

ROZKŁAD WIELKOŚCI WSKAŹNIKA OCEANIZMU TERMICZNEGO NA OBSZARZE ARKTYKI

Andrzej A. Marsz

*Wyższa Szkoła Morska, Gdynia
Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej*

Wstęp

Kształtowanie się przestrzennego rozkładu wskaźników kontynentalizmu na obszarze Arktyki nie jest znane w sposób zadowalający. Sieć stacji meteorologicznych jest tam rzadka. Dodatkowo stacje te znajdują się na kontynencie, zarówno na, lub w pobliżu linii brzegowej, jak i na wyspach arktycznych. Ze względu na nader ograniczony ruch żeglugowy brak materiałów z powierzchni morskich.

Istniejące ogólne mapy wskaźników kontynentalizmu, zamieszczone w pracach różnych autorów (np. Chromów 1969, Gorczyński 1920) dają dla obszaru Arktyki, po części z winy projekcji map, obraz bardzo ogólny, lub też pomijają te obszary w całości lub w części (np. Polozowa 1954).

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie rozkładu przestrzennego wskaźnika oceanizmu termicznego, będącego jednocześnie miarą kontynentalizmu, dla obszaru Arktyki. Szczególną uwagę postanowiono zwrócić na rzeczywisty rozkład tego wskaźnika na obszarach morskich Arktyki.

Metoda i materiały

Roczna amplituda temperatury powietrza jest wielkością posiadającą charakter kompleksowego wskaźnika fizyczno-geograficznego, uwzględniającego całokształt warunków położenia punktu na kuli ziemskiej i jego bilansu cieplnego w całej jego złożoności. Amplituda roczna temperatury, wraz z szerokością geograficzną, są wielkościami pozwalającymi na obliczenie powszechnie stosowanych wskaźników kontynentalizmu. Jedną z nowszych tego rodzaju miar jest wskaźnik oceanizmu termicznego.

Wskaźnik oceanizmu termicznego (O_c), obliczano według formuły:

$$O_c = \frac{0.7317\varphi + 1.767}{A_r}, \quad [1]$$

gdzie: φ - szerokość geograficzna stacji (punktu),
 A_r - średnia roczna amplituda temperatury powietrza na danej stacji (punkcie),

czyli w postaci wcześniej zaproponowanej przez autora (Marsz, 1993). Pełniejsze uzasadnienie konstrukcji tego wskaźnika znajduje się w pracy będącej w druku (Marsz, in print).

Wskaźnik oceanizmu termicznego stanowi jednolitą miarę pozwalającą w skali globalnej określić zarówno oceanizm, jak i kontynentalizm klimatu. Jego gradacja jest następująca:

- $O_c > 3.99$ – klimat ultraoceaniczny,
- $3.99-3.00$ – klimat oceaniczny,
- $2.99-2.00$ – klimat suboceaniczny,
- $1.99-1.00$ – klimat kontynentalny,
- $O_c < 1.00$ – klimat ultrakontynentalny.

Jako materiał wyjściowy do opracowania przestrzennego rozkładu wskaźnika oceanizmu termicznego posłużyły dane o wielkości średnich rocznych amplitud temperatury powietrza na poziomie morza zawarte w Atlasie Okeanów (1980, str.56-57). Źródło to wykorzystuje najpełniejsze ze znanych autorowi zbiory danych, zarówno z rejsów badawczych, stacji naziemnych, krótkotrwałych i długotrwałych stacji zakładanych na lodach dryfujących, w tym i z najbardziej niedostępnych obszarów Arktyki leżących między 90 a 180° długości zachodniej (stacje dryfujące serii T). W cytowanym źródle znajduje się również omówienie metodyki zestawienia tych materiałów.

Dane odczytywano z atlasu w siatce współrzędnych geograficznych $2.5 \times 2.5^\circ$ do szerokości 80° N, wyżej, do bieguna, w siatce 2.5 stopnia szerokości i 10° długości geograficznej. Dla tych punktów obliczano następnie według formuły [1] wartości wskaźnika O_c .

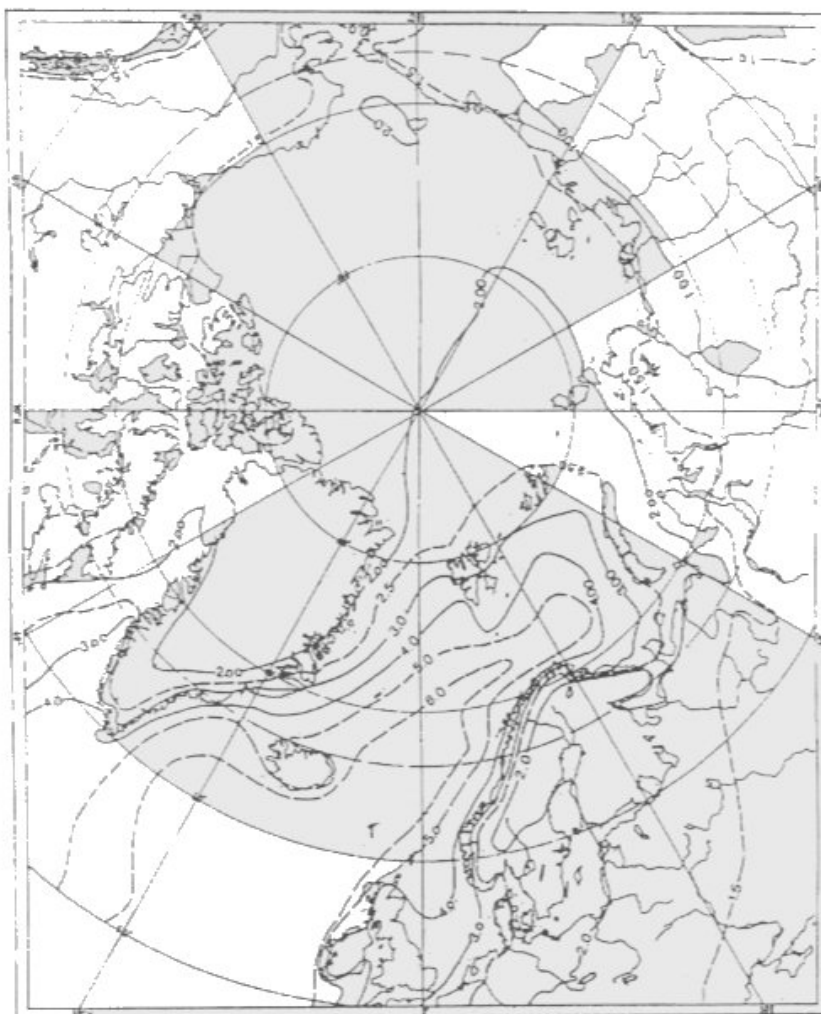
Dla obszarów lądowych występujących w głębi kontynentów wykorzystano tylko dane z pojedynczych stacji, stąd precyzja przebiegu wyznaczonych izolinii wartości O_c nie jest zbyt duża i posiada raczej znaczenie orientacyjne. Podobnie postępowano z danymi ze stacji położonymi w głębi wysp.

Izolinie O_c wyinterpolowano ze skokiem 1.00 , co odpowiada przebiegom granic poszczególnych kategorii klimatu (ultraoceaniczny, oceaniczny, suboceaniczny, kontynentalny, ultrakontynentalny). Dodatkowo, dla

pełniejszej orientacji, wkreślono również pomocnicze izolinie 2.50 i 1.50 oraz pełne wartości co 1.00 dla klimatu ultraoceanicznego (tj. 5.00 i 6.00).

Wyniki

Rezultaty przeprowadzonych obliczeń przedstawione są w postaci graficznej na rysunku 1. Jeśli przyjąć za formalną granicę Arktyki koło podbiegunowe północne, to z rysunku 1 odczytać można, że w tych granicach występują wszystkie wyróżnione kategorie klimatu - od ultraoceanicznego do ultrakontynentalnego, z tym, że ten ostatni nie występuje nigdzie nad powierzchniami morskimi, nawet pokrytymi przez cały rok zwartą pokrywą lodową.



Ryc. 1. Rozkład przestrzenny wskaźnika oceanizmu termicznego klimatu (Oc) na obszarze Arktyki.

Fig. 1. Distribution of the thermal oceanicity index (Oc) in the area of Arctic (see the formula [1] and summary).

Rysują się w tym obrazie wyraźne dwie części Arktyki zróżnicowane pod względem rozkładu wskaźnika Oc, których granica przebiega w przybliżeniu wzdłuż południków 30°W-150°E. Sektor rozciągający się od 30°W ku wschodowi, do 150°E charakteryzuje się silnym zróżnicowaniem typów klimatu. Występują w nim klimaty ultraoceaniczny, oceaniczny, suboceaniczny, kontynentalny i ultrakontynentalny. Sektor leżący na zachód od południka 30°W do 150°E, jeśli nie liczyć występowania niewielkiego „języka” klimatu suboceanicznego w Cieśninie Davisa i na Morzu Baffina ciągnącego się wzdłuż zachodnich wybrzeży Grenlandii oraz niewielkiego „oka” tego samego typu klimatu występującego na Morzu Czukockim na wschód od Wyspy Wrangla, przedstawia sobą monotonną powierzchnię objętą przez klimat kontynentalny i w małej części, już na kontynencie azjatyckim - ultrakontynentalny.

Dyskusja wyników i wnioski

Ogólnie, rozkład przestrzenny współczynnika oceanizmu potwierdza znane od dawna wyobrażenia o rozkładzie przestrzennym kontynentalizmu na obszarze Arktyki i dominującej roli Oceanu Atlantyckiego w „oceanizacji” tego regionu. Jednocześnie rysuje się szereg różnic między uzyskanym obrazem, a obrazami prezentowanymi przez wcześniejsze opracowania. Wobec stosowanych różnych miar trudno oczywiście bezpośrednio porównywać kolejne obrazy, tym niemniej odnaleźć można i spore różnice. Sprowadzają się one do odmienności kilku zasięgów.

1. Obszary podlegające przeważającym wpływom morskim, objęte zasięgiem występowania klimatu suboceanicznego (Oc od 2.99 do 2.00) sięgają znacznie dalej ku wschodowi i ku północy, niż do tej pory sądzono, dochodząc do południka 150°E na szerokości 78°N, skąd następnie granica ta biegnie do bieguna i dalej na południe nieco na zachód od południka 0°, do wysokości wybrzeża Grenlandii.

2. Zasięg klimatu oceanicznego (Oc \geq od 3.99 do 3.00) również sięga znacznie dalej niż znaczą to na swoich mapach Chromow (1955, 1968), Polozova (1954) i Ivanov (1959), wchodząc głęboko na wschód i północ w Morze Barentsa.

3. Granica zasięgu klimatu ultraoceanicznego (Oc \geq 4.00) we wschodniej i północnej części Morza Barentsa oraz NW części Morza Grenlandzkiego pokrywa się ze średnim zasięgiem lodów dryfujących w porze zimowej.

4. Obszary Arktyki przylegające do Pacyfiku charakteryzują się silnym kontynentalizmem (klimat kontynentalny), bez zaznaczania się tam istotniejszych wpływów klimatu suboceanicznego. Plama występowania klimatu

suboceanicznego leżąca na wschód od Wyspy Wrangla związana jest z nieco dłuższym występowaniem na tym akwenie wód wolnych od lodu. Maksymalne wartości wskaźnika O_c na tym obszarze są bardzo niskie ($O_c = 2.04$).

Mając na względzie przestrzenny rozkład kształtowania się wielkości współczynnika oceanizmu termicznego w atlantyckim sektorze Arktyki staje się jasne, z jakich przyczyn występuje istotna korelacja w przebiegu zjawisk zlodzenia na akwenach Morza Barentsa, Karskiego i Grenlandzkiego oraz Bałtyku (Cyberski, Grzonka 1994). Wszystkie te akweny znajdują się w bezpośrednim zasięgu oddziaływania Atlantyku, co powinno powodować synchroniczność reakcji zlodzenia na wielkość strumienia energii cieplnej transportowanej przez wody atlantyckie w granice tego sektora.

Rysuje się pytanie, na ile wskaźnik oceanizmu, oparty na takiej wielkości jak średnia roczna wartość amplitudy temperatury powietrza, charakteryzuje również przenos ciepła i wilgoci w Arktyce. Dla wyjaśnienia tego zagadnienia przeprowadzono rachunek korelacyjny między wielkością rocznej sumy opadowej w mm (RR) mierzoną na poszczególnych stacjach a wielkością O_c , określając RR jako $f(O_c)$. Obliczenia przeprowadzono odrębnie dla strefy $65-70^\circ N$ i strefy $70-82^\circ N$, tak, aby zmniejszyć wpływ średnich rocznych temperatur powietrza na wielkość sum opadowych. Ze względu na małą licznosc danych dla strefy $70-82^\circ N$, aby uzyskać wynik o odpowiedniej istotności statystycznej, zaszła potrzeba połączenia danych w jedną grupę, rezygnując z obliczeń dla stref 5-cio stopniowych w tych szerokościach.

Wyniki analizy wykazały, że między wielkością rocznej sumy opadowej a wielkością wskaźnika oceanizmu termicznego w Arktyce rysują się dość mocne zależności. Sumę opadową można traktować jako funkcję O_c .

Dla strefy $70-82^\circ N$ równanie regresji kształtuje się jako:

$$RR = 152.59 O_c - 148.93,$$

przy współczynniku korelacji $r = 0.8884$ i teście $F = 41.17$, co wskazuje na bardzo dużą istotność regresji ($< 0.0049\%$ prawdopodobieństwa przypadkowego uzyskania takiego wyniku).

Regresja dla strefy $65-70^\circ N$ nie dała już tak dobrych wyników, przypuszczalnie ze względu na znacznie większe zróżnicowanie hipsometryczne i termiczne (w sensie temperatury średniej rocznej) stacji przyjętych do analizy. Równanie regresji przyjmuje postać:

$$RR = 235.88 O_c + 17.18,$$

przy $r = 0.7550$ i $F = 14.58$ ($< 0.2850\%$ prawdopodobieństwa przypadkowego uzyskania takiego wyniku). Jednak i w tym wypadku regresja charakteryzuje się dużym stopniem istotności.

Z powyższego wynika więc, że rozkład wskaźnika O_c można traktować jako orientacyjną miarę wielkości przenosu ciepła i wilgoci. Jeśli tak jest w rzeczywistości, to przenos ciepła i wilgoci z Pacyfiku do basenu Morza Arktycznego jest znikomo mały w stosunku do takiego samego przenosu z Atlantyku.

Ponieważ przenos ciepła z Pacyfiku może realizować się jedynie na drodze adwekcji atmosferycznych, gdyż zarówno szerokość, jak i głębokość Cieśniny Beringa są nieznaczne, zaś przenos wilgoci praktycznie wyłącznie na drodze adwekcji atmosferycznych, to świadczy o niewielkim udziale adwekcji mas powietrza formujących się nad północnym Pacyfikiem w kształtowaniu reżimu klimatycznego tego obszaru i niskiej ich skuteczności. Można więc sądzić, że Rubinstein (1953) znacznie przecenia ocieplający wpływ Pacyfiku na ten sektor Arktyki.

Porównując rozkład wskaźnika O_c na obszarze Arktyki z takim samym rozkładem na obszarze Antarktyki (opracowanym przez Styszyńską, in print) zauważyć można, że Arktyka jest znacznie bardziej kontynentalna od Antarktydy. Na Antarktydzie, nawet w centralnych partiach kontynentu wartość wskaźnika O_c nie spada nigdzie do wartości 1.5 (minimum absolutne $O_c = 1.63$). Przyczyna różnic wydaje się tu być dwojaka - oprócz całkowicie odmiennych warunków hipsometrycznych Antarktydy, powodujących spadek rocznej amplitudy temperatur powietrza ($\sim 2^\circ\text{C}/1000\text{ m}$; Chromov 1968), masy powietrza oceanicznego posiadają swobodny dostęp do kontynentu. W Arktyce, a przynajmniej w jej części leżącej między Wschodnią Syberią a Archipelagiem Kanadyjskim, dostęp mas powietrza morskiego z Pacyfiku do basenu Morza Arktycznego jest blokowany przez obszary lądowe, w znacznej części wysoko wyniesione. Dodatkową blokadę, zwłaszcza zimą, stwarza współdziałanie wyżu znad Azji (Syberyjskiego) z Niżem Aleuckim, które określają przewagę adwekcji mas atmosferycznych z tego sektora Arktyki na południe, nie zaś odwrotnie.

Ostatnim elementem, na który wypada tu zwrócić uwagę, jest fakt dużej zgodności przebiegu izolinii $O_c = 2.00$ z zasięgiem zlodowacenia występującego na wyspach Arktyki. Wzdłuż wybrzeży Syberii zlodowacenie występujące na wyspach leży wewnątrz zasięgu klimatu suboceanicznego (do Ziemi Północnej włącznie). Grenlandia, całkowicie zlodowacona, znalazła się w dużej części na zewnątrz tego zasięgu, jednak w jej wnętrzu wartości wskaźnika O_c kształtują się na poziomie 1.99-1.95. Stacje leżące na obszarze silnie zlodowaconego Archipelagu Kanadyjskiego (Ziemia Ellesmere'a, Axel Heiberg Is., Devon Is., Ziemia Baffina) mają niskie położenie, od kilku do kilkudziesięciu m n.p.m. i wskaźniki O_c równe od 1.71 do 1.58, stąd też nie charakteryzują rzeczywistych warunków panujących na tych wyspach na

większej wysokości nad poziom morza, tam gdzie występują strefy akumulacji. Wartości O_c są tam przypuszczalnie nieco wyższe, zbliżone do 2.

Jeżeli weźmie się pod uwagę, że istnienie obszarów zlodowaconych warunkowane jest z jednej strony przez wielkość sum opadowych (wielkość akumulacji), z drugiej przez wartość średniej temperatury z trzech miesięcy letnich, określającej wielkość ablacji rocznej, to związek zasięgu przestrzennego zlodowacenia w Arktyce z wartością wskaźnika O_c stanie się jasny.

Poprzednio wykazano, że im niższy wskaźnik O_c w Arktyce, tym niższa jest suma opadów rocznych. Z kolei średnia temperatura trzech miesięcy letnich (06, 07, 08) warunkowana jest przez średnią temperaturę roczną (T_{sr}) oraz przez amplitudę roczną (A_r) temperatury powietrza według zależności:

$$T_{3l} \approx k\left(T_{\text{sr}} + \frac{A_r}{2}\right),$$

gdzie: T_{3l} - średnia temperatura trzech miesięcy letnich ($^{\circ}\text{C}$),

k - współczynnik proporcjonalności; dla klimatu oceanicznego i ultraoceanicznego $k = 0.94$, suboceanicznego $k = 0.92$, kontynentalnego $k = 0.86$ i ultrakontynentalnego $k = 0.80$ (średnio $k \approx 0.9$).

Ponieważ wielkość A_r wchodzi w skład formuły obliczającej O_c , między O_c a T_{3l} musi występować odpowiednia korelacja. Przy zbliżonych temperaturach średnich rocznych, większa amplituda roczna temperatur pociąga za sobą zwiększenie się średniej temperatury trzech miesięcy letnich. Wzrost amplitudy pociąga za sobą spadek wielkości wskaźnika O_c , co odzwierciedla spadek oceanizmu i wzrost stopnia kontynentalizmu klimatu.

Stwierdzenie to jest zgodne z dotychczasowymi wyobrażeniami o związkach zachodzących między charakterem klimatu a zlodowaceniem, uściślając je i nadając mu wymierny (liczbowy) charakter.

Literatura

- Atlas Okeanov. Severnyj Ledovityj Okean, 1980, Ministerstvo Oborony SSSR, Voenno-Morskoj Flot. Moskva.
- Blüthgen J.**, 1966, Allgemeine Klimageographie. Berlin.
- Cyberski J., Grzonka S.**, 1994, Warunki klimatyczne w północnej strefie polarnej a zmienność zlodzenia Bałtyku. [w:] Problemy Klimatologii Polarnej, 4, WSM, Gdynia.
- Chromov S.P.**, 1957, K voprosu o kontynentalnosti klimata. [w:] Izvestiya Vsesoyznogo Geografičeskogo Obščestva, No 3/1957.

- Chromow S.P.**, 1969, Meteorologia i klimatologia. PWN, Warszawa.
- Gorczyński W.**, 1920, Sur le calcul du degre du continentalisme et son application dans la climatologie. [w:] Geografiska Annaler 1920, H. 4.
- Ivanov I.I.**, 1959, Poyasa kontinentalnosti zemnogo šara. [w:] Izvestiya Vsesoyuznogo Geografičeskogo Obščestva, No 5/1959.
- Marsz A.**, 1993, Wskaźnik oceanizmu termicznego jako miara klimatycznego współoddziaływania w systemie ocean - atmosfera - kontynenty. [w:] Działalność naukowa prof. Władysława Gorczyńskiego i jej kontynuacja. Sympozjum UMK, Toruń, 16-17.09.
- Marsz A.**, (in print), Wskaźnik oceanizmu termicznego jako miara klimatycznego współoddziaływania w systemie ocean - atmosfera - kontynenty. [w:] Materiały Sympozjum Działalność naukowa prof. W. Gorczyńskiego i jej kontynuacja. UMK Toruń.
- Polozova L.G.**, 1954, O kharakteristike kontynentalnosti klimata. [w:] Izvestiya Vsesoyuznogo Geografičeskogo Obščestva, No 5/1954.
- Rubinstejn E.S.**, 1953, O vliyanii raspredeleniya okeanov i susi na zemnom šare na temperaturu vozdukh. [w:] Izvestiya Vsesoyuznogo Geografičeskogo Obščestva, No 4/1953.
- Styszyńska A.**, (in print), Wskaźnik oceanizmu termicznego na obszarze Antarktyki. [w:] Problemy Klimatologii Polarnej 3, UMK Toruń.

THE DISTRIBUTION OF THE VALUE OF THE THERMAL OCEANITY INDEX IN THE AREA OF ARCTIC

Summary

This work freats of a forming of the distribution of the thermal oceanity index (O_c), counted according to the formula [1]. O_c index is an uniform measure, which permits to define both oceanity and continentality of a climate in the global scale.

The gradation is as the following:

- $O_c > 3.99$ – ultraoceanic climate,
- 3.99-3.00 – oceanic climate,
- 2.99-2.00 – suboceanic climate,
- 1.99-1.00 – continental climate,
- $O_c < 1.00$ – ultracontinental climate.

A base to the calculation was the data contained in „Atlas Okeanov” (1980, p. 56-57) completed with the data from land stations. The distribution of the thermal oceanity index shows fig. 1.

Due to the high correlation between Oc and sum of the fall in Arctic, it is possible to find that Oc index characterize also the value of transfer of warmth and humidity in this area. The given picture designate bigger range of the influence of the Atlantic Ocean towards E and N than it has been believed and confirm the slender role of Pacific Ocean in forming the thermal-humidity regime in Arctic.