

◆◆◆◆ ORYGINALNE PRACE ◆◆◆◆ I PRZYZYNYKI

Andrzej A. MARSZ

Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Bałtycki

CYRKULACJA TERMOHALINOWA NA ATLANTYKU PÓŁNOCNYM A TEMPERATURA POWIETRZA W POLSCE (1961-2010)

THERMOHALINE CIRCULATION IN THE NORTH ATLANTIC AND THE AIR TEMPERATURE IN POLAND (1961-2010)

Wprowadzenie, sformułowanie problemu

Temperatura powierzchni Atlantyku Północnego wykazuje długookresowe wahania o niewielkiej amplitudzie. Okres tych wahań jest szacowany na ok. 65-75 lat (Schlesinger, Ramankutty, 1994). 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 (Andronova, Schlesinger, 2000; Delworth, Knudsen, 2000; Knight i in., 2005) nie są wymuszone przez wpływy zewnętrzne, lecz stanowią przejaw deterministycznej zmienności wewnętrznej systemu. Badania modelowe (Knight, 2009) zdają się potwierdzać to stwierdzenie. Ta periodyczna zmienność temperatury powierzchni Atlantyku Północnego określana jest mianem Multidekadowej Oscylacji Atlantyku (AMO – *Atlantic Multidecadal Oscillation*; Enfield i in., 2001; Kerr, 2000, 2005; Gray i in., 2004).

AMO charakteryzuje się dwoma stanami – fazą dodatnią (pozytywną), w której SST na Atlantyku Północnym 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 bardzo duże zmiany zasobów ciepła w wodach Atlantyku Północnego, dzięki czemu silnie zmieniają się rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery (Delworth, 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 uważana przez wielu badaczy za najważniejszy czynnik sterujący multidekadowymi zmianami klimatu w otoczeniu północnego Atlantyku (Sutton, Hodson, 2005; Zhang, Delworth, 2006), półkuli północnej (Knight i in., 2005; Zhang i in., 2007; Marsz, 2011; Wei, Lohmann, 2012), a nawet zmianami w skali globalnej (Chylek i in., 2014).

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, 2001). Na Atlantyku Północnym następuje w przypowierzchniowej warstwie oceanu transport ciepłych i silnie zasolonych wód tropikalnych na północ. Odbywa się to szlakiem prądów Gujańskiego, Antylskiego i Golfstromu. Z delty Golfstromu, dalej przez system prądów Północnoatlantyckiego, Norwesko-Atlantyckiego i Zachodniospitsbergeńskiego wody te wprowadzane są do mórz Arktyki. Przez całą drogę przez Atlantyk Północny wody te, jako ciepłe Wody Atlantyczne, oddają ciepło do atmosfery. Na Morzu Norweskim, Morzu Grenlandzkim i Morzu Labradorским, w wielkich makroskalowych wirach, te wychładzające się Wody Atlantyczne mieszają się z wypływającymi z Arktyki silnie wychłodzonymi i wysłodzonymi Wodami Arktycznymi. Gęstość tak „zmieszanych” wód jest większa od gęstości Wód Atlantycznych i Wód Arktycznych, przez co zapadają w głąb, tworząc dobrze natlenione, chłodne 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 prądy głębiny płynące dalej w kierunku południowym (Dickson i in., 1996).

W okresie wzmocnienia AMOC większe ilości ciepła i soli wraz z wodami tropikalnymi transportowane są z delty Golfstromu 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 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. Tym samym zmniejszają się strumienie ciepła z oceanu do atmosfery nad Atlantykiem Północnym. W subarktycznych i arktycznych wirach tworzenie się NADW ulega spowolnieniu, co zmniejsza składową pionową ruchu wód i transfer ciepła z powierzchni morza do atmosfery.

Powiązanie AMO z AMOC, czy ogólniej – cyrkulacją termohalinową wykazało wielu badaczy (np. Knight i in., 2005; Dima, Lohmann, 2007; Kuhlbrodt i in.,

2007; Wei, Lohmann, 2012). Badania modelowe (Zhang, 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, Vimont, 2004) opisują różne aspekty tej samej rzeczywistości.

Istnieje kilka wskaźników AMO. Wskaźniki AMO charakteryzują stan termiczny całego Atlantyku Północnego jako jednolitego obszaru, określając wartość anomalii SST na całym Atlantyku Północnym, w takich granicach, jakie przyjęli autorzy tego wskaźnika. Wskaźników intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym czy wskaźników AMM dla północnego Atlantyku brak.

To spowodowało, że autor opracował wskaźnik charakteryzujący jednocześnie intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i stan termiczny tego akwenu (Marsz, Styszyńska, 2009). Wskaźnik ten oznaczony jest jako DG_{3L} .

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników badań przeprowadzonych nad próbą określenia wpływu zmienności atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej i powodowanej przez nią zmienności stanu termicznego Atlantyku Północnego na przebieg temperatury powietrza w Polsce. Wobec podnoszonej przez wielu badaczy zasadniczej roli AMO i AMOC w kształtowaniu zmienności klimatu półkuli północnej, wyjaśnienie związków między AMOC i AMO a temperaturą powietrza nad Polską wydaje się być istotne i może przyczynić się do lepszego zrozumienia zachodzących w ostatnich kilku dekadach zmian klimatu nad obszarem Polski.

Materiały i metody badań

Badaniami objęto okres 50-lecia 1961-2010. Dane SST, z których obliczono wskaźnik charakteryzujący intensywność południkowej cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego, pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b. (Smith i in., 2008). Jest to zbiór sekwencyjny miesięcznych wartości SST w polach $2^\circ \times 2^\circ$. Zbiór ten obejmuje zestaw danych od stycznia roku 1856 do chwili obecnej. Dane w nim zawarte są w pełni wiarygodne od roku 1880 (załącznik).

Wskaźnik charakteryzujący intensywność południkowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i jego stan termiczny (oznaczenie DG_{3L}) obliczano z wartości SST z lutego (SST02), sierpnia i września (SST08 i SST09) z pola $2^\circ \varphi \times 2^\circ \lambda$ o współrzędnych centrum $38^\circ N$, $56^\circ W$. Pole to leży na pograniczu Wód Sargassowych i Wód Golfstromu. U podstaw konstrukcji tego wskaźnika leży fakt, że oś Golfstromu przesuwają się na długościach $60-45^\circ W$ na północ lub południe w zależności od zmian rozmiaru jego przepływu. Wraz ze wzrostem przepływu Golsfstromu i przesunięciem się jego osi na południe, stwierdza się silny wzrost przepływów w skierowanej na północ gałęzi prądowej, wychodzącej z delty Golfstromu

(Baranov, 1979; Baryshevskaya, Shinkevich, 1979). Przesunięcie na południe osi Golfstromu manifestuje się wzrostem SST na granicy Golfstromu i Wód Sargasowych (37-39°N, na długościach 57-55°W). Opisane zmiany SST wykorzystano do konstrukcji wskaźnika.

Pierwszym etapem jest obliczenie wartości DG, będącej średnią arytmetyczną SST z wymienionych miesięcy w danym roku ($DG = (SST_{02} + SST_{08} + SST_{09})/3$). Z wartości DG z 3 kolejnych lat – sprzed 2 lat ($k-2$), sprzed roku ($k-1$) i roku bieżącego (k) oblicza się wskaźnik $DG_{3L(k)}$ jako: $DG_{3L(k)} = ((0,25 \cdot DG_{(k-2)}) + (0,33 \cdot DG_{(k-1)}) + (0,42 \cdot DG_{(k)}))$. Wskaźnik taki jest datowany na rok bieżący (k). Obliczone w ten sposób wartości wskaźnika (mianowane w °C) są następnie standaryzowane względem średniej ze stulecia 1901-2000, dając ostateczną jego bezwymiarową postać. Krótkie uzasadnienie konstrukcji tego wskaźnika przedstawione jest również w pracy Marsza i Styszyńskiej (2009), a szereg czasowy wskaźnika DG_{3L} z okresu 1880-2015 stanowi załącznik do tej pracy.

Tak więc wartość wskaźnika DG_{3L} z danego roku zawiera w sobie słabnącą w funkcji czasu informację o intensywności południkowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym z roku bieżącego i poprzedzających go dwóch lat. Taka postać wskaźnika uwzględnia powolne zmiany intensywności cyrkulacji oceanicznej, powolną propagację sygnału termicznego przenoszonego przez cyrkulację oceaniczną i rozciągnięte w czasie jego oddziaływanie termiczne na atmosferę.

Wskaźnik DG_{3L} informuje pośrednio o zasobach ciepła kierowanego wraz z wodami tropikalnymi z delty Golfstromu na północ – do Prądu Północnoatlantyckiego. Jego szereg czasowy jest statystycznie istotnie skorelowany z szeregami wartości charakteryzujących stan termiczny Atlantyku Północnego – „niewygladzonym” wskaźnikiem AMO¹ ($r = 0,68$, $p < 0,001$), rocznymi anomaliami zasobów ciepła w warstwie powierzchniowej Atlantyku Północnego 0-700 m ($r = 0,79$, $p < 0,001$) czy wskaźnikiem rocznym AMM ($r = 0,30$, $p < 0,036$).

Dane charakteryzujące temperaturę powietrza w Polsce uzyskano z materiałów obserwacyjnych IMGW, za pośrednictwem ECAD (European Climate Assessment & Dataset) i KNMI Climate Explorer. Były to wartości miesięcznej temperatury powietrza z 21 stacji, względnie równomiernie rozłożonych na obszarze „niegórskiej” części Polski (Białystok, Chojnice, Elbląg, Gorzów Wielkopolski, Kalisz, Katowice, Kielce, Koszalin, Łeba, Mława, Olsztyn, Poznań, Rzeszów, Siedlce, Suwałki, Szczecin, Toruń, Warszawa, Włodawa, Wrocław i Zielona Góra). Z danych miesięcznych obliczono temperaturę roczną na każdej stacji. Z kompletu danych obliczono miesięczne i roczną temperaturę obszarową.

¹ Dane AMO – adres zbioru <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data> ; patrz strona <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>, dane rocznych anomalii zasobów ciepła – zbiór Basin time series of heat content: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/3M_HEAT_CONTENT/index.html, AMM – Atlantic Meridional Mode (SST) – patrz strona <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/monthly/AMM/>.

Dane charakteryzujące miesięczne wartości SLP, wysokości powierzchni geopotencjału oraz składowych strefowych i merydionalnych wiatru geostroficznego² pobrano z baz danych ESRL PSD (Earth System Research Laboratory, Physical Sciences Division; <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.derived...>). Są to dane z reanaliz (Kalnay i in., 1996) o rozdzielczości $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

Miesięczne wartości frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej Wangengejma-Girsa (Girs, 1964; 1981) zaczerpnięto z załącznika do pracy Dimitrieva i Belyazo (2006); uzupełniono je danymi otrzymanymi, za pośrednictwem dra V.E. Łaguna, bezpośrednio z AANII (Arktyczny i Antarktyczny Instytut Naukowo-Badawczy, St. Petersburg). Z wartości tych obliczono sumy roczne frekwencji poszczególnych makrotypów.

W analizach danych stosowano standardowe metody analiz statystycznych wraz z odpowiednim testowaniem ich wyników. Wszystkie obliczenia prowadzono, wykorzystując program Statistica PL firmy StatSoft®.

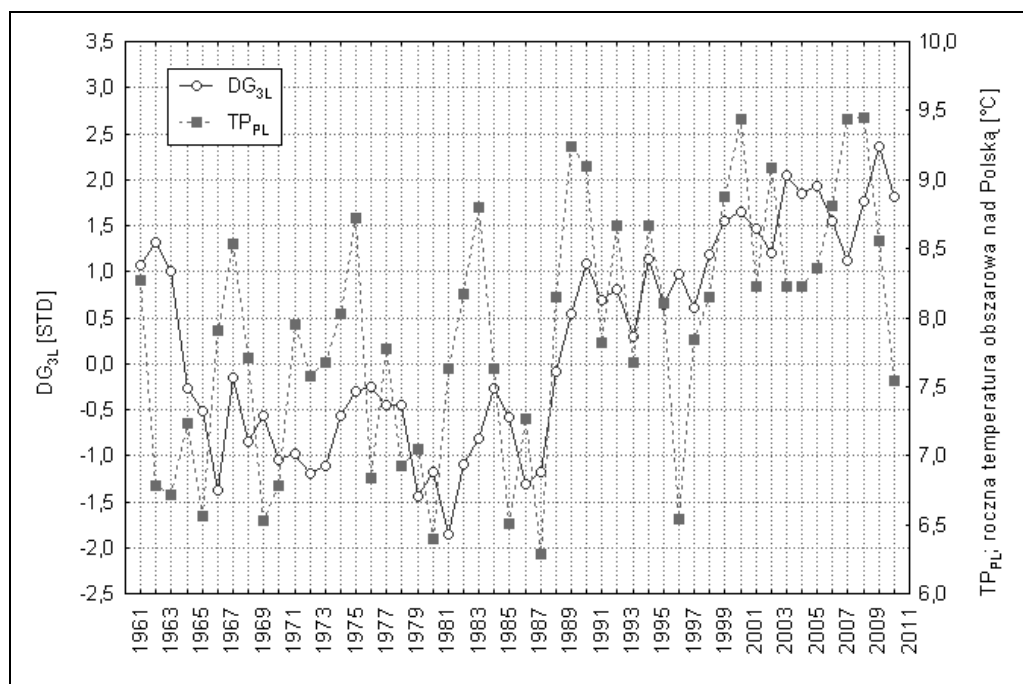
Rozkład przestrzenny związków między temperaturą powietrza w Polsce a wskaźnikiem DG_{3L} , charakteryzującym zmienność natężenia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym

Analiza przebiegów zmienności wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego zmienność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i jego stanu termicznego, oraz temperatury powietrza w Polsce wykazuje, że zmienność obu wielkości jest ze sobą powiązana. Najwyraźniejsze powiązania ze zmianami DG_{3L} wykazują przebiegi temperatury rocznej, czyli wielkości o dużej skali integracji i niosącej najbardziej ogólną informację o zmienności warunków termicznych (rys. 1).

Zmienność wskaźnika DG_{3L} objaśnia w badanym 50-leciu stosunkowo niewiele, bo 25% wariancji średniej rocznej obszarowej temperatury powietrza w Polsce, ale objaśnienie to jest wysoce istotne statystycznie ($p < 0,001$). Zmiana wskaźnika DG_{3L} o jedną jednostkę pociąga za sobą zgodną ze znakiem zmianę rocznej temperatury obszarowej o $0,387(\pm 0,096)^\circ\text{C}$. Ponieważ wartość wskaźnika DG_{3L} w badanym 50-leciu zmienia się o ok. 4,2 jednostki (od $-1,85$ w 1981 do $+2,37$ w roku 2009), daje to regulację zmian rocznej temperatury obszarowej w granicach ok. $1,6^\circ\text{C}$.

Analiza związków zmienności temperatury rocznej na stacjach uwzględnionych w tej pracy ze zmiennością wskaźnika DG_{3L} wykazała, że na wszystkich rozpatrywanych stacjach obie wielkości są ze sobą wysoce istotnie powiązane

² Nie wszystkie z tych elementów są omawiane w tej pracy, były jednak niezbędne w trakcie wykonywania analiz.



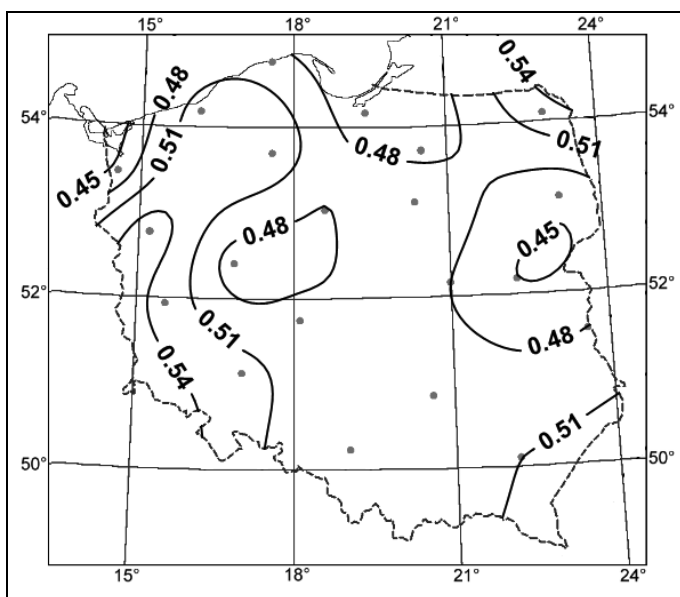
Rys. 1. Przebieg wartości wskaźnika DG_{3L} , charakteryzującego intensywność cyrkulacji termohali-
nowej na Atlantyku Północnym i stanu termicznego tego akwenu oraz średniej rocznej temperatury
obszarowej (21 stacji) na obszarze Polski (1961-2010)

Fig. 1. The course of values of DG_{3L} index characterizing the intensity of the thermohaline circulation
in the North Atlantic and the thermal state of these waters, and the average annual temperature of
the area (21 stations) in Poland (1961-2010)

($p < 0,001$). Zróżnicowanie przestrzenne objaśnienia zmian temperatury rocznej na obszarze Polski przez DG_{3L} jest niewielkie (rys. 2), wartości współczynników korelacji zawierają się w granicach od +0,45 (Siedlce) do +0,55 (Gorzów Wlkp).

Wartości współczynników korelacji między DG_{3L} a miesięczną i roczną temperaturą powietrza na wybranych polskich stacjach meteorologicznych przedstawiono w tab. 1, a rozkład przestrzenny zróżnicowania siły związku między tymi wielkościami w miesiącach, w których zaznaczają się korelacje statystycznie istotne, prezentuje rys. 3. Nie trudno zauważyć (tab. 1), że statystycznie istotne związki temperatury powietrza ze wskaźnikiem DG_{3L} występują na części lub całości obszaru Polski tylko w niektórych miesiącach.

W ciągu trzech miesięcy, w kwietniu, lipcu i sierpniu, związki statystycznie istotne obejmują cały kraj. Najsilniejsze związki z DG_{3L} , na całym obszarze Polski wysoce istotne statystycznie, temperatura powietrza wykazuje w kwietniu. W tym miesiącu zmienność temperatury jest silniej powiązana ze zmiennością wskaźnika

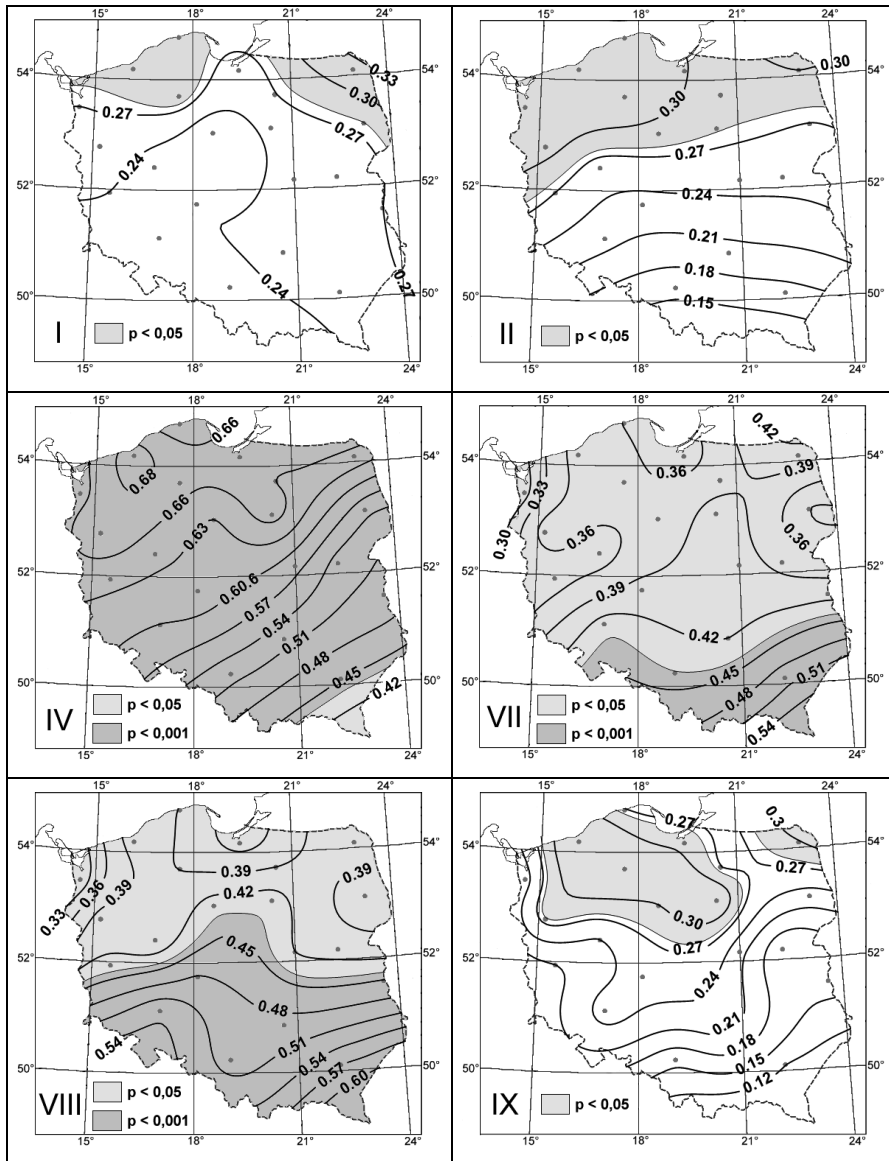


Rys. 2. Rozkład izokorelat między wskaźnikiem DG_{3L} opisującym intensywność atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej a roczną temperaturą na wybranych stacjach polskich. Na całym obszarze kraju korelacje są wysoce istotne ($p < 0,001$). Lata 1961-2010

Fig. 2. Distribution of isocorrelates between DG_{3L} index describing the intensity of the Atlantic meridional thermohaline circulation and the annual temperature at selected Polish stations. Correlations are highly significant ($p < 0.001$) all over the country. Years 1961-2010

na północy i zachodzie Polski niż na wschodzie i południu kraju. Zmienność wskaźnika DG_{3L} objaśnia 42% wariancji obszarowej TP w kwietniu. Drugim takim okresem, w którym na całym obszarze Polski występują statystycznie istotne związki temperatury powietrza ze wskaźnikiem charakteryzującym natężenie cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, są lipiec i sierpień. W tym okresie związki TP z DG_{3L} są na północy stosunkowo słabe, stając się silniejsze i wysoce istotne w lipcu na południu kraju, a w środkowej i południowej części Polski w sierpniu (rys. 3; VII i VIII), kiedy objaśniają ok. 21% wariancji temperatury tego miesiąca. W pozostałych miesiącach – styczniu, lutym i wrześniu statystycznie istotne korelacje TP z DG_{3L} zaznaczają się tylko na części, przede wszystkim północnej, kraju.

Oprócz związków synchronicznych między wskaźnikiem DG_{3L} a temperaturą powietrza w Polsce występują słabsze i nieco inaczej rozłożone w przestrzeni związki asynchroniczne, w których zmiany wskaźnika wyprzedzają o rok mające nastąpić zmiany temperatury powietrza. Na obszarze całej Polski utrzymują się statystycznie istotne związki między DG_{3L} z roku $(k-1)$ a temperaturą powietrza



Rys. 3. Rozkłady izokorelat między wskaźnikiem DG_{3L} opisującym intensywność atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej a miesięczną temperaturą nad Polską, w miesiącach, w których nad częścią lub całością Polski korelacje są statystycznie istotne. Miesiące oznaczone liczbami rzymskimi. Lata 1961-2010

Fig. 3. Distributions of isocorrelates between DG_{3L} index describing the intensity of the Atlantic meridional thermohaline circulation and the monthly temperature in Poland in the months in which correlations are statistically significant either all over Poland or over part of its region. Months marked with Roman numerals. Years 1961-2010

Tabela 1. Wartości współczynników korelacji między wskaźnikiem DG_{3L} a temperaturą miesięczną na wybranych polskich stacjach meteorologicznych (1961-2010). Istotne ($p < 0,05$) wartości współczynników korelacji pogrubione, wysoce istotne ($p < 0,001$) oznaczone *, r^2 – stopień objaśnienia wariancji obszarowej temperatury miesięcznej przez zmienność DG_{3L}

Table 1. Values of correlation coefficients between the DG_{3L} and monthly temperature in selected Polish meteorological stations (1961-2010). Values of significant correlation coefficients ($p < 0,05$) in bold, highly significant ($p < 0,001$) marked with *, r^2 – the degree of area variance explanations of monthly temperature by variability of DG_{3L}

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	rok
BIAŁ	0,28	0,27	0,18	0,55*	-0,01	-0,07	0,33	0,37	0,23	0,11	0,18	-0,06	0,46*
CHOJ	0,29	0,32	0,19	0,67*	0,12	0,06	0,37	0,39	0,32	0,14	0,23	-0,02	0,53*
ELBL	0,26	0,30	0,16	0,68*	0,01	-0,07	0,35	0,35	0,29	0,05	0,20	-0,06	0,46*
GORZ	0,26	0,31	0,22	0,68*	0,23	0,18	0,37	0,40	0,28	0,16	0,19	-0,07	0,55*
KALI	0,24	0,23	0,14	0,62*	0,17	0,15	0,40	0,48*	0,25	0,11	0,23	-0,09	0,49*
KATO	0,23	0,16	0,11	0,52*	0,20	0,26	0,44	0,50*	0,16	0,09	0,25	-0,13	0,48*
KIEL	0,25	0,20	0,11	0,52*	0,15	0,13	0,42	0,49*	0,22	0,13	0,24	-0,13	0,50*
KOSZ	0,29	0,32	0,20	0,70*	0,09	0,06	0,37	0,40	0,33	0,14	0,22	-0,02	0,52*
ŁEBA	0,29	0,31	0,18	0,64*	0,14	0,18	0,36	0,39	0,27	0,08	0,17	-0,01	0,49*
MŁAW	0,25	0,28	0,17	0,67*	0,11	0,01	0,40	0,43	0,32	0,16	0,21	-0,06	0,51*
OLSZ	0,27	0,29	0,15	0,66*	0,03	-0,02	0,38	0,39	0,27	0,10	0,19	-0,06	0,47*
POZN	0,23	0,26	0,15	0,64*	0,13	0,10	0,35	0,40	0,24	0,07	0,18	-0,07	0,47*
RZES	0,25	0,17	0,13	0,45*	0,21	0,26	0,50*	0,57*	0,12	0,14	0,29	-0,12	0,51*
SIED	0,25	0,25	0,14	0,53*	0,05	0,00	0,38	0,41	0,16	0,13	0,20	-0,09	0,45*
SUWA	0,32	0,30	0,18	0,65*	0,06	0,01	0,41	0,41	0,30	0,15	0,21	-0,02	0,53*
SZCZ	0,27	0,32	0,20	0,65*	0,11	0,02	0,29	0,31	0,23	0,09	0,17	-0,05	0,46*
TORU	0,22	0,29	0,16	0,63*	0,12	0,05	0,37	0,43	0,30	0,12	0,20	-0,06	0,48*
WARS	0,25	0,25	0,13	0,58*	0,13	0,10	0,40	0,42	0,22	0,13	0,18	-0,09	0,48*
WŁOD	0,27	0,24	0,15	0,50*	0,06	0,03	0,41	0,45*	0,16	0,15	0,23	-0,09	0,48*
WROC	0,23	0,22	0,13	0,60*	0,25	0,26	0,43	0,53*	0,25	0,12	0,22	-0,11	0,52*
ZGÓR	0,24	0,27	0,17	0,64*	0,25	0,20	0,35	0,43	0,21	0,11	0,21	-0,11	0,53*
PL	0,26	0,27	0,16	0,65*	0,13	0,10	0,40	0,46*	0,26	0,14	0,22	-0,07	0,50*
$r^2(PL)$	6,8	7,3	2,6	42,2	-	-	16,0	21,2	6,8	-	4,8	-	25,0

w roku k w kwietniu, lipcu i sierpniu. Giną, na tych obszarach gdzie występowały, istotne związki występujące w styczniu, lutym i wrześniu. W części Polski pojawiają się istotne asynchroniczne związki w czerwcu. Współczynniki korelacji między temperaturą roczną w roku k a $DG_{3L(k-1)}$ (z roku poprzedzającego) na stacjach polskich są statystycznie istotne ($p < 0,05$) i mieszczą się w przedziale

od +0,29 (Szczecin) do +0,39 (Suwałki) i +0,40 (Gorzów Wlkp.). Występowanie związków asynchronicznych wynika z długookresowej zmienności wskaźnika, będącej po części odbiciem powolności międzyrocznych zmian intensywności cyrkulacji termohalinowej, a w części ze sposobu obliczania wartości wskaźnika DG_{3L} , będącego średnią ważoną z trzech kolejnych lat.

Mechanizmy związków między cyrkulacją termohalinową na Atlantyku Północnym a temperaturą roczną w Polsce

Występowanie niezbyt silnych, ale wysoce istotnych statystycznie związków między intensywnością cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym a temperaturą powietrza w Polsce stawia pytanie o mechanizmy, które prowadzą do ich zaistnienia. Przeprowadzone analizy pozwoliły na ustalenie zasadniczego łańcucha zależności, które powodują wystąpienie tych związków. Tu przedstawi się je w pewnym skrócie, aby nadmiar szczegółów nie zaciemniał istoty sprawy.

Wzmożenie intensywności cyrkulacji termohalinowej powoduje zwiększony transport ciepła wraz wodami oceanicznymi na północ. Transport ten odbywa się z delty Golfstromu do Prądu Północnoatlantyckiego, następnie przez Prąd Norwesko-Atlantycki dalej na północ. W wyniku tego rosną zasoby ciepła w wodach północno-wschodniej części Atlantyku Północnego w szerokościach 45-70°N. Przy dużych zasobach ciepła w tych wodach strumienie ciepła z oceanu do atmosfery osiągają duże i bardzo duże wartości. W rezultacie dochodzi do silnego ogrzania środkowej troposfery na długościach 30°W-10°E. Strumienie ciepła z powierzchni zachodniej części Atlantyku Północnego, gdzie zasoby ciepła w wodach są niewielkie, gdyż nie zostają bezpośrednio zasilane ciepłymi wodami z delty Golfstromu, nie osiągają dużych wartości, w związku z czym środkowa troposfera nie jest tam silnie ogrzana; wysokość powierzchni geopotencjału 500 hPa leży tam relatywnie nisko.

Taki rozkład zasobów ciepła w wodach proteguje występowanie w środkowej troposferze na długościach 70-30°W górnej zatoki, a na długościach 30°W-10°E górnego klina. Wobec dużych zasobów ciepła w wodach wschodniej części Atlantyku Północnego, przy napływie nad ten akwen chłodnego powietrza (górnjej zatoki) następuje jego bardzo szybko ogrzanie (do 24 godzin) i dochodzi do regeneracji górnego klina nad tym rejonem. Opisany rozkład położenia górnej zatoki i górnego klina o niewielkich amplitudach nad Atlantykiem Północnym odpowiada występowaniu w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym makrotypu W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. Wzrost zasobów ciepła w wodach północno-wschodniej części Atlantyku Północnego pociąga za sobą zwiększoną częstość występowania makrotypu W.

Efektem tych procesów jest występowanie silnego związku bezpośrednio między wskaźnikiem DG_{3L} a frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej

według klasyfikacji Wangengejma-Girsa. W przypadku wystąpienia wzrostu intensywności cyrkulacji termohalinowej sygnalizowanej przez wystąpienie dodatniej fazy DG_{3L} silnej protekcji ulega frekwencja makrotypu W i równie silnemu słumieniu – frekwencja makrotypu E (tab. 2), bez istotnego wpływu na roczną frekwencję najmniej licznie występującego makrotypu C.

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji (r) między wskaźnikiem DG_{3L} a roczną frekwencją (liczba dni w roku) makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznych W, E i C według klasyfikacji Wangengejma-Girsa i ich istotność statystyczna (p). Lata 1961-2010

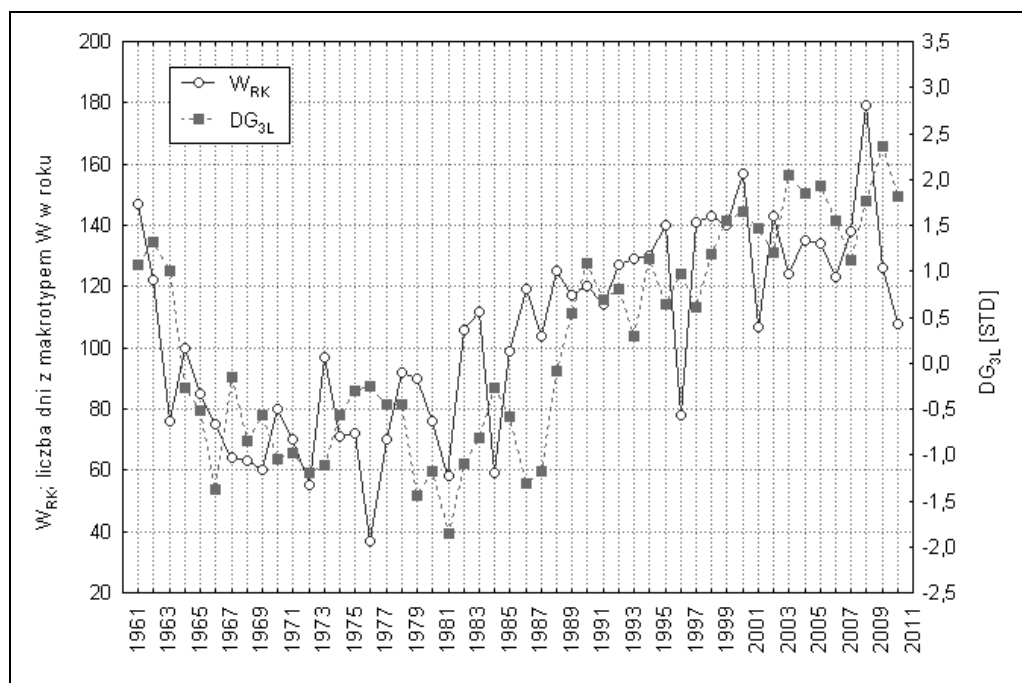
Table 2. Values of correlation coefficients (r) between the DG_{3L} index and the annual frequency (number of days in a year) of mid-tropospheric circulation W, E and C macro-types, according to Wangengejm-Girs classification and their statistical significance (p). The years 1961 to 2010

Makrotyp	W	E	C
r	0,679	- 0,674	0,142
$p <$	0,0001	0,0001	0,326

Ze zmianą frekwencji występowania każdego z makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej związany jest spadek jednych i jednocześnie wzrost frekwencji innych określonych typów (postaci) sytuacji synoptycznych. Te mogą być spowodowane do określonych typów cyrkulacji dolnej, np. typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein (1978, 1991). Frekwencja poszczególnych typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein wykazuje skorelowanie dodatnie z frekwencją określonego makrotypu (np. E) i jednocześnie ujemne z frekwencją innego (np. W lub C) makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej (Marsz, 2005). Wskazuje to na względnie ściśle „przywiązanie” określonych postaci cyrkulacji dolnej do określonego makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej. Związki takie przede wszystkim odtwarzają antykorelacje między makrotypami W i E.

Cechą charakterystyczną w badanym okresie 1961-2010 jest istotny wzrost wartości wskaźnika DG_{3L} (po roku 1987) i tym samym wzrost frekwencji makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W (rys. 4), przy jednoczesnym spadku frekwencji makrotypu E. Makrotyp W jest tą postacią cyrkulacji środkowotroposferycznej, z którą związany jest rozwój typów cyrkulacji dolnej uważanych za strefowe (np. typów cyrkulacji Osuchowskiej-Klein A, C2D, D2C), przy jednoczesnej eliminacji lub silnym ograniczeniu frekwencji typów cyrkulacji południkowych (B, F, E, E0, E1, BE).

Dla każdego typu cyrkulacji dolnej (a dokładniej – dla każdej z grup cyrkulacji) charakterystyczne są określone obszary źródłowe mas powietrza i trajektorie ich napływu nad Polskę. To powoduje (pomijając etapy przejściowe), że z występowaniem każdej postaci makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznych (W, E i C) związane są odpowiednie modyfikacje składowych strefowych i merydionalnych (południkowych) wiatru geostroficznego nad obszarami Europy, w tym nad Polską.



Rys. 4. Przebieg wartości wskaźnika DG_{3L} i rocznej frekwencji makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa

Fig. 4. The course of values of DG_{3L} index values and annual frequency of mid-tropospheric circulation of W macro-type according to the Wangengejm-Girs classification in the years 1961-2010

Analiza związków frekwencji makrotypu W Wangengejma-Girsa w poszczególnych miesiącach ze składowymi strefowymi i merydionalnymi wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa wskazuje na występowanie statystycznie istotnych korelacji nie tylko ze składową strefową, ale również ze składową południkową. Wyniki tej analizy, ograniczone do 3 punktów nad „środkową” Polską (równoleżnik 52,5°N, długości 17,5, 20,0 i 22,5°E) oraz jednego z południowej Polski (50,0°N, 20,0°E) przedstawia tab. 3.

Zwiększonej frekwencji makrotypu W w poszczególnych miesiącach, tak jak można się tego spodziewać, odpowiada wzrost składowej zachodniej wiatru geostroficznego. Wyjątkiem jest czerwiec, kiedy nad Polską brak statystycznie istotnych związków między frekwencją dni z wystąpieniem makrotypu W a składową strefową wiatru dolnego (tab. 3). Nad obszarem „środkowej” Polski (52,5°N) zaznacza się również występowanie istotnych dodatnich współczynników korelacji frekwencji makrotypu W ze składową merydionalną wiatru geostroficznego. Taka sytuacja występuje w styczniu i lutym, kwietniu, lipcu i sierpniu oraz w grudniu, z czego korelacje w lutym i sierpniu są wysoce istotne ($p < 0,001$). Na południu

Polski (50°N, 20°E) wystąpienie istotnych dodatnich korelacji ($p < 0,05$) między frekwencją makrotypu W a składową południkową wiatru geostroficznego ogranicza się do trzech miesięcy – lutego, kwietnia i sierpnia (tab. 3).

Tabela 3. Wartości współczynników korelacji makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W według klasyfikacji Wangengejma-Girsa ze składowymi strefowymi (zonn) i merydionalnymi (mer) wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa w punktach 52,5°N, 17,5°E (A), 52,5°N, 20,0°E (B), 52,5°N, 22,5°E (C) i 50,0°N, 20,0°E (D). Współczynniki korelacji istotne na poziomie $p < 0,05$ oznaczone pogrubionym drukiem, istotne na poziomie $p < 0,001$ oznaczone dodatkowo *. Badany okres 1961-2010

Table 3. Values of correlation coefficients of mid-tropospheric circulation W macro-type according to Wangengejm-Girs classification with the zonal components (zonn) and meridional (mer) of geostrophic wind of 1000 hPa at points 52,5°N, 17,5°E (A), 52,5°N, 20,0°E (B), 52,5°N, 22,5°E (C) and 50,0°N, 20,0°E (D). Values of significant correlation coefficients ($p < 0,05$) in bold, the ones of $p < 0,001$ are additionally marked with *. Period examined 1961-2010

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12
A (zonn)	0,81*	0,78*	0,67*	0,48*	0,35	0,18	0,32	0,58*	0,37	0,55*	0,56*	0,56*
A (mer)	0,34	0,57*	0,16	0,41	0,08	0,10	0,34	0,51*	0,19	0,24	0,17	0,31
B (zonn)	0,81*	0,77*	0,68*	0,46*	0,41	0,17	0,30	0,54*	0,36	0,55*	0,59*	0,59*
B (mer)	0,29	0,50*	0,14	0,41	0,03	0,08	0,32	0,51*	0,19	0,16	0,11	0,31
C (zonn)	0,79*	0,76*	0,69*	0,43	0,46*	0,18	0,27	0,50*	0,35	0,55*	0,61*	0,61*
C (mer)	0,22	0,43	0,14	0,36	-0,03	0,06	0,30	0,52*	0,15	0,11	0,01	0,31
D (zonn)	0,74*	0,64*	0,62*	0,43	0,33	-0,01	0,32	0,43	0,15	0,49*	0,52*	0,46*
D (mer)	0,26	0,43	0,08	0,29	-0,02	0,00	0,26	0,34	0,01	0,02	0,16	0,20

Dodatni znak współczynnika korelacji między frekwencją makrotypu W a składową południkową wiatru geostroficznego oznacza, że wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W rośnie nad Polską udział napływów z południa. Jednoczesne wystąpienie w tym samym miesiącu istotnych dodatnich współczynników korelacji między frekwencją makrotypu W i obiema składowymi wiatru geostroficznego – strefową i południkową oznacza wystąpienie statystycznie istotnego zwiększenia napływów z sektora SW, a więc kierunku, któremu towarzyszą napływy powietrza o wyższej temperaturze (Kozuchowski, 2004).

Szczególnie duże znaczenie takie skojarzenie związków między frekwencją makrotypu W a kierunkiem napływów ma dla kształtowania temperatury powietrza nad Polską w najcieplejszych miesiącach lata. O ile w miesiącach zimowych zwiększony napływ powietrza z zachodu zawsze pociąga za sobą wzrost temperatury, to w miesiącach letnich taki napływ może powodować spadki temperatury powietrza (Wibig, 2004). Zwiększonej częstości napływów powietrza z południo-zachodu towarzyszy latem wzrost temperatury. Są to najczęściej przetransformowane masy powietrza zwrotnikowego morskiego lub częściowo przetransformowane ciepłe masy powietrza polarnego morskiego z południowej granicy ich zasięgu.

Tak więc ze wzrostem frekwencji makrotypu W w ciągu roku wiąże się wzrost temperatury powietrza w październiku, listopadzie i marcu, powodowany przez wzrost częstości adwekcji powietrza morskiego z zachodu (tab. 3), a w grudniu, styczniu, lutym, kwietniu, lipcu i sierpniu przez wzrost częstości adwekcji przetransformowanego powietrza morskiego z południo-zachodu.

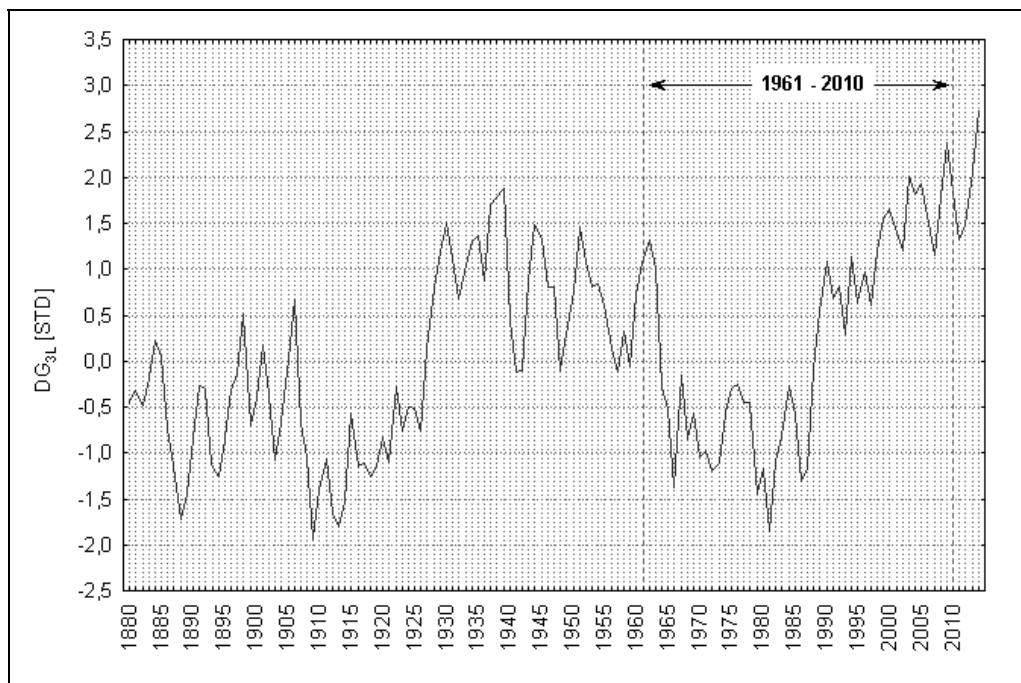
Dodatkowych argumentów wskazujących na wysokie prawdopodobieństwo sformułowanych wniosków co do charakteru zależności dostarcza analiza trendów miesięcznej temperatury obszarowej. Przegląd wartości trendów w kolejnych miesiącach całego badanego okresu 1961-2010 wskazuje, że we wszystkich miesiącach zaznaczają się dodatnie trendy temperatury. Najsilniejsze występują w styczniu i lutym (odpowiednio $+0,059(\pm 0,033)$ i $+0,054(\pm 0,030)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), są one jednak, podobnie jak w większości miesięcy, nieistotne. Statystycznie istotne trendy miesięcznej temperatury powietrza występują w kwietniu ($+0,039(\pm 0,013)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p < 0,004$), maju ($\pm 0,033(\pm 0,014)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p = 0,023$), lipcu ($+0,050(\pm 0,015)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p < 0,002$) i sierpniu ($+0,043(\pm 0,011)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; $p < 0,001$). Z wyjątkiem maja są to te same miesiące, w których korelacje między temperaturą powietrza a wskaźnikiem DG_{3L} są istotne lub wysoce istotne na obszarze całej Polski (tab. 1 i rys. 2), a także te, w których frekwencja makrotypu W jest na przeważającym obszarze Polski dodatnio skorelowana ze składową południkową wiatru geostroficznego (tab. 3).

W rezultacie przez dość długi, ale prosty łańcuch zależności przyczynowo-skutkowych, który można skrótowo opisać jako: *wzrost intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym* → *wzrost zasobów ciepła w NE części Atlantyku* → *nasilenie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery nad NE częścią Atlantyku Północnego* → *modyfikacja cyrkulacji atmosferycznej w kierunku wzrostu frekwencji makrotypu W* → *cyrkulacji środkowotroposferycznej* → *wymuszenie zmiany frekwencji dolnych typów cyrkulacji atmosferycznej* i *wzrost częstości kierunków napływu mas powietrza z W i SW nad Polskę* – dochodzi się do zmiany temperatury powietrza w kierunku jej wzrostu. Rezultatem przedstawionych procesów są bezpośrednie związki między wskaźnikiem DG_{3L} , charakteryzującym intensywność cyrkulacji termohalinowej na północnym Atlantyku, a temperaturą powietrza nad Polską, opisane w poprzednim rozdziale.

Dyskusja wyników i wnioski

Charakter stwierdzonych zależności między zmianami intensywności cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku a temperaturą powietrza nad Polską dowodzi, że zmienność stanu termicznego Atlantyku steruje – poprzez wymuszanie zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej – zmiennością temperatury powietrza nad Europą Środkową.

Same międzyroczne zmiany temperatury powietrza nad Polską, będące rezultatem zmian cyrkulacji termohalinowej, są niewielkie, jednak długookresowe zmiany

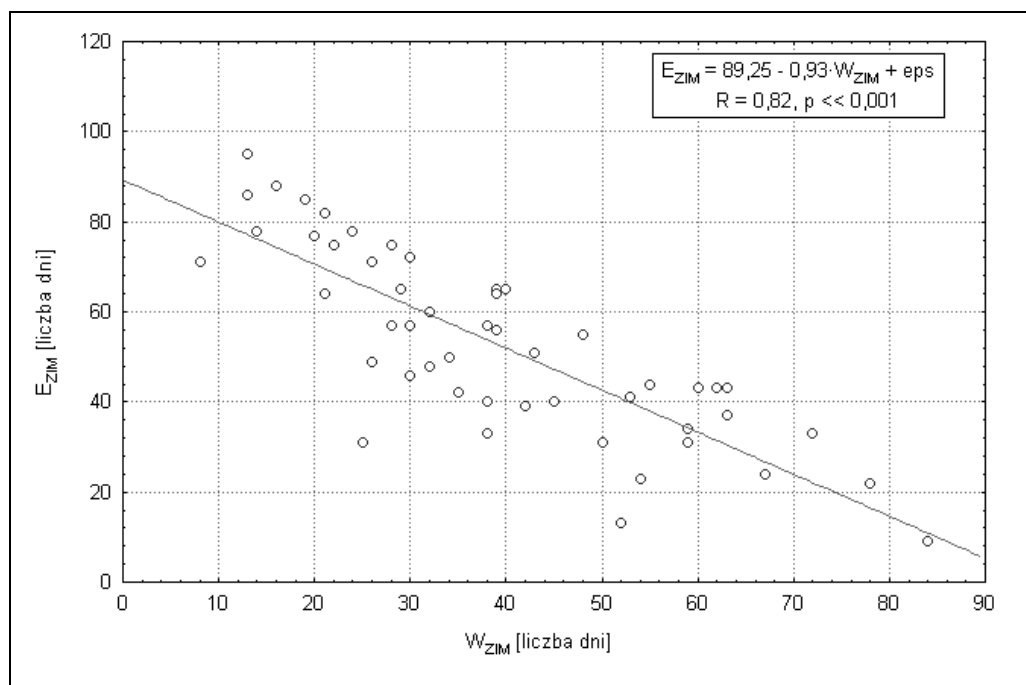


Rys. 5. Przebieg wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego intensywność atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej w latach 1880-2014. Oznaczony okres badany w tej pracy

Fig. 5. The course of DG_{3L} index characterizing the intensity of the Atlantic meridional thermohaline circulation in the years 1880-2014. The period studied in this work is marked

cyrkulacji termohalinowej wymuszają, poprzez zmiany frekwencji makrotypów E i W w cyrkulacji środkowotroposferycznej, zmiany charakteru przebiegu i trendów temperatury powietrza nad Polską. Przebieg południkowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym w latach 1880-2014 charakteryzuje się dość gwałtownymi przejściami między fazami. Nie jest to cecha, która wystąpiła jedynie w badanych latach (rys. 5). W rozpatrywanym w tej pracy okresie takie gwałtowne wzmocnienie intensywności cyrkulacji termohalinowej nastąpiło między rokiem 1987 ($DG_{3L} = -1,18$) a 1991 ($DG_{3L} = +1,09$). Za rok „przejścia” można uznać rok 1988, w którym wartość wskaźnika była najbliższa wartości zerowej (1988; $DG_{3L} = -0,08$).

Gwałtownej zmianie intensywności cyrkulacji termohalinowej, jaka nastąpiła między latami 1987 a 1989, odpowiada zmiana reżimu przebiegu temperatury rocznej nad Polską. Od momentu „przejścia” (rok 1988) intensywność cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym konsekwentnie rośnie, a zakres jej zmienności międzyrocznej uległ silnemu ograniczeniu w stosunku do obserwowanego wcześniej (rys. 5). Niemal każde kolejne lokalne minimum przebiegu wskaźnika

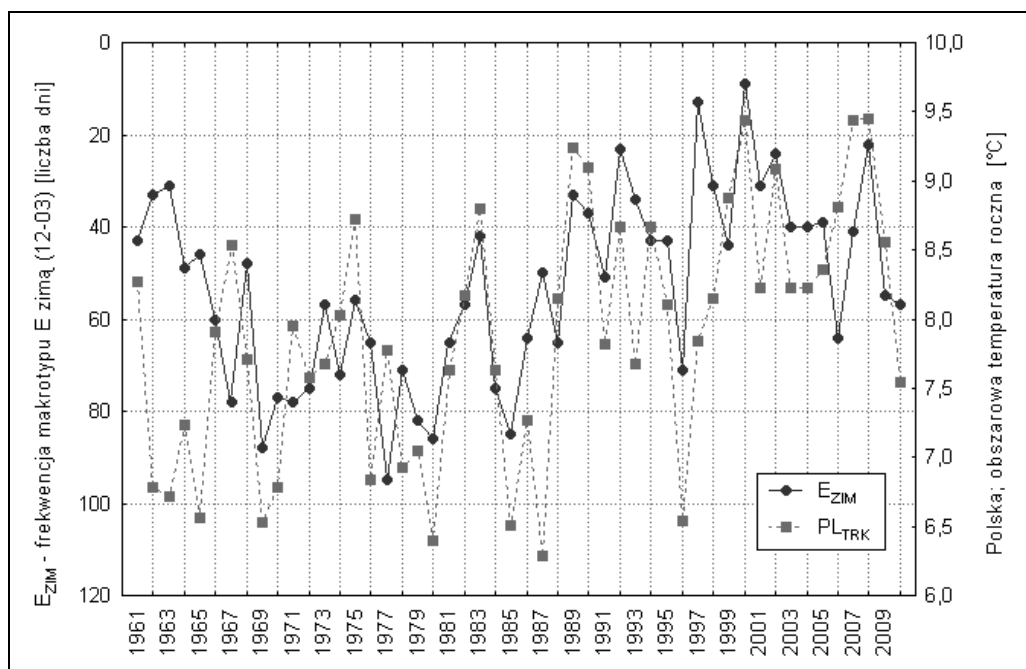


Rys. 6. Związek między frekwencją makrotypu W a frekwencją makrotypu E według klasyfikacji Wangengejma-Girsa w okresie zimowym (grudzień – marzec) w latach 1961-2010

Fig. 6. The relationship between frequency of W macro-type and frequency of E macro-type, according to the Wangengejma-Girs classification, in the winter (December-March) in the years 1961-2010

DG_{3L} jest po roku 1988 wyższe od wcześniejszego. Ten sam okres (1988-2010) charakteryzuje się wystąpieniem nad Polską dodatniego, choć nieistotnego trendu rocznej obszarowej temperatury powietrza, gdy w poprzednim okresie (1961-1988) wartość trendu temperatury rocznej była zerowa.

Istotne jest również, głównie dla kształtowania się cech przebiegu temperatury powietrza w chłodnej porze roku, to, że wraz ze wzrostem frekwencji makrotypu W maleje odpowiednio frekwencja makrotypu E Wangengejma-Girsa (rys. 6), z którą stowarzyszone są typy cyrkulacji dolnej przynoszące ze sobą głębokie spadki temperatury powietrza. Dzięki temu doszło po roku 1988 do diametralnej zmiany charakteru zim – z zim „mieszanych”, w przewadze „ostrych” z epizodami zim „łagodnych” – na zimy „łagodne”, z typową dla nich przewagą cyrkulacji strefowej i częstymi, silnymi adwekcjami ciepłego powietrza morskiego. Liczba dni z makrotypem E w czasie zimy (grudzień-marzec) zmniejszyła się ze średnio 64,3 ($\sigma = 17,1$) w latach 1961-1988 do średnio 38,4 ($\sigma = 15,4$) w latach 1989-2010. To ostatnie zmieniło również reżim zmienności temperatury rocznej (rys. 7) – roczna temperatura „obszarowa” po roku 1987, poza jednym wyjątkiem



Rys. 7. Frekwencja makrotypu E Wangengejma-Girsa w okresie zimowym (12-03 – skala odwrócona – liczba dni z wystąpieniem tego makrotypu zimą maleje ku górze wykresu) i roczna temperatura obszarowa nad Polską w latach 1961-2010

Fig. 7. Frequency of E-Girsa Wangengejm macrotype during winter (12-03; reversed scale – the number of days with this macrotype in winter decreases towards the top of the chart) and the annual temperature over Poland in the years 1961-2010

(1996 rok), nie spadła poniżej 7,5°C, co wcześniej było w Polsce rzeczą zwyczajną. Zmiana reżimu termicznego zimą spowodowała to, że średnia roczna temperatura obszarowa wzrosła między latami 1961-1988 a 1988-2010 skokowo o 1°C (z 7,46 do 8,46°C; różnica między średnimi istotna na poziomie $p < 0,01$).

W rezultacie opisanych procesów między rokiem 1987 a 1989 doszło nad Europą, w tym i Polską, do nagłej zmiany reżimu klimatycznego. Przyczyną tej zmiany reżimu termicznego była również gwałtowna zmiana fazy atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej, zwiększająca zasoby ciepła w NE części Atlantyku Północnego i wymuszająca gwałtowną zmianę charakteru cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym. Na anomalne ocieplenie Atlantyku Północnego, które nastąpiło z początkiem lat 1990., jako przyczynę zmiany reżimu klimatycznego (*climate shift*) Europy wskazuje praca Suttona i Donga (2012). Cytowani badacze formułują zdecydowanie twierdzenie, że zmienność AMO stanowi główny czynnik sterujący zmianami klimatu wokół Atlantyku Północnego, a obecna faza wzrostu temperatury powietrza

i specyficzny rozkład sum opadów, polegający na występowaniu nadmiaru opadów na obszarze północnej Europy i niedoboru opadów na południu Europy, będzie trwała tak długo, jak długo Atlantyk Północny pozostanie „anomalnie ciepły”. Wyniki przedstawione w tej pracy w pełni potwierdzają tezę Suttona i Donga (2012) o zasadniczej roli zmian stanu termicznego Atlantyku Północnego w sterowaniu zmianami klimatycznymi nad obszarem Europy.

Przedstawione w tej pracy wyniki dotyczące skali wzrostu temperatury powietrza i ich rozkładu w czasie wydają się być zgodne z wynikami badań modelowych, dotyczącymi wpływu AMO i AMOC na zmiany klimatu Europy. Badania modelowe Suttona i Hodsona (2005) wykazały, że zmienność AMO wywiera wpływ na przebieg temperatury powietrza nad Ameryką Północną i Europą, szczególnie silny w okresie letnim (czerwiec – sierpień). W dodatnich fazach AMO temperatura lata nad Europą Zachodnią i Środkową rośnie, a sumy opadów letnich maleją w stosunku do kształtowania się tych elementów w ujemnych fazach AMO.

Pohlman i in. (2006) przeprowadzili badania modelowe nad wpływem zmienności AMOC na klimat Europy. Badania te wykazały, że w okresach wzmożonej atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej (co odpowiada fazom dodatnich wartości wskaźnika DG_{3L}) temperatura powietrza nad Europą rośnie. Najsilniejsze zmiany między ujemnymi a dodatnimi fazami AMOC wykazują, według wyników badań modelowych Pohlmana i in. (2006), obszary wokółbałtyckie, na których w dodatniej fazie AMOC temperatura roczna rośnie o 1K w stosunku do temperatury w ujemnej fazie. Największe różnice temperatury powietrza między fazami AMOC zaznaczają się w okresie zimowym, liczba dni z mrozem zmniejsza się w czasie dodatniej fazy AMOC o 12 w roku, głównie w Europie Zachodniej i Północnej. Latem liczba dni z temperaturą wyższą od 25°C zwiększa się w Europie Środkowej i Wschodniej o więcej niż 9. Sumy opadów wykazują w dodatniej fazie AMOC wzrost nad Europą Północną (centrum nad Norwegią) i spadek nad Europą Południową (centrum nad Półwyspem Iberyjskim i obszarami wokół Adriatyku).

Przeprowadzone badania nad związkami zmienności między wskaźnikiem DG_{3L} a temperaturą powietrza nad Polską są w swoim ogólnym charakterze zgodne z wynikami badań modelowych zarówno Suttona i Hodsona (2005), jak i Pohlmana i in. (2006). Potwierdzają na materiale empirycznym i przy wykorzystaniu odmiennej miary intensywności atlantyckiej południkowej cyrkulacji termohalinowej występującą zależność między fazą AMOC a temperaturą powietrza nad Polską, wyjaśniając dodatkowo mechanizm występujących zależności. Dyskusja, czy czynnikiem sterującym zmianami klimatu jest AMO czy AMOC, wobec wyników licznych prac (patrz Zhang i Wang, 2013 i przytaczana tam literatura) wskazujących na to, że są to opisy różnych aspektów tego samego procesu, jest bezprzedmiotowa.

Trzeba na zakończenie zauważyć, że zmienność południkowej cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego nie jest jedynym atlantyckim czynnikiem

„oceanicznym” wywierającym wpływ na reżim termiczny Polski. Oczywiście silne, ale statyczne, działanie wielkiego rezerwuaru ciepła, jakim jest Atlantyk Północny, na klimat Polski, nie jest możliwe do określenia przez analizy zmienności. Można je badać metodami pośrednimi, takimi jak badania rozkładu izoanomal temperatury powietrza (np. Chałubińska, 1949), stopnia kontynentalizmu lub oceanizmu klimatu Polski (np. Januszewski, 1963; Ewert, 1973, Kozuchowski, Marciniak, 1986; Marsz, Styszyńska, 2000) czy też np. za pomocą analizy odchyłeń wektorów pola temperatury od południka lokalnego, tak jak to robił zespół Stopa-Boryczki i Boryczki z Uniwersytetu Warszawskiego (Stopa-Boryczka i in., 1994; Boryczka i in., 2001; Stopa-Boryczka, Boryczka, 2009). Wyniki takich badań są jednak bardzo trudne do jednoznacznej interpretacji, gdyż uzyskane w nich rezultaty zawsze zawierają również efekty działania cyrkulacji atmosferycznej, bez której wpływy termiczne oceanu nie mogłyby w ukierunkowany sposób rozprzestrzeniać się i aktywnie oddziaływać na klimat Europy i Polski.

Załącznik

Wartości wskaźnika DG_{3L} charakteryzującego natężenie powierzchniowej składowej cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym i stan termiczny Atlantyku Północnego. Wartości wskaźnika oszacowane ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b.

Rok	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
188X	-0,45	-0,31	-0,48	-0,19	0,23	0,04	-0,73	-1,15	-1,73	-1,43
189X	-0,85	-0,26	-0,29	-1,12	-1,26	-0,85	-0,32	-0,13	0,51	-0,70
190X	-0,41	0,18	-0,37	-1,07	-0,67	0,03	0,67	-0,68	-1,05	-1,94
191X	-1,41	-1,06	-1,66	-1,81	-1,54	-0,57	-1,14	-1,11	-1,25	-1,14
192X	-0,82	-1,09	-0,29	-0,77	-0,50	-0,52	-0,76	0,12	0,79	1,19
193X	1,50	1,12	0,67	0,97	1,31	1,37	0,87	1,70	1,77	1,87
194X	0,44	-0,12	-0,10	0,87	1,48	1,33	0,81	0,80	-0,10	0,30
195X	0,75	1,45	1,08	0,81	0,84	0,61	0,15	-0,13	0,32	-0,06
196X	0,73	1,08	1,31	1,00	-0,28	-0,51	-1,38	-0,16	-0,84	-0,56
197X	-1,05	-0,98	-1,20	-1,10	-0,56	-0,30	-0,25	-0,46	-0,45	-1,44
198X	-1,17	-1,85	-1,09	-0,81	-0,26	-0,58	-1,31	-1,18	-0,08	0,55
199X	1,09	0,69	0,81	0,29	1,13	0,65	0,97	0,60	1,19	1,55
200X	1,65	1,46	1,20	2,01	1,82	1,93	1,58	1,15	1,76	2,38
201X	1,83	1,31	1,48	2,05	2,74	3,61				

Materiały wpłynęły do redakcji 4 II 2015.

Literatura

- Andronova N.G., Schlesinger M.E., 2000, *Causes of global temperature change during the 19th and 20th centuries*. Geophysical Research Letters, 27, 2137-2140.
- Baranov E.I., 1979, *Izmenchivost' raskhodov vody na standartnykh rarezakh cherez Golfstrim, Floridskoe i Antil'skoe techeniya*. Trudy GOI, 146, 3-13.
- Baryshevskaya G.I., Shinkevich N.G., 1979, *O vozmozhnykh prichinakh izmeneniya razkhodov vod yuzhnoj vetvii Golfstrima*. Trudy GOI, 150, 76-82.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, *Deformacja pola temperatury powietrza przez Ocean Atlantycki – odchylenia gradientów horyzontalnych od południków lokalnych*. [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, XV, Prognozy zmian klimatu miast Europy, Wyd. Uniwersytetu Warszawskiego, 187-188.
- Chałubińska A., 1949, *Izoanomale rocznej temperatury w Polsce*. Annales UMCS w Lublinie, 4, 2, 19-32.
- 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; DOI: 10.1002/2014GL059274.
- Chiang J. C. H., Vimont D.J., 2004, *Analagous meridional modes of atmosphere-ocean variability in the tropical Pacific and tropical Atlantic*. Journal of Climate, 17, 21, 4143-4158.
- Delworth T.L., Greatbatch R.J., 2000, *Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing*. Journal of Climate, 13, 9, 1481-1495.
- Delworth T.L., Knutson T.R., 2000, *Simulation of Early 20th Century Global Warming*. Science, 287 (5461), 2246-2250.
- Delworth T.L., Mann M.E., 2000, *Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere*. Climate Dynamics, 16, 661-676.
- Delworth T.L., Clark P.U., Holland M., Johns W.E., Kuhlbrodt T., Lynch-Stieglitz J., Morrill C., Seager R., Weaver A.J., Zhang R., 2008, *The potential for abrupt change in the Atlantic Meridional Overturning Circulation, Abrupt Climate Change: Final Report, Synthesis & Assessment Product 3.4*, CSSP, Reston, VA, U.S. Geological Survey, 258-359.
- Dickson R., Lazier J., Meincke J., Rhines P., Swift J., 1996, *Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic*. Progress in Oceanography, 38, 241-295.
- Dijkstra H.A., te Raa L., Schmeits M., Gerrits J., 2006, *On the physics of the Atlantic Multidecadal Oscillation*. Ocean Dynamics 56, 36-50. DOI 10.1007/s10236-005-0043-0.
- Dima M., Lohmann G., 2007, *A Hemispheric Mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation*. Journal of Climate, 20 (11); 2706-2719. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4174.1>.
- Dimitriev A.A., Belyazov V.A., 2006, *Kosmos, planetarnaya klimaticheskaya izmenchivost' i atmosfera polyarnykh regionov*. Gidrometeoizdat, St. Peterburg, ss. 358.
- 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, 2000GL012745.
- Ewert A., 1973, *Zagadnienie kontynentalizmu termicznego klimatu Polski i Europy na tle kontynentalizmu kuli ziemskiej*. Prace i Studia IG UW, 11, Klimatologia, 6, 9-17.
- Girs A.A., 1964, *O sozdaniy edinoj klassifikatsii makrosinopticheskikh processov Severnogo polushariya*. Meteorologiya i Gidrologiya, 4, 11-18.
- Girs A.A., 1981, *K voprosu o fomakh atmosferno cirkulatsii i ikh prognosticheskoy ispolzovaniy*. Trudy AANII, 373, 4-13.
- 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; L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Januszewski J., 1963, *Kontynentalizm termiczny w Europie w swietle wzoru W. Górczyńskiego*. Prz. Geogr., 35, 3; 423-429.

- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin, L. Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996, *The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project*. Bulletin of the American Meteorological Society, 77; 437-470.
- Kerr R.A., 2000, *A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries*. Science, 288 (5473); 1984-1985. DOI: 10.1126/science.288.5473.1984.
- Kerr R.A., 2005, *Atlantic Climate Pacemaker for Millennia Past, Decades Hence?* Science, 309 (5731); 41-43. DOI: 10.1126/science.309.5731.41.
- 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: <http://dx.doi.org/10.1175/2008JCLI2628.1>.
- Knight J. R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E., 2005, *A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate*. Geophysical Research Letters, 32, L20708, doi:10.1029/2005GL024233.
- Kożuchowski K., 2004, *Cyrkulacja atmosferyczna nad Polską i jej wpływ na warunki klimatyczne*. [w:] K. Kożuchowski (red.) *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*. Łódź, 67-87.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1986, *Fluktuacje kontynentalizmu klimatu Polski na tle warunków cyrkulacyjnych i solarnych (1881-1980)*. Prz. Geof., 31, 2, 139-152.
- Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., Levermann A., Hofmann M., Rahmstorf S., 2007, *On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation*. Reviews of Geophysics, 45 2, 1-32; DOI: 10.1029/2004RG000166.
- Marsz A., 2005, *Czy cyrkulacja atmosferyczna jest zdeterminowana i przewidywalna?* [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*. PTGeof./IMGW, Warszawa, 32-52.
- Marsz A.A., 2011, *O związkach między zmianami temperatury powierzchni Morza Sargassowego a zmianami temperatury powietrza na półkuli północnej (1880-2007)*. Landform Analysis, 15; 17-38.
- Marsz A., Styszyńska A., 2000, *Fazy kontynentalizacji i oceanizacji klimatu nad obszarem Bałtyku w XIX i XX wieku*. Acta Universitatis Nicolai Copernici, 106, Geografia 31, 183-201.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2009, *Oceanic control of the warming processes in the Arctic - a different point of view for the reasons of changes in the Arctic climate*. Problemy Klimatologii Polarnej, 19, 7-31.
- Osuchowska-Klein B., 1978, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej*. WKiŁ, Warszawa, ss. 192.
- Osuchowska-Klein B., 1991, *Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej (1976-1990)*. IMGW, Warszawa, ss. 50.
- Pohlmann H., Sienz F., Latif M., 2006, *Influence of the Multidecadal Atlantic Meridional Overturning Circulation Variability on European Climate*. Journal of Climate, 19 (23); 6062-6067. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3941.1>
- Schlesinger M.E., Ramankutty N., 1994, *An oscillation in the global climate system of period 65-70 years*. Nature, 367(6465), 723-726.
- 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: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI2100.1>.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., Wągrowa M., Śmiałkowski J., 1994, *Cechy oceaniczne klimatu Europy*. [w:] *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce*, 8, ss. 399.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2009, *Wpływ czynników geograficznych na klimat Europy*. Prace i Studia Geograficzne, 41, 191-208.
- Sutton R.T., Dong B., 2012, *Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s*. Nature Geoscience, 5; 788-792. doi:10.1038/ngeo1595.
- Sutton R.T., Hodson D.L.R., 2005, *Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate*. Science 30, 115-118.
- Wei W., Lohmann G., 2012, *Simulated Atlantic Multidecadal Oscillation during the Holocene*. Journal of Climate, 25 (20), 6989-7002. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00667.1>

- Wibig J., 2004, *Pole ciśnienia nad Europą i północnym Atlantykiem a warunki termiczne i opadowe w Polsce*. [w:] K.Kożuchowski (red.) *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*. Łódź, 89-119.
- 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, 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.

Streszczenie

Praca omawia związki między zmiennością intensywności AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) a temperaturą powietrza w Polsce. Badany okres obejmuje lata 1961-2010. Zmienność AMOC charakteryzuje opracowany przez autora wskaźnik DG_{3L} (jego przebieg – patrz ryc. 5). Stwierdzono występowanie na obszarze Polski umiarkowanej siły, ale istotnych statystycznie (r od +0,45 do 0,55) związków temperatury rocznej z tym wskaźnikiem (ryc. 1 i 2). Analiza związków miesięcznych wykazała występowanie w niektórych miesiącach roku (ryc. 3, tab. 1) istotnych statystycznie ($p < 0,05$) korelacji między DG_{3L} a temperaturą na części lub całym obszarze kraju. Najsilniejsze i obejmujące cały obszar Polski korelacje występują w kwietniu, lipcu i sierpniu (ryc. 3; IV, VII, VIII). Stwierdzono również występowanie słabszych związków asynchronicznych, w których zmiany DG_{3L} wyprzedzają w czasie o rok zmiany temperatury.

Badania nad przyczynami występowania tych związków wykazały, że wraz ze wzrostem intensywności AMOC rośnie frekwencja wystąpienia makrotypu cyrkulacji środkowotroposferycznej W i jednocześnie maleje frekwencja makrotypu E według klasyfikacji Wangengejma-Girsa (tab. 2, ryc. 4). Stanowi to odbicie rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w Atlantyku Północnym. Każdy z tych makrotypów, poprzez powiązane z nim sytuacje synoptyczne (pola SLP), modyfikuje kierunki napływu mas nad Polskę, zmieniając udział składowych strefowych i merydionalnych wiatru geostroficznego na dolnych poziomach. Wzrost frekwencji makrotypu W pociąga za sobą wzrost częstości napływu powietrza z W i S (tab. 3), a jednocześnie ogranicza frekwencję makrotypu E, z którym związane są napływy z kierunków N i E, co ostatecznie prowadzi do zmian temperatury powietrza w kierunku jej wzrostu.

Z gwałtownym wzrostem natężenia AMOC po roku 1988 związany jest również gwałtowny wzrost frekwencji makrotypu W i jednoczesny spadek frekwencji makrotypu E. Doprowadziło to do wzrostu częstości i intensywności napływów powietrza z SW i W, co skutkuje zróżnicowanym co do wartości wzrostem temperatury we wszystkich miesiącach roku. Ograniczenie frekwencji makrotypu E w chłodnej porze roku (ryc. 6) zmieniło charakter zim, w kierunku eliminacji zim ostrych i protekcji zim łagodnych. W rezultacie po roku 1988 doszło do zmiany reżimu termicznego zim, co w konsekwencji zmieniło przebieg temperatury rocznej (nagły wzrost o 1°C i zmniejszenie zakresu jej zmienności (patrz ryc. 1 i 7).

Konkluzją pracy jest stwierdzenie, że zmiany stanu termicznego Atlantyku Północnego, powodowane przez zmienność AMOC, poprzez sterowanie zmianami cyrkulacji atmosferycznej w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym, sterują zmianami klimatu na obszarze Europy i Polski. Przyczyną nagłej zmiany klimatycznej (climate shift) między rokiem 1987 a 1989 nad Europą, w tym i Polską, było gwałtowne przejście AMOC (i AMO) z fazy negatywnej do fazy pozytywnej. Wnioski te potwierdzają wyniki wcześniejszych badań Suttona i Donga (2012) oraz tych badaczy, którzy w zmianach stanu termicznego Atlantyku i zmianach intensywności cyrkulacji termohalinowej dopatrują się głównej przyczyny multidekadowych zmian klimatu.

Słowa kluczowe: Polska, temperatura powietrza, cyrkulacja termohalinowa, Atlantyck Północny, cyrkulacja atmosferyczna

Summary

The work discusses the relationship between variability of intensity of AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) and the air temperature in Poland. The examined period covers the years from 1961 to 2010. AMOC variability is characterized by the author's own DG_{3L} index (its course - see Fig. 5). Statistically significant (r from 0.45 to 0.55), although not very strong, correlation between DG_{3L} and annual air temperature was noted in Poland (Fig. 1 and 2). Analysis of monthly correlations showed the presence of statistically significant ($p < 0.05$) correlation between DG_{3L} and temperature all over the country or over part of its region in certain months of the year (Fig. 3, Tab. 1).

The strongest correlations occur in April, July and August and are observed all over Poland (Fig. 3, IV, VII, VIII). Weak asynchronous correlations were also noted but changes in DG_{3L} occur one year before changes in temperature are observed.

Research into the reasons for the occurrence of these correlations showed that the increase in the intensity of AMOC is accompanied by increase in frequency of occurrence of mid-tropospheric circulation of W macro-type, according to the Wangengejm-Girs classification, while the frequency of E macro-type decreases (Tab. 2, Fig. 4). This reflects spatial distribution of heat resources in the North Atlantic. Each of these macro-types, via their synoptic situation (SLP field), modifies the direction of flow of the masses over Poland, changing the share of meridional and zonal components of geostrophic wind in lower levels.

The increase in frequency of W macro-type entails increase in the frequency of air flow from W and S (Tab. 3) at the same time reducing the frequency of E macro-type, which is connected with inflow from directions N and E. This eventually leads to changes in air temperature, i.e. its increase.

The sharp increase in intensity of AMOC after 1988 is associated with an equally rapid increase in frequency of W macro-type and simultaneous decrease in frequency of E macro-type. This led to an increase in the frequency and intensity of air inflows from SW and W, which results in differing values of temperature increase in all months of the year. Limitation of E macro-type frequency in the cold season (Fig. 6) changed the nature of winters, i.e. eliminating severe winters and protecting mild winters. As a result, after 1988, there was a change in thermal regime of winters, which, in turn, changed the course of the annual temperature (sudden increase by 1°C and a reduction in the range of its variability (see Fig. 1 and 7).

The conclusion of the work is that the changes in the thermal state of the North Atlantic, caused by the variability of AMOC, control climate changes in Europe and Poland, by controlling changes in the atmospheric circulation in the Atlantic-Eurasian circulation sector. The reason for abrupt climate shift between 1987 and 1989 over Europe, including Poland, was the violent transition of AMOC (and AMO) from a negative phase to a positive phase. These conclusions are confirmed by the results of earlier research by Sutton and Dong (2012), as well as by these researchers, who claim that the main cause of multi-decade changes in climate is attributed to thermal state of the Atlantic and changes in the intensity of thermohaline circulation.

Key words: Poland, surface air temperature, thermohaline circulation, North Atlantic, atmospheric circulation

Andrzej A. Marsz

aamarsz@am.gdynia.pl

Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Bałtycki