



Wskaźniki (indeksy) charakteryzujące długookresowe zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego

Andrzej A. Marsz

e-mail: aamarsz127@gmail.com

Dla scharakteryzowania intensywności transportu wód przez systemy prądowe funkcjonujące na Atlantyku Północnym oraz (lub) do wielkoskalowej charakterystyki stanu termicznego tej części Atlantyku stosuje się różnego rodzaju wskaźniki. Ich zmienność, poprzez pośrednią charakterystykę rozmiarów strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, jest bardzo istotna dla wyjaśnienia zmian klimatu atmosfery.

1. Wskaźnik Multidekadowej Oscylacji Atlantyku (AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation)

Temperatura powierzchni Atlantyku Północnego, jak i powietrza nad całą półkulą północną, wykazuje długookresowe wahania o niewielkiej amplitudzie. Okres tych wahań jest szacowany na około 65-75 lat (Schlesinger i Ramankutty 1994, Enfield i in. 2001). Ostatni pełen cykl wahań, od minimum do minimum, liczył 72 lata (1909-1981).

Wahania temperatury powierzchni morza (dalej SST – Sea Surface Temperature) na tym akwenie, jak wykazały badania (np. Andronova i Schlesinger 2000, Delworth i Knutson 2000, Knight i in. 2005) nie są wymuszone przez wpływy zewnętrzne, lecz stanowią przejaw wewnętrznej deterministycznej zmienności systemu. Badania modelowe (np. Knight 2009, Francombe i in. 2010, Francombe i Dijkstra 2011) zdają się potwierdzać to stwierdzenie. Ta periodyczna zmienność temperatury powierzchni Atlantyku Północnego określana jest mianem Multidekadowej Oscylacji Atlantyku (AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation; Kerr 2000, Enfield i in. 2001, Gray i in. 2004).

AMO charakteryzuje się dwoma stanami – fazą dodatnią (pozytywną), w której średnia SST Atlantyku Północnego jest wyższa od średniej i fazą ujemną (negatywną), w której SST na N Atlantyku jest niższa od średniej. Te pozornie niewielkie zmiany SST między fazami AMO sygnalizują znaczne zmiany zasobów ciepła w powierzchniowych wodach Atlantyku Północnego, dzięki czemu bardzo silnie zmieniają się rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (Delworth i Greatbatch 2000). Wraz ze zmianą faz AMO zmienia się również na Atlantyku Północnym rozkład przestrzenny akwenów, na których występują nadwyżki i niedobory ciepła w wodach.

W ostatnich latach AMO jest przez szereg badaczy uważana za ważny czynnik sterujący multidekadowymi zmianami klimatu w otoczeniu północnego Atlantyku (Sutton i Hodson 2005, Zhang i Delworth 2005, 2006), w Arktyce (Chylek i in. 2009, 2014a), półkuli północnej (Knight i in. 2006, Zhang i in. 2007, Dima i Lohmann 2007, Wei i Lohmann 2012), a nawet zmianami w skali globalnej (Chylek i in. 2014b, 2016).

AMO stanowi konsekwencję procesu noszącego angielską nazwę Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), którą dalej tłumaczyć się będzie jako atlantycka południkowa cyrkulacja termohalinowa. AMOC stanowi istotny fragment globalnej cyrkulacji termohalinowej (Broecker 1991, 2010). Na Atlantyku Północnym następuje w przypowierzchniowej i powierzchniowej warstwie oceanu trans-

port ciepłych i silnie zasolonych wód tropikalnych na północ. Odbywa się to szlakiem prądów Gujańskiego, Antylskiego i Gólsztromu. Z delty Gólsztromu, po transformacji wód tropikalnych w Wody Atlantyczne (dalej AW – Atlantic Water) są one następnie transportowane przez system prądów Północnoatlantyckiego, Norwesko-Atlantyckiego, Zachodniospitsbergeńskiego i Murmańskiego i wprowadzane do mórz Arktyki.

Przez całą drogę przez Atlantyk Północny wody te, jako ciepłe Wody Atlantyczne, oddają ciepło do atmosfery. Na morzach Norweskim, Grenlandzkim i Labrador, w wielkich, makroskalowych wirach, te wychładzające się wody mieszają się z wypływającymi z Arktyki silnie wychłodzonymi i wysłodzonymi Wodami Arktycznymi. Gęstość tak „zmieszanych” wód jest większa od Wód Atlantycznych i Wód Arktycznych, przez co zapadają w głąb, tworząc dobrze natlenione, chłodniejsze i mniej zasolone od Wód Atlantycznych, Północnoatlantyckie Wody Głębiny (NADW – North Atlantic Deep Water). Te ostatnie spływają następnie nad dnem na południe, gdzie przedostają się przez obniżenia w Progu Grenlandzko-Szkockim do Basenu Północnoamerykańskiego, tworząc prąd głębiny kierujący się dalej na południe (Dickson i in. 1996).

W okresie wzmocnienia AMOC większe niż przeciętnie ilości ciepła i soli wraz z wodami tropikalnymi transportowane są z delty Gólsztromu na północ, tym samym zasoby ciepła w Atlantyku Północnym (i SST) rosną. To umożliwia przekazywanie zwiększonej ilości ciepła do atmosfery. W subarktycznej i arktycznej strefie wirów, zachodzi intensywna „produkcja” NADW, połączona z intensywnym oddawaniem ciepła do atmosfery. W okresie osłabienia AMOC mniejsze niż przeciętnie ilości ciepła i soli transportowane są na północ, w związku z czym zmniejsza się SST na Atlantyku Północnym, szczególnie silnie na trasie transportu najcieplejszych wód, i zmniejszają się strumienie ciepła z oceanu do atmosfery nad Atlantykiem Północnym, prowadząc do spadku temperatury powietrza w szerokościach umiarkowanych. W subarktycznych i arktycznych wirach tworzenie się NADW ulega spowolnieniu, co zmniejsza składową pionową ruchu wód i transfer ciepła z powierzchni morza do atmosfery. To ostatnie prowadzi do szybkiego rozrostu powierzchni lodów morskich i równie szybkiego spadku temperatury powietrza w Subarktyce i Arktyce.

Powiązanie AMO z AMOC, czy ogólniej – cyrkulacją termohalinową wykazało szereg badaczy (np. Knight i in. 2005, Dima i Lohmann 2007, Polonskii 2008, Wei i Lohmann 2012). Badania modelowe (Zhang i Wang 2013) wykazują, że fazy AMO są przejawem wzmocnienia lub osłabienia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym. Oznacza to, że wszystkie wskaźniki: AMO, tropikalnej AMOC czy AMM (Atlantic Meridional Mode; Chiang i Vimont 2004) opisują różne aspekty tej samej rzeczywistości. Ten fragment składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym oznaczać się dalej będzie jako NA THC (North Atlantic Thermohaline Circulation).

Istnieje kilka, obliczanych w nieco różny sposób, wskaźników AMO. Charakteryzują one stan termiczny całego Atlantyku Północnego jako jednolitego obszaru, określając wartość anomalii SST na całym Atlantyku Północnym, w takich granicach, jakie przyjęli autorzy tego wskaźnika (patrz np. Knight i in. 2005, Dima i Lohmann 2007). Wskaźników intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, czy wskaźników AMOC dla północnego Atlantyku brak.

Najczęściej stosowany jest wskaźnik AMO opracowany i rozpowszechniany przez ESRL Physical Science Division (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>). Wyjściowe dane do obliczania tego wskaźnika stanowią miesięczne wartości anomalii SST pochodzące ze zbioru Kaplan Extended SST V2 o rozdzielczości przestrzennej $5^\circ \times 5^\circ$. Ze zbioru wartości anomalii SST oblicza się średnią miesięczną ważoną¹ anomalię SST dla akwenu w granicach od 0° do 70°N . Następnie szereg czasowy

¹ Ważenie uwzględnia zmieniającą się w funkcji szerokości geograficznej powierzchnię „kwadratów” $5^\circ\varphi \times 5^\circ\lambda$ oraz udział powierzchni wód (morza) w powierzchni pól $5^\circ \times 5^\circ$ graniczących z kontynentami.

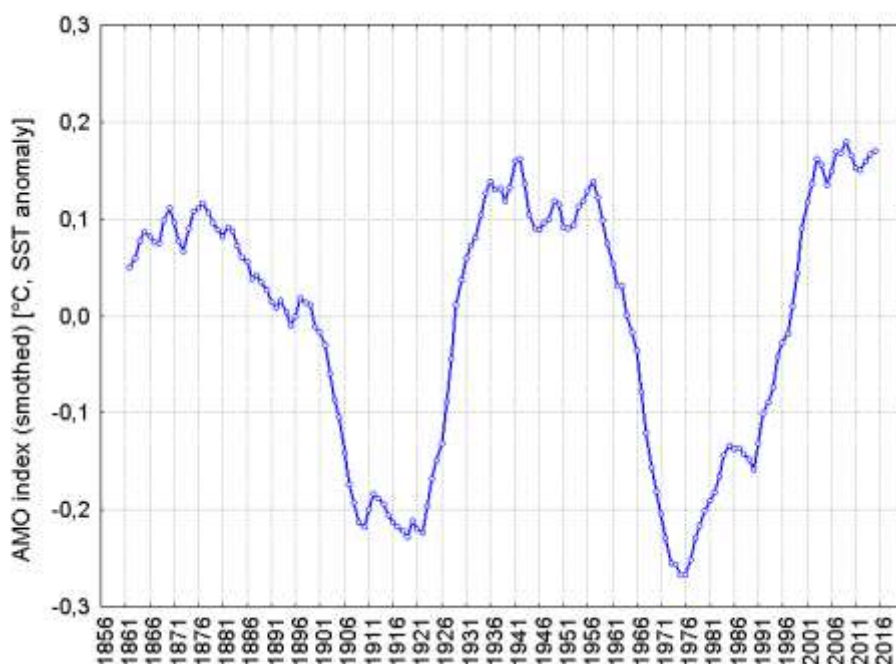
średnich anomalii dla całego tego akwenu poddaje się procedurze usuwającej z niego trend. Kolejnym krokiem jest wygładzenie pozbawionego trendu szeregu wartości miesięcznych przez zastosowanie 121-punktowej średniej kroczącej, która ma na celu usunięcie z przebiegu krótkookresowej zmienności międzyrocznej. Wskaźnik AMO ESRL PSL jest udostępniony w dwóch wersjach:

- a) jako wskaźnik „niewygładzony” – AMO unsmoothed;
<https://psl.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long.data>
- b) jako wskaźnik „wygładzony” – AMO smoothed;
<https://psl.noaa.gov/data/correlation/amon.sm.long.data>

oraz jako wskaźnik „niewygładzony” i zawierający trend (N Atlantic SST averages, unsmoothed & not detrended; <https://psl.noaa.gov/data/correlation/amon.us.long.mean.data>). Ten ostatni szereg nie zawiera wartości anomalii, ale wyrażony jest w °C, przez co w jego przebiegu zaznacza się dodatkowo rytm zmienności międzyrocznej i *de facto* stanowi wartość średniej SST dla powierzchni Atlantyku Północnego między 0 i 70°N.

Taki sposób obliczania wskaźnika AMO niesie za sobą liczne niedostatki. Transport ciepła wraz z transportem wód oceanicznych przez systemy prądów odbywa się po względnie stałych, określonych trajektoriach, wyznaczanych przez szlaki prądów. Na tych szlakach zmiany SST zachodzące w wyniku zmian ilości przenoszonych wód i zmian ich temperatury są wyraźne i czytelne, a amplituda SST jest znaczna. W przypadku obliczania średniej SST z całej powierzchni N Atlantyku zmiany te stają się niewielkie i zawierają w sobie znaczny udział szumów, których źródłem są różne inne, niż południkowy transport wód, procesy oceaniczne.

W wyniku wygładzania średniej obszarowej anomalii z całej powierzchni Atlantyku Północnego 121-miesięczną średnią kroczącą, jeszcze silniej, do $\pm 0,3$ deg, zostaje stłumiona amplituda rzeczywistych zmian anomalii SST (ryc. 1). Także przesunięciom w czasie w stosunku do rzeczywistości ulegają maksima i minima przebiegu, nadto przesuwają się na osi czasu momenty przejścia wartości wskaźnika przez zero, które wyznaczają momenty zmiany faz AMO, w stosunku do zmian faz AMOC, czy ogólniej – NA THC.



Ryc. 1. Przebieg wskaźnika AMO, pozbawionego trendu i wyrównanego 121-punktową średnią kroczącą (wg. danych PSD ERSI)

Usunięcie trendu fałszuje obraz przebiegu rzeczywistych zmian SST na Atlantyku Północnym. Eliminacja trendu z długookresowego przebiegu SST ma na celu wyeliminowanie „maskowania” przez przebieg AMO zachodzącego globalnego wzrostu temperatury (Trenberth i Shea 2006). Jednocześnie w literaturze często dowodzi się, że między AMO i procesem globalnego ocieplenia brak związków, gdyż amplituda zmian AMO jest o wiele mniejsza od globalnego wzrostu temperatury, a w przebiegu temperatury globalnej występuje silny trend dodatni spowodowany działaniem AGW (Anthropogenic Global Warming), którego nie obserwuje się w przebiegu AMO². Żeby mieć jasność, piszą to autorzy (np. Mann i Emanuel 2006, Trenberth i Shea 2006, Mann i in. 2014, Steinman i in. 2015), którzy mają pełną świadomość tego, że z szeregu SST użytego do obliczania wskaźnika AMO trend został celowo usunięty. Powinni mieć także, i zapewne mają, świadomość tego, że sam proces obliczania wartości wskaźnika AMO prowadzi do znacznego zmniejszenia amplitudy zmian tak obliczanych wartości anomalii SST.

Nie bez pewnej złośliwości można zauważyć, że w związku z „pewnymi kłopotami” z AMO i antropogeniczną przyczyną globalnego ocieplenia, Mann i in. (2020, 2021), na podstawie badań modelowych najpierw „zlikwidowali” AMO, a następnie 65-75-letnie oscylacje wewnątrzsystemowe temperatury powietrza wymuszane przez AMO (Mann i in. 2020), stwierdzając, że brak dowodów na istnienie multidekadowych oscylacji powodowanych przez zmienność wewnętrzną. Ich zdaniem kulminacje w przebiegu AMO „w przybliżeniu około 1940 i 2000 roku” stanowią artefakt, spowodowany znacznym ochłodzeniem powierzchni morza spowodowanym przez wzrost koncentracji aerozolu (antropogenicznego) w latach 1950-1970. W pracy z roku 2021, Mann i współautorzy, również na podstawie badań modelowych dowodzą, że zmienność SST na Atlantyku Północnym uważana za AMO, stanowi wynik działalności wulkanicznej w epoce pre-industrialnej, a w epoce industrialnej – kombinacji aktywności wulkanicznej i aerozoli antropogenicznych. Stwierdzenie, że nie ma żadnego dowodu na wewnątrzsystemowe oscylacje klimatu (w tym AMO) oznacza, że dla Manna NA THC nie istnieje, a zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego stanowią, czego wyniki pracy użytego przez Niego modelu mają być niepodważalnym dowodem, jedynie efekt wymuszeń zewnętrznych.

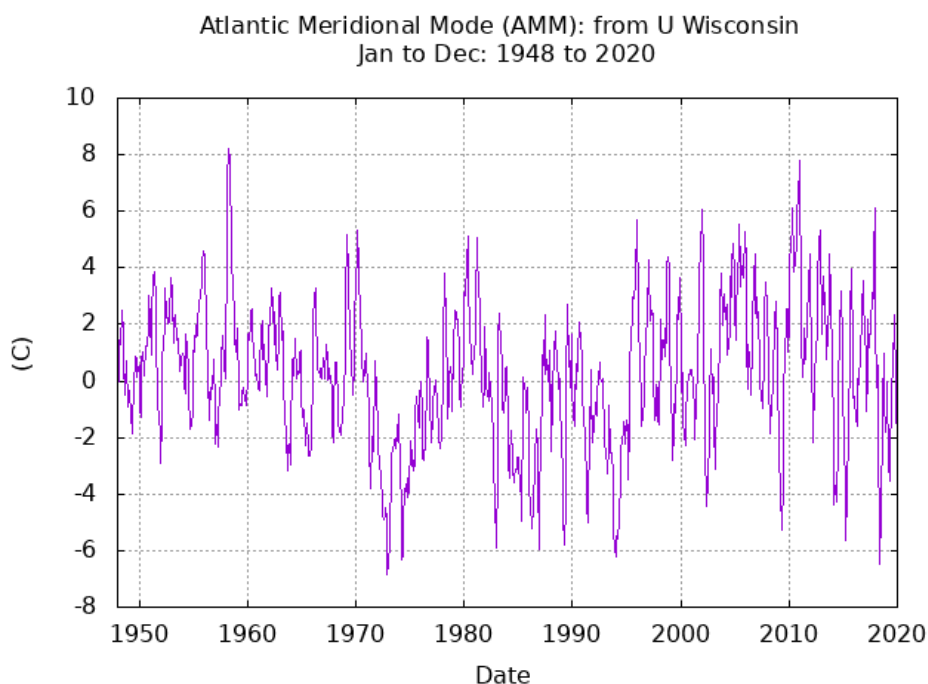
2. Wskaźnik Atlantyckiego Trybu Południkowego (AMM – Atlantic Meridional Mode)

Wskaźnik AMM w zamierzeniu jego autorów ma charakteryzować przepływ masy i energii na Atlantyku z półkuli południowej na północną. Stanowi on miarę kowariancji pola SST i pól składowych strefowej i południkowej transportu mas powietrza (wektor wiatru na wysokości 10 m) w strefie tropikalnej Atlantyku (obszar między 21°S i 32°N i między 74°W i 15°E). Obliczany jest przy zastosowaniu metody analizy maksimum kowariancji (MCA – Maximum Covariance Analysis).

Przed obliczaniem wskaźników dane są poddane obróbce statystycznej (usunięcie cyklu sezonowego, uśrednianie 3-miesięczne, wprowadzana (niejasna³) korekta na zmienność ENSO). Procedura obliczania wartości wskaźników jest dość skomplikowana, a sama procedura obliczeniowa w stosunku do jego „idei” nie jest dla piszącego te słowa do końca zrozumiała. Szczegółowo opisują ją **Vimont i Kossin (2007)**, a bardziej ogólny jej opis znajduje się na stronie WWW NOAA Physical Sciences Laboratory (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/monthly/AMM/>). Na tej samej stronie WWW znajdują się odnośniki (linki) do zbiorów miesięcznych wartości wskaźnika AMM (oddzielnie dla wiatru i SST).

² Patrz odpowiedź na pytanie „*Is the AMO a natural phenomenon, or is it related to global warming?*” na stronie NOAA AOML Physical Oceanography Division (https://www.aomi.noaa.gov/phod/amo_faq.php#faq.10) popularyzującej AMO. Patrz również hasło “Atlantic multidecadal oscillation” w Wikipedii (j. angielski).

³ Bez podania opisu procedury obliczania (?) tej „korekty” i wyjaśnienia czy stanowić ma ona „współczynnik proporcjonalności dla całego wyrażenia, czy też odniesienia do którejś ze zmiennej/zmiennych (?), które mają być skorygowane.



Ryc. 2. Przebieg wartości wskaźnika AAM (za NOAA Physical Sciences Laboratory)

Serie czasowe wartości wskaźników AMM wykazują umiarkowanej siły związku z rozkładami sum opadów w atlantyckich tropikach⁴, liczbami występujących cyklonów tropikalnych na Atlantyku Północnym i nie wykazują statystycznie istotnych związków, poza wiatrem, ze zmiennością elementów klimatycznych na N od 20°N. Przebieg wartości wskaźnika AMM przedstawia ryc. 2.

3. Indeks Golsztromu (GSI – Gulf Stream Index)

Golsztrum, stanowiący istotny element strukturalno-przestrzenny cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego, jest największym i najsilniejszym prądem na Atlantyku Północnym, przenoszącym ciepło i sole wraz z transportem mas wody, od rejonu wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej do rejonu jego delty. Wody Golsztromu, bardzo ciepłe i silnie zasolone, tworzą odrębną masę wodną – Wody Golsztromu (GSW – Gulf Stream Water).

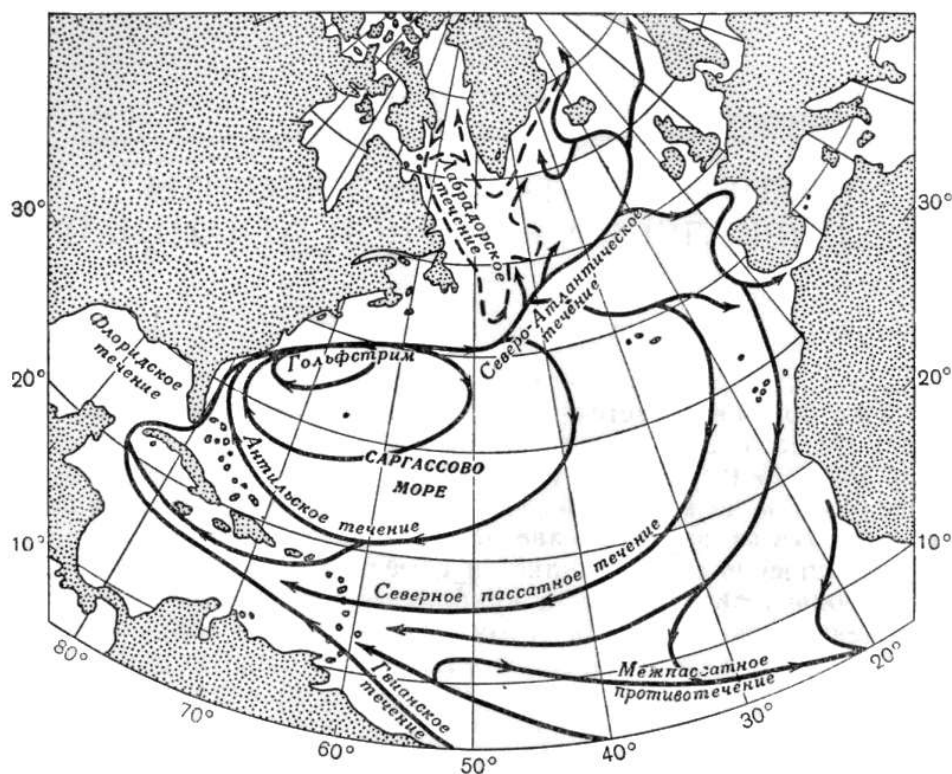
Golsztrum powstaje z połączenia Prądu Florydzkiego i Prądu Antylskiego na północ od Grand Bahama, następnie płynie wzdłuż wybrzeża Ameryki Północnej do rejonu Cape Hatteras (ryc. 3). Prąd Florydzki wyprowadza bardzo ciepłe i silnie zasolone wody z Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej, Prąd Antylski stanowi zachodnią część kontynuacji prądów recyrkulacji Morza Sargassowego (a może także Prądu Północno-Pasatowego i Prądu Gujańskiego (?), prowadzących ciepłe wody z niższych szerokości). W rejonie Cape Hatteras Golsztrum zmienia kierunek na ENE i odchodzi od wybrzeża, płynąc na południe od Wielkich Ławic i Flemish Cap, gdzie w rejonie ~40-44°N i 50-40°W następuje bifurkacja strumieni tego prądu, tworząca deltę Golsztromu. Delta Golsztromu jest ostatnim odcinkiem tego prądu i dalej Golsztrum przestaje istnieć.

Na wysokości Miami Prąd Florydzki prowadzi około 32-36 Sv⁵, od momentu połączenia tego prądu z Prądem Antylskim, czyli na „początku” Golsztromu przepływ wzrasta do ~40-42 Sv, na wysokości Cape Hatteras przepływ Golsztromu wynosi 80-100 Sv. Maksimum przepływu (140-160 Sv) Golsztrum

⁴ Zmienność „surowych”, to jest nieprzekształconych wartości SST wykazuje znacznie silniejsze związki z rozkładem przestrzennym opadów w strefie równikowej Atlantyku, niż wskaźniki AAM.

⁵ Sv – Sverdrup, jednostka miary przepływu wód, stosowana w oceanografii. 1 Sv = 10⁶ m³·s⁻¹.

osiąga na długości $\sim 65^{\circ}\text{W}$, gdzie meandrowanie tego prądu osiąga największe natężenie. W rezultacie odcinania (oddzielania się) meandrów i tworzenia się ciepłych i chłodnych wirów oraz oddzielania się gałęzi prądów recyrkulacyjnych (ryc. 3), wraz z przemieszczaniem się na wschód, przepływ Gofsztromu stopniowo się zmniejsza, tak, że na długości Wielkich Ławic wynosi on 90-120 Sv, a przed wejściem w deltę Gofsztromu przeciętnie już tylko 50-70 Sv.



Ryc. 3. Mapa podstawowych cech cyrkulacji wód powierzchniowych na Atlantyku Północnym według Sverdrupa, Johnsona i Fleminga (1942). Rycina pochodzi z monografii H. Stommela „The Gulf Stream, A Physical and Dynamical Description”, London 1960 – tłumaczenia na j. rosyjski ze specjalną przedmową H. Stommela do wydania rosyjskiego. Wydanie to (Moskwa 1963) jest w fragmentach rozszerzone w stosunku do anglojęzycznego wydania monografii. Tę starą mapę przedstawia się dla jej pogłębienia, gdyż przedstawia prawidłowo pętle recyrkulacyjne

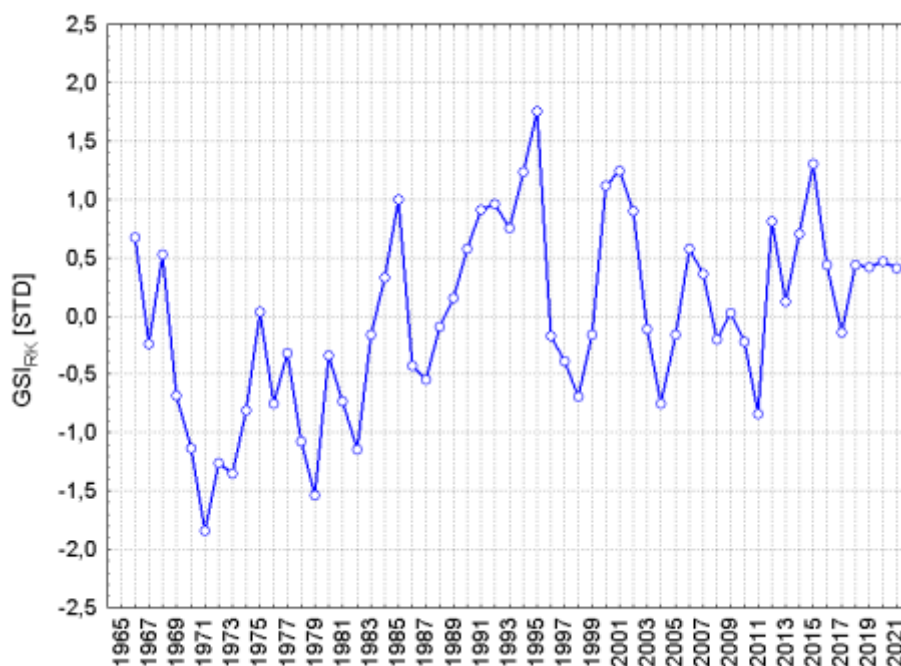
Najwcześniej, jeszcze przed deltą Gofsztromu, na długościach $\sim 55-58^{\circ}\text{W}$ od głównego nurtu tego prądu oddziela się strumień wód skierowany na SE, transportujący wody do NE części Morza Sargassowego, w którym wody tego prądu ulegają recyrkulacji. W delcie Gofsztromu (rejon $50-40^{\circ}\text{W}$, $40-44^{\circ}\text{N}$) jednolity strumień wód bifurkuje, czyli dzieli się na poszczególne gałęzie prądowe. Południowa gałąź prądowa, skierowana początkowo na E, a następnie na SE i skręcająca na S wchodzi w antycyklonalny układ prądowy Morza Sargassowego. Północna gałąź prądowa, skierowana na NNE-NE tworzy początkowy odcinek Prądu Północnoatlantyckiego. W rejonie $\sim 45^{\circ}\text{N}$ i 42°W , gałąź ta ponownie się dzieli na kilka odnóg, z których najsilniejsze to skierowany na NE Prąd Północnoatlantycki, od którego oddziela się prąd skierowany generalnie na E, przepływający przez rejon Azorów i akweny położone na N od tego archipelagu. Współcześnie ten ostatni odcinek prądowy oznacza się jako odgałęziający się wcześniej, na szerokości $\sim 40-42^{\circ}\text{N}$, jednocześnie z oddzielaniem się południowej gałęzi prądowej i kierujący się jako zespół słabo zorganizowanych strug na E, do rejonu Azorów.

Ciepłe i silnie zasolone Wody Gofsztromu (GSW) bezpośrednio przed wejściem w deltę Gofsztromu i Wody Gofsztromu w północnej gałęzi prądowej, od północy i zachodu przylegają do silnie wychło-

dzonych i wysłodzonych Wód Labradorских (LSW – Labrador Sea Water). Między oboma masami wodnymi tworzy się bardzo silny front hydrologiczny, na ścianie którego dochodzi do mieszania się GSW z LSW, w rezultacie czego powstaje nowa masa wodna – Wody Atlantyczne (AW – Atlantic Water). Wody Atlantyczne, silnie zasolone ($\sim 35,2$ - $35,4$ PSU) i o dość wysokiej temperaturze, są masą wodną dominującą na środkowej i wschodniej części Atlantyku Północnego na N od 45°N . Intensywne procesy mieszania konwekcyjnego i falowego czynią, że struktura AW może być traktowana jako homogeniczna w warstwie od 0 do ~ 600 m. Wody Atlantyczne stanowią główny rezerwuár ciepła w wodach tej części N Atlantyku.

Ciepłe i silnie zasolone Wody Gólsztromu na przestrzeni między ~ 75 i $\sim 55^{\circ}\text{W}$ tworzą bardzo ostrą granicę z zimnymi i wysłodzonymi Wodami Szelfowymi i Wodami Labradorскими przylegającymi do nich od północy. Granica ta (front hydrologiczny o bardzo dużym poziomym gradiencie temperatury wody), pod wpływem zmian intensywności Gólsztromu ulega sezonowym i długookresowym przesunięciom (Taylor i Stephens 1980, Drinkwater i in. 1994). Granica ta została nazwana północną ścianą Gólsztromu (GSNW – Gulf Stream north wall).

Taylor i Stephens (1980) utworzyli Indeks Gólsztromu, określający położenie północnej ściany Gólsztromu. Idea tego indeksu oparta jest na pomiarze zmian położenia (szerokości geograficznej) północnej ściany Gólsztromu. Miesięczne wartości szerokości geograficznej położenia północnej granicy Gólsztromu rejestrowane są w sześciu profilach na stałej długości geograficznej: 79 , 75 , 72 , 67 i 65°W . Wartości tych nie uśrednia się, ale poddaje analizie składowych głównych (PC), a jako GSI przyjmuje się wartości czynnikowe pierwszej składowej głównej. Szczegółowo procedura obliczania GSI przedstawione jest w pracy Taylora i Stephensa (1980) oraz w Wikipedii (https://en.wikipedia.org/wiki/Latitude_of_the_Gulf_Stream_and_the_Gulf_Stream_north_wall_index#cite_note-1). Przebieg rocznych wartości GSI przedstawia ryc. 4.



Ryc. 4. Przebieg wartości rocznej Indeksu Gólsztromu (GSI). Wartości GSI standaryzowane (źródło wartości GSI: <http://www.pml-gulfstream.org.uk/Gul%20Stream%20Data.pdf>)

Stosunkowo krótki okres objęty badaniami nie pozwala na wyciąganie bardziej zdecydowanych wniosków na temat zachowania się tego indeksu, poza dwoma:

- wahania położenia północnej granicy Golsztromu z roku na rok są znaczne,
- w przebiegu GSI można dopatrywać się zmienności długookresowej – w latach 60. do początku lat 80. XX wieku zaznacza się przewaga ujemnych wartości wskaźnika (przesunięcie GSNW na N), od lat 80. XX wieku do czasów obecnych (2021) zaznacza się przewaga dodatnich wartości GSI.

Roczne wartości Indeksu Golsztromu (GSI) wykazują słabe dodatnie skorelowanie z roczną SST na Atlantyku Północnym w pobliżu wybrzeży Europy ($40-50^{\circ}\text{N}$ i 10°W ; $r = 0,30-0,35$; 1966-2018) oraz umiarkowanej siły z SST w strefie tropikalnej zachodniej części Atlantyku Północnego ($30-40^{\circ}\text{N}$, $60-40^{\circ}\text{W}$: r od 0,28 do 0,53; 1966-2018). Nad rejonem $\sim 50^{\circ}\text{N}$, $40-20^{\circ}\text{W}$ roczne SLP wykazuje słabe ujemne skorelowanie z GSI, przekraczające poziom istotności statystycznej ($r = -0,30$, $p = 0,026$) wokół punktu o współrzędnych 50°N , 30°W .

Co ciekawe, GSI istotnie, choć niezbyt silnie, koreluje z roczną temperaturą obszarową nad Polską ($r = 0,44$, $p = 0,001$; 1966-2018) oraz osłonecznieniem nad Polską ($r = 0,32$, $p = 0,018$).

Poważnym problemem z GSI jest to, że zmienność tego indeksu jest istotnie skorelowana z zimowymi indeksami NAO – zarówno stacyjnym indeksem NAO J. Hurrella (1995) ($r = 0,37$, $p = 0,005$), jak i zimowym indeksem PC-based ($r = 0,38$; $p = 0,004$), a także z rocznym wskaźnikiem NAO (PC-based; $r = 0,40$, $p = 0,003$; 1966-2018). Indeks Golsztromu także jest istotnie skorelowany z zimową frekwencją makrotypów W ($r = 0,50$, $p < 0,001$) i E ($-0,43$, $p = 0,001$) według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Maksimum siły związku między zimowymi indeksami NAO i zimową frekwencją makrotypu W a GSI nie jest synchroniczne – zmiany frekwencji makrotypu W wyprzedzają o dwa lata zmiany GSI ($r = 0,60$), a zmiany indeksu NAO (PC-based) wyprzedzają o rok zmiany GSI ($r = 0,45$).

Przy występowaniu w okresie zimowym (DJFM) dodatniej fazy NAO, prędkości wiatru z sektora N-NW nad Morzem Labrador i akwenami na S od Grenlandii rosną, a ich częstość wzrasta. Powoduje to aktywizację Prądu Labradorskiego oraz wymusza dryf wiatrowy powierzchniowej warstwy wód na tych akwenach na N i NW. Taka dynamika wód prowadzi do „spychania” północnej granicy Golsztromu na południe przez ekspandujące zimne wody i zaostrenia się gradientów SST między Wodami Golsztromu a Wodami Labradorskimi i Wodami Szelfowymi, co powinno znaleźć swoje odbicie w kształtowaniu zmienności GSI. Opisana sytuacja zdaje się wskazywać, że Indeks Golsztromu jest wartością, która charakteryzuje pewne cechy zachowania się Golsztromu w przestrzeni, które zmieniają się pod wpływem działania cyrkulacji atmosferycznej.

Sugeruje to, że zmienność GSI jest skutkiem wcześniejszych zmian cyrkulacji atmosferycznej, a nie przyczyną zmian cyrkulacji atmosferycznej, jak sugerują to Taylor i Stephens (1980) oraz Taylor (1996, 2011). Występujące korelacje między GSI i różnego rodzaju zmianami produktywności zooplanktonu na Atlantyku Północnym (Taylor 1996, 2011) oraz wspomniane korelacje między SST, SLP, czy wreszcie np. z temperaturą powietrza w Polsce, stanowiłyby efekt działania tak zwanego „czynnika trzeciego” (w tym przypadku zmian frekwencji środkowotroposferycznego makrotypu W), który jednocześnie steruje zmiennością położenia Gulf Stream North Wall (GSI) i wymienionymi zmiennymi biologicznej i klimatycznej natury (w tym NAO).

4. Wskaźnik DG_{3L} , charakteryzujący pośrednio ilość ciepła przenoszonego przez składową powierzchniową północnoatlantyckiej cyrkulacji termohalinowej (NA THC) z atlantyckich tropików do Arktyki

Wskaźnik DG_{3L} został opracowany przez jednego z autorów tej pracy (Marsz i Styszyńska 2009, Marsz 2015), jego uzasadnienie fizyczne i konstrukcja oraz wpływ na inne procesy są szczegółowo omówione w Załączniku nr 1 do pracy Marsza (2015). Został on opracowany jako „zastępstwo” stoso-

wanego wskaźnika AMO, który nie jest miarą intensywności oceanicznego transportu ciepła na północ, ale jedynie miarą stanu termicznego całego Atlantyku Północnego, którego zmiany sterowane są przez zmienność cyrkulacji termohalinowej (THC). Wskaźnik DG_{3L} ma służyć jako miara oceanicznego merydionalnego transportu ciepła przez północnoatlantycką, przypowierzchniową składową cyrkulacji termohalinowej (NA THC) z atlantyckich tropików do Arktyki. Tu przedstawia się w skrócie główne idee uzasadniające jego konstrukcję oraz obliczanie jego wartości.

Ilość ciepła transportowanego przez jednostkę powierzchni przekroju poprzecznego prądu w jednostce czasu ($Q \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}$) może być określona jako:

$$Q = \rho \cdot V \cdot T, \quad [1]$$

gdzie: ρ – ciepło właściwe wody morskiej ($\text{J}/(\text{g} \cdot \text{K})$), V – prędkość prądu ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$), T – temperatura wody morskiej ($^{\circ}\text{C}$).

Ponieważ ρ jest stała ($\sim 4,18 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$), ilość transportowanego ciepła jest funkcją prędkości prądu (V) oraz temperatury wody (T). Ilość transportowanego ciepła, przy stałej temperaturze wody zmienia się liniowo wraz ze zmianami V , co oznacza, że przy stałej temperaturze wody wzrost/spadek prędkości prądu pociąga za sobą wzrost/spadek ilości transportowanego ciepła przez prąd. Innymi słowy, dla zmian ilości transportowanego przez prąd ciepła nie są niezbędne zmiany temperatury wody, wystarczy zmiana prędkości prądu (wartości przepływu).

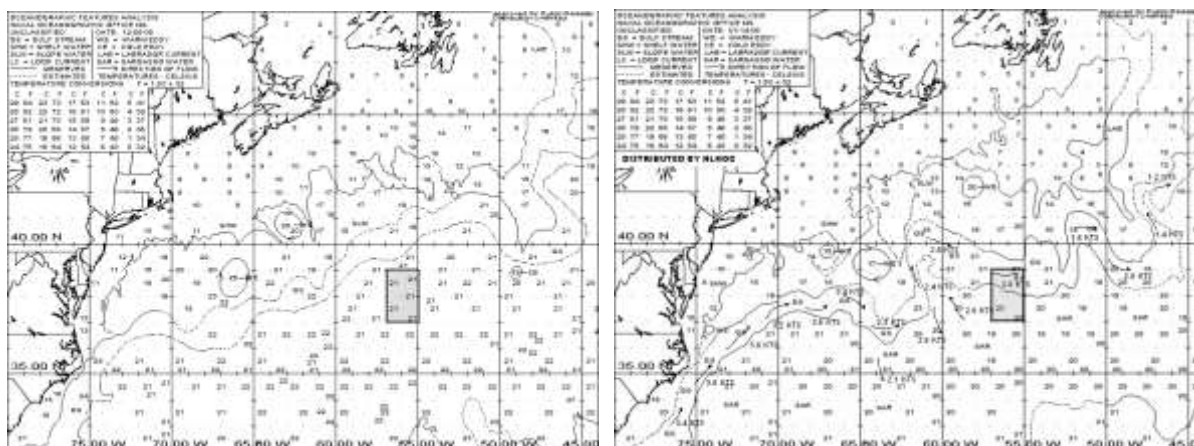
Masami wód, wnoszącymi ciepło do Arktyki są silnie zasolone i ciepłe Wody Atlantyczne (AW – Atlantic Water). Wody te tworzą się w wyniku transformacji bardzo silnie zasolonych i bardzo ciepłych Wód Gólsztromu (GSW – Gulf Stream Water; Wód Tropikalnych) na froncie hydrologicznym między chłodnymi i mniej zasolonymi wodami arktycznymi (Wody Labradorские) a Wodami Tropikalnymi (GSW). Wody Tropikalne (GSW) w rejon frontu hydrologicznego zostają wprowadzone przez północne ramię prądowe z delty Gólsztromu⁶. Rejon tworzenia się AW to szerokości $41\text{--}52^{\circ}\text{N}$, na wschód od Flemish Cap, po zachodniej stronie Atlantyku Północnego – rejon $45\text{--}40^{\circ}\text{W}$ (Rossby 1996). Im więcej GSW zostanie wprowadzonych do tego rejonu i im wyższą mają temperaturę, tym następnie większy jest zasób ciepła w Wodach Atlantycznych. AW transportowane są przez Prąd Północnoatlantycki na NE (Rossby 1996, Carr i Rossby 2001), dalej, po przejściu Bramy Farero-Szetlandzkiej, wraz z Prądem Norwesko-Atlantyckim, następnie Prądem Murmańskim i Zachodniospitsbergeńskim wprowadzane są do mórz Arktyki Atlantycznej – Barentsa i Grenlandzkiego.

Stare badania prowadzone „*in situ*” przez badaczy radzieckich w latach 60-80.XX wieku nad aktywnością Gólsztromu i procesami bifurkacji jego wód w delcie Gólsztromu (Baranov 1979, 1984, Baranov i Melnichuk 1979, Baryshevskaya 1976, 1979, 1983; Baryshevskaya i Shinkevich 1979, Baryshevskaya i Shubenko 1983, Grishakov i Shubenko 1979, Gudź 1976, 1979 i inne, nie cytowane tutaj, radzieckie prace i raporty z badań) wykazały, że:

- wzrost prędkości wód Gólsztromu pociąga za sobą w strefie długości $70\text{--}45^{\circ}\text{W}$ przesunięcie się jego osi na południe. Przesunięcie to jest najwyraźniejsze na długościach od ~ 70 do $\sim 50^{\circ}\text{W}$,
- w okresach, w których przepływy w Gólsztromie rosną, nie zwiększa się istotnie przepływ w południowej gałęzi prądowej, wychodzącej z delty Gólsztromu i kierującej się na SE (patrz ryc. 3), a silnie rosną przepływy w gałęzi prądowej kierującej Wody Tropikalne (GSW) na N, do rejonu, w którym następnie zachodzi ich transformacja w Wody Atlantyczne,
- na tle sezonowej zmienności przepływów wód Gólsztromu i temperatury jego wód zaznaczają się okresy długotrwałych wzrostów i spadków przepływów Gólsztromu i temperatury prowadzonych przez Gólsztrom wód, przy czym między wartościami przepływu Gólsztromu i temperaturą prowadzonych przez Gólsztrom wód ściślejszych związków nie wykryto.

⁶ Patrz część 3 (Indeks Gólsztromu) tego opracowania.

Wychodząc z tych trzech, zsyntetyzowanych informacji, stworzono wskaźnik, którego podstawą są zmiany SST w gridzie 2 x 2° o współrzędnych centrum 38°N, 56°W (ryc. 5). Grid ten położony jest na S granicy Gofsztromu, na odcinku, na którym Gofsztrom stosunkowo słabo meandruje i przez długie okresy utrzymuje prostoliniowy kierunek przepływu (około 80-82°). Wody Gofsztromu, przepływające przez północną część tego gridu mają temperaturę średnio o 1 deg wyższą, niż Wody Sargassowe kontaktujące się z Gofsztremem od południa. Im prędkość Gofsztromu jest większa i/lub temperatura prowadzonych przez Gofsztrom wód jest wyższa, tym większa jest średnia SST w tym gridzie. Miesięczne wartości SST z gridu 38°N, 56°W pobiera się ze zbioru ERSST v.3b (Smith i in. 2008).



Ryc. 5. Zmiany przebiegu granic Gofsztromu w stosunku do powierzchni gridu 37-39°N, 57-55°W, z którego pobiera się wartości SST do obliczania wskaźnika DG_{3L} (szary prostokąt). Panel lewy – oś Gofsztromu przesunięta na N, grid poza zasięgiem GSW (mapa z dnia 5.12.2008 r.), panel prawy – oś Gofsztromu przesunięta na S, szerokość Gofsztromu większa, silne meandrowanie (mapa z dnia 14.01.2005 r.). Źródło: Naval Oceanographic Office MS. Obecnie mapy operacyjne tego rodzaju rozkładu SST na tym akwenie nie są dostępne

Wskaźnik ten oblicza się w trzech etapach. Pierwszym krokiem jest obliczenie średniej SST z trzech miesięcznych wartości SST w gridzie 38°N, 56°W: lutego (02), sierpnia (08) i września (09). Wartość tą, z roku o numerze k oznacza się jako G(k):

$$G(k) = (SST02(k) + SST08(k) + SST09(k))/3. \quad [2]$$

Wartość SST02 informuje o zasobach ciepła w warstwie izotermicznej, formującej się w końcowej fazie zimowego wychłodzenia oceanu. Wartość ta charakteryzuje temperaturę i zasoby ciepła w miększej, podpowierzchniowej warstwie wód, transportowanej przez Gofsztrom (składowa adwekcyjna). Wartość SST08 charakteryzuje zasoby ciepła w warstwie nad termokliną letnią, będące wartością wypadkową adwekcyjnych zasobów ciepła i ciepła słonecznego zakumulowanego w wodach w fazie letniego nagrzewania oceanu⁷. SST09 kontroluje rzeczywisty zasób ciepła w wodach nad termokliną letnią. Jeśli ten jest duży, spadek SST między sierpniem a wrześniem jest niewielki. Jeśli wysoka wartość SST08 stanowi wynik specyficznie kształtujących się zmian zachmurzenia i/lub rozkładu prędkości wiatru nad Gofsztremem w okresie letnim, prowadzących do wystąpienia relatywnie wysokich wartości SST08, ale miąższość wygrzanych wód nad termokliną letnią jest niewielka (tym samym i zasoby ciepła zakumulowane w wodach nad termokliną letnią są niewielkie, mimo relatywnie wysokiej SST),

⁷ Proces letniego ogrzewania powierzchni oceanu rozpoczyna się w marcu, a SST wraz z postępującą akumulacją energii promieniowania krótkofalowego rośnie. Przyrost temperatury powierzchni oceanu w marcu rozpoczyna się od tej SST, jako była na przełomie lutego i marca. Im wyższa SST w lutym, tym przy przeciętnych rozmiarach dopływu radiacji słonecznej SST w końcu okresu letniego ogrzewania oceanu (druga połowa sierpnia – przełom sierpnia i września) jest wyższa.

we wrześniu SST szybko się obniża i średnia miesięczna SST09 jest wyraźnie (2-3 deg) niższa od SST08.

Sama wartość $G(k)$ nie ma żadnego określonego sensu fizycznego. Choć mianowana w °C, stanowi abstrakcyjną wartość, proporcjonalną w jakiejś mierze do transportowanych na północ przez Gólsztrom zasobów ciepła. Jest ona, co zrozumiale, wysoko skorelowana z roczną SST w tym gridzie ($r = 0,90$, $p \ll 0,001$) i z SST w gridach otaczających.

Drugim krokiem jest obliczenie wartości DG w roku k . Stanowi ona wartość ważoną z trzech kolejnych wartości G : z roku bieżącego (o numerze k), roku poprzedzającego (o numerze $k-1$) i sprzed 2 lat (roku o numerze $k-2$):

$$DG(k) = 0,42 \cdot G(k) + 0,33 \cdot G(k-1) + 0,25 \cdot G(k-2). \quad [3]$$

Zastosowano tutaj do ważenia filtr trójkątny, asymetryczny⁸, uwzględniający niewielką prędkość propagacji sygnału (transportu AW) w przestrzeni oraz wielką pojemność cieplną wód, skutkującą długim czasem oddziaływania zawartego w wodach ciepła na atmosferę oraz zdolnością długotrwałego utrzymywania zasobów ciepła w wodach transportowanych przez prąd. Wartości DG z kolejnych lat mianowane są w stopniach Celsjusza. W rezultacie wartość $DG(K)$ informuje o względnej ilości ciepła w wodach, z których następnie formują się Wody Atlantyczne (AW) z trzech lat, przy czym w tej wielkości największy udział mają zasoby ciepła z roku bieżącego (k) i stopniowo malejący wpływ zasoby ciepła sprzed roku ($k-1$) i sprzed dwu lat ($k-2$). Procesy transformacji Wód Gólsztromu w Wody Atlantyczne na styku z Wodami Labradorскими nie zachodzą natychmiastowo i nie mieszczą się w granicach roku kalendarzowego (to znaczy nie rozpoczynają się 1 stycznia i kończą się 31 grudnia). Są to procesy ciągłe, długotrwałe i o zmiennym natężeniu w funkcji czasu, dla których stosowana formalna granica miary czasu (rok) nie ma żadnego znaczenia.

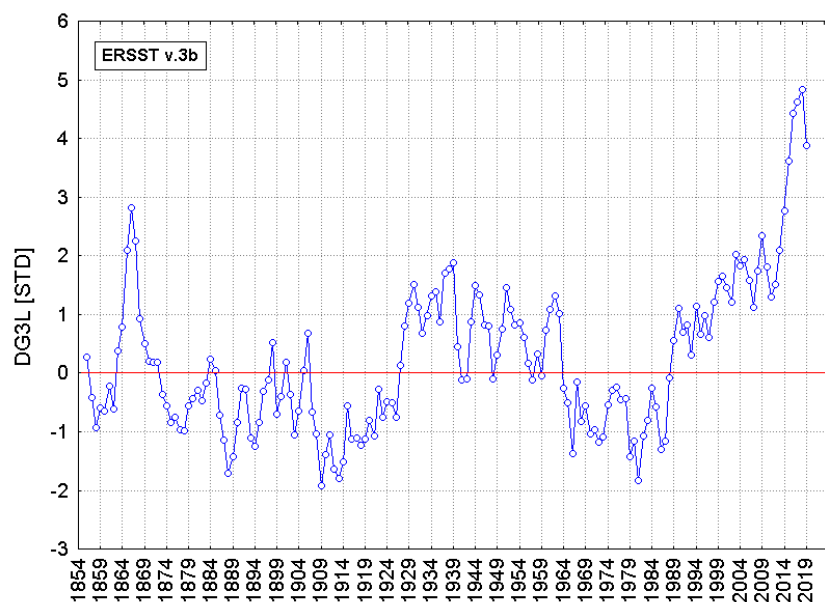
Trzecim, i ostatnim krokiem jest sprowadzenie wartości DG do postaci bezwymiarowej, poprzez jej standaryzację, w rezultacie czego otrzymuje się wartość wskaźnika DG_{3L} dla roku o numerze k (delta Gólsztromu, 3 lata). Standaryzację przeprowadzono względem średniej ze 100.letnia 1901-2000, gdzie wartość 23,25 – to średnia 100.letnia wartość DG, a 0,28 – jej odchylenie standardowe:

$$DG_{3L}(k) = (DG(k) - 23,25)/0,28 \quad [4]$$

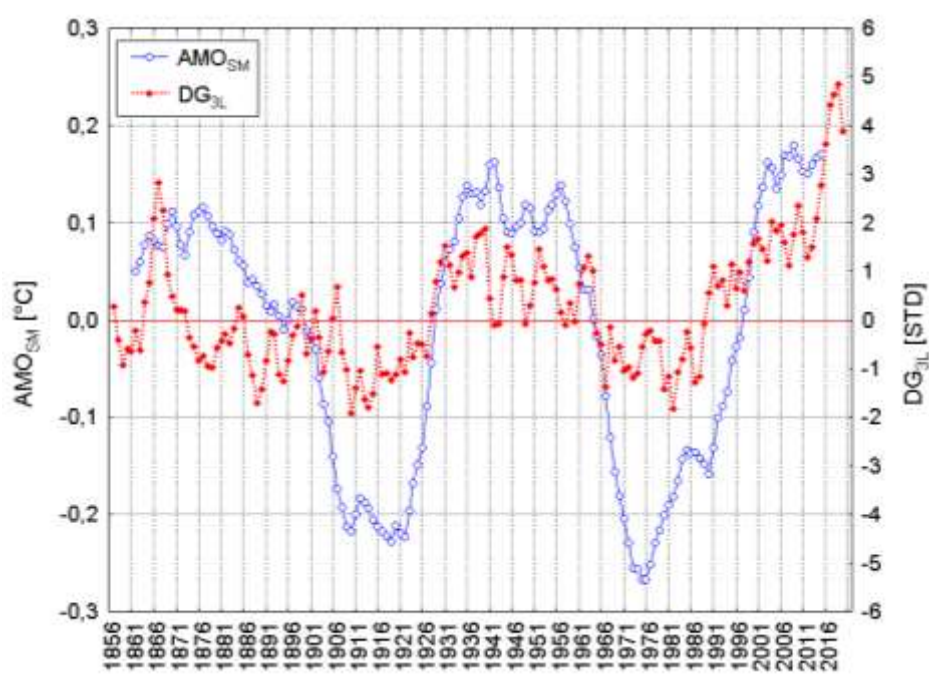
W rezultacie zastosowania tej procedury, mimo filtracji, nie traci się zasobu informacji zawartego w międzyrocznej zmienności SST, nie ulegają również przesuwaniu w czasie momenty wystąpienia lokalnych maksimów i minimów przebiegu. Obliczona w ten sposób wartość wskaźnika DG_{3L} stanowi standaryzowaną anomalię ilości ciepła transportowanego wraz z AW przez N Atlantyk względem średniej ze stulecia 1901-2000.

Przebieg wskaźnika DG_{3L} przedstawia ryc. 6. Charakterystyczną cechą jego przebiegu jest występowanie w nim przemienne okresów, w których przeciętne wartości wskaźnika osiągają wartości wyższe i niższe od zera, czyli występowania faz ujemnych i faz dodatnich. Odtwarzają one długookresową zmienność NA THC. Jest to ta sama cecha, którą charakteryzuje przebieg AMO, z tym, że momenty przejścia przez zero w obu przebiegach się różnią (ryc. 7).

⁸ Stosowanie filtrów symetrycznych (wyrównywanie konsekwentne, filtr Gaussa, etc.) dla obliczania „wartości środkowej”, którą przyjmuje się do dalszych obliczeń, nie powinno w klimatologii mieć miejsca. O ile temperatura, która występowała wcześniej, może w jakimś stopniu warunkować temperaturę występującą później (inercja termiczna), to temperatura występująca później, nie może w żaden sposób wpływać na temperaturę, która już wystąpiła. Stan występujący później nie może wywierać wpływu na to, co dzieje się wcześniej, a tak się dzieje przy stosowaniu filtrów symetrycznych.



Ryc. 6. Przebieg wskaźnika DG3L (obliczonego ze zbioru ERSST v.3b). Lata 1856-2019



Ryc. 7. Przebieg wyrównanego wskaźnika AMO (AMO_{SM}) i wskaźnika DG_{3L} . Widoczne znaczne podobieństwo przebiegu, jednak granice faz dodatnich i ujemnych obu przebiegów różnią się od jednego roku do kilkunastu lat. W latach 1861-1894 występuje dodatnia faza AMO, gdy faza ujemna wskaźnika DG_{3L} trwa przynajmniej od roku 1873 do roku 1926. Zaznacza się zasadnicza różnica amplitudy zmian obu wskaźników (skala wskaźnika DG_{3L} jest dwudziestokrotnie większa od skali wskaźnika AMO_{SM})

Jeśli przyjąć za względnie jednolite pod względem termicznym te okresy, w których kolejne wartości wskaźnika DG_{3L} nie zmieniają znaku przez nie więcej niż trzy kolejne lata (ryc. 6), można w latach 1856-2019 wyróżnić następujące fazy NA THC:

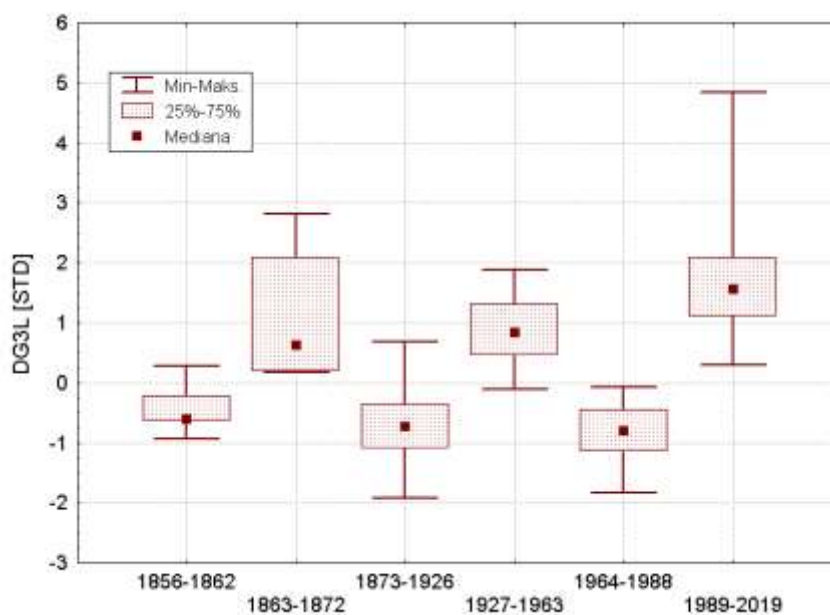
- -1862 – ujemna faza NA THC,
- 1863-1872 – dodatnia faza NA THC,
- 1873-1926 – ujemna faza NA THC (dwuczęściowa: 1873-1906 i 1907-1926),

- 1927-1963 – dodatnia faza NA THC,
- 1964-1988 – ujemna faza NA THC,
- 1989-2019 – dodatnia faza NA THC.

Charakterystyka statystyczna wartości i rozkładu wskaźników DG_{3L} w poszczególnych okresach z dodatnią lub ujemną fazą NA THC jest zestawiona w tabeli poniżej. Fazę NA THC w tej tabeli określa znak średniej wartości wskaźnika DG_{3L} . Analizując wartości zawarte w poniższej tabeli należy mieć na względzie, że długość pierwszego okresu jest nieznana – nie wiadomo kiedy okres ten rozpoczął się. Podobnie, długość ostatniego okresu (1989-2019) nie jest znana, gdyż ostatni rozpatrywany rok (2019) jest ostatnim rokiem, dla którego dostępne są dane pozwalające obliczyć wartość wskaźnika DG_{3L} ⁹. Analizując zawartość tabeli zauważa się, że charakter ostatniego okresu (1989-2019) różni się zasadniczo od wcześniej występujących dodatnich faz NA THC. Oceaniczny transport ciepła na północ w tym okresie jest wyjątkowo silny i systematycznie rośnie (patrz również ryc. 8).

Charakterystyka faz NA THC wyznaczonych przez wskaźnik DG_{3L} obliczony ze zbioru ERSST v.3b

Okres	Liczba lat	Średnia	Mediana	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe
? -1862	7	-0,45	-0,59	-0,93	0,27	0,39
1863-1872	10	+1,03	0,64	0,18	2,81	0,98
1873-1926	54	-0,72	-0,73	-1,92	0,68	0,56
1927-1963	37	+0,84	0,85	-0,12	1,88	0,56
1964-1988	25	-0,78	-0,80	-1,84	-0,07	0,47
1989-2019	31	+1,85	1,56	0,30	4,84	1,23



Ryc. 8. Zakresy zmienności wartości wskaźnika DG_{3L} w kolejnych fazach NA THC (1856-2019)

⁹ Zbiór ERSST v.3b, z którego pobierano dane do obliczenia wskaźnika przestał być uzupełniany w lutym 2020 roku, co uniemożliwia obliczenie wskaźnika po roku 2019. Na jego miejsce NOAA NCDC wprowadziła zbiór ERSST v. 5. Zbiór ten różni się od zbioru ERSST v. 3b, co powoduje, że wartości wskaźnika DG_{3L} różnią się od tych, które obliczane są z wcześniejszej wersji zbioru SST. Uniemożliwia to przedłużenie ciągu wskaźnika DG_{3L} na podstawie danych z wersji 5. Nadto miesięczne wartości SST w zbiorze ERSST v.5, co mało zrozumiałe, różnią się od siebie przy pobieraniu danych w różnych momentach dla szeregów czasowych z tych samych współrzędnych. Według danych zbioru ERSST v.5 dodatnia faza NA THC trwa nadal (rok 2022).

Przebieg wskaźnika DG_{3L} jest bardzo silnie skorelowany z przebiegiem anomalii zasobów ciepła w warstwie od 0 do 700 m Atlantyku Północnego w latach 1955-2018¹⁰ ($r = 0,82$, $p < 0,001$; zbiór h22-a0-700m.dat; NOAA Basin time series of heat content, część NA). Słabiej, ale wysoce istotnie przebieg wskaźnika DG_{3L} powiązany jest z przebiegiem wskaźników AMO. Z wersją „niewygładzoną” wskaźnika AMO ESRL PSD współczynnik korelacji jest równy 0,53 ($p < 0,001$, okres 1856-2018), z wersją „wygładzoną” wskaźnika AMO współczynnik korelacji jest równy 0,65 ($p < 0,001$, okres 1861-2014). Związki te świadczą, że wskaźnik DG_{3L} prawidłowo odtwarza zasadnicze cechy zmienności zawartości ciepła w przypowierzchniowych wodach Atlantyku Północnego oraz zawiera w sobie również cechy długookresowej zmienności anomalii SST w skali całego Atlantyku Północnego. Zmienność obu tych parametrów jest regulowana przez zmiany intensywności składowej powierzchniowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym.

Silne skorelowanie wskaźnika DG_{3L} wykazuje również z szeregiem wskaźników charakteryzujących wielkoskalowe zmiany temperatury powietrza w okresie 1880-2018 (Hansen i in. 2001). Z szeregiem anomalii globalnej rocznej temperatury powietrza współczynnik korelacji jest równy 0,66 ($p < 0,001$), półkuli północnej równy 0,72 ($p < 0,001$), strefy 64-90°N (Arktyka) równy 0,74 ($p < 0,001$), a anomaliami temperatury rocznej w strefie 44-64°N (szerokości umiarkowane półkuli północnej) równy 0,69 ($p < 0,001$). Podstawą obliczania współczynników korelacji jest tu zbiór ZonAnn.Ts.txt, (giss.nasa.gov/gistemp/tabledata_v3/Zon Ann. Ts.txt), w którym globalne i strefowe anomalie temperatury szacowane są wyłącznie z danych temperatury powietrza na stacjach meteorologicznych, bez uwzględniania SST. Gwarantuje to, że sygnał zmian SST zawarty we wskaźniku DG_{3L} znajduje bezpośrednią replikację w szeregu anomalii temperatury powietrza: globalnej, hemisferycznej i anomalii strefowych. Anomalie temperatury obliczane zarówno z danych stacyjnych, jak i z SST, jak to ma miejsce we wskaźniku LOTI (GISS Annual Mean Land-Ocean Temperature Index) w sposób oczywisty będą korelować ze wskaźnikiem DG_{3L} i korelacje te o niczym nie świadczą, gdyż zmienność temperatury powierzchni Oceanu Światowego (SST) objaśnia ~70% wariancji tego wskaźnika.

Korelacja między szeregami AMO PSD ESRL i wymienionymi anomaliami temperatury powietrza (ZonAnn.Ts) są również istotne, ale ich wartości zamykają się w granicach od 0,30 do 0,37 w przypadku „niewygładzonego” wskaźnika AMO (okres analizy 1880-2018) i od 0,27 do 0,37 w przypadku „wygładzonego” wskaźnika AMO (okres analizy 1880-2014).

Bardzo wysokie i wysoce istotne współczynniki korelacji wskaźnik DG_{3L} wykazuje ze zmiennością temperatury powietrza w Arktyce, SST na morzach Arktyki oraz z powierzchnią zlodzoną na tych morzach. Jest to całkowicie zrozumiałe, gdyż wymienione czynniki zależne są ściśle od rozmiaru południkowego oceanicznego transportu ciepła przez NA THC.

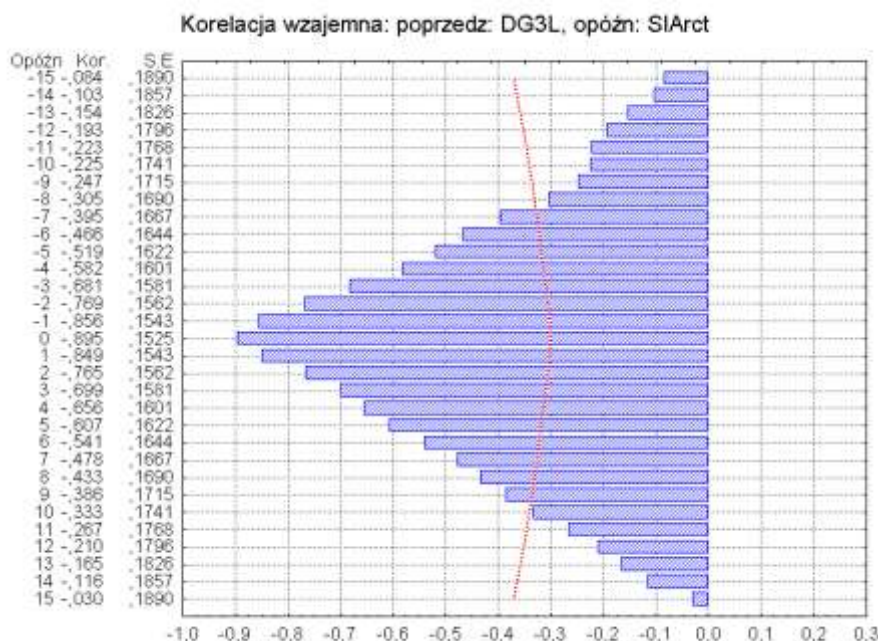
Współczynnik korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i roczną powierzchnią zlodzoną w całej Arktyce¹¹ jest równy -0,89 ($p < 0,001$) w przypadku korelacji synchronicznych (oba szeregi z lat 1979-2021; 43 lata). Jednocześnie wpływ zmian intensywności NA THC (wskaźnika DG_{3L}) na zmiany rozmiarów powierzchni pokrywy lodowej Arktyki, jak wykazuje analiza, uzależnione są od tego, jak zmieniała się wartość wskaźnika od 7 lat wcześniej od momentu gdy powierzchnia lodów osiągnęła dany rozmiar, a przestają istotnie wpływać na rozmiar pokrywy lodowej dopiero po 9-10 latach (ryc. 9).

Powiązanie AMO z wielkoskalowymi anomaliami temperatury powietrza, a także z przebiegiem zmienności różnych innych elementów klimatycznych oraz przebiegiem procesów klimatycznych i hydroklimatycznych, także w Arktyce (np. Chylek i in. 2009, Malinin i Vajnovskij 2018, Li i in. 2018), stanowi przejaw znanego w statystyce tak zwanego „działania czynnika trzeciego”. Jest nim cyrkulacja termo-

¹⁰ Zbiór rozpoczyna się od roku 1955.

¹¹ Powierzchnia zlodzona (extent) Arktyki: dane NISDIC 2022, powierzchnia zlodzona obliczana według algorytmu NASA Team.

halinowa, która sterując przebiegiem tych procesów wymusza w nich jednakowy rytm zmienności. Dzięki temu między szeregami czasowymi różnych elementów (np. temperatury powietrza w Arktyce, SST na akwenach arktycznych, powierzchnią i objętością lodów morskich, etc.), zmieniających się w takt zmian wskaźnika DG_{3L} i szeregiem wskaźnika AMO, także zmieniającego się pod wpływem zmian DG_{3L} , zachodzą mniej lub bardziej silne i statystycznie istotne korelacje.



Ryc. 9. Korelacje wzajemne między wskaźnikiem DG_{3L} (v.5; szereg poprzedzający) i roczną powierzchnią zlodzenia (extent) w całej Arktyce (opóźniony). Okres korelacji: 1979-2021

Przebieg wskaźnika DG_{3L} w latach 1951-2019 wykazuje umiarkowanie silne, ale wysoce istotne skorelowanie z roczną frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej W i E według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Współczynnik korelacji między DG_{3L} a roczną frekwencją makrotypu W jest równy 0,47 ($p < 0,001$) i frekwencją makrotypu E równy -0,48 ($p < 0,001$). Korelacje między DG_{3L} i frekwencją makrotypu C jest nieistotny ($r = 0,13$, $p = 0,285$). Co ważne, występują również wysoce istotne korelacje asynchroniczne między DG_{3L} wyprzedzającym o rok frekwencję makrotypów. Współczynniki korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} i frekwencją makrotypów W i E w następny roku są równe odpowiednio 0,45 i -0,52 (oba $p < 0,001$). Wskazuje to, że zmiany intensywności przenosu ciepła przez NA THC na Atlantyku Północnym sterują procesami cyrkulacji atmosferycznej. Wyjaśnia to przyczynę występowania bezpośrednich związków, jakie zachodzą między wskaźnikiem DG_{3L} i zmiennością szeregu elementów klimatycznych nad Polską i Europą (np. stosunkowo silnych związków między roczną i kwartalną temperaturą obszarową nad Polską (r odpowiednio 0,63 ($p < 0,001$), 1 kwartału $r = 0,30$ ($p = 0,014$), 2 kwartału $r = 0,57$ ($p < 0,001$), 3 kwartału $r = 0,60$ ($p < 0,001$), 4 kwartału $r = 0,41$ ($p = 0,001$)). Korelacje podobnej siły, za wyjątkiem 1 kwartału, zachodzą również między wskaźnikiem DG_{3L} wyprzedzającym o rok przebieg temperatury rocznej i 2, 3 oraz 4 kwartału.

4.1. Wartości wskaźnika DG_{3L} obliczanego ze zbioru ERSST v.3b

Wartości tego wskaźnika obliczane są ze zbioru ERSST v.3b. Zbiór ten przestał być kontynuowany (uzupełniany wartościami SST) w lutym 2020 roku. Nie pozwala to na obliczanie wartości wskaźnika dla lat po roku 2019. Niżej zestawione są wartości szeregu czasowego wskaźnika DG_{3L} obliczane ze zbioru ERSST v.3b, obejmujące lata 1856-2019.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
185X							0,275	-0,409	-0,930	-0,595
186X	-0,642	-0,224	-0,620	0,374	0,777	2,090	2,810	2,245	0,926	0,496
187X	0,194	0,191	0,179	-0,360	-0,558	-0,833	-0,750	-0,963	-0,988	-0,566
188X	-0,436	-0,298	-0,470	-0,174	0,244	0,050	-0,715	-1,134	-1,710	-1,417
189X	-0,837	-0,254	-0,282	-1,111	-1,248	-0,838	-0,305	-0,120	0,514	-0,691
190X	-0,394	0,188	-0,359	-1,060	-0,653	0,039	0,682	-0,669	-1,034	-1,923
191X	-1,394	-1,046	-1,644	-1,796	-1,521	-0,555	-1,122	-1,100	-1,239	-1,126
192X	-0,809	-1,072	-0,276	-0,758	-0,492	-0,505	-0,749	0,133	0,796	1,193
193X	1,511	1,130	0,680	0,975	1,313	1,378	0,876	1,707	1,778	1,879
194X	0,446	-0,108	-0,092	0,879	1,492	1,339	0,818	0,810	-0,092	0,306
195X	0,757	1,451	1,091	0,816	0,849	0,615	0,158	-0,116	0,334	-0,045
196X	0,734	1,085	1,320	1,014	-0,265	-0,498	-1,367	-0,147	-0,831	-0,550
197X	-1,038	-0,966	-1,185	-1,090	-0,547	-0,285	-0,233	-0,444	-0,442	-1,430
198X	-1,158	-1,836	-1,075	-0,802	-0,251	-0,572	-1,294	-1,167	-0,073	0,554
199X	1,100	0,700	0,818	0,299	1,138	0,655	0,981	0,614	1,203	1,561
200X	1,658	1,462	1,210	2,016	1,823	1,940	1,582	1,129	1,749	2,339
201X	1,810	1,293	1,504	2,098	2,772	3,615	4,428	4,627	4,836	3,882

4.2. Wartości wskaźnika DG_{3L} obliczanego ze zbioru ERSST v.5

Wartości wskaźnika DG_{3L} obliczane z wartości SST zawartych w zbiorze ERSST v.5 (Huang i in. 2017), (<https://psi.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.ersst.v5.html>) różnią się od wartości obliczanych ze zbioru ERSST v.3b. Przyczyną jest to, że miesięczne wartości SST w tym samym gridzie są w obu zbiorach przeważnie różne. Następną przyczyną występujących różnic jest to, że wartości SST w zbiorze ERSST v.3b są stabilne w funkcji czasu, gdy wartości SST pobierane ze zbioru ERSST v.5 w tym samym gridzie i dla tego samego miesiąca i roku przybierają różne wartości, w zależności od tego, w jakim momencie (jakim dniu, miesiącu i roku) pobiera się dane. Dotyczy to głównie danych „najnowszych” lat z okresu, które obejmuje zbiór (ostanie 7-8 lat zbioru). Różnice obliczonego wskaźnika DG_{3L} nie są duże, mieszczą się w przedziale od kilkunastu do kilkudziesięciu części setnych wartości wskaźnika. Poniżej zestawiono wartości wskaźnika obliczone ze zbioru ERSST v.5. dla lat 2014-2021 pobranych w dniu 5.09.2021 roku (DG_{3L_v5N}) i w dniu 10.09.2022 roku (DG_{3L_v5M}):

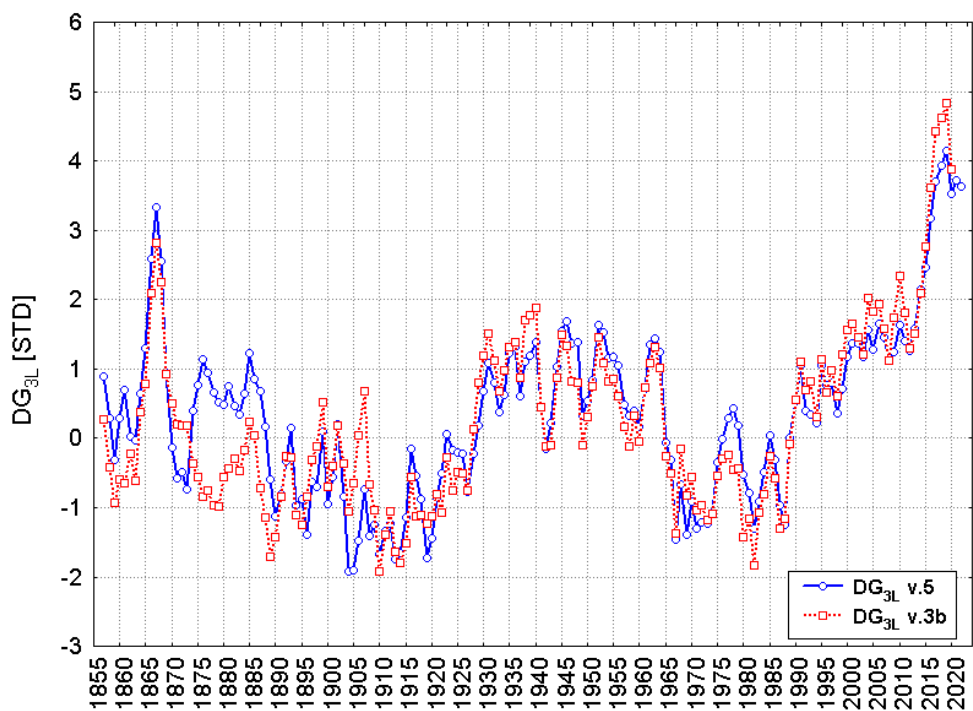
	DG_{3L_v5M}	DG_{3L_v5N}
2014	2,497	2,463
2015	3,182	3,165
2016	3,696	3,711
2017	3,880	3,931
2018	4,085	4,147
2019	3,494	3,531
2020	3,665	3,717
2021	3,617	3,634

Jest to co najmniej dziwne i sugeruje stałe manipulowanie wartościami SST w tym zbiorze, co wzbudza ograniczone zaufanie do tych danych. Niezależnie od poczynionych tu zastrzeżeń, wobec ustania uzupełniania danych w zbiorze ERSST v.3b, nie ma innego wyjścia, jak obliczanie go ze zbioru ERSST v.5.

Niżej przedstawia się wartości wskaźnika DG_{3L} obliczone z danych zbioru ERSST v.5, przy czym dane do obliczenia wartości wskaźnika do roku 2020 pobrane zostały dnia 14.08.2021.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
185X							0,883	0,293	-0,311	0,295
186X	0,702	0,033	-0,034	0,625	1,304	2,592	3,339	2,558	0,951	-0,134
187X	-0,580	-0,494	-0,471	0,401	0,768	1,141	0,950	0,659	0,513	0,485
188X	0,748	0,468	0,374	0,651	1,219	0,847	0,648	0,65	-0,598	-1,126
189X	-0,810	-0,331	0,152	-0,969	-0,882	-1,391	-0,625	-0,701	0,095	-0,949
190X	-0,557	0,195	-0,836	-1,919	-1,911	-1,482	-0,739	-1,415	-1,240	-1,665
191X	-1,328	-1,235	-1,741	-1,650	-1,135	-0,159	-0,541	-0,882	-1,733	-1,483
192X	-0,853	-0,505	0,065	-0,169	-0,199	-0,217	-0,776	-0,219	0,182	0,677
193X	1,078	0,799	0,380	0,623	1,226	1,309	0,607	1,104	1,185	1,381
194X	0,449	-0,152	0,219	1,024	1,550	1,690	1,375	1,385	0,329	0,530
195X	0,842	1,630	1,522	1,158	1,170	1,056	0,483	0,332	0,393	0,174
196X	0,723	1,349	1,345	1,236	-0,062	-0,315	-1,453	-0,568	-1,398	-0,908
197X	-1,301	-1,210	-1,225	-1,063	-0,343	-0,003	0,298	0,430	0,192	-0,528
198X	-0,788	-1,305	-0,904	-0,479	0,041	-0,315	-0,973	-1,247	-0,001	0,540
199X	1,042	0,402	0,336	0,213	1,051	0,767	0,807	0,368	0,710	1,170
200X	1,377	1,369	1,177	1,565	1,276	1,649	1,457	1,135	1,251	1,629
201X	1,403	1,260	1,573	2,138	2,463	3,165	3,711	3,931	4,147	3,531
202X	3,717	3,634	4,077	3,646	3,432	2,971				

Porównanie przebiegu wartości wskaźników DG_{3L} obliczonych ze zbioru ERSST v.3b i zbioru ERSST v.5 przedstawia ryc. 10. Między wskaźnikami DG_{3L} obliczonymi z obu zbiorów największe różnice rysują się w początkowej części szeregu czasowego, w przybliżeniu do roku 1910. Generalna różnica sprowadza się do tego, że według zbioru ERSST v.5 intensywność NA THC w latach 1856-1910 jest znacznie silniejsza, niż szacowana ze zbioru ERSST v.3b. Mniejsze różnice między znakami i wartościami wskaźnika zaznaczają się w dalszych częściach tego zbioru. Tu intensywność NA THC jest nieznacznie niższa od tej, która jest szacowana ze zbioru ERSST v.3b.



Ryc.10. Porównanie przebiegu wskaźników DG_{3L} obliczonych ze zbioru ERSST v.5 i zbioru ERSST v.3b

Można przyjąć, że w zbiorze obliczanym z ERSST v.5 pierwsza faza NA THC (ciepła) kończy się w roku 1887, choć w jej okresie znajdują się 4 kolejne lata, w których wartości wskaźnika są ujemne (1869-1872). Moment początku tej fazy jest nieznan. Druga faza NA THC (chłodna) rozpoczyna się w roku 1888 i trwa do roku 1927. Kolejna, trzecia faza NA THC (ciepła) rozpoczyna się w roku 1927 i trwa do roku 1963. Od roku 1964 rozpoczyna się kolejna, czwarta, ujemna faza NA THC, trwająca do roku 1988. Od roku 1989 rozpoczyna się dodatnia faza NA THC, trwająca do chwili obecnej (roku 2022).

Ostatnia, dodatnia faza NA THC (1989 - ?) różni się istotnie ($p < 0,001$) od wszystkich poprzedzających ją faz NA THC, niezależnie od tego, z którego zbioru ERSST została obliczona. Jej cechą szczególną jest fakt, że wszystkie kolejne lata mają jednakowy, dodatni znak wskaźnika DG_{3L} (w żadnym roku nie wystąpił rok o ujemnej wartości wskaźnika), a w jego przebiegu występuje statystycznie istotny trend dodatni (patrz ryc. 6 i 8 oraz tabele).

Charakterystyka faz NA THC wyznaczonych przez wskaźnik DG_{3L} obliczony ze zbioru ERSST v.5

Okres	Liczba lat	Średnia	Mediana	Minimum	Maksimum	Odchylenie standardowe
? -1887	32	0,667	0,652	-0,741	3,339	0,876
1888-1927	40	-0,860	-0,845	-1,919	0,194	0,598
1928-1963	36	0,901	1,040	-0,152	1,690	0,491
1964-1988	25	-0,621	-0,658	-1,453	0,430	0,587
1989-2019	33	1,696	1,369	0,213	4,147	1,164

Wskazuje to, że wbrew formułowanym w licznych pracach tezach, zwłaszcza opierających swoje wnioski na modelowaniu klimatycznym, o spadku intensywności NA THC wraz z postępującym globalnym ociepleniem, intensywność oceanicznego transportu ciepła na Atlantyku Północnym w ostatnich dekadach rośnie. Do podobnych wniosków, analizując materiał pochodzący z obserwacji, dochodzą również i inni badacze (np. Parker 2016, Parker i Ollier 2019, Smedsrud i in. 2022).

Literatura

- Andronova N.G., Schlesinger M.E., 2000. Causes of Global Temperature Changes during the 19th and 20th Centuries. *Geophysical Research Letters*, 27 (14), 2137-2140. <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL006109>
- Baranov E.I., 1979. Izmenchivost' raskhodov vody na standartnykh razrezakh cherez Golfstrim, Floridskoe i Antilskoe techeniya. *Trudy GOI*, 146, 3-13.
- Baranov E.I., 1984. O razvetlenii Golfstrima. *Trudy GOI*, 175, 4-13.
- Baranov E.I., Melnichuk N.S., 1979. Kharakteristika vremennoi izmenchivosti termicheskogo polya Golfstrima. *Trudy GOI*, 150, 56-61.
- Baryshevskaya G.I., 1976. O svyazi dinamicheskikh processov v zapadnoi chasti severnoi Atlantyki s termicheskim rezhimom. *Trudy GOI*, 131, 67-73.
- Baryshevskaya G.I., 1979. Raspredelenie vod Golfstrima po akvatorii severnoj Atlantyki. *Trudy GOI*, 146, 14-23.
- Baryshevskaya G.I., 1983. Transformaciya vod Golfstrima v rajone jego razdeleniya. *Trudy GOI*, 161, 30-36.
- Baryshevskaya G.I., Shinkevich N.G., 1979. O vozmozhnykh prichinakh izmeneniya razkhodov vod yuzhnoj vetvi Golfstrima. *Trudy GOI*, 150, 76-82.
- Baryshevskaya G.I., Shubenko A.P., 1983. Nekotorye rezultaty issledovaniya cirkuliacii v delte Golfstrima. *Trudy GOI*, 164, 37-44.

- Broecker W., 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4 (2), 79-89.
- Broecker W., 2010. *The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change*. Princeton University Press, 176 s.
- Carr E.-M., Rossby T., 2001. Pathways of the North Atlantic Current from surface drifters and subsurface float. *Journal of Geophysical Research*, 106 (C3), 4405-4419.
- Chiang J.C.H., Vimont D.J., 2004. Analogous meridional modes of atmosphere-ocean variability in the tropical Pacific and tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 17(21), 4143-4158.
- Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M., 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 36, L14801. doi:10.1029/2009GL038777
- Chylek P., Klett J.D., Lesins G., Dubey M.K., Hengartner N., 2014. The Atlantic Multidecadal Oscillation as a dominant factor of oceanic influence on climate. *Geophysical Research Letters*, 41 (5), 1689-1697. doi:10.1002/2014GL059274
- Chylek P., Hengartner N., Lesins G., Klett J.D., Humlum O., Wyatt M., Dubey M.K., 2014. Isolating the anthropogenic component of Arctic Warming. *Geophysical Research Letters*, 41 (10), 3569-3576. doi:10.1002/2014GL060184
- Chylek P., Klett J.D., Dubey M.K., Hengartner N., 2016. The role of Atlantic Multi-decadal Oscillation in the global mean temperature variability. *Climate Dynamics*, 47, 3271-3279. doi:10.1007/s00382-06-3025-7
- Delworth T., Greatbatch R.J., 2000. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *Journal of Climate*, 13 (9), 1489-1495.
- Delworth T.L., Knutson T.R., 2000. Simulation of early 20th Century global warming, *Science*, 287 (5461), 2246-2250. doi: 10.1126/science.287.5461.2246
- Dickson R.R., Lazier J., Meinke J., Rhines P., Swift J., 1996. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38 (3), 241-295.
- Dima M., Lohmann G., 2007. A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Journal of Climate*, 20 (11), 2706-2719. doi:10.1075/JCLI4147.1
- Drinkwater K.F., Meyers R.A., Pettipas R.G., Wirght T.L., 1994. Climatic data for the northwest Atlantic: the position of the shelf/slope front and the northern boundary of the Gulf stream between 50 and 75°W, 1973-1992. *Canadian Data Report of Fisheries and Ocean Sciences*, 125, iv + 103. https://publications.gc.ca/collections/collection_2007/dfo-mpo/Fs97-16-125-1994E.pdf
- Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28 (10), 2077-2080.
- Francombe L.M., Dijkstra H.A., 2011. The role of Atlantic-Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability. *Geophysical Research Letters*, 38 (16), L16603. doi:10.1029/2011GL048158
- Francombe L.M., Dijkstra H.A., von der Heydt A., 2010. The Atlantic Multidecadal Oscillation: An investigation of dominant time scales and processes. *Journal of Climate*, 23 (13), 3626-3638. doi:10.1175/2010JCL13471.1
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31 (12), L12205. doi:10.1029/2004GL019932
- Grishakov F.F., Shubenko A.P., 1979. *Izmenchivost' Antil'skogo i Floridskogo techenij v zone ikh sliyaniya*. Trudy GOI, 150, 21-30.
- Gudz' P.K., 1976. *Raskhody vody Golfstrima v svyazi s ego polozheniem v prostranstvie*. Trudy GOI, 131, 74-78.
- Gudz' P.K., 1979. *O vikhreobrazovanii i meandrirovanii Golfstrima*. Trudy GOI, 146, 103-113.

- Hansen J.E., Ruedy R., Sato M., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001. A closer look at United States and global surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D20), 23947-23963. doi:10.1029/2001JD000345
- Huang B., Thome P.W., Banzon V.F., Boyer T., Cherupin G., Lawrimore J.H., Menne M.J., Smith T.M., Vose R.S., Zhang H.M., 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 5 (ERSSTv5). Upgrades, validations, and intercomparisons. *Journal of Climate*, 30 (20), 8179-8205. doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1
- Hurrell J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 5224, 676-679.
- Kerr R. A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, *Science*, 288, 5473, 1984-1986.
- Knight J.R., 2009. The Atlantic Multidecadal Oscillation Inferred from the Forced Climate Response in Coupled General Circulation Models. *Journal of Climate*, 22 (7), 1610-1625. doi:10.1175/2008JCLI2628.1
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.M., 2005. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32 (20), L20708. doi:10.1029/2005GL024233
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33 (17), L17706. doi:10.1029/2006GL026242
- Li F., Orsolini Y.J., Wang H., Gao Y., He S., 2018. Atlantic multidecadal oscillation modulates the impacts of Arctic sea ice decline. *Geophysical Research Letters*, 45 (5), 2497-2506. <https://doi.org/10.1002/2017GL076210>
- Malinin V.N., Vajnovskij P.A., 2018. O prichinakh piervogo potepleniya Arktiki v XX stoletii. *Uchenye Zapiski RGGMU*, 53, 34-55.
- Mann M.E., Emanuel K.A., 2006. Atlantic hurricane trends linked to climate change. *American Geophysical Union, EOS Transactions*, 87 (24), 238-241.
- Mann M.E., Steinman B.A., Brouillette D.J., Miller S.K., 2021. Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. *Science*, 3461 (6533), 1014-1019. doi:10.1126/science.abc5810
- Mann M.E., Steinman B.A., Miller S.K., 2014. On forced temperature changes, internal variability, and the AMO. *Geophysical Research Letters*, 41 (9), 3211-3219. <https://doi.org/10.1002/2014GL059233>
- Mann M.E., Steinman B.A., Miller S.K., 2020. Absence of internal multidecadal oscillations in climate model simulations. *Nature Communications*, 11, 49. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13283-w>
- Marsz A.A., 2015. Model zmian powierzchni lodów morskich Arktyki (1979-2013) – zmienne sterujące w modelu minimalistycznym i ich wymowa klimatyczne. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 25, 249-334.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009. Oceanic control of the warming processes in the Arctic – a different point of view for the reasons in the Arctic climate. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 19, 7-31.
- Parker A., 2016. Atlantic Meridional Overturning Circulation is stable under global warming. *PNAS*, 113 (20), 2760-2761. <https://doi.org/10.1073/pnas.1604187113>
- Parker A., Ollier C., 2019. Atlantic Meridional Overturning Circulation stable over the last 150 years. *Quaestiones Geographicae*, 38 (3), 31-40. doi:10.2478/quageo-2019-0026
- Polonskii A.B., 2008. Atlantic multidecadal oscillation and its manifestations in the Atlantic-European region. *Physical Oceanography*, 18, 227-236. <https://doi.org/10.1007/s11110-008-9020-8>
- Rossby T., 1996. The North Atlantic Current and Surrounding Waters: at the Crossroads. *Reviews of Geophysics*, 34 (4), 463-481. Paper number 96G02214.
- Schlesinger M.E., Ramankutty N., 1994. An Oscillation in the Global Climate System of Period 65-70 Years. *Nature*, 367, 723-726. <http://dx.doi.org/10.1038/367723a0>

- Smedsrud L.H., Muilwijk M., Brakstad A., Madonna E., Lauvset S.K., Spensberger C., Born A., Eldevik T., Drange H., Jeansson E., Li C., Olsen A., Skagsseth Ø., Slater D.A., Straneo F., Våge K., Arthun M., 2022. Nordic Seas Heat Loss, Atlantic Inflow, and Arctic Sea Ice Cover Over the Last Century. *Reviews of Geophysics*, 60 (1), e2020RG000725. <https://doi.org/10.1029/2020RG000725>
- 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. doi:10.1175/2007JCLI2100.1
- Steinman B.A., Mann M.E., Miller S.K., 2015. Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures. *Science*, 374 (6225), 988-991. doi:10.1126/science.1257856
- Stommel H., 1960. *The Gulf Stream: A Physical and Dynamical Description*. University of California Press, 248 s.
- Sutton R.T., Hodson D.L., 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309 (5731), 115-118. doi:10.1126/science.1109496
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H., 1942. *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*. Prentice-Hall, New York. <http://ark.cdlib.org/ark:/13030/kt167nb66r/>
- Taylor A.H., 1996. North-South shifts of the Gulf Stream: ocean-atmosphere interactions in the North Atlantic. *International Journal of Climatology*, 16 (5), 559-583.
- Taylor A.H., 2011. *The Dance of Air and Sea: How oceans, weather, and life link together*. Oxford University Press, 303 s.
- Taylor A.H., Stephens J.A., 1980. Latitudinal displacements of the Gulf Stream (1966-1977) and their relation to changes in temperature and zooplankton abundance in the NE Atlantic. *Oceanologica Acta*, 3 (2), 145-149.
- Trenberth K.E., Shea D.J., 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33 (12), L12704. doi:10.1029/2006GL026894
- Vimont D.J., Kosin J.P., 2007. The Atlantic Meridional Mode and hurricane variability and trends. *Geophysical Research Letters*, 34 (7), L07709. doi:10.1029/2007GL029638
- Wei W., Lohmann G., 2012. Simulated Atlantic Multidecadal Oscillation during the Holocene. *Journal of Climate*, 25 (20), 6989-7002. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00667.1>
- Zhang R., Delworth T.L., 2005. Simulated Tropical Response to a Substantial Weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Journal of Climate*, 18 (12), 1853-1860.
- Zhang R., Delworth T.L., 2006. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33 (17), L17712. doi:10.1029/2006GL026267
- Zhang R., Delworth T.L., Held I.M., 2007. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? *Geophysical Research Letters*, 34 (2), L02709, doi:10.1029/2006GL028683.
- Zhang L., Wang C., 2013. Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118 (10), 5772-5791, DOI: 10.1002/jgrc.20390