

NAO A CYRKULACJA WÓD PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU, ZWIĄZKI NAO Z POLEM TEMPERATURY POWIERZCHNI OCEANU

Andrzej A. Marsz

Akademia Morska w Gdyni, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej

Wstęp

Próba krótkiego i klarownego przedstawienia zależności wzajemnych zachodzących między procesami atmosferycznymi a procesami oceanicznymi, wobec wyjątkowej wieloaspektowości zagadnienia oraz występowania wielorakich sprzężeń wzajemnych między nimi, napotyka na duże trudności. Podobnie trudnym jest przedstawienie związków między atmosferyczną stroną Oscylacji Północnego Atlantyku, a procesami funkcjonującymi w oceanie oraz odwrotnie – między procesami funkcjonującymi w wodach i na powierzchni wód Północnego Atlantyku i jego mórz pobocznych a występującymi nad tymi akwenami procesami atmosferycznymi, których Oscylacja Północnego Atlantyku stanowi jeden z przejawów. Dodatkowo zagadnienie komplikuje tutaj trudny do przedstawienia w prosty sposób czynnik czasu, w którym, oprócz przestrzeni, rozgrywają się wzajemnie powiązane ze sobą procesy.

Problematyce związków Oscylacji Północnego Atlantyku z różnymi procesami oceanicznymi i odwrotnie poświęcona jest bardzo obfita literatura licząca obecnie setki pozycji. Przedstawiane w niej koncepcje, interpretacje faktów i wysnuwane wnioski są bardzo zróżnicowane i po części sprzeczne ze sobą. Zmusza to autora do dokonania subiektywnego wyboru faktów i poglądów, które zostaną przedstawione w dalszej części tej pracy. Również szereg interpretacji stanowi wynik poglądów autora, opartych na wynikach prowadzonych przez autora badań oraz ich konfrontacji z publikowanymi poglądami i wynikami badań. Z tej przyczyny nie należy traktować przedstawionego materiału jako zbioru „prawd objawionych” lecz jedynie jako szkic, rzucający pewne, daleko niepełne, światło na problematykę związków procesów atmosferycznych i oceanicznych, które razem tworzą fenomen NAO.

Najogólniej poglądy badaczy na związki NAO z oceanem można podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich skupia badaczy, którzy uważają, że Oscylacja Północnego Atlantyku stanowi proces atmosferyczny o mniej lub bardziej zdeterminowanym lub też stochastycznym charakterze. Procesy atmosferyczne oddziałujące na powierzchnię oceanu, w tym przypadku międzysezonowa, międzyroczna i międzydekadowa zmienność NAO, prowadzi do powstawania odpowiedniej zmienności klimatu oceanu. W ten sposób międzyroczne i międzydekadowe zmiany klimatu oceanu, które

wykazują istnienie wyraźnych związków statystycznych z NAO, stanowią jedynie odpowiedź oceanu na zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Można to określić mianem efektu wymuszenia.

Druga grupa poglądów jest reprezentowana przez badaczy, którzy są zdania, że mechanizm Oscylacji Północnego Atlantyku jest znacznie bardziej skomplikowany i stanowi efekt współdziałania w systemie ocean – atmosfera. Procesy atmosferyczne oddziałują na powierzchnię oceanu, ocean zaś oddziałuje na atmosferę. W tym ujęciu zmiany klimatu atmosfery wymuszają zmiany klimatu oceanu, te zaś z kolei wymuszają zmiany klimatu atmosfery. Żaden z podsystemów tego systemu (czyli ocean bądź atmosfera) nie odgrywa roli dominującej, system jako całość nieprzerwanie ewoluuje.

Podejście systemowe pozwala wyjaśnić występowanie powiązanej, długookresowej zmienności zarówno w przebiegu procesów atmosferycznych, jak i w przebiegu procesów oceanicznych, w których oba podsystemy kontrolują się wzajemnie. Ta grupa poglądów, wywodzących się z hipotez sformułowanych już w pierwszej połowie XX wieku, a znajdującej najpełniejszy wyraz w pracy J. Bjerknesa z roku 1964 (Bjerknes 1964), wraz z upływem czasu zyskuje coraz większą liczbę zwolenników (patrz: Osborn i in. 1999, Sutton, Norton i Jewson 2001, Goodman i Marshall 1999, Hakkinen 2000 oraz szereg prac innych, tu nie cytowanych autorów).

Szerzej omówienie poglądów na charakter związków NAO z procesami oceanicznymi, łącznie z cytowaniem odpowiednich pozycji literatury, zainteresowany czytelnik znajdzie w fundamentalnych opracowaniach zbiorowych „CLIVAR Implementation Plan”, rozdział NAO (D1), cz. 2 oraz w „North Atlantic Climate Variability...” (Marshall i in. 2001).

Jeśli rozpocząć od już przedstawionej strony atmosferycznej NAO (patrz artykuł M. Miętusa w tej pracy), przejawiającej się w kształtowaniu pewnych charakterystycznych cech cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem, to należy zdawać sobie sprawę z tego, że cyrkulacja atmosferyczna oddziałuje na powierzchnię oceanu dwojako – dynamicznie i termicznie. Dynamicznie – poprzez przekazywanie pędu do powierzchni oceanu, termicznie – poprzez zmiany intensywności poboru ciepła z powierzchni oceanu. Ocean oddziałuje na atmosferę termicznie, oddając do atmosfery zakumulowane w nim ciepło. Dopiero zmiany temperatury powietrza, poprzez zmiany jego gęstości i zmiany poziomych gradientów termicznych wywierają wpływ na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej.

Jednak oba graniczące ze sobą środowiska – atmosfera i ocean – wobec zasadniczych różnic w gęstości i lepkości kinematycznej oraz pojemności cieplnej, mają zasadniczo różne stałe czasowe reakcji. Wobec wielkiej, w stosunku do atmosfery, pojemności cieplnej, ocean stanowi w tym systemie ogniwo inercyjne, swoiście i wybiórczo „zapamiętując” zasadnicze cechy cyrkulacji atmosferycznej, jaka nad nim występowała (Monin i in. 1974, Zilitinkiewicz i in. 1978). Jednak równolegle z „zapamiętywaniem” charakteru cyrkulacji atmosferycznej, ocean „zapamiętuje” zmiany dopływu energii promienistej do jego powierzchni. Z odpowiednim opóźnieniem przekazuje następnie do atmosfery scałkowany sygnał łączny wpływów cyrkulacji atmosferycznej i dopływu radiacji do jego powierzchni.

Działanie dynamiczne cyrkulacji atmosferycznej na powierzchnię oceanu, oprócz generowania falowania wiatrowego, którym tutaj nie będziemy się zajmować, prowadzi do tworzenia się prądów dryfowych (wiatrowych). Wraz z przemieszczaniem się mas wód zachodzi przemieszczanie się zasó-

bów ciepła. Zmiana intensywności przepływu prądu w stosunku do przepływu średniego (klimatycznego) prowadzi do powstania odchyłek od klimatycznego rozkładu zasobów ciepła w oceanie.

Działanie termiczne cyrkulacji atmosferycznej na powierzchnię oceanu jest regulowane poprzez prędkość wiatru oraz kierunek przepływu mas powietrza nad wodami. Wzrost prędkości wiatru przyspiesza przenos ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery, napływ powietrza chłodniejszego od wody również przyspiesza pobór ciepła z oceanu do atmosfery, proporcjonalnie do różnicy temperatury między wodą a powietrzem¹. Przepływ nad powierzchnią oceanu powietrza cieplejszego od wody ogranicza lub całkowicie likwiduje straty ciepła z powierzchni oceanu. Pobór wilgoci (pary wodnej) z powierzchni oceanu jest równoznaczny z poborem ciepła; ciepło parowania jest pobierane z powierzchni oceanu. Zwiększona lub zmniejszona w stosunku do średniej klimatycznej prędkość wiatru nad powierzchnią danego fragmentu oceanu oraz zwiększona lub zmniejszona w stosunku do średniej klimatycznej częstość adwekcji mas powietrza z danego kierunku nad danym akwenem prowadzą do powstania odchyłek zasobów ciepła w oceanie od średniej klimatycznej.

Działanie cyrkulacji atmosferycznej na powierzchnię oceanu jest tego rodzaju, że oddziaływanie dynamiczne i oddziaływanie termiczne zachodzi jednocześnie. Jednak odpowiedź oceanu na to działanie jest zróżnicowana w czasie – odpowiedź termiczna oceanu na kierunek i prędkość wiatru jest natychmiastowa (strumień ciepła do atmosfery), odpowiedź na działanie dynamiczne atmosfery (naprężenia styczne wiatru) ujawnia się ze znacznym opóźnieniem, jako deformacja pola zasobów ciepła w wodach powierzchniowych, skutkująca modyfikacjami wielkości strumieni ciepła, które przekazywane są później jako odpowiedź natychmiastowa. Podobnie natychmiastowa odpowiedź oceanu na termiczne działanie atmosfery (pobór ciepła) skutkuje zmianami zasobów ciepła w wodach, co ma później wpływ na wielkość odpowiedzi natychmiastowej.

Wystąpienie zarówno procesów adwekcyjnych związanych z przenosem prądowym, jak i poboru ciepła z powierzchni oceanu, skutkują zmianami zasobów ciepła w wodach. Manifestuje się to odchyleniem się temperatury danego fragmentu powierzchni oceanu w stosunku do średniej klimatycznej dla danego miesiąca, sezonu czy roku. Różnice między temperaturą danego fragmentu powierzchni

¹ Wielkość strumienia ciepła z oceanu do atmosfery można określić jako sumę strumieni ciepła jawnego (P; wymiana turbulencyjna) i ciepła utajonego (LE; utajone ciepło parowania). Średni miesięczny strumień ciepła jawnego z oceanu do atmosfery można oszacować jako: $P = 0,212 \cdot N \cdot (T_w - T_p) \cdot V_w$ (MJ/m²/mies), ciepła utajonego jako: $LE = 0,326 \cdot N \cdot (e_w - e) \cdot V_w$ (MJ/m²/mies), gdzie: N – liczba dni w miesiącu, T_w – miesięczna temperatura wody [°C], T_p – miesięczna temperatura powietrza [°C], e_w – wartość miesięczna prężności pary wodnej w temperaturze powierzchni oceanu [hPa], e – miesięczna wartość prężności pary wodnej [hPa], V_w – średnia miesięczna prędkość wiatru [m/s]. Temperatura powietrza, prężność pary wodnej i prędkość wiatru mierzona na średniej wysokości 10 m nad poziomem morza (Sukhovej 1977). Spotyka się w literaturze również formuły o nieznacznie różniących się od podanych tu wartościach stałych. Jak można zauważyć, analizując sens przytoczonych formuł, główną rolę w kształtowaniu strumienia ciepła z oceanu do atmosfery odgrywa temperatura powietrza i prędkość wiatru, te wartości w punkcie mogą silnie się zmieniać, wpływając ostatecznie na kształt średniej miesięcznej, gdy temperatura wody na otwartych przestrzeniach oceanicznych w czasie miesiąca ulega stosunkowo powolnym i niewielkim zmianom. Szacunki klimatycznych wartości P i LE dla Północnego Atlantyku w szerokościach umiarkowanych (45°N) wykonane przez różnych badaczy w latach 1970-2000 dają zbliżone do siebie rezultaty; w przenosie ciepła z oceanu do atmosfery główną rolę odgrywa przenos substancjalny (utajone ciepło parowania), zdecydowanie podrzędną – wymiana turbulencyjna. W skali roku stosunek P do LE na Północnym Atlantyku ma się w przybliżeniu jak 1 : 10, wypromieniowanie z powierzchni oceanu jest zbliżone pod względem wielkości do wymiany turbulencyjnej (Soskin i in. 1976).

oceanu a temperaturą klimatyczną (np. średnią miesięczną a miesięczną średnią wieloletnią) określa się mianem anomalii temperatury powierzchni oceanu (dalej, na oznaczenie temperatury powierzchni oceanu stosować się będzie skrót TPO).

Z punktu widzenia funkcjonowania NAO, najistotniejszy wpływ na powierzchnię oceanu będzie wywierała cyrkulacja działająca w okresie zimowym, który to okres można orientacyjnie określić jako czas od grudnia do marca włącznie. Wiąże się to ze zwiększonymi prędkościami wiatru w stosunku do pozostałych miesięcy roku oraz rysowaniem się szczególnie dużych różnic temperatury między powierzchnią oceanu a przepływającym nad nim powietrzem. Jednocześnie, z tych samych względów, największe natężenie osiągają i strumienie ciepła z oceanu do atmosfery². W rezultacie i wpływ oceanu na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej jest najsilniejszy w okresie zimowym. Z tego względu w dalszej części pracy autor będzie posługiwał się głównie indeksem NAO Hurrella (1995), który w syntetyczny sposób charakteryzuje warunki cyrkulacyjne panujące w okresie całej zimy.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem na procesy oceaniczne

Dotychczasowe badania wykazały, że wpływ NAO na kształtowanie szeregu cech termiki i dynamiki Północnego Atlantyku jest znaczący; wiele cech zmian klimatu Północnego Atlantyku wykazuje wyraźne i czytelne związki z fazą i natężeniem NAO.

Ze zmianami wartości i znaku wskaźników NAO wyraźnie związane są zmiany zasolenia i temperatury wody na Prądzie Labradorским i Prądzie Wschodniogrenlandzkim, natężenia konwekcji w wodach, a w rezultacie i cyrkulacji termohalinowej na Morzu Labrador i w rejonie Wielkich Ławic. Z długookresowymi zmianami wskaźnika NAO związane są również zmiany intensywności i lokalizacji centrów cyrkulacji termohalinowej na Północnym Atlantyku [Wir Grenlandzki, Morze Labrador, Morze Sargassowe] (Dickson i in. 1996).

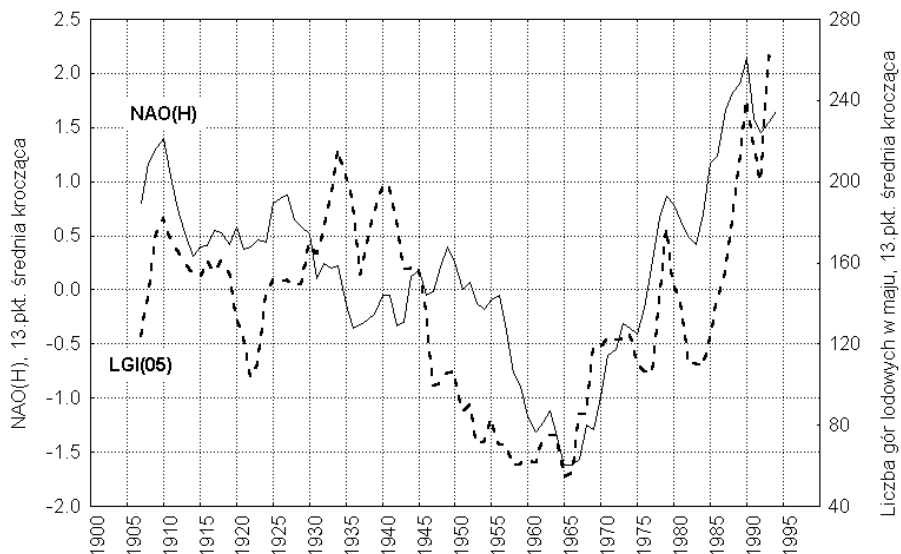
Wykazano istnienie wyraźnych związków zasięgów lodów morskich na morzach Labrador, Grenlandzkim i Barentsa z NAO (Schmith i in. 1998), uzależnienie prędkości transportu lodów morskich i gór lodowych na Prądzie Labradorским i Wschodniogrenlandzkim od natężenia i fazy NAO (patrz rys. 1). Poprzez działanie tego czynnika NAO wywiera istotny wpływ na bilans soli w NW części Północnego Atlantyku. Przykładów wykrytych związków o podobnym charakterze można by przytoczyć jeszcze wiele.

Jednak na pierwszym miejscu należy wymienić tu silny wpływ NAO na kształtowanie pola temperatury powierzchni oceanu, a w konsekwencji i rozkładu przestrzennego anomalii TPO. Wiąże się to tak z działaniem kierunków i prędkości wiatru związanych z odpowiednimi fazami NAO, jak i silnym wpływem na modyfikacje przenosu prądowego, zwłaszcza prądów Labradorskiego, Północnoatlantyckiego i Północno-Równikowego Atlantyku (Północnopasatowego).

Nie wchodząc w detale, można powiedzieć, że z dodatnią fazą NAO, dla której jest charakterystyczne wzmocnienie Wyżu Azorskiego i przesunięcie jego centrum ku środkowym i wschodnim częściom Północnego Atlantyku, przy jednoczesnym spadku ciśnienia w Niżu Islandzkim, związane jest występowanie ujemnych anomalii TPO w NW i centralnej części Północnego Atlantyku w szerokościach 50–60°N oraz w strefie pasatowej po wschodniej stronie Atlantyku. W tym ostatnim

² W szerokościach umiarkowanych (40–60°N) zimą strumienie ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery wielokrotnie przekraczają ekwiwalent cieplny wartości strumienia radiacji słonecznej dochodzącej do powierzchni oceanu w tym samym czasie.

przypadku wzrost prędkości i stałości pasatu powoduje zarówno nasilenie upwellingu przy wybrzeżach Afryki Zachodniej, jak i wzrost poboru ciepła z powierzchni wód strefy tropikalnej Atlantyku Północnego. W tym samym czasie dodatnie anomalie TPO występują w NE części Północnego Atlantyku, przy wybrzeżach NW Europy, jak i w strefie leżącej na E od wschodnich wybrzeży USA (na szerokości od nasady Florydy do Cape Cod, po długość 30°W.



Rys. 1. Liczba gór lodowych przekraczająca w maju profil kontrolny International Ice Patrol 48°N na wschód od Nowej Fundlandii (LGI(05)) a wartość wskaźnika NAO Hurrella (NAO(H)) w tym samym roku (1900-2000). Przebieg obu wartości wyrównany 13.punktową średnią kroczącą

Z ujemną fazą NAO związany jest odwrotny rozkład anomalii TPO na Północnym Atlantyku. Dodatnie anomalie pojawiają się na akwenach leżących w NW częściach oraz w centralnej części Północnego Atlantyku w szerokościach pięćdziesiątych-sześćdziesiątych oraz w strefie tropikalnej – od wybrzeży NW Afryki niemal po 55°W. Anomalie ujemne występują przy wybrzeżach NW Europy (od wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego po południowe wybrzeża Norwegii) oraz na E od wschodnich wybrzeży USA – od szerokości Cieśniny Florydzkiej po Cape Cod, niemal do Azorów.

Silnie zgeneralizowany rozkład anomalii TPO w obu, skrajnych pod względem natężenia, fazach NAO przedstawiają mapy opracowane przez Boba Dicksona z CEFAS (patrz strony www NAO Plus i NAO Minus). Tak więc dipolowej strukturze NAO jako zjawiska atmosferycznego odpowiada również dipolowy rozkład anomalii TPO na Północnym Atlantyku. O ile jednak dipol atmosferyczny NAO jest pojedynczy, w przypadku kształtowania anomalii TPO przez dipol atmosferyczny powstają dwa dipole o przeciwnych znakach w zbliżonych szerokościach po przeciwnych stronach Atlantyku, typu:

$$\begin{bmatrix} -1 \\ 1 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} 1 \\ -1 \end{bmatrix}$$

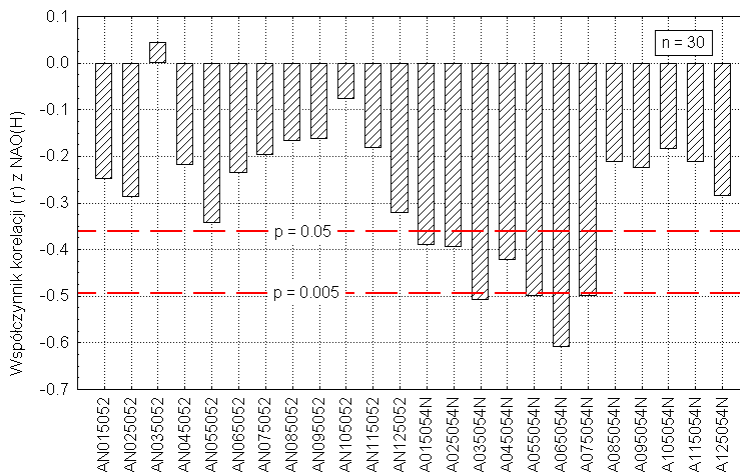
w czasie dodatniej fazy NAO. W czasie wystąpienia silnej ujemnej fazy NAO znaki stojące przed wartościami ulegają zmianie. Oznacza to, że przy zmianach faz NAO zmieniają się również południkowe gradienty temperatury w podłożu po obu stronach Północnego Atlantyku (przy występowaniu dodatniej fazy NAO następuje wzrost południkowych gradientów temperatury podłoża po zachodniej stronie Północnego Atlantyku, zmniejszenie się po stronie wschodniej, w czasie/po wystąpieniu ujemnej fazy NAO układ ten odwraca się).

Związki NAO z elementami pola temperatury powierzchni oceanu, kształtowanymi przez cyrkulację prądową deformowaną przez NAO, jaka występuje na Północnym Atlantyku nie są już takie proste, gdyż występują tu znaczące opóźnienia.

Wyniki dotychczasowych badań wskazują, że aktywność Golfstromu jest większa w okresie zim, w których występuje ujemna faza NAO (Greatbatch i Xu 1993, Nesterov 1998). Można to wiązać z częstszym występowaniem centrum wyżu subtropikalnego nad Morzem Sargassowym i wzrostem częstości wiatrów z S i SE nad obszarem strefy przylegającej do wybrzeża kontynentu Ameryki Północnej od Wielkich Antyli po Cape Hatteras. Przyspiesza to prędkość przepływu wód Prądu Antylskiego, Florydzkiego i Golfstromu oraz zmniejsza straty ciepła z wód Golfstromu (napływ powietrza cieplejszego od wody). Jednak analiza korelacyjna wykazuje, że aktywność Golfstromu, mimo że posiada związek z ujemną fazą NAO w tym samym roku, szczególnie silnie rośnie w następnym roku (styczeń do lipca) po zimie, w której wystąpiła silna dodatnia faza NAO. W okresie od stycznia do lipca przepływ Golfstromu wtedy rośnie i prowadzi on wody o wyższej temperaturze. Następuje w tym przypadku zwiększona adwekcyjna dostawa ciepła z niższych szerokości w szerokości umiarkowane zachodniej części Północnego Atlantyku. Oznacza to, że dla wystąpienia szczególnie silnego dopływu ciepła wnoszonego przez Golfstrom w szerokości umiarkowane musi nastąpić w przebiegu NAO ściśle określona kolejność zdarzeń – w pierwszym roku musi wystąpić silna dodatnia faza NAO, w drugim – silna lub umiarkowanie silna ujemna faza NAO.

Aktywność Prądu Labradorskiego również osiąga maksimum w następnym roku po wystąpieniu dodatniej fazy NAO, czyli z opóźnieniem 9-15. miesięcznym. Oznacza to, że niezależnie od występujących w tym samym roku co dodatnia faza NAO, anomalii wychłodzeniowych na Morzu Labrador i na akwenach leżących na N od delty Golfstromu oraz na centralnych partiach Północnego Atlantyku w szerokościach 50–60°N, w następnym roku po wystąpieniu silnej dodatniej fazy NAO pojawiają się ponownie na Morzu Labrador znaczne anomalie ujemne TPO (rys. 2 i 3). Silny strumień wód Prądu Labradorskiego sięgnie w następnym roku po silnej dodatniej fazie NAO dalej na południe. Działanie tego czynnika ma doniosłe skutki.

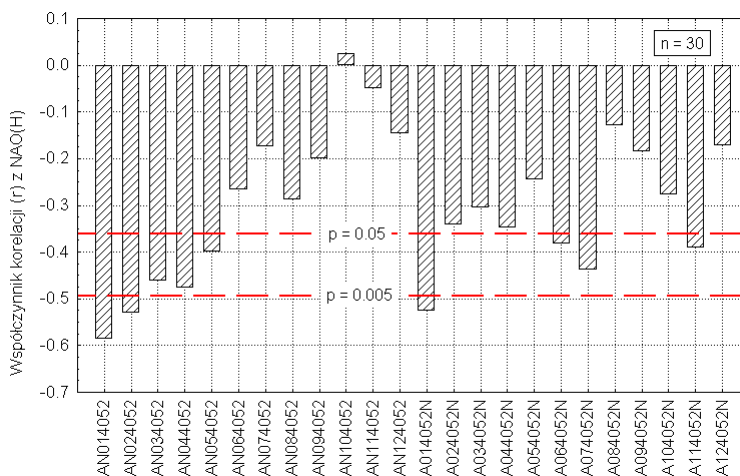
Po pierwsze, wody Prądu Labradorskiego wciskają się na szelf północnoamerykański, sięgając tam daleko na południe i powodują „odepchnięcie” wód Golfstromu bardziej na wschód, niż to obserwuje się przeciętnie. Po drugie, dochodzi do zdecydowanego przesunięcia się frontu hydrologicznego między zimnymi wodami subarktycznymi (Prądu Labradorskiego) a wodami tropikalnymi na południe. Będzie on „spychał” ciepłe wody z delty Golfstromu dalej na południe. W rezultacie, większa niż przeciętnie ilość wód Golfstromu, bifurkujących w delcie Golfstromu zostaje skierowana do NE części Morza Sargassowego, przyczyniając się do zwiększenia tam zasobów ciepła w wodach. Tworzy się rozległa dodatnia anomalia TPO w szerokościach subtropikalnych po zachodniej stronie Północnego Atlantyku (rejon 60–35°W, 40–30°N). Po trzecie, chłodne wody Prądu Labradorskiego zostają „wleczone” wzdłuż północnej granicy Prądu Północnoatlantyckiego na wschód, przyczyniając się do



Rys. 2. Związek między wartością wskaźnika NAO Hurrella a aktywnością Prądu Labradorskiego (1971-2001).

Korelogram przedstawia wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem NAO Hurrella w roku r a miesięcznymi anomaliami TPO w gridzie $2 \times 2^\circ$ z centrum o współrzędnych 52°N , 50°W (Morze Labrador na NE od Nowej Fundlandii) w kolejnych miesiącach roku r i $r+1$. Im większa aktywność Prądu Labradorskiego, tym silniejsze są na tym akwenie ujemne anomalie TPO. Zauważa się wzrost siły związku w maju tego samego roku (nie przekraczający jednak progu istotności statystycznej) i występujący z dużym opóźnieniem, trwający od stycznia do lipca następnego roku okres silnych i istotnych statystycznie związków.

Lokalizacja gridów – patrz rys. 5



Rys. 3. Związki między wartością wskaźnika NAO Hurrella a temperaturą powierzchni oceanu w gridzie $2 \times 2^\circ$ z centrum o współrzędnych 52°N , 40°W (akwen na N od delty Golfstromu) w kolejnych miesiącach tego samego co wskaźnik NAO roku oraz kolejnych miesiącach następnego roku.

Zauważa się występowanie silnych i istotnych ujemnych korelacji między wskaźnikiem NAO w początku roku (od stycznia do maja), stanowiących efekt wychłodzenia powierzchni oceanu w okresie zimowym przez nasilony w czasie dodatniej fazy NAO wypływ nad ocean powietrza z NW–N oraz występowanie opóźnionych korelacji (styczeń, czerwiec–lipiec, listopad), stanowiących efekt opóźnionego rozprzestrzeniania się na wschód wychłodzonych wód Prądu Labradorskiego

powstawania silnych i trwałych ujemnych anomalii TPO w strefie szerokości pięćdziesiątych (od akwenów na N od delty Golfstromu do środkowych partii Północnego Atlantyku). Do konsekwencji działania tego mechanizmu wróci się w dalszej części pracy.

Z fazami NAO związana jest również aktywność Prądu Północnoatlantyckiego. W czasie dodatniej fazy NAO rośnie nie tylko prędkość tego prądu, ale również natężenie przenosu ekmanowskiego skierowanego na S–SE³. W rezultacie mniejsza ilość wód dociera do Bramy Farero-Szetlandzkiej i ilość ciepłych i silnie zasolonych wód atlantyckich, zasilających Prąd Norweski się zmniejsza. Jednocześnie na Prądzie Norweskim pojawia się w czasie dodatniej fazy NAO dodatnia anomalia TPO, gdyż przy napływie nad ten akwen cieplejszego od wody powietrza z niższych szerokości pobór ciepła z wód ulega zmniejszeniu (anomalia quasi-ociepleniowa). Po wystąpieniu ujemnej fazy NAO wzrasta zasolenie i temperatura wód przepływających przez Bramę Farero-Szetlandzką, więcej wód atlantyckich trafia do Prądu Norweskiego, jednak pobór ciepła z powierzchni wód Morza Norweskiego wzrasta i powstają tam ujemne anomalie TPO.

Te procesy przenosu ciepła, masy wód i soli, wyraźnie powiązane z NAO, funkcjonujące między Prądem Północnoatlantyckim, przepływem wód przez Bramę Farero-Szetlandzką i przepływem Prądu Norweskiego wywierają ze zróżnicowanym opóźnieniem skutki dla klimatu oceanu i atmosfery Arktyki.

Wzrost przenosu ekmanowskiego na Prądzie Północnoatlantyckim skutkuje również nasileniem podnoszenia się wód głębinowych w rejonie centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku (rejon 54–58°N, 26–38°W), co znajduje dalsze odbicie w kształtowaniu głębokości do termokliny, a tym samym określa zasoby ciepła w wodach tego akwenu. Jednak występujące w tym procesie opóźnienia są już kilkuletnie, jeśli nie kilkunastoletnie; dopiero kilka następujących bezpośrednio po sobie lub z niewielkimi przerwami epizodów silnej dodatniej lub silnej ujemnej fazy NAO może dać wyraźniejszy skutek.

Można dalej zwrócić uwagę na skutki odpowiednich faz NAO dla kształtowania opóźnień w polu TPO w strefie tropikalnej Atlantyku Północnego; te wiążą się z nasileniem (dodatnia faza NAO) i osłabieniem (ujemna faza NAO) pasatów w strefie od wybrzeży NW Afryki po 50–55°W. Osłabienie pasatów pociąga za sobą zmniejszenie poboru ciepła z wód oraz zmniejszenie prędkości Północno-Równikowego Prądu Atlantyku. W rezultacie wody przemieszczając się wolniej akumulują, nim zostaną włączone w cyrkulację Prądu Antylskiego, większą ilość ciepła. Wzmocnienie pasatów pociąga za sobą, wspomniany już wcześniej, wzrost natężenia upwellingu przy wybrzeżach NW Afryki oraz wzrost poboru ciepła z wód, co łącznie prowadzi do obniżenia ich temperatury. Jednocześnie powodują przyspieszenie Północno-Równikowego Prądu Atlantyku, co skutkuje tym, że wody te krócej akumulują ciepło w strefie zwrotnikowej nim zostaną włączone w cyrkulację Prądu Antylskiego.

³ Przenos ekmanowski (od nazwiska V.W. Ekmana). Prąd na powierzchni wody generowany przez wiatr odchyła się o 45° w prawo (na N półkuli, na S półkuli o 45° w lewo), w stosunku do kierunku działania generującego go wiatru. Prędkość takiego prądu w przybliżeniu jest równa 0.02 prędkości wiatru. Wraz ze wzrostem głębokości prędkość prądu maleje, a jego kierunek odchyła się coraz bardziej w prawo, tak, że tuż nad granicą warstwy tarcia (tam gdzie V prądu = 0) kierunek prądu jest odwrotny niż na powierzchni (patrz: spirala logarytmiczna Ekmana). Scałkowane od powierzchni do granicy warstwy tarcia wektory prądu dają wypadkowy ruch wody w warstwie objętej działaniem prądu skierowany prostopadle w prawo (na półkuli N, na lewo na półkuli S) w stosunku do kierunku działania wiatru nad wodą. Szerzej - patrz dowolny podręcznik oceanografii.

Ponieważ głównym źródłem zasilania w ciepło wód strefy umiarkowanej Północnego Atlantyku jest Golfstrom, ten zaś powstaje w rezultacie połączenia się wód Prądu Florydzkiego z Prądem Antylskim, staje się jasne, że poprzez skomplikowany i znacznie poprzesuwany w czasie łańcuch kolejno za sobą następujących zdarzeń, cyrkulacja atmosferyczna związana z Oscylacją Północnego Atlantyku wywiera również wpływ na wielkość transferu ciepła z atlantyckich tropików w szerokości umiarkowane Północnego Atlantyku.

Jak można zauważyć z przedstawionych w daleko uproszczony sposób przykładów, NAO wywiera skutki termiczne wykazujące przesunięcia czasowe w całym kręgu cyrkulacji antycyklonalnej wód Atlantyku Północnego. Podobnie, silnie wpływa na zasoby ciepła w wodach, które biorą udział w kręgu cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku.

Na obszarze Atlantyku Północnego, w kształtowaniu anomalii TPO przez NAO rysują się trzy lub cztery charakterystyczne skale oddziaływań czasowych. Jako pierwsze wymienić trzeba te o skali sezonu-roku, związane z termicznym oddziaływaniem charakteru cyrkulacji atmosferycznej, występującej w danym okresie zimowym. Są to anomalie występujące synchronicznie z okresem, dla którego oblicza się wskaźnik NAO (grudzień-marzec) lub/i występujące w następnych miesiącach tego samego roku. Druga charakterystyczna skala czasowa to związki występujące z opóźnieniem rocznym – półtorarocznym, związana z występującymi opóźnieniami prądowymi (na pojedynczych prądach). Trzecia skala czasowa to skala kilkuletnia – o okresie 6-10 lat, z maksimum lokującym się w granicach 7-9 lat. Ta moda związana jest z czasem funkcjonowania opóźnień w kręgach cyrkulacyjnych wód, czyli systemach prądów (przykładowo – ruch anomalii TPO na linii przenosu od Prądu Florydzkiego/Golfstromu do rejonu podejścia wód Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej trwa około 8 lat (patrz: Sutton i Allen 1997). Ostatnia, czwarta moda, której istnienia, wobec braku wystarczająco długich, jednorodnych w sensie klimatologicznym, ciągów danych o rozkładach TPO jeszcze nie udowodniono w sposób bezsporny, choć prawdopodobieństwo jej występowania jest bardzo wysokie, może mieć okres kilkudziesięcioletni. Wiąże się ona z tworzeniem się i zanikiem głównych centrów konwekcji na Północnym Atlantyku, stanowiących „ogniska” wymiany ciepła w systemie ocean – atmosfera i jednocześnie centra formowania się silnie wychłodzonych wód głębinowych Północnego Atlantyku (NADW; Wir Grenlandzki, Morze Labrador, ... ?), czyli z regulacją natężenia cyrkulacji termohalinowej. Wyniki dotychczasowych badań modelowych zdają się wskazywać, że najbardziej prawdopodobnym okresem, w którym mieścić się może zmienność określona przez te oddziaływania jest okres od 32 lat (Visbeck, Cullen i in., 1998) do siedemdziesięciu – ponad siedemdziesięciu lat (Delworth i Mann 2000, Greatbatch 2000).

Ogólnie, między znakami i wartościami anomalii TPO występującymi na konkretnych akwenach zachodzą często korelacje na tyle silne i wyraźne, że przekraczają próg istotności statystycznej. Korelacje te są zarówno korelacjami synchronicznymi, jak i asynchronicznymi. Korelacjami synchronicznymi będzie się nazywać dalej zarówno synchroniczne *sensu stricto*, obejmujące te same miesiące, w których liczy się zimowy wskaźnik NAO Hurrella, jak i *sensu lato* - występujące w innych miesiącach tego samego roku (r), dla którego został obliczony wskaźnik NAO. Mianem korelacjami asynchronicznych będzie się określać korelacje zachodzące między wskaźnikami NAO występującymi w latach poprzednich (roku $r-3$ (trzy lata wcześniej), $r-2$ (dwa lata wcześniej), $r-1$ (rok wcześniej)) a anomaliami TPO z roku r . Jeśli porówna się ze sobą częstość występowania i wartości współ-

czynników korelacji synchronicznych i asynchronicznych przekraczających próg istotności statystycznej ($p < 0.05$) na akwenach Północnego Atlantyku to zauważyć można, że najsilniejsze i najczęściej występujące są korelacje asynchroniczne, które zachodzą między wskaźnikiem NAO Hurrella z poprzedniego roku ($NAO(H)r-1$) a anomaliami TPO z miesiący danego roku (r). Na drugim miejscu, pod względem częstości występowania i siły związku lokują się korelacje synchroniczne. Wskazuje to wyraźnie, że obserwowany w danym momencie rozkład anomalii TPO w głównej mierze związany jest z przebiegiem zmienności wskaźnika NAO w poprzedzającym i tym samym roku, w którym obserwuje się anomalie.

Wpływ stanu termicznego Północnego Atlantyku na cyrkulację atmosferyczną

Wpływ stanu termicznego oceanu na kształtowanie się cyrkulacji atmosferycznej wymaga również nieco bardziej obszernego objaśnienia.

Tam gdzie występują dodatnie anomalie TPO, zasób ciepła w wodach jest większy od średniego klimatycznego zasobu ciepła, a na akwenach, na których występują anomalie ujemne – zasób ciepła w wodach jest mniejszy od średniego wieloletniego. Jest sprawą oczywistą, że te akweny, które posiadają zwiększone w stosunku do normy klimatycznej zasoby ciepła, w sprzyjających warunkach, mogą przekazać większe ilości ciepła do atmosfery (i odwrotnie). W rezultacie, nad dodatnimi anomaliami TPO powietrze będzie nagrzewać się nieco silniej i przez dłuższy czas, nad anomaliami ujemnymi proces ogrzewania powietrza będzie zredukowany w stosunku do wartości średniej klimatycznej dla danego miesiąca, sezonu czy roku. Dotychczasowe badania wykazują, że oddziaływanie termiczne bardziej rozległych anomalii TPO sięga co najmniej do środkowej troposfery (Golubev 1975 i szereg prac różnych autorów). Rysuje się pytanie – jakie skutki dla cyrkulacji atmosferycznej stanowić może zwiększony lub zmniejszony w stosunku do normy przekaz ciepła (strumień ciepła) z oceanu do atmosfery?

W przypadku Północnego Atlantyku, w szerokościach 35–60°, rozpatrywane anomalie TPO znajdują się pod strefą przenosu zachodniego w atmosferze. Ogrzewające się nad obszarem dodatniej anomalii TPO powietrze silniej niż w jej otoczeniu zwiększa swoją objętość co skutkuje wzrostem wysokości geopotencjału nad- i na wschód od obszaru występowania anomalii. Jednocześnie, jeśli w otoczeniu dodatniej anomalii TPO występują akweny o zasobach ciepła zbliżonych do średniej klimatycznej, w rejonie termicznego oddziaływania anomalii pojawiają się zwiększone w stosunku do średnich klimatycznych poziome gradienty termiczne w środkowej troposferze. Szczególnie duże wzrosty poziomych gradientów termicznych w atmosferze następować będą wtedy, jeśli ze sobą sąsiadować będą, lub znajdować się będą blisko siebie, anomalie TPO o odmiennych znakach.

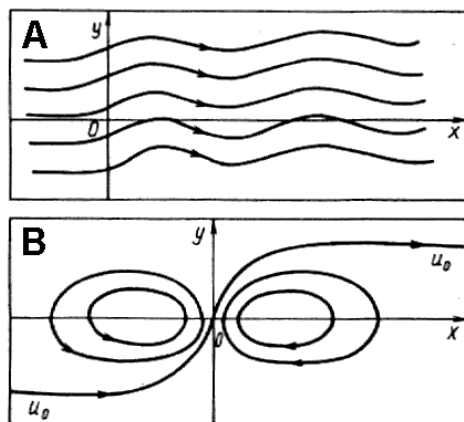
Powszechnie wiadomo, że proces stabilizacji lub destabilizacji fal długich (fal Rossby'ego, fal górnej planetarnej strefy frontalnej) w środkowej troposferze uzależniony jest od występujących tam międzyszerokościowych gradientów termicznych⁴. Również liczba falowa (długość i amplituda) stabilizowanych lub przekształcanych fal uzależniona jest od tych gradientów.

Występujące na powierzchni oceanu anomalie TPO stanowią astrefowe źródła ciepła diabatyckiego („nieadiabatyckiego”) dla atmosfery. Wystąpienie tego źródła ciepła zmienia zarówno między-

⁴ Patrz dowolny, bardziej zaawansowany, podręcznik meteorologii czy meteorologii synoptycznej.

szerokościowe gradienty termiczne, jak i wprowadza nowe – wcześniej nie istniejące w obrazie średnim klimatycznym – „długościowe”, czyli zorientowane wzdłuż południków, gradienty termiczne. Te ostatnie stanowią przyczynę wystąpienia składowej południkowej ruchu powietrza w potoku strefowym.

Wpływ pojedynczych dodatnich i ujemnych anomalii TPO, jako źródeł ciepła i „chłodu”, na kształt i zachowanie się fal długich był badany wielokrotnie. Z badań tych wynika, że wzmożony strumień ciepła do atmosfery, występujący nad masywnymi dodatnimi anomaliami TPO, powoduje wystąpienie nad i za anomalią stacjonarnych fal długich. Badania analityczne i eksperymentalne Neteby (1988) wykazały, że w zależności od stosunku między charakterystyczną prędkością potoku strefowego (u_0) a składową południkową ruchu potoku, indukowaną przez istnienie anomalii TPO (v_k), dochodzi do wystąpienia dwóch rodzajów zaburzeń przepływu. Jeśli spełniony jest warunek $u_0 \gg v_k$ dochodzi do tworzenia się zaburzeń falowych o charakterze fal stacjonarnych o długości $l = u_0/v_0$ (gdzie: v_0 – charakterystyczna częstotliwość fal). W tym przypadku zaburzenia falowe mogą rozprzestrzeniać się na znaczne odległości wzdłuż potoku strefowego od miejsca, w którym doszło do pierwotnego zaburzenia przepływu. Jeśli natomiast istnienie anomalii TPO generuje warunek $u_0 \ll v_k$, zamiast zaburzeń falowych pojawia się przekształcenie potoku strefowego w dwie zamknięte struktury cyrkulacyjne typu „cyklon” i „antycyklon”, przy czym „cyklon” występuje po zachodniej stronie anomalii i na zachód od anomalii TPO, „antycyklon” nad wschodnią częścią i na wschód od anomalii TPO (patrz rys. 4). Ten przypadek odpowiada zaistnieniu sytuacji blokady przenosu zachodniego. Szacunki dokonane przez Netebę (1988) wykazują, że istnienie dodatniej anomalii TPO, która na całej powierzchni ma temperaturę 2°C wyższą od średniej klimatycznej i o średnicy 1000 km może po 10 dniach doprowadzić do wystąpienia blokady na przestrzeni 2000 km.



Rys. 4. Wpływ pojedynczej dodatniej anomalii TPO na modyfikację cyrkulacji atmosferycznej (modyfikację charakteru strumienia przenosu strefowego) według Neteby (1988).

A – przypadek, gdy prędkość strumienia strefowego przed anomalią jest znacznie większa od generowanej przez anomalię składowej południkowej ruchu. Nad/za anomalią dochodzi do wykształcenia się fal stojących, rozciągających się na pewną odległość za anomalią. B – przypadek, gdy prędkość składowej południkowej, generowanej przez anomalię TPO, jest znacznie większa od prędkości potoku strefowego. Powstaje sytuacja blokadowa – na wschód od anomalii tworzy się wir antycyklonalny, na zachód – wir cyklonalny (dipol struktur wirowych). Centrum dodatniej anomalii temperatury powierzchni oceanu na schematach występuje w punkcie oznaczonym "O"

Zbliżone lub bardzo bliskie do prac Netreby wyniki w ocenie wpływu masywnych i długotrwałych źródeł ciepła znajdujących się na powierzchni oceanu na cyrkulację atmosferyczną dają i inne prace, zarówno o charakterze empirycznym (np. Namias 1969, Ugyumov i Kupyanskaya 1975, Prosekina i Ugyumov 1975, Ugyumov 1981) jak i modelowym (np. Savčenko i Nagurnyj 1987, Goodman i Marshall 1999).

Wpływ anomalii TPO na cyrkulację atmosferyczną wyraża się więc w modyfikowaniu przenosu strefowego – występujące anomalie wprowadzają nad/za sobą zmianę liczby falowej i/lub stabilizację fal długich, rzadziej – prowadzą do wystąpienia blokady przenosu strefowego. Nad/za anomaliami dodatnimi można oczekiwać zwiększonej częstości występowania górnych klinów, nad/za anomaliami ujemnymi – górnych zatok.

Procesy funkcjonujące w środkowej troposferze mają swoje, ogólnie znane, przeniesienia na charakter cyrkulacji dolnej (patrz dowolny podręcznik meteorologii synoptycznej). Z występowaniem stref granicznych górnych klinów i górnych zatok związane jest występowanie dolnych układów cyrkulacyjnych – po zachodniej stronie górnego klina/wsходniej stronie górnej zatoki, ze względu na zwiększoną baroklinowość i dodatnią wirowość, obserwuje się zwiększenie cyklonogenezy i przemieszczanie się powstałych układów niżowych w kierunku wierzchołka klina, po wsходniej stronie górnego klina tworzy się antycyklon. Z charakterem cyrkulacji dolnej związane są zarówno kierunki adwekcji mas powietrza, jak i częstotliwość występowania adwekcji, co przekłada się na kształtowanie wartości elementów meteorologicznych nad jakimś obszarem w dłuższym okresie, na przykład miesiącu czy sezonie.

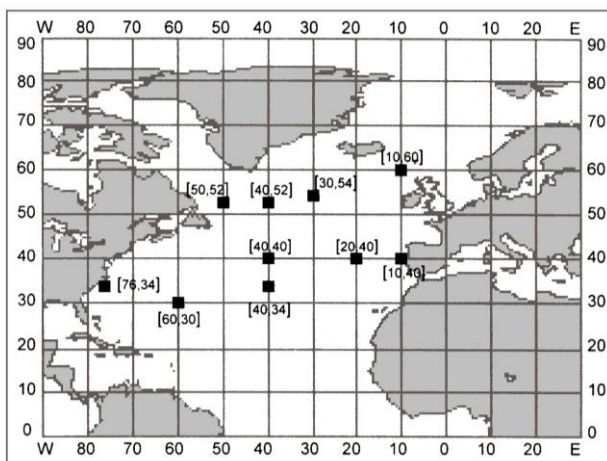
Kluczową rolę w kształtowaniu warunków obokległych obszarów przez cyrkulację atmosferyczną modyfikowaną przez występujące na powierzchni oceanu anomalie TPO będzie miała jednak lokalizacja anomalii, czyli ich rozkład przestrzenny. Stabilizacja fali o danej liczbie falowej (np. 5) da zupełnie odmienne efekty klimatyczne dla danego obszaru, gdy znajdzie się on w pobliżu zachodniego skraju górnego klina, niż po jego wsходniej stronie. Ten prosty czynnik natury geograficznej – lokalizacja występującej anomalii TPO, był w dotychczasowych badaniach przeważnie ignorowany.

Można więc twierdzić, że mechanizm oddziaływania oceanu na cyrkulację atmosferyczną polega na modyfikowaniu cyrkulacji atmosferycznej w skali synoptycznej. W przypadku występowania rozkładu pola temperatury powierzchni oceanu odpowiadającego stanowi średniemu (klimatycznemu), należy również oczekiwać rozwoju procesów modyfikacji, dających na wyjściu, po uśrednieniu, przebieg cyrkulacji odpowiadającej stanowi klimatycznemu. Występowanie anomalii TPO na powierzchni oceanu stanowi przejaw lokalnych odchyłeń zasobów ciepła od stanu średniego. Istnienie anomalii wprowadza do cyrkulacji atmosferycznej modyfikacje, polegające na generowaniu struktury i rozmieszczenia procesów synoptycznych odbiegających od średniej.

Stan termiczny powierzchni oceanu ulega nieprzerwanym procesom ewolucji. Analiza pola temperatury powierzchni oceanu wykazuje, że TPO zmienia się od jednego stanu krańcowego, jaki tworzy się po okresie wychładzania zimowego powierzchni oceanu (marzec-maj), do drugiego, który formuje się po okresie nagrzewania letniego (sierpień-październik). Anomalie „po-letnie” (sierpień-październik), powstałe w wyniku odbiegających od przeciętnych wartości dopływu radiacji do powierzchni oceanu wykazują mniejszą trwałość, niż anomalie powstałe w okresie zimowego wychładzania. Największą trwałość wykazują anomalie związane z przenosem prądowym (adwekcyjne),

gdyż zazwyczaj obejmują grubą warstwę wód powierzchniowych. Często dochodzi do sytuacji rozwoju anomalii dodatniej na warstwie wód chłodniejszych od normy klimatycznej (mniejsza głębokość do termokliny letniej). Takie anomalie stosunkowo szybko, w przeciągu 2-3 miesięcy zanikają i po upływie czasu ich trwania ponownie ujawniają się na powierzchni oceanu przetrwałe, „zamaskowane” anomalie ujemne. Większość anomalii TPO charakteryzuje się jednak znacznym czasem trwania, rzędu kilku miesięcy do ponad roku.

Przedstawione fakty wskazują, że między występowaniem anomalii TPO na powierzchni Północnego Atlantyku a zimowym charakterem cyrkulacji, opisanym przez wskaźnik NAO Hurrella, powinny zachodzić związki. Przeprowadzona analiza związków między anomaliami TPO występującymi w kolejnych miesiącach danego roku w tzw. „gridach kontrolnych”⁵ (patrz rys. 5) a wskaźnikiem NAO, jaki wystąpił w roku następnym, wykazała istnienie korelacji istotnych statystycznie. Korelacje te występują w przypadku kilku tylko akwenów i tylko w wybranych miesiącach. (Przykłady korelogramów przedstawiają rysunki 6 i 7).



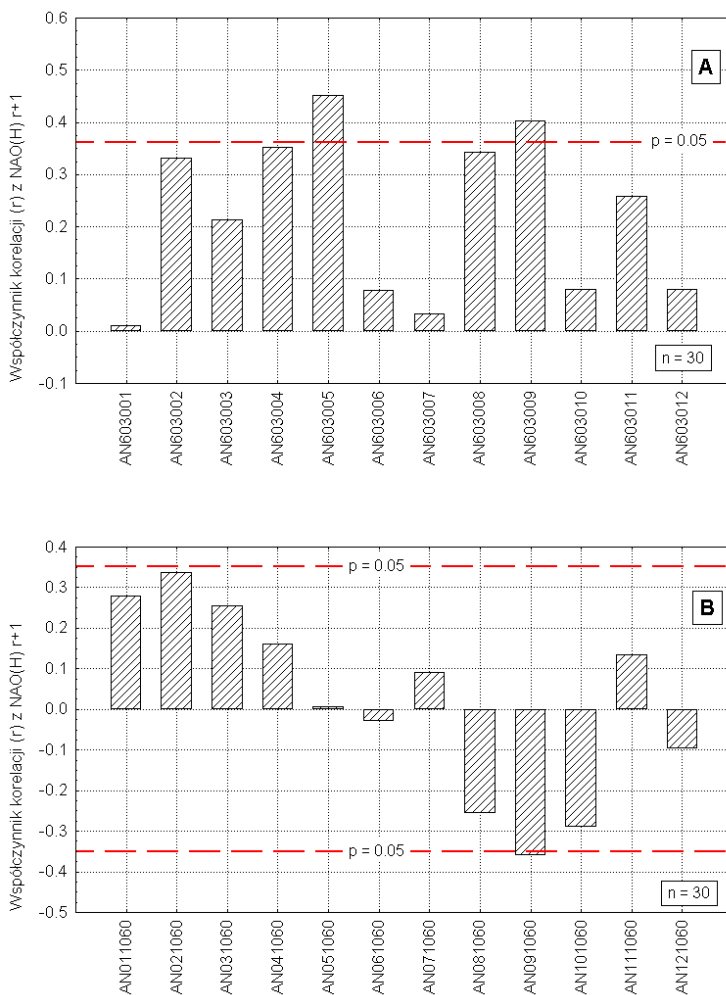
Rys. 5. Rozmieszczenie gridów kontrolnych na Północnym Atlantyku.

Oznaczenia w nawiasach kwadratowych określają współrzędne położenia centrum danego gridu – dwie cyfry przed przecinkiem – długość geograficzna, dwie cyfry po przecinku – szerokość geograficzna w stopniach. Przykładowo zapis [76,34] oznacza, że punkt centralny gridu ma współrzędne 76°W, 34°N. Procedura wyznaczenia gridów kontrolnych oraz ich charakterystyka – patrz praca autora (Marsz 2001a i b)

Korelacje wyraźnie grupują się w dwu okresach – marcu-maju oraz sierpniu i wrześniu, czyli w okresach przelomowych kształtowania pola temperatury powierzchni oceanu. Dalsza analiza wykazała, że znacznie bardziej czytelne związki ze wskaźnikiem NAO jaki wystąpi w następnym roku,

⁵ Gridy kontrolne są to wybrane w specjalnej procedurze statystycznej powierzchni o rozmiarach 2 x 2°, których stan termiczny charakteryzuje zasób ciepła znacznie większych akwenów – szerzej na ten temat – patrz praca autora (Marsz 2001b), Położenie gridów kontrolnych oznaczane jest przez podanie współrzędnych geograficznych ich centralnego punktu.

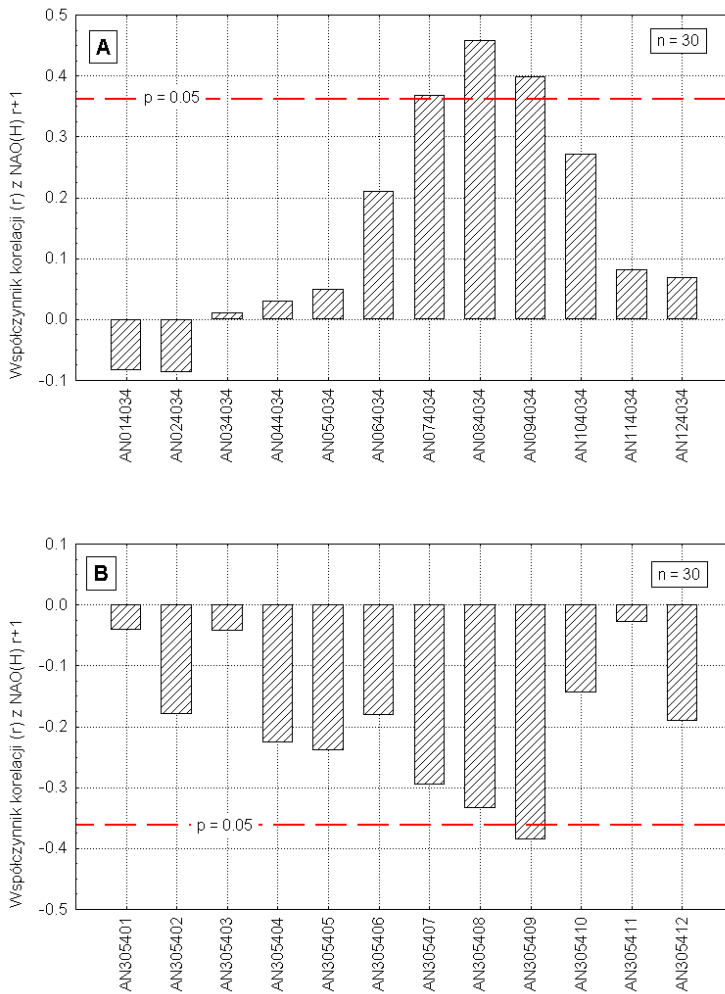
uzyskuje się nie z surowymi wartościami anomalii TPO, ale z wartościami charakteryzującymi południkowe gradienty na powierzchni oceanu oraz z różnicami wartości anomalii TPO w tych samych gridach między różnymi miesiącami. Te ostatnie wartości informują czy na danym akwenie zasoby ciepła rosną, czy też maleją w funkcji czasu. Przeprowadzona analiza korelacji i regresji pozwoliła na określenie akwenów, na których zachodzące zmiany termiczne mają decydujące znaczenie dla kształtowania charakteru zimowej cyrkulacji atmosferycznej nad Północnym Atlantykiem.



Rys. 6. Korelacje między anomaliami TPO występującymi w kolejnych miesiącach danego roku (r) a wartością wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku (w okresie zimy roku $r+1$)

A – korelacje między miesięcznymi anomaliami TPO z roku r w gridzie [60,30] (Morze Sargassowe) a wskaźnikiem NAO w roku $r+1$.

B – korelacje między miesięcznymi anomaliami TPO z roku r w gridzie [10,60] (podejście wód Prądu Północnoatlantyckiego do Bramy Farero-Szetlandzkiej; akwen na NW od Szkocji) a wskaźnikiem NAO w roku $r+1$ (anomalie TPO z lat 1970-2000, wskaźniki NAO z lat 1971-2001, lokalizacja wymienionych gridów kontrolnych – patrz rys. 5)

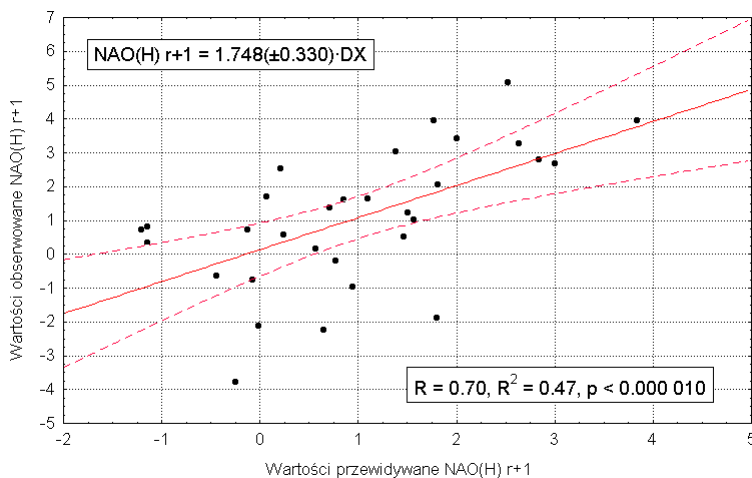


Rys. 7. Korelacje między anomaliami TPO występującymi w kolejnych miesiącach danego roku (r) a wartością wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku (w okresie zimy roku $r+1$)

- A – korelacje między miesięcznymi anomaliami TPO z roku r w gridzie [40,34] (akwen na SE od wschodniej części delty Golfstromu; wody subtropikalne) a wskaźnikiem NAO w roku $r+1$.
- B – korelacje między miesięcznymi anomaliami TPO z roku r w gridzie [30,54] (akwen leżący w centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku; wody strefy umiarkowanej na N od Prądu Północnoatlantyckiego) a wskaźnikiem NAO w roku $r+1$ (anomalie TPO z lat 1970-2000, wskaźniki NAO z lat 1971-2001, lokalizacja wymienionych gridów kontrolnych – patrz rys. 5)

Decydujące znaczenie dla kształtowania wartości wskaźnika NAO, jaki wystąpi w okresie nadchodzącej zimy ma średnia z okresu sierpień-październik różnica wartości anomalii między akwenem leżącym na południe od delty Golfstromu (grid $2 \times 2^\circ$ z centrum o współrzędnych: 34°N , 40°W) a centrum cyrkulacji cyklonalnej Północnego Atlantyku (grid, którego centrum ma współrzędne 54°N , 30°W). Zmienność tej jednej wartości (oznaczonej na rysunku 8 jako DX) objaśnia około połowy (~47%) zmienności mającego wystąpić wskaźnika NAO. Im wewnątrz kręgu cyrkulacji cyklonalnej

Północnego Atlantyku woda będzie chłodniejsza od normy klimatycznej, a na akwenach leżących na południe od delty Golfstromu cieplejsza, tym większa będzie wartość wskaźnika NAO, a więc i większe natężenie osiągnie cyrkulacja strefowa.



Rys. 8. Wartości obserwowane wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku ($r+1$) a wartości przewidywane wskaźnika NAO Hurrella w roku $r+1$ z wartości średniej różnicy anomalii TPO między gridami [40,34] a [30,54] z okresu sierpień–październik roku r (zmienna DX)

Opisany stan wskazuje, że dla wystąpienia zimą silnego przenosu strefowego, muszą w końcu lata w wodach centralnej części Północnego Atlantyku występować zwiększone w stosunku do normy klimatycznej południkowe gradienty temperatury. W takich warunkach nad Północnym Atlantykiem będzie dochodziło do odtwarzania się fali o dużej długości ($n = 4$) i niewielkiej amplitudzie. Odpowiada to, po uśrednieniu przebiegów fal, występowaniu makroformy WZ i WM1 według klasyfikacji Wangengejma-Girsa, jednak o osi górnej zatoki usytuowanej na $60^\circ W$ i osi górnego klina na $30^\circ W$. Układy niżowe tworzyć się będą głównie na wschód od wybrzeża USA i kierować w stronę Islandii. W rejonie Islandii układy te będą stagnować i wypełniać się. Da to, po uśrednieniu pola ciśnienia, obraz głębokiego i rozbudowanego Niżu Islandzkiego. Jednocześnie, po wschodniej stronie górnego klina występować będzie dolny wysoki antycyklon, sięgający dość daleko na wschód⁶.

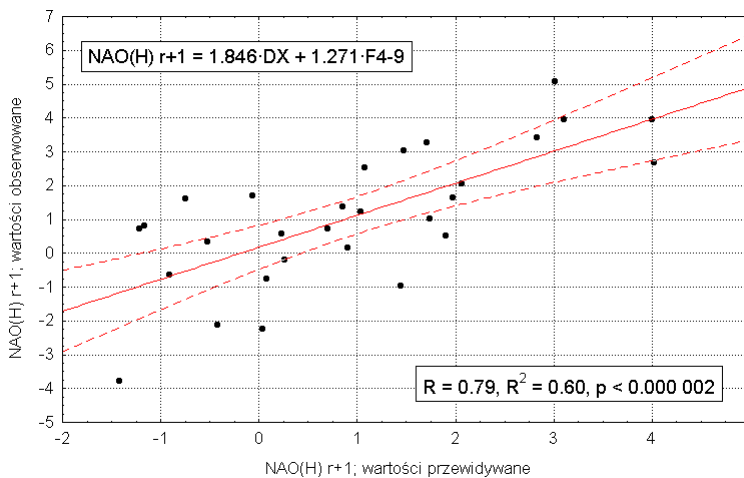
Przy odwrótnym rozkładzie anomalii, międzystrefowe gradienty temperatury w środkowej części Atlantyku zmniejszą, akweny na północy (w szerokościach $50\text{--}58^\circ N$ na długości $26\text{--}40^\circ W$) staną się cieplejsze niż przeciętnie. Nad Północnym Atlantykiem częściej niż przeciętnie rozwijać się będzie

⁶ Należy mieć na uwadze to, że fale o liczbie falowej równej 4 są falami retrogradującymi (przemieszczającymi się powoli ze wschodu na zachód). Opisany przez takie ukształtowanie przestrzennego rozkładu anomalii TPO (zmienna DX) stanowi przyczynę przesunięcia się osi fali fali na zachód i zwiększenia częstości jej stabilizacji w tym położeniu w stosunku do schematu makroformy W stanowiącego ilustrację w licznych pracach Girsa.

górnym klinem o dużej amplitudzie, z osią lokującą się w przybliżeniu wzdłuż południka 40–30°W. Odpowiada to wystąpieniu form (procesów) EZ i EM2 według klasyfikacji Wangengejma-Girsa.

Jednak o tym czy nad całym Północnym Atlantykiem zachodzić będzie niezakłócona cyrkulacja strefowa czy też któraś z odmian cyrkulacji południkowej, decyduje również stan termiczny i innych akwenów. Dwa najważniejsze z nich to akwen leżący na W–NW od Szkocji (charakteryzowany przez grid 60°N, 10°W) oraz akwen leżący na wschód od Prądu Labradorskiego (grid o współrzędnych centrum 52°N, 50°W). Oba te akweny leżą w dość wysokich szerokościach geograficznych.

Przez pierwszy z tych akwenów przechodzą wody Prądu Północnoatlantyckiego, kierujące się w stronę Bramy Farero-Szetlandzkiej, po przepłynięciu której wejdą w cyrkulację Prądu Norweskiego, drugi znajduje się na wschód od chłodnego Prądu Labradorskiego. Na tych akwenach istotne są różnice między anomaliami TPO; na Prądzie Labradorским między majem a lipcem (zmienna PL5-7), na podejściu wód do Bramy Farero-Szetlandzkiej między kwietniem a wrześniem (zmienna F4-9). Jeśli wrześniowa anomalia TPO na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej będzie miała wartość większą od anomalii kwietniowej, rozwinie się silna cyrkulacja południkowa po wschodniej stronie Północnego Atlantyku. Związane to będzie z utworzeniem się z początkiem zimy dodatkowego zasobu ciepła w wodach Prądu Norweskiego na szerokościach 65–69°N i rozwojem intensywnych procesów cyklonogenezy nad Morzem Norweskim w okresie zimowym, zwłaszcza w pierwszej połowie zimy (grudzień–styczeń). Łączny wpływ wartości południkowego gradientu TPO na środkowej części Północnego Atlantyku (zmienna DX) i zmian zasobów ciepła w wodach na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej (zmienna F4-9) na wartość wskaźnika NAO Hurrella w okresie nadchodzącej zimy przedstawia rysunek 9.

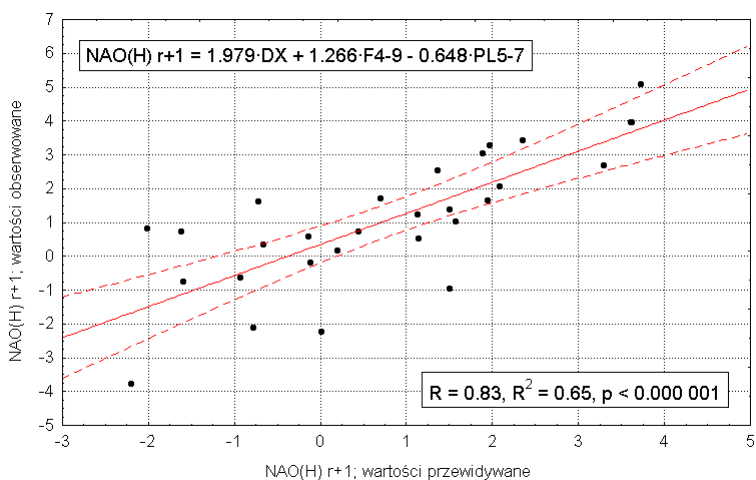


Rys. 9. Wartości wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku (r+1) a wartości przewidywane wskaźnika NAO Hurrella w roku r+1 jako funkcja dwóch zmiennych (DX i F4-9) pochodzących z poprzedzającego roku (r)

Na wodach w zasięgu Prądu Labradorskiego – jeśli lipcowa anomalia TPO będzie miała większą wartość od anomalii majowej, co wskazuje na stopniowy wzrost zasobów ciepła w wodach tego

akwenu – zaistnieją warunki dla niewystępowania w okresie zimowym górnej zatoki z osi nad Cieśniną Davisa i Morzem Labrador, a to umożliwi wystąpienie nad Północnym Atlantykiem fali długiej o niewielkiej amplitudzie (forma W).

Wzajemne konfiguracje znaków i wartości anomalii TPO na omawianych czterech akwenach mogą być bardzo różne. Jeśli założyć, że na każdym z tych akwenów wartość anomalii może przyjmować tylko trzy stany (-1, 0 i 1), to liczba stopni swobody tego systemu wyniesie 54 (6 x 9). Łączna zmienność wartości anomalii na tych czterech akwenach Północnego Atlantyku (to jest w gridach kontrolnych [40,34] i [30,54] – zmienna DX oraz [10,60] – zmienna F4-9 i [50,52] – zmienna PL5-7; patrz rysunek 10) objaśnia około 68% zmienności wskaźnika NAO Hurrella, jaki wystąpi w czasie nadchodzącej zimy ($R \sim 0.83$).



Rys. 10. Wartości wskaźnika NAO Hurrella w następnym roku (r+1) a wartości przewidywane wskaźnika NAO Hurrella w roku r+1 jako funkcja trzech zmiennych (DX i F4-9 oraz PL5-7) pochodzących z poprzedzającego roku (r)

Należy przypomnieć w tym miejscu wspomniane w poprzednim rozdziale współzależności między wartością i znakiem indeksu NAO a aktywnością Golfstromu i Prądu Labradorskiego w roku następnym oraz wpływ tego mechanizmu na kształtowanie anomalii TPO na akwenach leżących na południe do delty Golfstromu i w centrum kręgu cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku, jak również związek aktywności Prądu Północnoatlantyckiego i formowania się anomalii TPO na podejściu do Bramy Farero-Szetlandzkiej z NAO. Te mechanizmy zdają się być głównie odpowiedzialne za kształtowanie znaku i wartości wskaźnika NAO w roku następnym.

Jest sprawą oczywistą, że na wartość wskaźnika NAO jaki nastąpi w okresie zimowym wpływ wywierają będą również anomalie TPO występujące na Północnym Atlantyku nie uwzględnione w tych rozważaniach, jak i inne procesy (związki z ENSO, wpływ anomalii TPO na Północnym Pacyfiku, rola tropikalnego Atlantyku półkuli południowej, ...), o których nie będzie się tu wspominać. Ich rola, względem omówionych już mechanizmów, wydaje się być pomijalnie mała.

W świetle powyższego staje się zrozumiałe, że wartość zimowego wskaźnika NAO jest, wbrew temu co sądzą niektórzy badacze, prognozowalna. Metodę prognozy wartości wskaźnika NAO Hurrella z wartości anomalii TPO występujących na Północnym Atlantyku w okresie lata poprzedzającego zimę, dla której prognozuje się wskaźnik, przedstawił autor (Marsz 2001b i 2000). Również i inni badacze (Hamilton i Saunders 2000) sygnalizują opracowanie metody prognozy zimowego wskaźnika NAO, wykorzystując jako predyktory typy rozkładu przestrzennego wartości anomalii TPO na Północnym Atlantyku.

Przedstawione tu wyniki analiz związków zachodzących między anomalią TPO na czterech akwenach Północnego Atlantyku a zimowym wskaźnikiem NAO są związkami asynchronicznymi. Występuje tu stosunkowo znaczne wyprzedzenie w czasie anomalii TPO czy też zmian temperatury powierzchni oceanu w stosunku do czasu (momentu) występowania generowanego przez nie wskaźnika NAO. To dziwne duże wyprzedzenie staje się zrozumiałe, jeśli uwzględni się trwałość i względnie niewielką „ruchliwość” anomalii TPO.

Badania Musaelyana (1980) nad parametryzacją dynamiczno–statystycznej pamięci cieplnej oceanu wykazały, że w przypadku, gdy atmosfera uzyskuje energię ze zlokalizowanego źródła zewnętrznego, w tym przypadku z określonej części oceanu, rola warunków początkowych stosunkowo szybko maleje w funkcji czasu. O ile w przeciągu pierwszych kilku dni warunki początkowe grają rolę decydującą, a atmosferę można z dostatecznie dobrym przybliżeniem rozpatrywać jako izolowane środowisko, w którym zachodzące procesy mają charakter adiabaticzny, to wraz z upływem czasu rola warunków początkowych stopniowo się zmniejsza, zaś coraz większą rolę odgrywa dopływ energii z zewnątrz. Prędkość zmniejszania się roli warunków początkowych cyrkulacji i wzrostu znaczenia dopływu energii z zewnątrz zmienia się oczywiście wraz ze skalą liczby falowej. Dla fal skali cyklonów szerokości umiarkowanych, przy liczbie falowej równej około 5 i dla wartości $k = 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ (k – współczynnik horyzontalnej wymiany makroturbulencyjnej), warunki początkowe cyrkulacji stają się pomijalnie małe po okresie od jednego do dwóch miesięcy i główną rolę w kształtowaniu cyrkulacji odgrywa dopływ energii z zewnątrz. W czasie od dwóch miesięcy do nieskończoności, warunki początkowe cyrkulacji nie odgrywają żadnej roli i dalszy przebieg cyrkulacji atmosferycznej całkowicie determinowany jest przez dopływ energii ze źródeł zewnętrznych.

Podsumowując można stwierdzić, że wskaźnik NAO, jaki wystąpi w okresie zimowym roku $r+1$ uzależniony jest głównie od rozkładu przestrzennego anomalii TPO o określonych znakach i wartościach występujących na Północnym Atlantyku w okresie od wiosny do końca lata poprzedzającym daną zimę (wiosna i lato roku r). Rozkład tych anomalii uzależniony jest od co najmniej trzech czynników – wartości wskaźnika NAO, jaki występował w okresie zimy poprzedzającej wystąpienie anomalii (zimy roku r), wartości wskaźnika NAO, jaki występował w okresie zimy rok wcześniej (roku $r-1$) oraz dopływu promieniowania słonecznego do powierzchni oceanu w okresie wiosny i lata roku r . Ten ostatni czynnik regulowany jest głównie przez zachmurzenie występujące w tym samym okresie nad Północnym Atlantykiem. Oznacza to, że i cyrkulacja atmosferyczna występująca latem, mająca wpływ na kształt pola zachmurzenia, wywiera wpływ na wartość wskaźnika NAO, jaki wystąpi w okresie następnej zimy. Podobnie, letnia cyrkulacja atmosferyczna nad Północnym Atlantykiem, choć w mniejszym, lecz wyraźnym stopniu, jest regulowana przez anomalie TPO jakie utworzyły się pod wpływem działania cyrkulacji atmosferycznej występującej w czasie poprzedniej zimy i zimy poprzedzającej zimę poprzednią.

Oznacza to, że międzyroczna zmienność charakteru cyrkulacji atmosferycznej występującej nad Północnym Atlantykiem, a opisana przez wskaźnik NAO, stanowi wynik rekurencji występującej w systemie ocean – atmosfera. Obie części tego systemu – ocean i atmosfera, jak już wspomniano wcześniej, kontrolują się wzajemnie i nieprzerwanie oddziałują na siebie. W systemie tym, zmienna sterująca pochodzi z wnętrza systemu, a system stanowi zamknięty układ bez początku i końca, w którym stan aktualny jednocześnie stanowi w części skutek stanów przeszłych, jak i w znacznej części przyczynę stanu, który dopiero nastąpi.

Wszystko to dzieje się w systemie, do którego dopływa w ciągu roku zmienna ilość energii, głównie za sprawą zmiennej ilości ciepła transportowanej z niższych szerokości wraz z wodami. Czy system ten znajduje się w stanie energetycznie zrównoważonym, w którym dostawa energii do systemu w dłuższym, ponad rocznym okresie czasu równa jest dyssypacji tej energii, nie jest jasne. Można jedynie przypuszczać, że system ten jako całość, charakteryzuje się przez większość czasu jego pracy niezrównoważeniem energetycznym, czego konsekwencją jest generowanie oscylacji. Być może i zmiany energii dopływającej do systemu sterują dodatkowo jego zmiennością, jednak mechanizmy takiego sterowania nie były jeszcze badane.

Oscylacja Północnego Atlantyku a globalne ocieplenie

Spośród bardzo wielu dalszych kwestii, związanych z funkcjonowaniem Oscylacji Północnego Atlantyku jako jednolitego, o regionalnej skali, układu ocean – atmosfera, które godne są choćby krótkiego wspomnienia, najistotniejszą, bo mającą fundamentalny wymiar klimatologiczny, jest problem roli NAO w procesie globalnego ocieplenia. Powstaje pytanie, czy mechanizmy funkcjonowania NAO nie stanowią jednego z procesów generujących wzrost temperatury powietrza w skali hemisferycznej i globalnej?

Do zagadnienia tego, w części odnoszącej się do wzrostu temperatury powietrza nad Polską, odniesiono się w pracy Marsza i Styszyńskiej (2001). Powtórzy się w tym miejscu niektóre sformułowania z tej pracy.

Globalne ocieplenie, rozumiane jako wzrost temperatury powietrza, szczególnie przyspieszony od lat 70. XX wieku jest faktem. Wydaje się celowym w tym miejscu przytoczyć sformułowanie Kożuchowskiego i in. (1999) na ten temat „*Niemniej, zauważalny niemal we wszystkich seriach trend rosnący temperatury powietrza pozostaje empirycznym faktem, a wyraźna różnica trendów lata i zimy jest równie znamienna jak samo ocieplenie*”. Istnieje jednak problem genezy globalnego ocieplenia.

Globalne ocieplenie jest niemal powszechnie tłumaczone wzrostem zawartości w atmosferze CO₂ i innych gazów szklarniowych i wymuszanych przez ten wzrost zmianami długofalowego bilansu radiacyjnego (przyczyna), prowadzącymi do wzrostu temperatury powietrza (skutek) – patrz np. Kożuchowski (1996), Trends'93. Dzięki temu często, choć niekoniecznie słusznie, występujące globalne ocieplenie jest utożsamiane z tym, co nazywa się „efektem cieplarnianym”. Rodzi to u niektórych badaczy znaczne opory i stanowi źródło nieporozumień.

Mechanizm Oscylacji Północnego Atlantyku, w takim zarysie, w jakim został do tej pory rozpoznany nie wiąże się bezpośrednio ze zmianami hemisferycznego czy planetarnego bilansu radiacyjnego, lecz stanowi efekt przenosu uprzednio zakumulowanego w oceanie ciepła do atmosfery.

Rossby (1959), analizując kwestie planetarnego bilansu radiacyjnego, zwrócił uwagę na fakt, że bilans cieplny Ziemi został oszacowany przy apriorycznym założeniu istnienia równowagi bilansu

ciepłego na powierzchni Ziemi; zakłada się, że w cyklu rocznym strumień ciepła skierowany od powierzchni w głąb równoważony jest przez strumień ciepła z głębi do powierzchni. W tym ujęciu wielkość strumienia ciepła z podłoża do powierzchni nie jest mierzona, lecz liczona jako reszta bilansowa. O ile to założenie, zdaniem Rossby'ego, może być przyjęte dla obszarów kontynentalnych, to dla obszarów oceanicznych stanowi oczywiste odstępstwo od stanu rzeczywistego. Rossby dalej wykazał, że gdy w bilansie cieplnym uwzględnic właściwości akumulacyjne górnej, przypowierzchniowej warstwy mieszania oceanu o miąższości od 50 do 100 m, to zwiększenie pochłonięcia tak wielkiej ilości energii jak 1% efektywnie dochodzącej do powierzchni oceanu radiacji słonecznej w ciągu roku spowoduje wzrost temperatury warstwy pochłaniającej (warstwy mieszania oceanu i atmosfery nad nim zalegającej) zaledwie o pierwszych kilka dziesiątych stopnia Celsjusza. Analizując dalej procesy konwekcji zachodzące w oceanie, przy uwzględnieniu również warstw wód głębinowych leżących poniżej 1000 m, Rossby dochodzi do wniosku, że oceany jako całość nie mogą znajdować się w stanie stałej równowagi termiczno-radiacyjnej, lecz wykazują długookresowe wahania tej równowagi. Okres tych wahań, przy założeniu zmian temperatury warstwy wód o miąższości 1000 m w granicach 0.015°C i tempie pionowej wymiany wód w granicach od 10 do 100 mln m³/s, mieści się w granicach od około 400 do około 4000 lat.

Ochładzanie wód oceanicznych jest równoznaczne z przekazywaniem ciepła zakumulowanego w oceanie do atmosfery. Wzrost zimowego wskaźnika NAO wskazuje na wzrost natężenia przekazu ciepła do atmosfery. Wiąże się to głównie ze wzrostem prędkości wiatru i wzrostem różnic temperatury wody i powietrza. Pewien pogląd na występujące różnice w tempie przekazywania ciepła z oceanu do atmosfery między zimami z odmiennymi wartościami wskaźnika NAO, oraz na zróżnicowanie sezonowe przekazu ciepła, może dać porównanie miesięcznych strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, jakie obliczono dla gridu 2 x 2° o współrzędnych centrum 54°N, 30°W (centralna część Północnego Atlantyku) w dwu latach: roku 1973 (wskaźnik NAO Hurrella +2.52) i roku 1979 (wskaźnik NAO -2.25) zestawione w tabeli 1.

Tabela 1

Wielkości strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (MJ/m²/miesiąc) w roku z dodatnią (1973) i ujemną (1979) wartością wskaźnika NAO Hurrella. (grid 2 x 2°, 54°N, 30°W).

Różnice związane ze zmianą znaku wskaźnika NAO występują tylko w trzech pierwszych miesiącach roku (styczeń-marzec). Znak * oznacza, że średnia miesięczna temperatura powietrza była wyższa od temperatury wody i za pomocą stosowanych formuł nie było możliwe obliczenie strumienia ciepła z oceanu do atmosfery (strumień ciepła jawnego skierowany z atmosfery do powierzchni oceanu⁷)

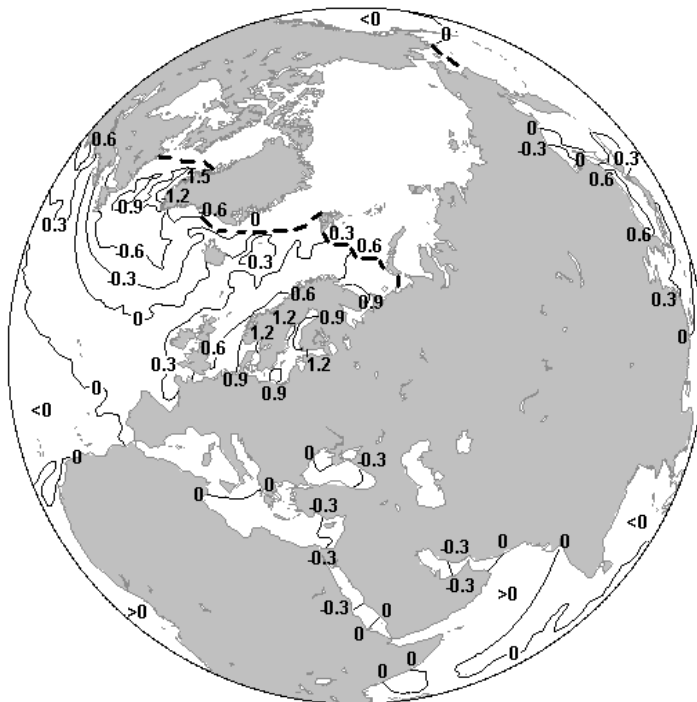
Rok	NAO	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1973	+2.52	604	449	363	302	141	35	*	*	17	219	401	419
1979	-2.25	410	309	263	283	179	103	11	*	29	258	357	409

Podanych w tabeli 1 wartości nie należy traktować jako średnich, ich znaczenie jest jedynie orientacyjne – wskazują jakich rozmiarów mogą być różnice w strumieniach ciepła w latach o podob-

⁷ Rzeczywisty strumień ciepła z oceanu do atmosfery był w tych miesiącach dodatni; dla jego obliczenia należałoby posłużyć się znacznie bardziej skomplikowanym modelem, do wykorzystania którego brakowało autorowi danych (wartości terminowe). W niczym nie zmieniłoby to jednak ogólnego obrazu, gdyż wszystkie wartości w tablicy nieznacznie wzrosłyby w podobnym stopniu.

nych co do wartości, ale o odmiennych znakach indeksach NAO. Tym niemniej można zauważyć, że różnice w obu porównywanych sezonach zimowych (styczeń-marzec) są bardzo poważne. Jeśli przyjmując wielkość przekazu ciepła z oceanu zimą roku 1979 z ujemnym wskaźnikiem NAO jako 100%, to w czasie tego samego okresu zimy roku 1973 z dodatnim wskaźnikiem NAO przekaz ciepła z oceanu był większy o około 44%. Zdaje się to potwierdzać tezę, że z dodatnim trendem wskaźnika NAO wiązać się również powinien dodatni trend temperatury powietrza.

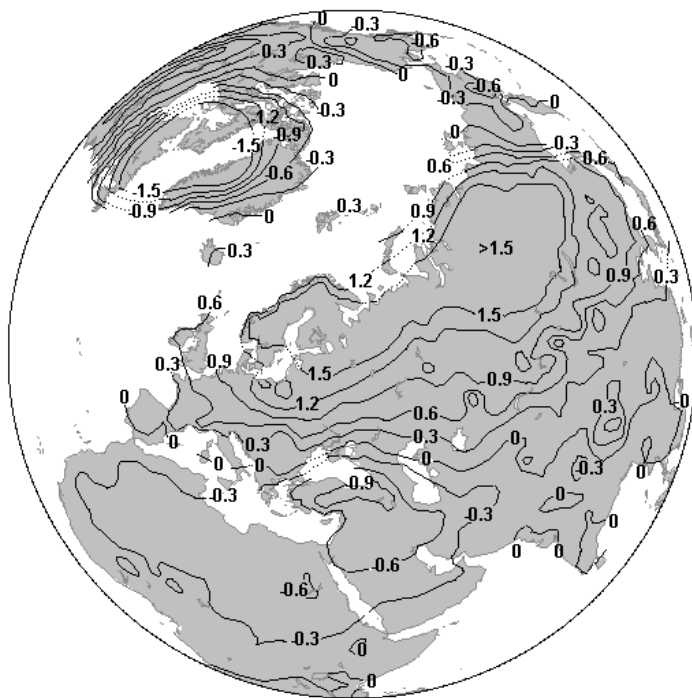
Różnice między wartościami rocznymi przekazu ciepła do atmosfery między obydwojma porównywanymi latami są już niezbyt duże (339 MJ/m²/rok) – w roku 1973 przekaz ciepła z oceanu do atmosfery był większy o około 13% od przekazu ciepła w roku 1979. Jednak ten 13-procentowy wzrost roczny był praktycznie skupiony w trzech pierwszych miesiącach roku. Nie wchodząc w dalsze szczegółowe analizy trzeba stwierdzić, że taki rozkład w czasie różnic w ilości pobieranego z oceanu i przekazywanego do atmosfery ciepła, w warunkach silnie rosnącego od końca lat sześćdziesiątych XX wieku wskaźnika NAO, powinien w przebiegu temperatury powietrza dać obraz bardzo silnego trendu wzrostowego miesięcy zimowych, słabszego, ale dodatniego trendu temperatury rocznej i brak trendu lub występowanie słabych i nieistotnych trendów w okresie pozostałych pór roku. Jest to właśnie obecnie obserwowany obraz „znamiennych” zmian temperatury powietrza.



Rys. 11. Zmiany temperatury powietrza nad powierzchnią oceanu (1960-1996) według J.M. Wallace'a (2000).

Widoczna wyraźna obniżka temperatury powietrza nad NW częścią Północnego Atlantyku, w rejonie wypływu mas powietrza znan Grenlandii, Arktyki Kanadyjskiej i Labradoru. Obniżenie się temperatury powietrza nad tymi akwenami prowadzi do wzrostu różnic temperatury między wodą a powietrzem i tym samym przyspiesza transfer ciepła z powierzchni oceanu do atmosfery

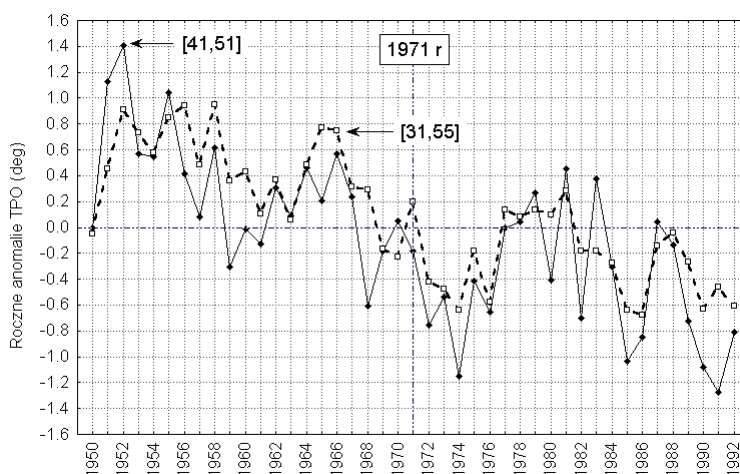
Z taką zbieżnością zachowania się trendów szeregów czasowych powinien ściśle korespondować obraz przestrzenny rozkładu zmian temperatury powietrza i temperatury powierzchni oceanu. Dla ilustracji rozkładu zachowania się trendów tych zmian w przestrzeni można posłużyć się mapami opracowanymi przez J.M. Wallace'a (2000) a prezentowanymi na NCAR/ASP Summer Colloquium (rys. 11 – zmiany temperatury powietrza nad powierzchnią oceanu w okresie 1960-1996 i rys. 12 – zmiany temperatury powietrza nad lądami półkuli północnej w okresie 1950-1996). I chociaż mapy te prezentują sumaryczny obraz, w skład którego wchodzi jeszcze lata poprzedzające rok 1971, od którego rozpoczyna się ostatnia epoka cyrkulacyjna NAO, a w której występuje zdecydowany trend dodatni wskaźnika, ich treść jednoznacznie potwierdza związek procesów ocieplania atmosfery z funkcjonowaniem Oscylacji Północnego Atlantyku.



Rys. 12. Zmiany temperatury powietrza nad lądami półkuli północnej (1950-1996) według J.M. Wallace'a (2000). Widoczny wyraźny wzrost temperatury powietrza nad obszarami N i NW Europy, Europą Środkową i północną częścią Niziny Rosyjskiej, Syberią, przy jednoczesnym spadku temperatury powietrza nad zachodnią Grenlandią, częścią Arktyki Kanadyjskiej i Labradorem. Rozkład zmian odpowiada intensywnemu transferowi mas powietrza atlantyckiego (oceanicznego) na wschód, typowego dla występowania dodatniej fazy NAO

Obszary, na których nad oceanem występuje obniżenie temperatury powietrza są również akwenami, na których od początku lat 70. zachodzi podobne lub nawet silniejsze obniżanie się temperatury wody (patrz rys. 13). Te właśnie powierzchnie oceanu znajdują się w strefie wypływu mas chłodnego powietrza znad Grenlandii, Arktyki Kanadyjskiej i Labradoru – na Morzu Labrador i Północnym Atlantyku w szerokościach 50–65°N, do długości Islandii. Jest to obszar oceanu, który przy typowym

układzie cyrkulacyjnym dodatniej fazy NAO oddaje ciepło do atmosfery. Strefa ocieplenia nad lądami obejmuje rejon od Islandii i Europy Zachodniej, po zachodnią Syberię (i dalej na wschód, co niekoniecznie musi być związane z NAO), jednak bez rejonu wybrzeży Morza Śródziemnego i Czarnego oraz Bliskiego Wschodu. Również taki geograficzny rozkład wzrostu temperatury powietrza jest charakterystyczny dla dodatniej fazy NAO. Jednocześnie, zgodnie z działaniem NAO, obserwuje się po wschodniej stronie Północnego Atlantyku od początku lat 70. wzrost TPO (patrz rys. 14).

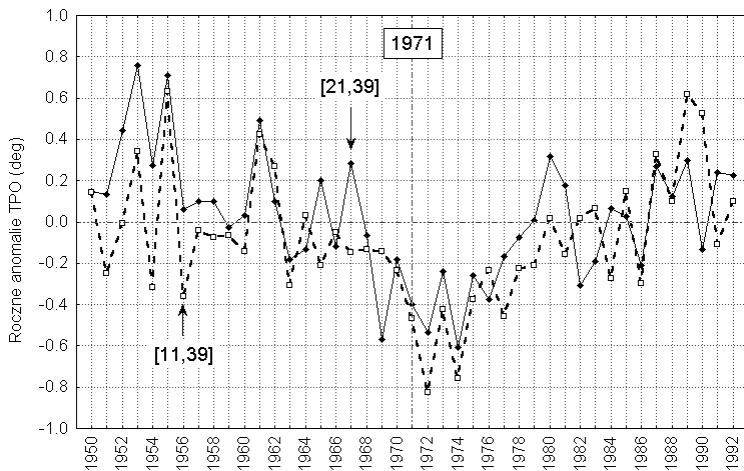


Rys. 13. Przebieg rocznych anomalii temperatury powierzchni oceanu w szerokościach umiarkowanych Północnego Atlantyku w latach 1950-1992.

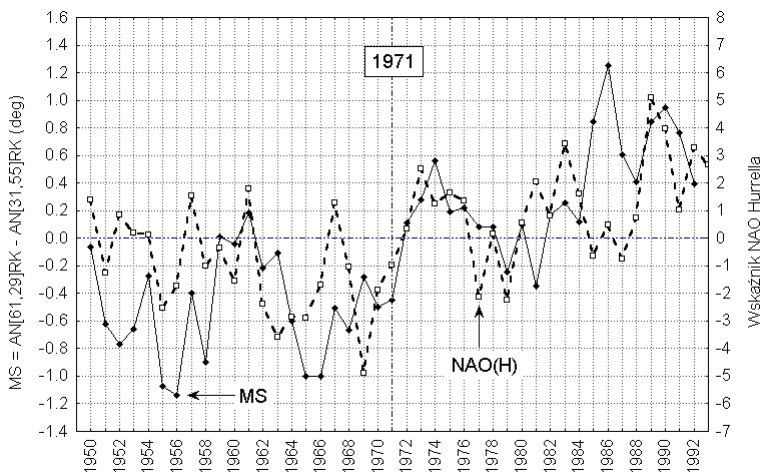
Oznaczenia na rysunku – [41,51] – średnie roczne anomalie TPO w gridzie $2 \times 2^\circ$ o współrzędnych centrum 51°N , 41°W (NW Atlantyk), [31,55] – jak wyżej, w gridzie o współrzędnych centrum 54°N , 31°W (centralna część Północnego Atlantyku, na N od Prądu Północnoatlantyckiego). Dane ze zbioru Reynoldsa. Oznaczony rok 1971

Śledząc zmiany temperatury Północnego Atlantyku zachodzące od roku 1950 do 1992 na północ i południe od Prądu Północnoatlantyckiego, oraz przebieg wartości wskaźnika NAO Hurrella i mając na względzie opisane wcześniej związki NAO z rozkładem przestrzennym anomalii TPO o określonych znakach, powiązanie zwiększonego przekazu ciepła z oceanu do atmosfery z NAO, staje się oczywiste. Jednocześnie zauważa się, przypadającą w przybliżeniu na lata 1970-1972, zmianę w przebiegu różnicy temperatury między Morzem Sargassowym a centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku (zmienna MS⁸; patrz rys. 15). Od tego momentu wartość różnicy anomalii TPO rośnie, co wskazuje na stopniowe ochładzanie wód leżących na północy i wzrost temperatury wód leżących na południu (Morze Sargassowe). Można sądzić, w świetle wcześniej przedstawionych faktów, że ten właśnie czynnik doprowadził do stopniowego wzrostu częstości występowania i natężenia pozytywnych faz zimowego NAO po roku 1971.

⁸ Zmienna MS jest dodatnio skorelowana ze wskaźnikiem NAO Hurrella z tego samego roku ($r = 0.55$, $p < 0.000$, $n = 43$) oraz ze wskaźnikiem NAO z następnego roku ($r = 0.38$, $p < 0.011$, $n = 43$).



Rys. 14. Przebieg rocznych anomalii TPO po wschodniej części Północnego Atlantyku w latach 1950-1992. Oznaczenia na rysunku: [21,39] – średnie roczne anomalie TPO w gridzie 2 x 2° o współrzędnych centrum 39°N, 21°W (akwen na E od Azorów), [11,39] – jak wyżej, w gridzie o współrzędnych centrum 39°N, 11°W (akwen na W od wybrzeży Półwyspu Iberyjskiego). Dane ze zbioru Reynoldsa. Widoczny spadek temperatury powierzchni oceanu od roku 1950 do końca lat sześćdziesiątych – początku lat siedemdziesiątych (przewaga cyrkulacji południkowej, ujemne wartości indeksu NAO Hurrella) i wzrost TPO od początku lat siedemdziesiątych (przewaga cyrkulacji strefowej, dodatnie wartości indeksu NAO)



Rys. 15. Przebieg wartości wskaźnika NAO Hurrella i różnic rocznych anomalii TPO między Morzem Sargassowym (AN[61,29]RK) a centrum cyrkulacji cyklonalnej wód Północnego Atlantyku (AN[31,55]RK) – zmienna MS, w latach 1950-1992.

Działanie zmiennej MS jest niemal takie same jak zmiennej DX (patrz rys. 8). Po roku 1971-1972 obserwuje się stopniowy wzrost kontrastów termicznych między wodami tropikalnymi a wodami strefy umiarkowanej w szerokościach 46–58°N po zachodniej i na środkowej części Północnego Atlantyku (60–30°W), z którym stowarzyszony jest wzrost wskaźnika NAO

Tak więc, zarówno zachowanie się trendów temperatury powietrza nad lądami i oceanem, jak i rozkład przestrzenny trendów zmian temperatury powierzchni oceanu w sektorze atlantycko-europejskim półkuli północnej dają koherentny obraz, wskazujący na Oscylację Północnego Atlantyku jako jedną z przyczyn globalnego ocieplenia.

Mechanizmy funkcjonowania systemu ocean – atmosfera w NAO w ostatnich latach, począwszy od roku 1971, rozpoczęły nader sprawnie przekazywać zakumulowane wcześniej w oceanie ciepło do atmosfery. Jednocześnie postępujący od początku lat 70' wzrost rocznej temperatury powierzchni Północnego Atlantyku, przy wybrzeżach Europy⁹ w szerokościach od 35 do 60°N dochodzący do $0.8 \div 1^\circ\text{C}$, spowodował, przy dominującym przepływie mas powietrza z W–SW nad Europę, pewien dodatkowy wzrost temperatury powietrza. Innym skutkiem wzrostu temperatury powierzchni oceanu na zachód od wybrzeży Europy było stopniowe przesuwanie się zimą zasięgu Wyżu Azorskiego na wschód, nad kontynent, co pozwoliło ogrzany nad oceanem masom powietrza penetrować obszary leżące coraz dalej na wschód i północny wschód. Wszystko to razem przyczyniło się do wyjątkowo silnego wzrostu temperatury powietrza nad północną, północno-wschodnią oraz centralną Europą.

Tak więc można sądzić, że Oscylacja Północnego Atlantyku wnosi swój wkład w obserwowane globalne ocieplenie. Przekazywane do atmosfery ciepło pochodzi jednak z powierzchni oceanu i nie można twierdzić, że obserwowany nad Europą i NW częścią Azji czy Arktyką wzrost temperatury powietrza jest bezpośrednio skutkiem efektu cieplarnianego i dokumentuje jego działanie.

Literatura

- Bjerknes J., 1964, Atlantic air-sea interaction. *Advances of Geophysics*, 10, s. 1-82.
- Delworth T.L., Mann M.E., 2000, Observed and simulated multidecadal variability in the North Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16, 9, s. 661-676.
- Dickson B; strona www: <http://www.ices.dk/globec/data/bf4/naomap.htm>,
<http://www.ices.dk/globec/data/bf4/naoplus.jpg>,
<http://www.ices.dk/globec/data/bf4/naominus.jpg>.
- Dickson R., Lazier J., Meinke J., Rhines P., Sift J., 1996, Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38 s. 241-295.
- Golubev V.E., 1975, Zakonomernosti prostranstveno-vremennykh izmenenij teplovoj transformacii vozdušnykh mass v privodnom sloe nad okeanom. *Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatel'skij Centr SSSR, Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosfernyu cirkulaciju i dolgosročnye prognozy pogody)*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, s. 36-52.
- Goodman J., Marshall J., 1999, A model of decadal middle-latitude atmosphere-ocean coupled modes. *Journal of Climate*, 12, s. 621-641.
- Greatbatch R.J., 2000, The North Atlantic Oscillation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14, s. 213-242.
- Greatbatch R.J., Xu J., 1993, On the transport of volume and heat trough sections across the North Atlantic: climatology and the pentads 1955-1959, 1970-1974. *J. Geophys. Letters*, 98, C6, s. 10125-10143.
- Hakkinen S., 2000, Decadal air-sea interaction in the North Atlantic based in observations and modeling results. *Journal of Climate*, 13, s. 1195-1219.

⁹ Również znaczący wzrost temperatury wód powierzchniowych Bałtyku (patrz rys. 11), co powinno dać określone skutki, zwłaszcza jesienią i zimą, dla kształtowania temperatury powietrza w zasięgu klimatycznego oddziaływania tego morza.

- Hamilton T., Sanders M., 2000, Seasonal forecasting of the winter NAO using North Atlantic sea surface temperature. Poster na AGU Chapman Conference "The North Atlantic Oscillation", Vigo, 28.11–1.12.2000; <http://xtide.ideo.columbia.edu/~visbeck/nao/poster/Hamilton.pdf>.
- Hurrell J., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, s. 676-679.
- Kożuchowski K., 1996, Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce na tle zmian globalnych. *Przegl. Geogr.*, 68, 1-2, s. 79-98.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1994, Temperatura powietrza w Warszawie: niektóre aspekty zmienności w okresie 1779-1988. [w:] *Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Polski i regionu Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych. Rozprawy i Studia Uniwersytetu Szczecińskiego* 152 (226), s. 47-71.
- Kożuchowski K., Degirmendžić J., Fortuniak K., Wibig J., 1999, Tendencje zmian sezonowych aspektów klimatu w Polsce. [w:] *Zmiany i zmienność klimatu Polski. Ich wpływ na gospodarkę, ekosystemy i człowieka*. Łódź, s. 107-122.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M., 2001, North Atlantic Climate Variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climat.*, 21, 15, s. 1863-1898.
- Marsz A.A., 1999, Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Przegl. Geogr.*, 71, 3, s. 225-245.
- Marsz A.A., 2000, Związki między wskaźnikiem Oscylacji Północnego Atlantyku a przenosem wód atlantyckich i ciepła przez Kanał Farero-Szetlandzki. *Prace Wydziału Nawigacyjnego* 10, WSM w Gdyni, s. 111-126.
- Marsz A.A., 2001a, Rozkład anomalii temperatury na powierzchni Północnego Atlantyku a wartości zimowego wskaźnika Oscylacji Północnego Atlantyku – problem prognozy wartości wskaźnika. *Prace Wydziału Nawigacyjnego* 12, WSM w Gdyni, s. 161-217.
- Marsz A.A., 2001b, Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku. *Wyd. WSM, Gdynia*, 107 s.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2001, Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską. *Wyd. WSM, Gdynia*, 101 s.
- Monin A.S., Kamenkovič V.M., Kort V.G., 1974, *Izmenčivost' Mirovogo Okeana*. Gidrometeoizdat, Leningrad, 261 s.
- Musaelyan Sh.A., 1980, O dinamiko-statističeskoj parametrizacii teplovoj pamyati okeana. *Meteor. i Gidrol.*, 3, s. 5-14.
- Namias J., 1969, Seasonal interactions between the North Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's. *Month. Wea. Rev.*, 97, s. 173-192.
- Nesterov E.S., 1998, Osobennosti sostojaniya okeana i atmosfery v razykh fazakh severoatlantičeskogo kolebaniiya. *Meteor. i Gidrol.*, 5, 8, s. 74-82.
- Netreba S.N., 1988, O blokirovanii zonalnogo potoka teplovoj anoamlijej. *Meteorologija i Gidrologija*, 11, s. 5-10.
- Osborn T.J., Briffa K.R., Tett S.F.B., Jones D., Trigo R.M., 1999, Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 15, 9, s. 685-702.
- Prosekina G.M., Ugryumov A.I., 1975, Klassifikacija sinoptičeskikh processov severnoj častii Atlantičeskogo okeana po priznaku geografičeskoj lokalizacii dlennykh voln. *Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatel'skij Centr SSSR, Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosferyu cirkulaciju i dolgosročnye prognozy pogody)*. Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 22-35.
- Rossby C.G., 1959, (Rossby K.G., 1963, *Sovremennye problemy meteorologii*. [w:] red. B.Bolin, *Atmosfera i okean v dviženii*. Moskva. s. 9-61. Rosyjskie tłumaczenie pracy „The atmosphere and the sea in motion”, Ed. B.Bolin, Rockefeller Institute Press & Oxford University Press, New York, 1959).

- Savčenko V.G., Nagurnyj A.P., 1987, Vozdejstviye teplovykh potokov iz okeana na kolebaniya klimata vysokikh širok. Gidrometeoizdat, Leningrad. 199 s.
- Schmith T., Frich P., Hansen C., 1998, Interannual variations in sea-ice extent in the North Atlantic - Arctic region and connection with atmospheric circulation. Danish Meteorological Institute (wersja elektroniczna: http://web.dmi.dk/pub/VAR-ICE/loop_paper.pdf)
- Soskin I.M., Smirnova A.I., Kuznecova V.I., Erofeeva E.S., 1976, Kharakteristika izmenčivosti summarnoj teplo-otdači Severnoj Atlantiki i nekotorye voprosy vzaimosvyazi ee s temperaturaj vody. Trudy GOI, vyp. 131 (Issledovaniya po probleme okean-atmosfera). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 3-28.
- Stephenson D., Pavan V., Bojariu R., 2000, Is the North Atlantic Oscillation a random walk? Int. J. Climatology, 20, 1, s. 1-18.
- Sukhovej V.F., 1977, Izmenčivost' gidrologičeskikh uslovij Atlantičeskogo okeana. Naukova Dumka, Kiev, 215 s.
- Sutton R.T., Allen M.R., 1997, Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. Nature 388, s. 562-568.
- Sutton R.T., Norton W.A., Jewson S.P., 2001, The North Atlantic Oscillation - what role for the ocean? Atmos. Sci. Let.: doi:10.1006/asle.2000.0018 (wersja elektroniczna). (http://www.met.reading.ac.uk/~rowan/asl_ao_final.pdf).
- Trends'93: A compendium of data on Global Change., 1994, Ed. Boden T., Kaiser D.P., Stepanski R.J., Stoss F.W. Carbon Dioxide Information Analysis Center. ORNL/CIDAC Publ. No. 4195. Oak Ridge, 984 s.
- Ugryumov A.I., 1981, Teplovoj režim okeana i dolgosročnye prognozy pogody. Gidrometeoizdat, Leningrad, 175s.
- Ugryumov A.I., Kupyanskaya A.P., 1975, O nekotorykh svyazyakh meždu temperaturaj poverkhnosti okeana i atmosfernoj cirkulacii v severnoj Atlantike. Gidrometeorologičeskij Naučno-Issledovatel'skij Centr SSSR, Trudy, vyp. 147 (Teplovoe vliyanie Atlantičeskogo okeana na atmosfernyju cirkulaciju i dolgosročnye prognozy pogody). Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 4-15.
- Visbeck M., Cullen H., Krahnemann G., Naik N., 1998, An ocean model's response to North Atlantic Oscillation – like wind forcing. Geoph. Res. Let. 25, s. 4521-4524.
- Wallace J.M., 2000, On the Arctic and Antarctic Oscillation. NCAR/ASP Summer Colloquium; wersja elektroniczna: http://tao.atmos.washington.edu/wallace/ncar_notes/
- Zilitinkiewicz S.S., Monin A.S., Czalikow S.W., 1978, Wzajemne oddziaływanie morza i atmosfery. KBM PAN, Studia i Materiały Oceanologiczne, 22, Dynamika Morza (3), Ossolineum, 280 s.