $p = 0,619$	$r = 0,15$ $p = 0,260$
Provideniya (A2)	$r = 0,25$ $p = 0,057$	$r = 0,12$ $p = 0,344$	$r = 0,24$ $p = 0,068$
Anadyr (A1)	$r = 0,02$ $p = 0,854$	$r = -0,12$ $p = 0,327$	$r = 0,11$ $p = 0,406$

w nawiasie oznaczenie podgrupy (patrz ryc. D) – designation in parentheses subgroups (see Fig. D).

Na stacjach należących do podgrupy B przebieg zmienności wskaźnika Oc jest dwudzielny (patrz ryc. 6). Od roku 1951 do 1976-1977 średnie wartości Oc są stosunkowo niskie, a ich zakres zmienności jest ograniczony. Po roku 1977 wartość wskaźnika oceanizmu tej grupy stacji gwałtownie rośnie, wzrasta średnia wartość wskaźnika Oc, mimo, że zakres zmienności tego wskaźnika również silnie się zwiększa. Takiego przebiegu nie obserwuje na stacjach grupy A (porównaj z ryc. 5). Występujący na stacjach grupy B trend wskaźnika oceanizmu nie jest *de facto* trendem liniowym, lecz stanowi efekt gwałtownej zmiany (przesunięcia) reżimu klimatycznego, jaki nastąpił nad Zatoką Alaska i Alaską w latach 1976-1977. Gdyby analizować rzeczywiste trendy liniowe, należałoby wyznaczyć dwa odrębne trendy – dla lat 1951-1976 oraz 1977-2010, pomiędzy którymi występuje „climate shift” (Rodionov 2004).



Ryc. 6. Przebiegi wskaźnika oceanizmu (Oc) na stacjach grupy B. Fairbanks – podgrupa B1 (trend dodatni, statystycznie istotny, niewielka zmienność Oc), Bethel – podgrupa B2 (trend dodatni, statystycznie istotny, większa zmienność Oc)

Fig. 6. Course of values of oceanicity index (Oc) at sample stations in B group. Fairbanks – B1 subgroup (positive trend of Oc, statistical significance, a small inter-annual variability of Oc), Bethel – B2 subgroup (positive trend of Oc, statistical significance, a large inter-annual variability of Oc).

4. Dyskusja wyników i wnioski

Można, wobec nieistotności trendów wskaźnika oceanizmu nad Czukotką i otoczeniem Cieśniny Beringa twierdzić, że w ciągu badanych 60. lat utrzymuje się tam klimat kontynentalny, nie wykazujący żadnej wyraźniejszej tendencji zmian. Są to obszary, na których stacje pod względem typologii zmienności wskaźnika Oc zaliczone są do grupy A. Lokalnie, bardzo powoli następuje tam wzrost kontynentalizmu – przede wszystkim nad oddalonym od brzegu Morza Czukockiego wnętrzem Czukotki (podgrupa A1). W innych częściach tego obszaru – w pobliżu wybrzeży i w otoczeniu Cieśniny Beringa następuje bardzo powoli nieistotny spadek stopnia kontynentalizmu klimatu (podgrupa A2).

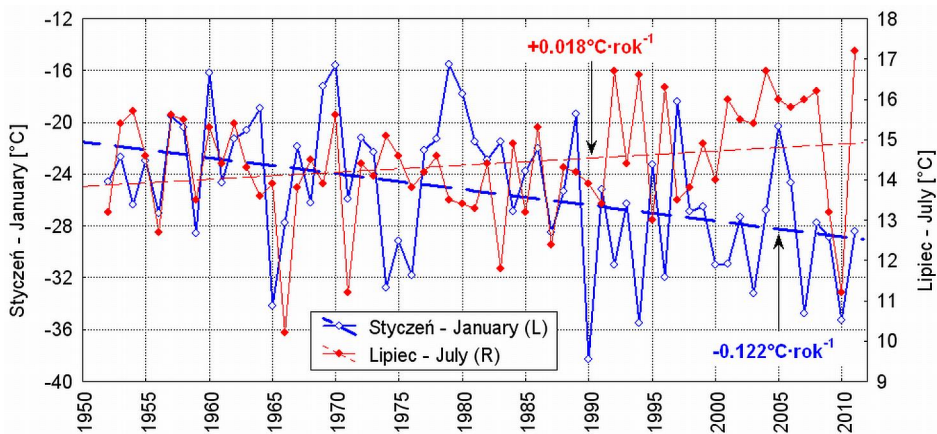
Jest to o tyle dziwne, że temperatura roczna wykazuje tam statystycznie istotne wzrosty, a zgodnie z powszechnie przyjmowaną hipotezą, działanie „globalnego ocieplenia” w Arktyce powinno powodować zmniejszenie rocznej amplitudy temperatury następujące tam ze względu na szybszy wzrost temperatury chłodnej niż ciepłej pory roku. Wyniki pracy modeli klimatycznych wskazują, że wzrost temperatury w Arktyce najsilniej powinien zaznaczać się nad Oceanem Arktycznym i prowadzić do najsilniejszego wzrostu temperatury jesieni (patrz np. Holland i Bitz 2003, Wang i in. 2007). Obserwacje natomiast wykazują, że najsilniejsze wzrosty temperatury obserwuje się nie nad Oceanem Arktycznym, ale nad kontynentami i występują one zimą i wiosną (patrz np. Moritz i in. 2002), a zdaniem Rigora i in. (2000) – w całej Arktyce, również nad oceanami – ale wiosną. Przybylak (2007), badając dane obserwacyjne z dłuższego okresu niż cytowani autorzy (z lat 1951-2005) wykazuje, że najsilniejszy wzrost temperatury zaznacza się w Arktyce nie zimą i wiosną, a jesienią i zimą.

Nie dyskutując rysujących się w literaturze sprzeczności co do bardziej szczegółowego umiejscowienia w czasie wystąpienia maksimum wzrostu temperatury³, można się zgodzić, że ten silny wzrost

³ Międzyroczne zmiany temperatury w Arktyce i Subarktyce są duże i występują w nich oscylacje o okresie od kilku do kilkunastu (~10-12) i kilkudziesięciu (~65-75) lat. Określenie wartości trendu jest silnie uzależnione od

następuje również zimą. Trzeba zauważyć, że wzrost temperatury zimą powinien prowadzić do zmniejszenia się rocznej amplitudy temperatury powietrza, a więc do spadku kontynentalizmu i wzrostu oceanizacji klimatu. Powinno to znaleźć potwierdzenie w przeprowadzonych badaniach nad zmiennością Oc – ale na obszarze Czukotki, wybrzeżach mórz Czukockiego i Beauforta oraz w otoczeniu Cieśniny Beringa – potwierdzenia takiego się nie znajduje.

Dla wyjaśnienia tych niejasności przeprowadzono analizę przebiegów temperatury miesięcznej w miesiącach decydujących o rozmiarze rocznej amplitudy temperatury na stacjach, na których wskaźnik Oc nie wykazuje istotnych zmian, albo wskaźnik Oc spada, wskazując na postępującą, bardzo słabą kontynentalizację klimatu. Wyniki tej analizy wykazują, że na niektórych stacjach, głównie Czukotki, roczna amplituda rzeczywiście rośnie, kosztem statystycznie istotnego spadku temperatury stycznia i nieistotnego wzrostu temperatury lipca (stacje należące do podgrupy A1). Przykładowo na stacji Markovo (patrz ryc. 7), na której jako jedynej trend wskaźnika Oc jest ujemny ($-0,001 \text{ Oc}\cdot\text{rok}^{-1}$) i statystycznie istotny ($p=0,035$), temperatura stycznia spada w tempie $-0,122^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ ($p=0,002$), temperatura lipca rośnie ($+0,018^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p=0,098$), trend temperatury rocznej jest w rozpatrywanym okresie równy $+0,019^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i statystycznie istotny ($p=0,017$). Brak więc tutaj oczekiwanej zgodności znaku trendu Oc i znaku trendu temperatury rocznej. Wzrost temperatury rocznej następuje głównie w wyniku występowania stosunkowo silnych wzrostów temperatury w maju ($+0,052$), październiku ($+0,058$) i listopadzie ($+0,053^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), czyli miesiącach, które nie mają wpływu na roczną amplitudę temperatury powietrza.



Ryc. 7. Przebieg temperatury powietrza w styczniu i lipcu na stacji Markovo (podgrupa A1).
Oznaczone wartości trendów

Fig. 7. Course of air temperatures in January and July at the station Markovo (A1 subgroup).
Marked trend values.

początku i końca analizowanego szeregu, z którego wyznacza się trend. Zaznaczające się w literaturze różnice w określeniu zarówno wielkości trendów jak i ich istotności wynikają z odmiennych długości analizowanych, zazwyczaj krótkich, szeregów czasowych oraz różnych ich początków. Publikowane wartości trendów szacowanych z krótkich serii (np. Rigor i in. 2000 – szacuje trendy w Arktyce z szeregów z okresu 1979-1997) są równie prawdziwe jak i całkowicie nieporównywalne. Znacznie większe zaufanie należy mieć do trendów wyznaczanych dla typowych „klimatologicznych” okresów – co najmniej 30-letnich, rozpoczynających się od pierwszego roku dekady.

Na stacjach grupy A należących do podgrupy A2 trendy temperatury stycznia (lub innego, najchłodniejszego miesiąca roku) i lipca (lub innego najcieplejszego miesiąca roku) są słabe i nieistotne. Te zmiany temperatury najbardziej pod względem termicznym skontrastowanych miesięcy są w badanym okresie na tyle niewielkie, że również trendy amplitudy rocznej mają minimalne wartości i są niemal wszędzie statystycznie nieistotne. Tym samym, obliczane z rocznej amplitudy temperatury trendy wskaźników oceanizmu stają się również nieistotne.

Stacje należące do tej podgrupy znajdują się pod silnym klimatycznym wpływem morza – międzyroczna zmienność temperatury miesięcznej w bardzo dużym stopniu kształtuje się pod wpływem zmienności powierzchni złodzonej Morza Beringa, która charakteryzuje się znaczną zmiennością międzyroczną⁴. Wpływ ten, poprzez terminy oczyszczenia powierzchni morza od pokrywy lodowej i następującą w funkcji czasu i wysokości Słońca akumulację ciepła w wodzie, przenosi się również poprzez SST na wartości miesięcznej temperatury powietrza i moment (miesiąc) wystąpienia maksimum rocznego. W związku z zachodzącymi zmianami powierzchni złodzonej Morza Beringa następują przesunięcia momentów wystąpienia minimów i maksimów temperatury w cyklu rocznym. W latach 1989-1990 w otoczeniu Morza Beringa doszło do dość gwałtownego przesunięcia się momentu wystąpienia minimum temperatury z lutego na styczeń, co jest związane z brakiem trendu temperatury miesięcznej stycznia, a silniejszym, choć nie na wszystkich stacjach tej podgrupy istotnym, wzrostem temperatury lutego. Jednocześnie towarzyszy temu rozrost powierzchni złodzonej Morza Beringa w okresie od stycznia (najsilniejszy trend dodatni: $+4,11(\pm 2,34)$ tys. $\text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) do kwietnia⁵. Zwiększenie powierzchni złodzonej w tym okresie opóźniło likwidację pokrywy lodowej w maju i czerwcu, przez co ograniczony został wzrost SST w lipcu – a w konsekwencji i wzrost temperatury powietrza w lipcu na stacjach nadbrzeżnych. Od lat 1989-1990 trend temperatury lipca stał się na większości stacji należących do podgrupy A2 ujemny lub bliski zeru (1989-2010: Uelen $+0,017^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$, Nome $-0,036^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$, (ryc. 8) Kotzebue $-0,049^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$, St. Paul Island $-0,045^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$). Przedstawione tu skrótowo procesy są odpowiedzialne za brak statystycznie istotnych zmian rocznej amplitudy temperatury – i tym samym – mimo wzrostu temperatury rocznej, stabilizacji stopnia oceanizmu klimatu otoczenia Morza Beringa.

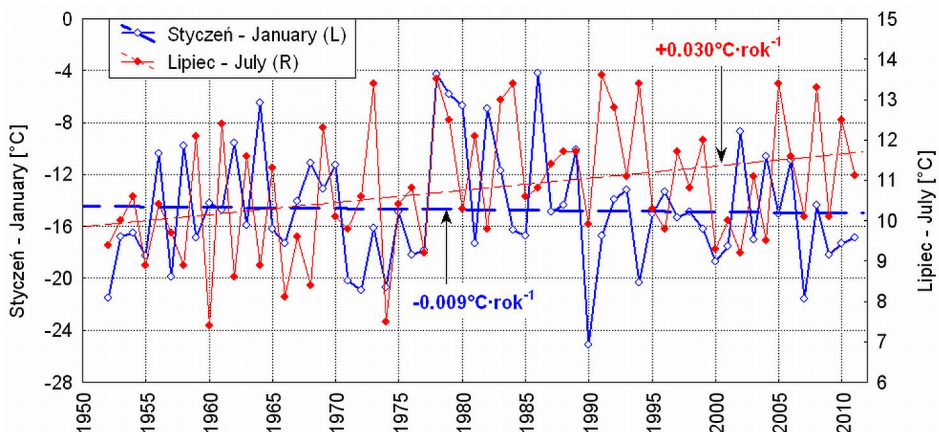
Na obszarze Alaski, jednak bez jej zachodnich wybrzeży, następuje niezbyt silna, ale wyraźna oceanizacja klimatu. Wartości wskaźnika Oc na stacjach zaliczonych do grupy B rosną, a na większości stacji zaliczonej do tej grupy wzrost ten jest statystycznie istotny (patrz tab. 1). Wzrost wskaźnika Oc nie jest monotoniczny, jak już wspomniano, po przebiegu bez wyraźniejszego trendu w latach 1951-1977, skokowo wzrósł on od roku 1976 (patrz ryc. 6). Przyczyną tego wzrostu wskaźnika oceanizmu po roku 1977 jest zmniejszanie się rocznej amplitudy temperatury jako efektu wzrostu temperatury zimy.

Wzrost temperatury zimy na tym obszarze po roku 1977 jest wiązany z gwałtowną zmianą SST na Pacyfiku Północnym (Hartmann i Wendler 2005) w rejonie Zatoki Alaski. Zmiany SST opisuje tam wskaźnik (indeks) PDO – Pacific Decadal Oscillation (Mantua i in. 1997). PDO ma dwie fazy. Dodatnią, w której dodatnie anomalie SST rozciągają się wzdłuż wybrzeży Zatoki Alaski i pacyficznych wybrzeży

⁴ W marcu, kiedy rozwój powierzchni złodzonej Morza Barentsa przeciętnie osiąga maksimum, średnia wieloletnia (1979-2010) powierzchnia złodzona jest równa 791,5 tys. km^2 , a odchylenie standardowe względem tej średniej jest równe $\pm 113,3$ tys. km^2 .

⁵ Ta uwaga dotyczy okresu 1979-2012, dla którego istnieją wiarygodne (satelitarne) dane o zmienności powierzchni złodzonej. Według danych NSIDC trend średniej powierzchni złodzonej z okresu styczeń-kwiecień w okresie 1979-2010 na Morzu Beringa jest równy $+2,82$ tys. $\text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ ($p=0,137$).

Kanady i Stanów Zjednoczonych po północną Kalifornię, a ujemne anomalie SST zajmują rozległe akweny Pacyfiku Północnego w szerokościach umiarkowanych (55-35°N) sięgając od 140-150°E po 150°W. Faza ujemna PDO charakteryzuje się odwróceniem znaków anomalii SST na wymienionych akwenach.



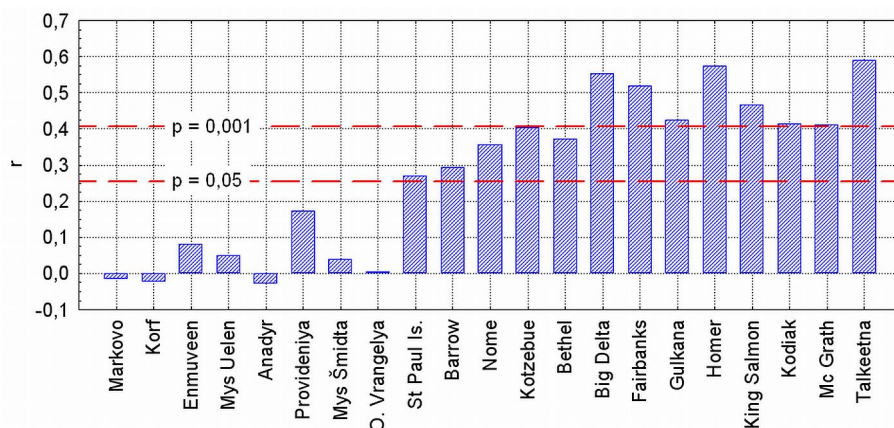
Ryc. 8. Przebieg temperatury powietrza w styczniu i lipcu na stacji Nome (podgrupa A2). Oznaczone wartości trendów

Fig. 8. Course of air temperatures in January and July at the station Nome (A2 subgroup). Marked trend values.

Zmiana rozkładu zasobów ciepła w oceanie, będąca wynikiem zmian faz PDO i ich natężenia, steruje procesami środkowotroposferycznej i dolnej cyrkulacji atmosferycznej – przede wszystkim zmianami ciśnienia w Niżu Aleuckim, ale również położeniem jego centrum (Rodionov i in. 2005). W rezultacie zmienność PDO charakteryzująca rozkład anomalii SST na Pacyfiku Północnym jest silnie powiązana z Indeksami Północnego Pacyfiku (NPI; Trenberth i Hurrell 1994), będącym ważoną średnią miesięczną wartością SLP z rejonu 30-65°N, 160°E-140°W. Z wartości średnich miesięcznych tego indeksu obliczane są następnie wartości sezonowe i roczne. Największe znaczenie ma NDJFM NPI, czyli średnie SLP z okresu od listopada do marca, czyli tego okresu, w którym funkcjonuje Niż Aleucki. Między szeregami miesięcznych wartości indeksu PDO, a szeregami miesięcznych wartości NPI w okresie od października do maja (1951-2010) zachodzą statystycznie istotne ujemne korelacje, współczynniki korelacji osiągają najwyższe wartości (-0,67; $p < 0,001$) w styczniu. Im większe zasoby ciepła w wodach Zatoki Alaska, tym w okresie zimowym niższe ciśnienie w Niżu Aleuckim.

Pogłębienie się Niżu Aleuckiego i przesunięcie jego centrum ku zachodowi w okresach zimowych, w których zasoby ciepła w wodach Zatoki Alaska są większe od przeciętnych, powoduje wzrost częstotliwości i intensywności adwekcji z południa i południowo-zachodu nad Alaskę, a wnoszone powietrze jest cieplejsze niż przeciętnie. W rezultacie następuje wzrost temperatury zimy, a w szczególności stycznia, kiedy ciśnienie w Niżu Aleuckim jest najniższe. Ten związek między zmianami temperatury zimowej i rocznej na Alasce, a PDO jest znany już od dość dawna, opisują go Hartmann i Wendler (2005). Cytowani autorzy szacują wzrost temperatury sezonowej i rocznej nad Alaską przy wystąpieniu dodatniej fazy PDO o 3,1°C w stosunku do wystąpienia ujemnej fazy PDO.

W rezultacie wzrostu temperatury zimy maleją roczne amplitudy temperatury i rośnie nad Alaską oceanizm klimatu. Zależności te są tak silne, że wartości wskaźnika Oc na stacjach alaskańskich zaliczonych do podgrupy B1 i B2 oraz stacjach alaskańskich zaliczonych do podgrupy A2 – Barrow, Nome i Kotzebue wykazują silne i istotne skorelowanie bezpośrednio ze wskaźnikami PDO z okresu od grudnia roku poprzedzającego do marca roku, na który datowany jest wskaźnik Oc (patrz ryc. 9).



Ryc. 9. Współczynniki korelacji liniowej Pearsona między szeregami wskaźnika oceanizmu (Oc) na poszczególnych stacjach a szeregiem średnich wartości indeksu PDO z okresu grudzień-marzec. Oznaczone poziomy istotności $p=0,05$ i $p=0,001$

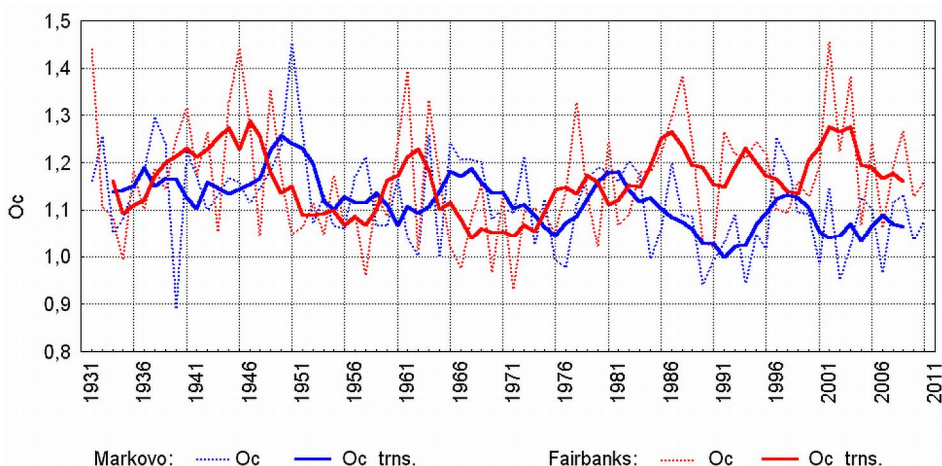
Fig. 9. Coefficients of Pearson linear correlation (r) between values of oceanicity index (Oc) on each station and a number average value of PDO index from the period December – March. Marked significance levels of $p=0.05$ and $p=0.001$

Zatem przyczyną nieznacznego, ale statystycznie istotnego wzrostu stopnia oceanizacji klimatu po roku 1977 na stacjach Alaski, klasyfikujących się w grupie B, jest cyrkulacja atmosferyczna, sterowana przez procesy oceaniczne. Proces ten jest procesem naturalnym, jak do tej pory nie wykazano aby zmienność PDO w jakimkolwiek wymiernym stopniu była powiązana ze wzrostem koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze.

Ten wzrost oceanizmu na stacjach alaskańskich jest przejściowy. Od około 2000 roku PDO zmienia znak, częściej niż poprzednio pojawiają się lata z silnymi, ujemnymi wartościami wskaźnika. Temperatura powietrza reaguje natychmiast na zmniejszenie częstości zimowych adwekcji w głąb Alaski. Wendler i in. (2012) przeanalizowali trendy średniej temperatury obliczonej z 20. stacji Alaski i stwierdzili występujący w latach 2000-2010 statystycznie istotny trend ujemny równy $-0,126^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Trend ten objaśnia 29% zmienności rocznej temperatury powietrza. Zmiany temperatury są dobrze skorelowane ze zmianami indeksu PDO w tym okresie, zmienność PDO objaśnia 57,5% wariacji średniej temperatury rocznej Alaski. Najsilniejsze ochłodzenie na obszarze Alaski w ciągu 11 lat rozpatrywanych przez Wendlera i in. (2012), sięgające od 2,5 do 1,0 deg w skali średniej temperatury rocznej obejmuje obszary SW Alaski (stacje: St Paul Is., King Salmon ($<-2,5^{\circ}\text{C}$), Bethel, Talkeetna ($<2,0$), Homer, Nome, Gulkana, Big Delta, Mc Grath i Kotzebue ($2,0-1,0^{\circ}\text{C}$). Jedyną stacją Alaski, na której w badanym okresie cały czas utrzymuje się statystycznie istotny trend dodatni jest Barrow ($+0,170^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), co związane jest, jak już wcześniej wspomniano, z występującą w rejonie tej osady

antropogeniczną wyspą ciepła. Również na tle obszarów otaczających, ochłodzenie w rejonie Fairbanks jest stosunkowo skromne (około $-0,9^{\circ}\text{C}$ w ciągu 11 lat), co może być związane z występującą tam miejską wyspą ciepła (Magee i in. 1999).

Porównanie przebiegu zmian wskaźnika oceanizmu na badanym obszarze w dłuższym przekroju czasowym daje ciekawe rezultaty. Jako przykład przedstawi się tutaj (patrz ryc. 10) przebiegi wskaźnika Oc dla dwu stacji – Markovo i Fairbanks, mających podobne, wewnątrzkontynentalne położenie i leżących na podobnej szerokości geograficznej. Średnie wieloletnie wartości wskaźnika Oc w latach 1951-2010 były na obu stacjach podobne do siebie (1,10 i 1,15 odpowiednio). Analizę objęto okres 1931-2010 (80 lat), dla którego materiały obserwacyjne nie zawierały luk. Dla łatwiejszej wizualnej oceany charakteru zmienności wskaźnika oceanizmu przebiegi Oc dodatkowo wyrównano 5-punktową średnią kroczącą.



Ryc. 10. Przebiegi wskaźnika oceanizmu (Oc) na stacjach Markovo i Fairbanks w latach 1931- 2010. Pogrubione – przebiegi Oc wyrównane 5-punktową średnią kroczącą (trns.). Widoczna ~15-letnia okresowość przebiegu Oc na stacji Markovo i długookresowy trend spadkowy Oc oraz zmiana znaku trendu długookresowego Oc na stacji Fairbanks na przełomie lat 60' i 70' XX wieku

Fig. 10. Course of values of oceanicity index (Oc) at Markovo and Fairbanks stations in the years 1931-2010. Bold – course of Oc values smoothed by 5-point moving average (trns.). The apparent ~15-years periodicity of the course of Oc index at Markovo station and long-term downward trend Oc index and change in sign of long-term trend Oc index at Fairbanks station in the late 60's and 70's of the twentieth century.

Na stacji Markovo zauważa się trwający przez cały 80-letni okres analizy ujemny trend wskaźnika Oc oraz występującą w tym przebiegu wyraźną okresowość. Każde kolejne minimum lokalne Oc jest niższe od poprzedniego, potwierdzające występowanie wieloletniego trendu ujemnego ($-0,002 \text{ Oc}\cdot\text{rok}^{-1}$). Trzy okresowości tworzą tu silnie zarysowany pik gęstości widmowej. Najsilniejszą w tym pikie jest okresowość 15,2 letnia (częstotliwość 0,065789) i dwie znacznie słabsze – 19,0.letnia i 9,5.letnia. Okresowość ~15.letnia, jak do tej pory nie została zidentyfikowana w przebiegu elementów meteorologicznych Arktyki, przedstawia więc zapis jakiegoś do tej pory nieznanego zjawiska o oscylacyjnym charakterze, sterującego zmianami rocznej amplitudy temperatury na tym obszarze. Czym jest okresowość 19.letnia, również nie wiadomo. Najśłabszą okresowość ~9,5.letnią można przypusz-

czalnie wiązać z ~10-letnią periodycznością współoddziaływania między morzem, pokrywą lodów morskich i atmosferą w Arktyce, opisaną przez Gao i Wu (1998).

W przebiegu wyrównanego wskaźnika Oc na stacji Fairbanks zaznacza się występowanie ujemnego trendu w latach 1931-1968, stabilizację na niskim poziomie trwającą do roku 1976 i następnie występowanie trendu dodatniego. Najsłabszy kontynentalizm zaznaczał się w Fairbanks w latach 40. X wieku, najsilniejszy – na przełomie lat 60. i pierwszej połowy lat 70. XX wieku.

Przebieg wskaźnika Oc na stacji Fairbanks ujawnia występowanie w nim również okresowości, z tym, że na pierwszym miejscu pod względem amplitudy w słabo zarysowanym pikie widmowym występuje okresowość 19,0-letnia, na drugim – znacznie słabsza okresowość 15,2-letnia, na trzecim okresowość 38-letnia. Oznacza to, że w obu przebiegach znajdują się stosunkowo silne dwie wspólne okresowości – 19-letnia i 15,2-letnia. Do lat 70. XX wieku maksima „oceanizmu” na stacji Fairbanks wyprzedzały o 2-4 lata wystąpienie podobnych maksimów lokalnych Oc na stacji Markovo, później oba przebiegi zdają się niezbyt precyzyjnie zmieniać w przeciwfazie. Być może to przesunięcie przebiegów w czasie związane jest z występowaniem na stacji Fairbanks stosunkowo silnej harmonicznej wymuszającej okresowość 38-letnią.

Próba wyjaśnienia występującej okresowości w obu przebiegach nie będzie w tej pracy podejmowana. Warto jednak zwrócić uwagę na fakt występowania w obu przebiegach okresowości o podobnej amplitudzie. Przy takich przebiegach badania trendów w szeregach liczących mniej lat, niż obejmujących 2-2,5 okresy, jest całkowicie bezwartościowe z poznawczego punktu widzenia, ale za to może doprowadzić do „wiekopomnych” odkryć i stawiania najdziwniejszych hipotez.

Przeprowadzona analiza wykazuje, że zmienność wskaźnika oceanizmu na obszarze Beryngii zachodzi pod działaniem procesów naturalnych. Na rozległych obszarach nie obserwuje się żadnych zmian. Tam, gdzie występują dodatnie trendy wskaźnika Oc wskazujące na postępującą oceanizację klimatu, przyczyną tych zmian jest cyrkulacja atmosferyczna, której zmienność jest sterowana przez procesy oceaniczne (PDO). W ostatniej dekadzie ten trend zmienia znak, wraz z postępującym ochłodzeniem Alaski zaczyna się wzrost kontynentalizmu. Nie wszystkie procesy zostały w tym miejscu zidentyfikowane, dalszych badań będzie wymagać wyjaśnienie przyczyn, które prowadzą do zimowego ochładzania się Czukotki i przylegających do niej wybrzeży Morza Beringa, a przez to do wzrostu kontynentalizmu klimatu na tym obszarze. Nic nie pozwala na postawienie tezy, że trendy długookresowe prowadzące do oceanizacji klimatu wraz z postępującym ociepleniem są stabilne.

Przebiegi zmian wskaźnika Oc wykazują okresowość lub quasiokresowość, co wskazuje, że procesy kształtujące zmienność rocznej amplitudy temperatury na obszarze Beryngii mają charakter oscylacji. Między pozbawionym trendu szeregiem koncentracji CO₂ w troposferze, a pozbawionymi trendów szeregami wskaźników Oc w Markovo i Fairbanks brak liczącej się zmienności wspólnej, co pozwala wykluczyć, że opisywana zmienność Oc jest powiązana ze wzrostem koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze.

Literatura

Bhatt U.S., Walker D.A., Raynolds M.K., Bieniek P.A., Epstein H.E., Comiso J.C., Pinzon J.E., Tucker C.J., Polyakov I.V., 2013. Recent Declines in Warming and Arctic Vegetation Greening Trends over Pan-Arctic Tundra. *Remote Sensing (Special NDVI3g Issue)*, 5, 4229-4254; doi:10.3390/rs5094229.

Blüthgen J., 1966. *Allgemeine Klimageographie*. Walter de Gruyter Berlin: 887 s.

- Comiso J.C., Nishio F., 2008. Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data. *Journal of Geophysical Research* 113 (C02S07), doi: 10.1029/2007JC004257.
- Gao D., Wu B., 1998. A preliminary study on decadal oscillation and its oscillation source in the sea-ice-air system in the Northern Hemisphere. *Polar Meteorology and Glaciology*, 12: 68-78.
- Hartmann B., Wendler G., 2005. On the significance of the 1976 Pacific climate shift in the climatology of Alaska. *Journal of Climate*, 18 (22): 4824-4839.
- Hinkel K.M., Nelson F.E., Klene A.E., Bell J.H., 2003. The urban heat island in winter at Barrow, Alaska. *International Journal of Climatology*, 23: 1889-1905. DOI: 10.1002/joc.971.
- Hinkel K.M., Nelson F.E., 2007. Anthropogenic heat island at Barrow, Alaska, during winter: 2001-2005. *Journal of Geophysical Research (Atmosphere)*, 112; D6. DOI: 10.1029/2006JD007837.
- Holland M.M., Bitz C.M., 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21: 221-232. DOI 10.1007/s00382-003-0332-6.
- Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 1069-1079.
- Magee N., Curtis J., Wendler G., 1999. The Urban Heat Island Effect at Fairbanks, Alaska. *Theoretical and Applied Climatology*, 64 (1-2): 39-47. DOI: 10.1007/s007040050109.
- Marsz A., 1995. Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współdziałania w systemie ocean – atmosfera – kontynenty. *Wyd. Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni, Gdynia*: 110 s.
- Moritz R.E., Bitz C.M., Steig E.J., 2002. Dynamics of Recent Climate Change in the Arctic. *Science*, 297 (5586): 1497-1502; DOI: 10.1126/science.1076522.
- Overland J.E., Wang M., 2005. The third Arctic climate pattern: 1930s and early 2000s, *Geophysical Research Letters*, 32; L23808, doi:10.1029/2005GL024254.
- Overland J.E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period. *Tellus*, 60A: 589-597; DOI: 10.1111/j.1600-0870.2008.00327.x
- Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology*, 46: 316-324.
- Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M., Stokes D.C., Wang W., 2002. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *Journal of Climate*, 15 (13): 1609-1625.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000. Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979-97. *Journal of Climate*, 13 (5): 896-914.
- Rodionov S.N., 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters*, 31, L09204. doi:10.1029/2004GL019448.
- Rodionov S.N., Overland J.E., Bond N.A., 2005. The Aleutian Low and Winter Climatic Conditions in the Bering Sea. Part I: Classification. *Journal of Climate*, 18 (1): 160-177.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21 (10): 2283-2296.
- Trenberth K.E., Hurrell J.W., 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9: 303-319.
- Villarreal S., Hollister R.D., Johnson D.R., Lara M.J., Webber, P.J., Tweedie, C.E., 2012. Tundra vegetation change near Barrow, Alaska (1972-2010). *Environmental Research Letters* 7; DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/015508.
- Wang M., Overland J.E., Kattsov V., Walsh J.E., Zhang X., Pavlova T., 2007. Intrinsic versus Forced Variation in Coupled Climate Model Simulations over the Arctic during the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 20(6): 1093-1107. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4043.1>.

- Wendler G., Chen L., Moore B., 2012. The First Decade of the New Century: A Cooling Trend for Most of Alaska. *The Open Atmospheric Science Journal*, 6: 111-116.
- Xue Y., Smith T.M., Reynolds R.W., 2003: Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *Journal of Climate* (10), 16: 1601-1612.
- Zblewski S., 2008. Zmiany pokrywy lodowej na Morzu Wschodniosyberyjskim w XX i XXI wieku i ich wpływ na zmiany klimatu tego obszaru. [w:] Kowalska A., Latocha A., Marszałek H., Pereyma J. (red.), *Środowisko przyrodnicze obszarów polarnych*. Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 187-196.
- Zblewski S., Marsz A.A., 2009. Zmiany temperatury powierzchni Morza Czukockiego (1982-2008). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19: 147-158.
- Zhang Y., Wallace J.M., Battisti D.S., 1997. ENSO-like interdecadal variability:1900-93. *Journal of Climate*, 10 (5): 1004-1020.

Wpłynęło: 29 września 2013 r., poprawiono: 27 listopada 2013 r., zaakceptowano: 11 grudnia 2013 r.

Summary

The work discusses the variability of oceanicity index (Oc) in the area of Beryngia, which covers land area and sea areas extending around the Bering Strait (Fig. 1) in the years 1951-2010. Oceanicity index is the measure of the degree of climatic oceanicity and continentality. The carried out analysis showed relatively little variation in spatial distribution of oceanicity in the analyzed area. Areas with sub-oceanic climate are located at the SE part of the Bering Sea and the NE part of the Gulf of Alaska (St Paul Isl., Kodiak, Homer stations), other land and sea areas are under the influence of continental climate with centers over Chukotka (Markovo, Enmuveen) and in the interior of Alaska (Fairbanks, McGrath, Big Delta). Variability in time of degree of oceanicity in the analyzed area is minimum – trends of Oc index are very weak and predominantly insignificant. The strongest and statistically significant trends are present over the area of SW Alaska (+0.006 Oc-year⁻¹ in King Salmon, +0.005 in Homer, +0.004 in Talkeetna, +0.003 Oc-year⁻¹ in Big Delta and Bethel). The analysis of correlation of changes in Oc index as a function of time divides the whole area into two autonomous regions – the first (B) is located in the area of the southern coast of Alaska and in the interior of Alaska (without the coast of the Beaufort Sea) and the other one (A) covers the remaining areas and waters. Only positive trends of Oc index predominantly strong and statistically significant are observed at the stations from group B and the courses of Oc variability are strongly and very closely correlated with one another.

Stations of group A are characterized by weak, insignificant trends with both positive and negative signs and the changes in the time of Oc index show weaker correlations between stations. Correlations of courses of Oc index between the stations of group A and group B are weak and predominantly insignificant – changes in the two groups do not take place synchronously. This differentiation of spatial distribution of the Oc index variability is associated with range of the atmospheric influence of the PDO (Pacific Decadal Oscillation). Changes in the depth and location of the Aleutian Low regulating the intensity of advection of warmer maritime air over Alaska had influence on the variability of the PDO which after 1976 enforced an increase in oceanicity of climate over the southern coasts and the

interior of Alaska (group B stations). Over the remaining area (group A stations) such impact was not observed. At that time advection of air masses from the north prevailed, with varying intensity, in areas with stations assigned to group A. A visible influence of changes in sea ice extent on the process of changes in climatic continentality and oceanicity is observed particularly in the Strait and the Bering Sea and the Chukchi Sea.

Key words: climate changes, oceanicity, contynentality, Alaska, Chukchi, PDO, sea-ice.