

KLIMAT ARKTYKI W PÓŻNYM GLACJALE I HOLOCENIE

THE ARCTIC CLIMATE IN LATE GLACIAL AND HOLOCENE

Andrzej A. Marsz

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

Zarys treści. Praca referuje wyniki badań nad zmianami klimatycznymi w Arktyce, jakie zachodziły od początku późnego glacjału do momentu rozpoczęcia obserwacji instrumentalnych. Większą uwagę skupiono na zmianach klimatycznych, jakie miały miejsce w ciągu ostatnich 2500 lat. Zwrócono również uwagę na synchronizację zmian klimatycznych w Arktyce i wyraźnie rysujące się związki między zwiększonym dopływem wód atlantyckich do Arktyki, a kolejnymi fazami ociepleń.

Słowa kluczowe: zmiany klimatu, Arktyka, holocen, późny glacjał, holocenijskie optimum klimatyczne, średniowieczny okres ciepły, mała epoka lodowa, "ciepła" Arktyka, "chłodna Arktyka".

1. Wstęp

Zachodzące współcześnie zmiany klimatyczne w Arktyce zmuszają do stawiania różnych pytań. Najczęściej stawianymi są:

- jaki będzie dalszy charakter zmian czy też ewolucji klimatu w Arktyce,
- jak będą przebiegać wymuszane przez zmiany klimatu w Arktyce zmiany jej środowiska,
- jakie będą regionalne i globalne implikacje zmian klimatu w Arktyce?

Pytania te, czy raczej problemy, mają dużą wagę. Nakłada się na nie następny wielki problem – pod wpływem jakich czynników zachodzą współczesne zmiany klimatu w Arktyce? Jeśli u przyczyn tych zmian leży nasilenie się efektu cieplarnianego spowodowanego przez działalność człowieka, to zmiany te powinny być nieodwracalne i iść tylko w jednym kierunku – dalej postępującego wzrostu temperatury powietrza, ze wszystkimi konsekwencjami tego wzrostu. Jeżeli zachodzące współcześnie zmiany klimatu Arktyki zachodzą pod działaniem procesów naturalnych, to jaki będzie, czy może być, ich dalszy przebieg? Nie będzie się w tym miejscu próbowało rozstrzygać tych dylematów. Na żadne z wymienionych pytań nie znajdzie się odpowiedzi w dalszej części tej pracy.

Oceniając współcześnie zachodzące zmiany klimatyczne w Arktyce i ich potencjalne skutki, dobrze natomiast odnieść przebieg obserwowanych obecnie procesów do dłuższej perspektywy czasowej, i to nie tylko tej, którą rejestrują obserwacje meteorologiczne. Istnieje bardzo duża liczba prac przedstawiających takie czy inne fakty, w tym wysoce wiarygodne charakterystyki panujących w poszczególnych

momentach czy okresach warunków klimatycznych w różnych punktach Arktyki. Prace te oparte są na szczegółowych badaniach różnego rodzaju – paleoceanograficznych, paleolimnologicznych, palinologicznych, dendrochronologicznych, sedimentologicznych, geomorfologicznych, których celem, poprzez analizę danych „proxy”, jest albo rekonstrukcja panujących warunków klimatycznych, albo też rekonstrukcja warunków środowiskowych czy paleogeograficznych. Nawet wyniki tych badań, które nie są bezpośrednio skierowane na odtworzenie warunków klimatycznych, w większości przypadków dają się interpretować z punktu widzenia klimatycznego i wnoszą poważny wkład do wiedzy na temat zmian klimatu Arktyki.

Szeroki, syntetyczny przegląd warunków paleogeograficznych panujących w Arktyce od momentu zaniku ostatniego zlodowacenia do późnego holocenu przedstawiają odpowiednie rozdziały w monografii Przybyłaka (2003) i Raporcie ACIA (McBean i in. 2004). Wśród klimatologów, nawet tych, którzy zajmują się współczesnymi zmianami klimatu w Arktyce, wiedza na temat zachodzących w ciągu ostatnich kilku tysięcy lat zmian klimatycznych w Arktyce nie jest powszechna. Poglądy głoszone przez wielu glaciologów, biologów i ekologów, a zwłaszcza "ekologów", zajmujących się badaniami Arktyki, pozwalają sądzić, że historia zmian klimatu Arktyki jest im nieznana, co nadaje niekiedy teom głoszonym przez nich wyjątkowego smaku.

Celem tej pracy jest przedstawienie w ogólnym zarysie zmian klimatycznych w Arktyce, ze szczególnym uwzględnieniem zmian, jakie zachodziły w Arktyce Atlantycznej w ciągu ostatnich 2000 lat. Od czasu ukazania się drukiem pracy Przybyłaka (2003) i Raportu ACIA (2004) zaznaczył się wyraźny postęp w wiedzy na ten temat. Pojawiło się wiele nowych prac pozwalających na uszczegółowienie i konkretyzację obrazu zmian klimatu w Arktyce, zwłaszcza w ujęciu regionalnym. Późniejsze prace na ogół potwierdzają główne cechy przebiegu zmian warunków klimatycznych w Arktyce naszkicowanego przez Przybyłaka (2003) i McBeana i in. (2004), jednak ze znacznie większą pewnością pozwalają odnieść się do zmian zachodzących w okresie ostatnich 2000 lat. Dotyczy to zwłaszcza oceny rozmiarów i zasięgu ociepleń "okresu rzymskiego" (Roman Warm Period; dalej ORz) i "średniowiecznego okresu ciepłego" (Medieval Warm Period; dalej ŚOC) w Arktyce.

W opracowaniu starano się uwzględnić głównie nowsze pozycje literatury, z okresu ostatnich kilku-, kilkunastu lat, zwracając szczególną uwagę na te, w których poszczególne epizody stanu danego środowiska mają datowania izotopowe, zaś same dane charakteryzują się odpowiednio dużą rozdzielczością czasową. Większą uwagę poświęcono pracom paleoceanograficznym, te są zazwyczaj z mało zrozumiałych względów ignorowane przez klimatologów, czy ogólniej – paleogeografów. Autor nie dokonywał samodzielnych interpretacji warunków klimatycznych czy środowiskowych na poszczególnych stanowiskach, przytaczając wnioski i oceny wyprowadzone przez autorów cytowanych badań.

Raport ACIA (2004) zwraca uwagę na dwa ważne fakty – po pierwsze, że zmiany klimatyczne w okresie późnego glaciału oraz holocenu na obszarze całej Arktyki w najogólniejszej ich postaci zachodziły synchronicznie, po drugie – że w bardziej szczegółowym oglądzie tych zmian zauważa się występowanie pewnych różnic regionalnych. Podobne wnioski na temat charakteru zmian klimatycznych w Arktyce, jakie zachodziły w czasie ostatnich 400 lat formułują Overpeck i in. (1997). Zróznicowanie regionalne ma swoje przyczyny, tak jak to obserwuje się i współcześnie, w regionalnych modyfikacjach przebiegu procesów klimatycznych i lokalnych uwarunkowaniach poszczególnych stanowisk, na których prowadzono badania.

Należy jednak zdawać sobie sprawę z tego, że obraz odrębności regionalnych w historycznym przebiegu klimatu można uzyskać również jako rezultat błędnych czy niedokładnych datowań analizowanych osadów albo też występowania hiatusu (luk stratygraficznych) w serii osadowej. Podobnie, asynchroniczność kolejnych faz ociepleń czy ochłodzeń w Arktyce stanowić może efekt niewielkiej rozdzielczości czasowej datowań, a tym samym przesunięcia w czasie rekonstruowanych momentów zdarzeń zapisanych w osadach. Ciągłe chronologie można uzyskać jedynie na obszarach subarktycznych, tam gdzie występują lub występowały drzewa. Chronologie oparte na danych z rdzeni lodowych są dobre, ale nie dają gwarancji ich ciągłości. Jeszcze mniejszą pewność określenia wieku dają osady warwowe pozbawione substancji organicznej lub zawierające śladowe ich ilości. Najmniejszą dokładnością określenia wieku zdarzeń charakteryzują się profile, w których na podstawie kilku datowań ^{14}C lub innych datowań izotopowych (najczęściej ^{210}Pb) dalsze szczegółowe przybliżenie wieku osadów (nie-warwowych) uzyskuje się na podstawie interpolacji, wynikającej z szacunku raty sedymentacyjnej między dwoma datowaniami wieku bezwzględnego.

Na błędy wynikające, lub mogące wynikać, z rozdzielczości czasowej nakładają się błędy wynikające z charakteru "funkcji przejścia", czyli kalibrowania klimatycznego danych proxy. Funkcje te zazwyczaj mają postać równań regresji prostej lub wielokrotnej. Konstrukcja takich funkcji z natury rzeczy prowadzi do uśrednienia, czyli "obcinania" ekstremów, co skutkuje znacznym zmniejszeniem rekonstruowanej amplitudy zmian klimatycznych w stosunku do rzeczywistości występującej. Ten efekt szczególnie silnie zaznacza się w przypadku rekonstrukcji zmian krótkookresowych, rzędu dekady lub kilku dekad, choć siłą rzeczy musi odbić się również i na rekonstrukcjach długookresowych zmian klimatycznych.

Te przyczyny powodują, że nawet leżące blisko siebie stanowiska opracowane z różnymi rozdzielczościami czasowymi mogą wykazywać różnice w ilości i długości poszczególnych faz zmian klimatu oraz ich amplitudach, choć trudno przypuszczać, aby na odległościach rzędu np. kilkudziesięciu kilometrów mogło dochodzić do większych różnic w kształtowaniu się zmian makroklimatycznych, warunkowanych na przykład zmianami cyrkulacji atmosferycznej. Mając na względzie te ograniczenia rekonstrukcji klimatycznych, jak się wydaje, nie należy przydawać większego znaczenia niewielkim różnicom w momentach¹ wystąpienia poszczególnych epizodów zmian i różnicom amplitudy tych zmian w poszczególnych rekonstrukcjach.

2. Zmiany klimatyczne w późnym glacie (14 700-10 000 lat BP)

Przejście klimatu Arktyki od stanu pełnego zlodowacenia (maksimum ostatniego zlodowacenia: ~23 000-21 000 lat BP²) do temperatury bliskiej współczesnej trwało około 10 000 lat. W okresie między 20 000 a 10 000 lat BP temperatura powietrza rosła średnio w tempie około 2°C na tysiąclecie na kopule lądolodu Grenlandii, nieco wolniej na pozostałych obszarach Arktyki. Zarówno w Arktyce, jak i w szerokościach umiarkowanych, wszędzie tam, gdzie występowało zlodowacenie, w tym okresie następowała intensywna deglacjacja. Początek deglacjacji na szelfie spisbergeńskim Dowdeswell

¹ Stosownie do rozdzielczości czasowej rekonstrukcji.

² Lata BP – przed współczesnością (Before Present). W przypadku kalibrowanych dat radiowęglowych współczesność (0 BP) rozpoczyna się w roku 1950, w innych datowaniach tą granicą jest rok 2000. Dalej w pracy datowania są ujednoczone, tak, że współczesność (0 BP) liczy się od roku kalendarzowego (n.e) 2000.

i Elverhoi (2002) datują na około 18 000 lat BP. Już około 15 000-14 500 lat BP na szelfie wzdłuż zachodniego i północnego Spitsbergenu pojawiły się cieplejsze wody atlantyckie (AW), co świadczy o uwolnieniu obszarów tych szelfów spod pokrywy lądolodu (Ślubowska i in. 2005, Ślubowska-Woldengen i in. 2006, Ottesen i in. 2007).

Wzrost temperatury doprowadził do wytworzenia się nowego reżimu klimatycznego – przejścia od zlodowacenia do ciepłego wahnięcia klimatycznego zwanego interstadiem bølling-allerød (14 700-12 700 lat BP)³. Tempo wzrostu temperatury w Arktyce i strefie umiarkowanej półkuli północnej stało się wyjątkowo silne w okresie między 13 500 a 12 000 lat BP, kiedy już doszło do częściowej deglacjacji zachodniego i północnego Spitsbergenu (Ottesen i in. 2007). Około 12 500-12 000 lat BP uwolnione zostały od lodu północno-wschodnie i wschodnie wybrzeża Ziemi Baffina (Briner i in. 2005, 2007), jednak lód lądolodu Laurentyjskiego zajmował jeszcze obszerne powierzchnie dalej na zachód od wschodnich wybrzeży Ziemi Baffina i w rejonie Labradoru – Zatoki Hudsona (Kaufman i in. 2004).

W bøllingu, który stanowił pierwszą ciepłą fazę interstadiu, w ciągu około 500 lat na obszarze Arktyki utrzymywała się relatywnie wysoka temperatura, przypuszczalnie niewiele chłodniejsza od obecnej. Między 12 000 a 11 700 lat BP wystąpiło nagle ochłodzenie klimatu. W przeciągu kilku dekad temperatura powietrza spadła o około 2-3°C, po czym z końcem tego okresu wzrosła równie szybko o podobną wartość. Okres ten nosi nazwę starszego dryasu. Kolejne ocieplenie zaznaczyło się między 11 700 a 11 000 lat BP, okres ten stanowi drugą fazę ciepłego interstadiu – allerød. W Arktyce letnia temperatura powietrza w okresie allerødu była niższa od temperatury w bøllingu o około 1°C. W allerødzie, podobnie jak w bøllingu, następowała szybka degradacja kontynentalnych pokryw lodowych. W Arktyce w tym czasie doszło do uwolnienia spod pokrywy lądolodu wysepek leżących bezpośrednio przy wschodnim wybrzeżu Grenlandii na szerokości 70-71°N (Wagner 2000, Wagner i Melles 2001).

Wraz ze wzrostem temperatury powietrza w skali hemisferycznej następowało wzmożone topnienie lądolodów, co pociągało za sobą systematyczny, szybki wzrost poziomu Oceanu Światowego, od około 135 m poniżej obecnego poziomu morza w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia do około 65-60 m poniżej poziomu w końcu allerødu (Fleming i in. 1998). Wzrastający poziom morza doprowadził w końcu allerødu do odrywania się od podłoża i wypływania partii lądolodów nalegających na szelfach, poprzednio stabilizowanych przez górny załom stoku kontynentalnego. W wyniku nagłego uzyskania pływalności przez brzeżne partie lądolodów leżących na szelfach oraz Kopuły Lodowej Morza Barentsa, doszło do gwałtownego zmniejszenia się powierzchni lądolodów. Ich marginalne partie ulegały spełkaniu, oddzielone fragmenty zaczęły się gwałtownie obłamywać od głównej masy lądolodów, tworząc góry lodowe, które dryfowały na południe. Wraz z wypływem masy lodów na Atlantyk i ich topnieniem, powierzchniowe warstwy wód oceanu uległy silnemu wysłodzeniu i ochłodzeniu. Doprowadziło to do powstania nagłej, silnej stratyfikacji wód na Atlantyku Północnym i odcięciu strumieni ciepła z oceanu do atmosfery w Arktyce i wyższych szerokościach strefy umiarkowanej⁴. Powstała stratyfikacja wód

³ Datowanie zdarzeń w późnym glacie oparte na danych z rdzeni lodowych Grenlandii jest o około 2000 lat wcześniejsze niż prezentowane w innych, wcześniejszych pracach paleoklimatologicznych i podziałach stratygraficznych (patrz np. kwestia wieku Bøllingu i Młodszy Dryasu w pracy Alley'a 2000). Nie będzie się w tym miejscu wchodzić w kwestie przyczyn istniejących rozbieżności.

⁴ Obecnie najpowszechniej przyjmowaną hipotezą mechanizmu ochłodzenia młodszego dryasu jest ustanie cyrkulacji termohalinowej w Atlantyku Północnym spowodowane przez spłynięcie słodkich wód z Jeziora Agassiza (Broecker 2006). Jednak szlak, którym miały spływać te wody jest nieznany (dolina Huronu?). Badania Ruddimana i McIntyre (1981) wykazują, że w osadach dennych Atlantyku Północnego wiekowo odpowiadających

umożliwiła również zamarzanie powierzchni morza na wodach, na których wcześniej istnienie lodu morskiego nie było możliwe, co spowodowało równie gwałtowne przesunięcie się zasięgu zimowych lodów morskich na południe. W rezultacie doszło do bardzo intensywnego ochłodzenia, szczególnie silnego w okresie zimowym, nieco słabszego w cieplej porze roku. Obniżeniu się temperatury powietrza towarzyszył spadek opadów. W Arktyce spadek temperatury powietrza w początkowym okresie młodszego dryasu jest szacowany na 7°C w ciągu około 20 lat, a w czasie pełni młodszego dryasu panowały warunki termiczne odpowiadające tym, jakie panowały w pełni zlodowacenia. Obniżenie się temperatury rocznej w Arktyce w młodszym dryasie, w stosunku do temperatury panującej w allerødzie, jest szacowane na około 10°C.

Wobec nagłego wzrostu nachyleń w obrębie lądolodów, z ich odmorskich części rozpoczął się gwałtowny spływ lodu do oceanu. Trwał on kilkaset lat i podtrzymywał istnienie stratyfikacji gęstościowej oceanu i utrzymywania się głębokiego ochłodzenia z jednej strony, z drugiej – prowadził do dalszego wzrostu poziomu morza i szybkiego zmniejszania się wysokości lądolodów, które uniemożliwiały odtworzenie się czasów lądolodów, mimo bardzo głębokiego spadku temperatury powietrza⁵. Najprawdopodobniej wyczerpanie się zasobów lodu w lądolodach i zmniejszenie się nachyleń ich odmorskich partii doprowadziło do ustania lub silnego ograniczenia spływu lodu do oceanu. To z kolei stało się przyczyną szybkiego ograniczenia powierzchni, na której występowała stratyfikacja oceanu i równie szybkiej „odbudowy” cyrkulacji termohalinowej, co ponownie uruchomiło mocne strumienie ciepła z oceanu do atmosfery. Z końcem młodszego dryasu temperatura powietrza zaczęła równie szybko wzrastać, jak spadała z jego początkiem, okres wzrostu temperatury o 7°C według ostrożnych szacunków⁶ nastąpił w ciągu ~50-70 lat. Oznacza to, że trend temperatury rocznej w tych okresach wynosił około 0,14-0,15°C na rok. Młodszy dryas trwał około 1000 lat (~11 000-10 000 lat BP). Ochłodzenie młodszego dryasu według opinii większości badaczy miało zasięg globalny, jednak najwyraźniej zaznaczyło się i było najsilniejsze w atlantycko-eurazjatyckim sektorze cyrkulacyjnym.

Prześciowym okresem między młodszym dryasem a holocenem jest okres preborealny (preboreal). Pozycja stratygraficzna tego okresu w Arktyce nie do końca jest obecnie jasna. Niektórzy badacze włączają go do holocenu, jako początkową fazę okresu borealnego, inni traktują jako samodzielny, pierwszy okres holocenu. W Arktyce, można traktować okres preborealny jako końcową fazę młodszego dryasu, charakteryzującą się wolniejszym wzrostem temperatury powietrza. Temperatura powietrza w Arktyce w preboreale wzrosła o około 3°C w przeciągu około 1000 lat, przy czym na tle ogólnego trendu wzrostowego wykazywała znaczną zmienność międzyroczną.

młodszemu dryasowi znajduje się bardzo duża, znacznie wyższa niż w osadach interstadialu bølling-allerød i osadach preborealnych, domieszka materiału terygenicznego pochodzenia glacialnego. W przypadku, gdyby rzeczywiście spłynięcie wód Jeziora Agassiza było przyczyną wysłodzenia powierzchniowej warstwy wód Atlantyku Północnego, gwałtowny wzrost koncentracji materiału erratywnego w osadach dennych stałoby się niezrozumiałym. Inni badacze (np. Barber i in. 1999; Renssen i in. 2001) ze spłynięciem wód słodkich z jezior laurentyjskich wiążą stuletni epizod ochłodzenia ~8200 roku BP. Z tej przyczyny autor pozostaje przy swojej interpretacji mechanizmów prowadzących do ochłodzenia młodszego dryasu (Marsz 1993, 1998).

⁵ Z powodu ograniczenia możliwości ponownego wzrostu wysokości wierzchowin i akumulacji na wierzchowinach lądolodów, przez wzrastającą temperaturę powietrza (pionowy gradient termiczny).

⁶ Można nawet spotkać się z opiniami (patrz np. Mayewski i in. 1993), że spadek i wzrost temperatury w okresach przejściowych między młodszym dryasem a bøllingiem i preborealem nastąpił w czasie od 10 do 20 lat.

Wyniki badań przedstawiane w licznych pracach wskazują, że wahania klimatyczne jakie zachodziły w późnym glaciale (~14 000-10 000 lat BP) stowarzyszone były ze zmianami natężenia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym. Wzrostom temperatury odpowiadało wzmocnienie cyrkulacji termohalinowej, wzrost konwekcji w wodach Atlantyku Północnego i wzmoczone formowanie się NADW (North Atlantic Deep Water – Północnoatlantyckiej Wody Głębiny), spadkom temperatury odpowiadało osłabienie lub całkowity zanik (w młodszym dryasie) konwekcji w obrębie toni wodnej. Fakt ten mocno podkreśla Raport ACIA (McBean i in. 2004) i tam też znaleźć można odniesienia do obszernej literatury przedmiotu. Wielu badaczy zwraca również uwagę, że w okresie późnego glaciału i początku holocenu dopływ promieniowania słonecznego był wyższy od obecnego, szczególnie w wyższych szerokościach półkuli północnej, choć w tym przypadku wyniki badań są mniej jednoznaczne.

3. Zmiany klimatu Arktyki w starszym i środkowym holocenie

Przełom między późnym glaciałem a holocenem jest datowany na około 10 000 lat BP (~8 000 lat p.n.e.). W holocenie wyróżnia się 4 okresy klimatyczne: okres borealny (boreał; 10 000-8 000 lat BP), okres atlantycki (atlanticum: 8000-5000 lat BP), okres subborealny (subboreał: 5000-2500 lat BP) i okres subatlantycki (subatlanticum: 2500 lat BP do 0 lat BP).

Pierwszym okresem klimatycznym holocenu jest boreał, którego czas trwania jest szacowany na około 2000 lat (10 000-8 000 lat BP). Wraz z początkiem holocenu (między 10 000 a 9 000 lat BP) temperatura powietrza w Arktyce i na jej obrzeżach gwałtownie i bardzo szybko wzrastała. Raport ACIA (McBean i in. 2004) jako jedną z przyczyn tego wzrostu wymienia zwiększony o około 8% w stosunku do obecnego dopływ radiacji słonecznej, wynikający z działania cyklu Milankoviča. Zwrócić jednak trzeba uwagę, że w okresie między około 10 500 a 8 500 lat BP napływ ciepłych wód atlantyckich do basenu Morza Arktycznego był szczególnie silny. Wyniki badań Samthein'a i in. (2003) określają letnią temperaturę wód prowadzonych w tym okresie przez Prąd Zachodniospitsbergeński na około 8°C, zimową na około +3°C⁷ (punkt 75°N, 14°E; rdzeń 23258-2). Również badania Klitgaard-Kristensen i in. (2008) wskazują na znacznie silniejszy napływ ciepłych i silniej zasolonych wód atlantyckich wnoszonych do Kongsfjordu we wczesnym holocenie (10 800-6 800 lat BP) niż w późniejszych okresach.

Zdaniem Andreeva i Klimanova (2000) pierwsza połowa okresu borealnego (10 000-9 000 lat BP; niektórzy badacze ten właśnie okres określają mianem preboreálu) była najcieplejsza w całej historii holocenu na wybrzeżach Syberii i wyspach arktycznych, natomiast w większym oddaleniu od wybrzeża najwyższe temperatury w Arktyce Rosyjskiej wystąpiły ze znaczącym opóźnieniem, bo w okresie atlantyckim (6000-4500 lat BP). Wniosek taki wymieni badacze formułując na podstawie wyników analiz palynologicznych. Podobne przesunięcie w czasie i przestrzeni wystąpienia maksimum termicznego holocenu zaznaczało się również na obszarze Ameryki Północnej i Grenlandii. Ze względu na klimatyczne oddziaływanie topniejącego Łądolodu Laurentyjskiego najwcześniej maksimum termiczne wystąpiło w rejonie Beryngii (Alaska), stopniowo przemieszczając się na południowy wschód (Kaufman i in. 2004), ostatecznie docierając do Labradoru dopiero w drugiej połowie atlanticum. Prawdziwość takiego stwierdzenia, za wyjątkiem określenia wieku górnej granicy tego okresu, oraz jego ogólny, odnoszący się do całej Arktyki charakter, zdają się również potwierdzać rezultaty innych badań.

⁷ Podobne wartości temperatury powierzchni morza (dalej SST – sea surface temperature) w tym rejonie wystąpiły ponownie w okresie między 8000 a 7300 lat BP, między 1500 a 900 lat BP oraz po 2003 roku.

Wielostronne badania osadów jeziornych na Ziemi Baffina, przeprowadzone przez Brinera i in. (2006) również wykazują, że najwyższe w całej historii Holocenu temperatury powietrza wystąpiły już w okresie borealnym (10 000-8 500 lat BP). Letnia temperatura powietrza była tam wtedy wyższa o 5°C od średniej temperatury lipca z okresu współczesnego (obserwacji instrumentalnych), a okres zlodzenia badanego jeziora (CF3; 71,5°N, 68,4°W) był najkrótszy w całej jego polodowcowej historii. Północne doliny Wyspy Ellesmere'a około 9000 lat BP były wolne od lodu. Warunki klimatyczno-roślinne były na tyle korzystne, że bytowały tam karibu (w Clements Markham Inlet; róg karibu datowany na 8415 ±135 lat BP; Stewart i England 2008). Dyke i in. (1996) na podstawie datowań kości wielorybów stwierdzają, że latem, w okresie od 10 000 do 9 000 lat BP wolne od pokrycia lodem Łądogrodu Laurentyjskiego i lodów morskich były cieśniny zachodnich części Archipelagu Kanadyjskiego, a około roku 8500 BP otwarte było przejście Lancaster Sound między Ziemią Baffina a Devon Island, które również latem było wolne od lodów morskich. Jednak na innych stanowiskach w północno-wschodniej Kanadzie maksimum temperatury powietrza wystąpiło później – w okresie atlantyckim.

Intensywna deglacjacja następowała wzdłuż brzegów Grenlandii. Hjort (1997) stwierdza istnienie odsłoniętych spod pokrywy lodowej szelfu i wybrzeży północno-wschodniej Grenlandii już około 9000 roku BP. Na wysepkach przy wschodnim wybrzeżu Genlandii, na N od wejścia do Scoresby Sound, początek akumulacji osadów organogenicznych, świadczący o uwolnieniu terenu spod pokrywy lodowej, jest datowany na około 10 000 lat BP (Wagner 2000), a wczesnoholoceńskie optimum klimatyczne na tym obszarze wystąpiło między 9000 a 6500 lat BP. Na południu Grenlandii, w jeziorze Qipisarqo (61°00'N, 47°45'W), początek akumulacji osadów organogenicznych datowany jest na około 9100 lat BP (Fréchette 2008), co również świadczy o tym, że w tym czasie obszar ten był już wolny od pokrywy lodowej.

O bardzo silnym i względnie trwałym wzroście temperatury powietrza w pierwszej fazie holocenu w Arktyce świadczy między innymi przesunięcie się zasięgu lasu na północ na obszarze Eurazji, szybsze na zachodzie, niż na wschodzie. Granica zasięgu drzew między 9000 a 7000 lat BP osiągnęła linię w przybliżeniu odpowiadającą współczesnej linii brzegowej. W tym czasie średnia temperatura powietrza w lipcu wzdłuż północnych wybrzeży Rosji była wyższa od obecnej od 2,5°C na zachodzie do 7°C na wschodzie (MacDonald i in. 2000). Bezleśne obecnie obszary Uralu Północnego, Jamału, Tajmyru, rejonu ujścia Leny i Indygirkki pokryte były tajgą lub „riedkolesiem”. Na Półwyspie Jamał datowanie ¹⁴C wykazało, że najstarsze kopalne drewno modrzewia ma wiek około 9400 lat BP (~7400 lat p.n.e.; Hantemirov i Shiyatov 2002). Na wschodzie Syberii najkorzystniejsze warunki rozwoju drzew nastąpiły z pewnym opóźnieniem w stosunku do Jamału.

Takie datowania przemieszczania się granicy drzew na Syberii znajdują potwierdzenie w zmianach zasięgu populacji mamutów. Przesunięcie się na obszarze Syberii granicy drzew na północ i zmniejszanie się powierzchni tundry i "mroźnych stepów" stopniowo ograniczało bazę pokarmową tych zwierząt, co doprowadziło do ich wymierania. W rejonie Tajmyru i Półwyspu Gydańskiego mamuty wymierały w okresie między 10 000 a 9500 radiowęglowych lat BP, wyraźnie później na Czukotce (~8000 ¹⁴C lat BP), jedynie na odciętej transgresją morską od stałego lądu Wyspie Wrangla i Wyspach Pribitowa, gdzie ekspansja lasu stała się niemożliwa, mamuty mogły bytować jeszcze przez następne kilka tysięcy lat (Vartanyan i in. 2008).

Wzrost temperatury powietrza w boreale, przy relatywnie skąpych opadach, przyspieszył procesy deglacjacji na tych obszarach, gdzie pozostało jeszcze zlodowacenie. Około roku 9000 BP lodowce na Spitsbergenie zajmowały powierzchnię podobną do obecnej lub, co bardziej prawdopodobne,

mniejszą (Svendsen i Mangerud 1997). Skład fauny morskiej wskazuje, że w tym okresie wody morskie były cieplejsze od wód obecnie znajdujących się wzdłuż zachodnich i północnych wybrzeży Spitsbergenu (Salvigsen 2002, Salvigsen i in. 2007). Od około roku 9500 BP w wodach zachodnio- i północno-spitsbergeńskich bytował *Mytilus edulis*, którego pierwsza obecność na tych wodach zakończyła się około 3500 roku BP, gdy w wodach wschodniego Spitsbergenu małż ten występował w między 8800 a 5000 lat BP (Hjort i in. 2007). W okresie między 8700 a 7700 lat BP w wodach spitsbergeńskich występowały dwa gatunki mięczaków (*Modiolus modiolus* i *Zirphaea crispata*), które wymagają wód znacznie cieplejszych, niż jest to obecnie. Salvigsen i in. (2007) charakteryzują warunki termiczne wód wokółspitsbergeńskich, jakie panowały w drugiej połowie borealu i na początku atlanticum (8700 -7700 lat BP) jako takie, jakie obecnie panują przy opływanych przez ciepły Prąd Nordkapski wybrzeżach Finmarku (NE Norwegia). Temperatura powietrza na Spitsbergenie była równie wysoka lub wyższa niż jest ona obecnie, a warunki lodowe wokół archipelagu znacznie łagodniejsze.

W końcu okresu borealnego (~8200 lat BP) nastąpiło w Arktyce bardzo silne ochłodzenie, któremu towarzyszył spadek opadów (Thomas i in. 2007). Według zapisów izotopowych ($\delta^{18}\text{O}$) grenlandzkich rdzeni lodowych temperatura roczna spadła nagle o około 6°C. Okres ochłodzenia był krótki, trwał ~100-165 lat, po czym podobnie szybko nastąpił wzrost temperatury do wartości sprzed ochłodzenia. Geneza tego gwałtownego i krótkotrwałego skoku temperatury powietrza jest do tej pory niejasna. Barber i in. (1999) oraz Renssen i in. (2001) przyczynę tego ochłodzenia wiążą z wystąpieniem zakłócenia (podobnego do młodszego dryasu) w funkcjonowaniu systemu ocean – atmosfera, spowodowanego przez nagły sływ do Atlantyku słodkich wód z jeziorzysk znajdujących się przed czołem Laurentyjskiej Kopuły Lodowej. Rasmussen i in. (2006) wyrażają pogląd, że ochłodzenie to wiąże się z „wybitnym epizodem wulkanicznym” i datują moment wystąpienia minimum temperatury w tym okresie na 8236 lat BP (6236(±47) lat p.n.e.). Dość długi, bo około lub ponad 100.letni, czas trwania tego ochłodzenia oraz to, że wzrost temperatury w końcu tego okresu był bardzo szybki, przemawiają raczej za związkiem tego ochłodzenia z zakłóceniem w cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym.

W okresie atlantyckim (8000-5000 lat BP) temperatura powietrza w niższych szerokościach Arktyki i w Subarktyce osiągnęła maksimum. W tym samym czasie nastąpił również wybitny wzrost temperatury powierzchni morza i istotna redukcja, albo nawet zanik latem lodów morskich w Arktyce. Hjort (1997) stwierdza, że w okresie wczesnego i środkowego holocenu (do około 5000 lat BP) większość lodów morskich niesionych prądami w kierunku Atlantyku topniała na obszarze dzisiejszej poliny Wody Północno-Wschodniej (rejon na N-NE od NE części Grenlandii), tak, że w okresie letnim Prąd Wschodniogrenlandzki w ogóle nie transportował lodów morskich na południe, a fiordy na północno-wschodnim wybrzeżu Grenlandii między 9000 a 5000 lat BP nie były zlodzone. Badania Wagnera (2000) oraz Wagnera i Melles'a (2001) wykazują, że przy wschodnich wybrzeżach Grenlandii już w pierwszej fazie okresu atlantyckiego, około roku 7500 BP, Prąd Wschodniogrenlandzki prowadził na tyle ciepłe wody (lub był na tyle słaby), że w ciągu roku występowały tam nie mniej niż 2 miesiące wody wolnej od lodu, pozwalające na intensywny rozwój wielkich kolonii ptaków morskich. Również udział terrygenicznego materiału dryftowego w osadach dennych z tego okresu na szelfie wschodniogrenlandzkim jest minimalny (Jennings i in. 2002), co świadczy o braku lub występowaniu bardzo nielicznych gór lodowych i silnie ograniczonych powierzchniach lodu morskiego lub jego braku.

Okolo roku 7500 BP nastąpił po zachodniej stronie Grenlandii najsilniejszy w okresie holocenu napływ relatywnie ciepłych wód atlantyckich do północnej części Zatoki Baffina. Jak wskazują wyniki datowań skorup termofilnych mięczaków i szczątków innych organizmów z osadów dennych, tempe-

ratura powierzchni Zatoki Baffina była wtedy o około 5°C wyższa niż w końcowej fazie holocenu (Levac i in. 2001). Ten wzrost temperatury wód i powietrza w rejonie Morza Baffina był najprawdopodobniej przyczyną ostatecznego zaniku Łądolodu Laurentyjskiego, co zapisało się jako deglacjacja rejonu Basenu i Półwyspu Foxe. Według Kaufmana i in. (2004) nastąpiło to około roku 7500 BP.

W latach ~8000-6070 BP, w pobliżu linii brzegowej zachodniej Grenlandii, nieco na północ od fiordu Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord; 67°01'N, 50°40'W), jak wykazują badania Aebly'ego i Fritz (2009) średnia temperatura okresu czerwiec-sierpień była o 2,5°C wyższa od współczesnej (czyli wynosiła ~11,9°C), okres zlodzenia jezior był średnio krótszy o 13 dni od współczesnego, zaś roczne sumy opadów były mniejsze od współczesnych o 40-80 mm (czyli wynosiły około 80-120 mm rocznie). W takich warunkach na tym obszarze rozwijały się intensywnie procesy eoliczne (Eisner i in. 1995). Na tym samym obszarze, w okresie między 6070 a 4600 lat BP, przy niezmiennych warunkach termicznych nastąpił wzrost sum opadowych. Były one od 60 do 130 mm wyższe od współczesnych (średniej z lat 1949-2003), czyli wynosiły od 220 do 390 mm rocznie.

W atlanticum ocieplenie w rejonie północnej części Zatoki Baffina musiało sięgać daleko na północ. Na północno-zachodnich wybrzeżach Genlandii (Carey Island, 76°44'N, 73°13'W) znaleziono niedawno pogrzebany pokład torfu mszystego, o miąższościach od 2 do 6 m. Gatunek mchu, tworzący ten torf obecnie nie występuje na tym obszarze. Datowania metodą ¹⁴C wykazują, że zaczęły się one tworzyć około roku 6500 BP, a ustanie procesu torfotwórczego miało miejsce między 4500 a 4000 lat BP (Brassard i Blake jr. 1978).

Badania paleoceanograficzne na szelfie południowo-wschodniej części Morza Łaptiewów (Matul' i in. 2007), które objęły obszar od 71 do 78°N, między deltą Leny a wyspą Kotelnjy, wykazały występowanie najwyższych temperatur morza również w okresie atlantyckim. Okres występowania najwyższych wartości temperatury (optimum klimatyczne holocenu, dalej OKH) jest tam datowany na lata między 6200 a 5100 BP (z dokładnością ±100-150 lat; 4200-3100 lat p.n.e.). W OKH temperatura wód przydennych była tam o około 6°C wyższa od obecnej, a ich zasolenie znacząco wyższe. Matul' i in. (2007) objaśniają to zwiększoną dostawą wód atlantyckich na szelf Morza Łaptiewów. Rezultaty badań osadów tego szelfu dobrze korespondują z wcześniejszymi wynikami badań Darby'ego i in. (2001). Badania rdzenia osadów dennych pobranego z rejonu na północ od półki stoku kontynentalnego Morza Czukockiego (Chukchi Cap) wykazują, że w OKH (okres atlantycki) sierpniowa temperatura powierzchni Oceanu Arktycznego w tym rejonie oscylowała około +5°C, co oznacza, że była wyższa od obecnej od 3 do 7°C. Darby i in. (2001) formułują wniosek, że "w ostatniej przeszłości zachodnia część Oceanu Arktycznego była znacznie cieplejsza niż jest to obecnie" ("*in the recent past, the western Arctic Ocean was much warmer than it is today*"). Późniejsze badania Keigwina i in. (2006) potwierdzają ten wzrost temperatury wód w środkowym holocenie również na szelfie Morza Czukockiego. Wyniki analiz otwornic bentosowych wykazują, że produktywność wód na tym szelfie była w okresie między ~6000 a ~4000 lat BP znacznie wyższa od obecnej. Tak więc wody od Morza Łaptiewów do Morza Czukockiego i w przypłyfcicznej części basenu Morza Arktycznego były w OKH znacznie cieplejsze od współczesnych, a przyczyną tego ocieplenia był najprawdopodobniej zwiększony napływ ciepłych wód atlantyckich (Matul' i in. 2007). W takich warunkach trudno wyobrazić sobie możliwość istnienia na Morzu Arktycznym pokrywy lodów morskich w okresie letnim, nawet takiej, jaka występuje w ostatnich latach (2007-2008).

Naurzbaev i in. (2004) wykazują, że na północnych krańcach Syberii (72°N), w latach ~6140-4700 BP (4140-2700 p.n.e.), przed klimatycznym załamaniem końca trzeciego tysiąclecia p.n.e.,

temperatura roczna była równa $-6,6^{\circ}\text{C}$, a średnia okresu maj-wrzesień $9,2^{\circ}\text{C}$, co odpowiada temperaturze, jaka obecnie występuje na 65°N , czyli na północnej granicy tajgi. Oznacza to, że w czasie OKH na Półwyspie Tajmyr północna granica lasu była przesunięta średnio około 450 km, a minimalnie 250 km dalej północ niż obecnie. Na wschodnich stokach Uralu Polarnego ($67^{\circ}05'\text{N}$) jeziora w okresie atlantyckiego optimum klimatycznego otoczone były przez zwarte lasy modrzewiowo-brzozowe, a temperatura lata była średnio wyższa o $3-4^{\circ}\text{C}$ od obecnej. Współcześnie przez ten obszar przebiega granica tundry i lasotundry (Jankovska i in., 2008). Dalej na północy rejonu Uralu Polarnego ($68^{\circ}15'\text{N}$; jezioro Lyadhej-To, strefa tundry) w okresie atlantyckiego optimum klimatycznego, datowanego tam na $\sim 6500-6000$ lat BP, temperatura lipca była wyższa od współczesnej przynajmniej o $1-2^{\circ}\text{C}$, a jeziora otoczone były przez luźne lasy brzozowe (Andreev i in. 2005).

W Okresie Atlantyckim, a z całą pewnością w jego końcowej fazie – między 5700 a 4800 lat BP, lodowce na S i SW Grenlandii nie dochodziły do morza, topniejąc w całości na lądzie. Świadczy o tym m.in. brak w tym okresie materiału erratycznego z topniejących gór lodowych w osadach dennych fiordu Narsaq (Narsaq Sund) i silne wzbogacenie osadu dennego w materiał wprowadzany do fiordu przez wody roztopowe (Nørgaard-Pedersen i in. 2009). Również na Spitsbergenie, w rejonie południowych brzegów wejściowych partii Isfjordu, w boreale i atlanticum nie istniało zlodowacenie (Svendsen i Mangerud 1997).

Pod koniec okresu atlantyckiego rozpoczęły się powolne zmiany klimatyczne. Najogólniej polegały one na powolnym spadku temperatury cieplej pory roku. Postępujące powolne ochłodzenie i/lub wzrost opadów spowodowało na wielu obszarach Arktyki (również Ameryki Północnej i Europy) awanse lodowców, stąd często spotyka się z określeniem obu ostatnich okresów holocenu (subborealu i subatlanticum) mianem "neoglacjału" (Denton i Karlén 1973). W Arktyce tylko w niektórych punktach daje się jednoznacznie zlokalizować w czasie granicę "neoglacjału".

Wyniki szczegółowych analiz rdzenia osadów jeziornych jeziora Qipsarqo na południowej Grenlandii wskazują, że na przełomie atlanticum i subborealu, około roku 5000 BP (3000 lat p.n.e), nastąpił tam wzrost temperatury zimy, powiększeniu uległa grubość pokrywy śnieżnej, przy jednoczesnym spadku temperatury lipca, spadku usłonecznienia i wzroście zachmurzenia (Fréchette 2008, Fréchette i in. 2008). Taki przebieg zmian klimatycznych dobrze koresponduje z warunkami, jakie są niezbędne dla rozwoju zlodowacenia kontynentalnego, wymuszającego awans lodowców, w tym z dalej omawianymi wynikami badań Jennings i in. (2002) czy Nørgaard-Pedersen'a i in. (2009). W jakim stopniu taki schemat zmian klimatycznych jest słuszny dla pozostałych obszarów Arktyki – nie wiadomo, ale późniejsze zmiany zasięgu drzew w Eurazji (około 5000-3500 lat BP) również wiązane są ze zmniejszeniem się usłonecznienia (Krementski i in. 1998, MacDonald 2000).

Wzrost sum opadowych w końcowej fazie okresu atlantyckiego spowodował zwiększenie odpływu rzek syberyjskich, zmieniając tym samym bilans słodkowodny Morza Arktycznego (Oceanu Arktycznego). Przy ograniczeniu dopływu ciepła i soli z wodami atlantyckimi i wzroście dostawy wód słodkich, na Morzu Arktycznym powinien nastąpić intensywny rozwój lodów morskich, a następnie, w miarę "przepełniania" basenu Morza Arktycznego wodami słodkimi (wysłodzonymi), potęgujący się eksport lodów i wysłodzonych wód przez Cieśninę Fram na południe. Badania modelowe Prange'a i Lohmanna (2003) wykazują realność takiego scenariusza, prowadzącego do postępującego ochłodzenia, a następnie również zmniejszenia sum opadowych. Przypuszczalnie zmniejszenie się sum opadowych w subboreale, mimo wystąpienia obniżki temperatury powietrza i zwiększenia zachmurzenia, było czynnikiem ograniczającym dalszy rozwój zlodowacenia w Arktyce. Badania prowadzone na wschod-

nich (Jennings i in. 2002) i południowych (Nørgaard-Pedersen i in. 2009) wybrzeżach Grenlandii wykazują, że po wzroście zasięgu lodowodu grenlandzkiego z końcem Okresu Atlantyckiego i w początku subborealu, jego rozmiary (zasięg) uległy następnie stabilizacji. Również wyniki badań Humluma i in. (2005) ze Spitsbergenu wykazują, że w subboreale i subatlanticum zasięg lodowców z ~4800 roku BP został przekroczony dopiero około 1100 roku BP.

Badania osadów dennych na szelfie wschodniogrenlandzkim (Jennings i in. 2002) wykazały, że w schyłkowej fazie okresu atlantyckiego lodowce schodzące do fiordów wykazały szybki awans, produkując znaczne ilości gór lodowych. Jednocześnie wzmocnieniu uległ Prąd Wschodniogrenlandzki, wnoszący wysłodzone wody i lód morski z basenu Morza Arktycznego znacznie dalej na południe, niż miało to miejsce we wcześniejszych fazach holocenu. Szczyt ochłodzenia i wysłodzenia wód Prądu Wschodniogrenlandzkiego oraz transportu gór lodowych i lodu morskiego z północy przez ten prąd miał miejsce około 4700 lat BP, czyli już w początkowym okresie subborealu. Ten moment można uznać za udokumentowaną granicę neoglacjału w Arktyce (Jennings i in. 2002). Później, za wyjątkiem kilku epizodów ociepleń trwających po kilkaset lat, cały czas nad szelfem wschodniogrenlandzkim dominowały ciężkie warunki lodowe, wskazujące na "przepełnienie" basenu Morza Arktycznego lodami morskimi i ich wynoszenie przez Cieśninę Framy daleko na południe. Na południowej Grenlandii podobną datę końca optimum klimatycznego holocenu (4800 lat BP) i przejścia do neoglacjału podają Nørgaard-Pedersen i in. (2009).

W tym samym okresie następowało również obniżenie się temperatury i zasolenia wód w rejonie szelfu spitsbergeńskiego. Ślubowska i in. (2005) silną obniżkę temperatury wód na szelfie spitsbergeńskim datują na około 4500 lat BP, co jest w przybliżeniu zgodne⁸ w czasie z przesunięciem zasięgu lodu morskiego na południe na Prądzie Wschodniogrenlandzkim. Około roku 3500 BP wymarły żyjące na szelfie spitsbergeńskim ciepłolubne mięczaki, w tym omulek *Mytilus edulis* (Salvigen i in. 2007).

Zmiany klimatu, jakie nastąpiły w subboreale, po atlantyckim optimum klimatycznym, pociągnęły za sobą odpowiednie zmiany środowiskowe. Na zachodnim wybrzeżu Grenlandii, na N od fiordu Kangerlussuaq, w okresie między 4600 a 3000 lat BP, nastąpił spadek średniej temperatury okresu czerwiec-sierpień o 1,5°C, przy jednoczesnym zmniejszeniu się opadów rocznych od 50 do 70 mm, a okres zlodzenia jezior zwiększył się o około 8 dni w roku. Zmniejszyła się również powierzchnia terenu pokryta przez roślinność. Tym nie mniej, na tym obszarze w subboreale (między 3600 a 3000 lat BP) średnia temperatura okresu czerwiec-sierpień była wyższa o ~1°C od współczesnej, suma opadów rocznych wyższa od 10 do 60 mm, a okres zamarznięcia jezior był średnio o 5 dni krótszy od obecnego (Aebly i Fritz 2009).

W rejonie Uralu Polarnego (jezioro Lyadhej-To) ochłodzenie po optimum klimatycznym rozpoczęło się wcześniej niż na południowej i zachodniej Grenlandii i było bardziej rozciągnięte w czasie – trwało od 5500 do 3500 lat BP. W tym okresie temperatura lipca obniżyła się z 11-13°C do 8°C, a w najcieplejszych latach do 10°C, a sumy opadów zmniejszyły się z 400-500 mm do 300-400 mm rocznie. Wydłużeniu uległ czas występowania pokrywy lodowej na jeziorach. Otoczenie jezior na północnej części Uralu Polarnego w okresie około 3500 lat BP stanowiła tundra krzewinkowa (Andreev i in. 2005), tworząc krajobraz podobny do współczesnego.

Na obszarze Eurazji następowało powolne przemieszczanie się na południe granicy lasu i zasięgu drzew oraz rozszerzanie się zasięgu tundry. Brzoza (*Betula pubescens*), której zasięg między Bolshe-

⁸ Mając na względzie niewielką rozdzielczość czasową analiz rdzeni osadów z szelfu spitsbergeńskiego.

zemielską Tundrą, a wschodnim Tajmyrem w boreale (9000-8000 lat BP) pokrywał się z obecną linią brzegową, już około roku 4500 BP wycofała się do linii jej obecnego zasięgu. Z Jamału modrzew zaczął się wycofywać między 5000 a 4500 lat BP, zajmując około roku 3200 BP granicę zbliżoną do obecnej. W dolinie Leny ustalenie się zasięgu modrzewia nastąpiło około 300 lat wcześniej (~3500 lat BP; Kremenski, 1998). Na Wyspie Wrangla po roku 4000 BP zaczęły wymierać bytujące tam od ~9000 roku BP mamuty. Analiza dat ¹⁴C szczątków mamutów z Wyspy Wrangla wskazuje, że najmłodsze są wieku około 3700 lat BP i ta data jest określona przez Vartanyan'a i in. (2008) jako ostateczny moment wymarcia tam tego gatunku. Autorzy ci wykazują, że przyczyny wymarcia mamutów na Wyspie Wrangla były naturalne, gdyż wyspa ta była bezludna. Można sądzić, że może się to wiązać z brakiem pokarmu związanego z pogorszeniem się warunków klimatycznych.

Po okresie optimum klimatycznego (atlanticum) nastąpiło w Arktyce pogarszanie się warunków termicznych, początkowo nastąpił wzrost, a następnie spadek rocznych sum opadowych, najpierw zaznaczył się wzrost lodowców, a następnie ich stabilizacja, nastąpił również rozwój pokrywy lodów morskich, ale przeciętne warunki klimatyczne w schyłkowej części subborealu wydają się być wyraźnie lepsze od średnich warunków klimatycznych z drugiej połowy XX wieku, czy warunków współczesnych.

4. Zmiany klimatu Arktyki w okresie ostatnich 2500 lat

Zmiany klimatyczne, jakie zachodziły w Arktyce w okresie ostatnich 2000-2500 lat są rozpoznane najlepiej, a ostatnie 100-150 lat tego okresu obejmują obserwacje instrumentalne. Liczba stanowisk, z których pochodzą na ogół dobrze datowane dane proxy jest znaczna, a ich rozkład przestrzenny na tyle równomierny, że pozwala formułować tezę, że zmiany klimatyczne jakie zachodziły w tym okresie w Arktyce, poza środkową częścią Arktyki Kanadyjskiej, były zmianami synchronicznymi, choć wykazującymi zróżnicowaną amplitudę.

Najogólniej, zmiany klimatyczne w Arktyce są zgodne ze znanym z szerokości umiarkowanych półkuli północnej schematem zmian, jakie zachodziły w okresie subatlantyckim (0-2500 lat BP; 2000 lat n.e. do 500 lat p.n.e.). W okresie subatlantyckim, na tle nierównomiernych zmian temperatury o niewielkiej amplitudzie, wyróżnia się ciepły "okres rzymski" (~100 lat p.n.e – 200 lat n.e.), ochłodzenie „ciemnych wieków” (~400-700 lat n.e), „wczesnośredniowieczny okres ciepły” (~900-1200 lat n.e.)⁹, silne ochłodzenie „małej epoki lodowej” (~1500-1850 lat n.e.; dalej MEL) oraz „współczesne ocieplenie”, datowane zazwyczaj na drugą połowę XX wieku i początek XXI wieku.

⁹ Nie będzie się w tym miejscu podejmowało dyskusji na temat istnienia czy nie istnienia "średniowiecznego okresu ciepłego" i tego, czy wzrost temperatury w okresie ŚOC wystąpił wyłącznie w Europie Zachodniej. Przyczyny ignorowania w wielu pracach istnienia ŚOC, czy ogólniej – faktu występowania zmian temperatury o znacznych amplitudach w nieodległej przeszłości, wyjaśniają pierwsze zdania artykułu Bradley'a i in. (2003) ze *Science*: "*Climate in Medieval time is often said to have been as warm as, or warmer than, it is, today*". *Such a statement might seem innocuous. But for those opposed to action on global warming, it has become a cause célèbre: If it was warmer in Medieval time than it is today, it could not have been due to fossil fuel consumption. This (so the argument goes) would demonstrate that warming in the 20th century may have been just another natural fluctuation that does not warrant political action to curb fossil fuel use. Careful examination of this argument must focus on three issues: the timing of the purported temperature anomaly, its geographical extent, and its magnitude relative to temperatures in the 20th century. The latter issue is especially important, because advocates of a warm Medieval episode commonly argue that solar irradiance was as high in Medieval time as in the 20th century. They maintain that 20th-century global warming was largely driven by this solar forcing, not by increasing greenhouse gas concentrations.*"

Kompletny schemat opisanych zmian klimatycznych powtarzają najnowsze wyniki badań dendrochronologicznych z obszaru północnej Eurazji (Sidorova i in. 2007) i Północnej Skandynawii (Grudd 2008), osadów jeziornych z Alaski (Hu i in. 2001) oraz osadów dennych z szelfu północnoislandzkiego (Sicre i in. 2008). Nieco odmienny w szczegółach, ale ogólnie podobny, obraz zmian klimatycznych dają rdzenie lodowe DYE3, GISP 2, GRIP, a zwłaszcza NGRIP z kopuły lądolodu Grenlandii (Dahl-Jensen i in. 1998, Rasmussen i in. 2007). W zasadniczych rysach ten sam rytm zmian klimatycznych wykazują analizy osadów jeziornych z Ziemi Baffina (Moore i in. 2001) i osadów dennych z szelfu Morza Łaptiewów (Matul' i in. 2007). Opublikowanych jest ponadto ponad sto prac przedstawiających wyniki badań w Arktyce, które nie charakteryzują zmian klimatycznych w pełnym, ciągłym okresie ostatnich 2,5 tysiąca lat, ale w krótszych podokresach subatlanticum. Ich wyniki dobrze wpisują się w ogólny schemat zmian klimatu w Arktyce, dostarczając wielu szczegółowych danych o panujących na danych stanowiskach warunkach.

Poważnym problemem, jaki powstaje przy interpretacji warunków paleoklimatycznych w Arktyce w ostanich dwu tysiącleciach, jest asynchroniczność zachodzących zmian temperatury powietrza. Głównym "reperem", do którego odnoszono do niedawna wszystkie zmiany, są asynchroniczne krzywe zmian paleotemperatury uzyskane z analiz grenlandzkich rdzeni lodowych. Przeprowadzona przez Sidorovą i in. (2007) analiza porównawcza uogólnionej chronologii dendrologicznej północy Eurazji obejmująca cztery długie syntetyczne szeregi dendrochronologiczne: z północo-wschodu Jakucji, wschodniej części Półwyspu Tajmyr, Jamału i Szwecji (Laponii) z ciągami chronologicznymi rdzeni lodowych Grenlandii na stacjach GISP 2, GRIP i NGRIP wykazała, że długie szeregi dendrochronologiczne, tak z północy Eurazji, jak i z całej półkuli północnej (Cook i in. 2004, Esper i in. 2002) wykazują synchroniczność długookresowych zmian klimatycznych w okresie średniowiecznego okresu ciepłego, małej epoki lodowej i okresu współczesnego ocieplenia, natomiast przy porównaniu ze sobą rdzeni lodowych GISP 2, GRIP i NGRIP znajduje się asynchroniczność wahań znanych okresów zmian klimatycznych. Chronologie oparte na zliczeniach warstw rocznych przyrostów lodu i wartościach $\delta^{18}\text{O}$ w warstwach rdzeni lodowych stacji GISP 2 i GRIP, w odróżnieniu od szeregów dendrochronologicznych datowanych absolutnie, mają znaczne luki stratygraficzne w historii klimatu późnego holocenu. Tym samym szeregi dendrochronologiczne dają dla okresu ostatnich 2000 lat możliwość bardziej dokładnej oceny wieku zmian klimatycznych dla północnej Eurazji jak i całej półkuli północnej, niż szeregi uzyskane z rdzeni lodowych, choć te ostatnie z kolei pozwalają na bardziej precyzyjne określenie wartości temperatury ($\delta^{18}\text{O}$), jakie występowały na kopule lądolodu Grenlandii. Taki stan pozwala nie zajmować się dyskusjami na temat synchroniczności czy asynchroniczności oraz realności występowania okresów wzrostów i spadków temperatury powietrza w Arktyce w okresie subatlantyckim (i ogólniej – na półkuli północnej – patrz np. Crowley i Lowery 2000, Bradley i in. 2003).

4.1. Eurazja

Grudd (2008) przeprowadził analizy dendrochronologiczne drewnianego *Pinus silvestris* L. (sosny zwyczajnej) z jeziora Tometråsk (północna Szwecja (68,21-68,31°N, 19,45-19,8°E, 350-450 m n.p.m.). Sosna w tym rejonie występuje w pobliżu północnej granicy swojego zasięgu. Powtórnie kalibrowane¹⁰ wyniki analiz grubości przyrostów (pierścieni) i ich gęstości pozwoliły na precyzyjne określenie zmian

¹⁰ W stosunku do wcześniejszej pracy (Grudd i in. 2002).

średniej temperatury powietrza okresu ciepłego (kwiecień-sierpień), jakie zachodziły na tym obszarze w ciągu ostatnich 1500 lat. Skala odtworzonych zmian temperatury to 5°C; maksimum termiczne wystąpiło około roku 1000 n.e., minimum – około roku 1900. W latach między 500 n.e., a rokiem 2004 zaznaczyły się kolejne okresy ochłodzeń, których minima są datowane na lata: około 650 n.e., 800, 1150, 1250, 1350, 1600 i 1900. Między okresami ochłodzeń występowały wyraźne ocieplenia, których maksima datowane są: około 750, 1000, 1400, 1750 i 2000 roku n.e. Długi, około 200-letni, szczególnie ciepły okres wystąpił około roku 1000. Był on, jak stwierdza Grudd (2008), cieplejszy od końcowej fazy ocieplenia XX wieku. Względnie gwałtowne pogorszenie się warunków klimatycznych nastąpiło w XII wieku, jest ono utożsamiane przez Grudda z końcem średniowiecznego okresu ciepłego. Mała epoka lodowa nie tworzyła zwartej fazy występowania niskich temperatur, lecz składała się z kolejnych okresów pogłębiających się ochłodzeń, oddzielanych okresami ociepleń. Najsilniejsze takie ocieplenia zaznaczyły się około 1400 i 1750 roku n.e. Minimum termiczne MEL na obszarze północnej części Półwyspu Skandynawskiego wystąpiło nie około roku 1600, jak wcześniej sądzono (Grudd i in. 2002), ale około 1900 roku.

Kompleksowe badania przeprowadzone przez Kremenetskiego i in. (2004) na położonym nieco dalej na wschód od Laponii Półwyspie Kola, w Chibinach (67-68°N, 33-34°E), w pobliżu górnej granicy lasu, wskazują na wystąpienie ocieplenia rozpoczynającego się po roku 600 n.e. Ocieplenie to było najsilniejsze w okresie między latami 1000 a 1200 n.e. W czasie maksimum termicznego średniowiecznego okresu ciepłego na Chibinach granica zasięgu sosny sięgała wyżej od obecnej o 100 do 140 m. Analiza izotopowa kopalnego drewna sosny wskazuje również na panowanie w tym czasie wyższej temperatury lata niż jest to obecnie. W tym samym czasie uległa ograniczeniu aktywność lawin i ruchów masowych na stokach, zaznaczył się rozwój gleb, poziom wody w jeziorach był niższy niż obecnie. Te fakty Kremenetski i in. (2004) interpretują jako wskaźniki zmniejszenia się sum opadowych w okresie zimowym i niewielkiej grubości pokrywy śnieżnej, wskazującej na obniżenie się aktywności układów niżowych w czasie zimy. Przyjmując pionowy gradient temperatury równy 0,7°C·100 m⁻¹ oraz wyższy o 140 m zasięg granicy lasu, Kremenetski i in. (2004) szacują, że letnia temperatura powietrza na obszarze Chibinów w maksimum ŚOC była wyższa o 1°C od obecnej. Ochłodzenie rozpoczęło się na Chibinach około roku 1300 n.e., wraz z nim zaznaczył się stopniowy wzrost sum opadowych, czemu towarzyszyła aktywizacja ruchów masowych na stokach, wzrost poziomu wód w jeziorach i obniżenie się górnej granicy drzew.

Przeprowadzona przez Sidorovą i in. (2006, 2007) analiza wykazała istnienie w zapisie przyrostów oraz gęstości słoje drzew w północnej Eurazji czterech spójnych czasowo okresów wyraźnych wahaní klimatycznych oddzielonych od siebie okresami o mniej zdecydowanej zmienności. Były to kolejno:

- ocieplenie występujące w okresie od I do V wieku n.e.,
- silne, dwufazowe ocieplenie przypadające na okres od X do XIV wieku,
- silne ochłodzenie rozpoczynające się od połowy XVI wieku i trwające do końca XIX wieku,
- postępujące od początku XX wieku silne ocieplenie.

Według Sidorovej i in. (2006) wzrost temperatury, prowadzący do kulminacji średniowiecznego okresu ciepłego, trwał przez wiek X aż do XII wieku. Pierwsza kulminacja ŚOC miała miejsce w XII i pierwszej połowie XIII wieku, druga – wystąpiła od połowy XIII do XIV wieku. Te dwie fazy silnego ocieplenia były od siebie oddzielone ochłodzeniem trwającym od schyłku XII do połowy XIII wieku. ŚOC we E części Eurazji miał letnią temperaturę powietrza wyższą niż obecna, natomiast w W części Eurazji letnia temperatura powietrza była taka sama jak obecna. Ochłodzenie małej epoki lodowej rozpoczęło

się szybkim spadkiem temperatury w początku XVI wieku i charakteryzowało się spadkiem średniej temperatury lata o około 1,5°C. Było ono również silniejsze na wschodzie, słabsze na zachodzie. Współczesne ocieplenie silniej zaznacza się na zachodzie, niż we wschodniej części Eurazji, a ponadto jego kulminacja przypada na lata 30-40. XX wieku (patrz również Vaganov i Shiyatov 2005). Według oceny Sidorovej i in. (2006, 2007) przebieg temperatury ostatniego ocieplenia w północnej Eurazji nie pokazuje nagłego wzrostu temperatury, jaki zaznacza się w rekonstrukcji globalnego wzrostu temperatury (Mann i in. 1999, Mann i Jones 2003). Zestawienie oszacowanych przez Sidorovą i in. (2006) średnich wiekowych (100-letnich) wartości temperatury lata w czterech rejonach arktycznych i subarktycznych Eurazji (tab. 1) wydaje się być warte przytoczenia.

Tabela 1 – Table 1

Średnie wiekowe wartości temperatury powietrza w okresie letnim i ich odchylenia standardowe (SD) w czterech arktycznych i subarktycznych rejonach Eurazji w ostatnim tysiącleciu. Źródło: Sidorova i in. 2006

Mean summer air temperature for each century and their standard deviations (SD) in four of arctic and subarctic regions of Eurasia for the last millennia. Source: Sidorova *et al.* 2006

Stulecie Century	N Szwecja N Sweden		Płw. Jamał Yamal Peninsula		Płw. Tajmyr Taymir Peninsula		Dolna Indygirka Lower Indigirka	
	Średnia Mean	SD	Średnia Mean	SD	Średnia Mean	SD	Średnia Mean	SD
X	10,2	1,06	10,6	0,66	8,6	1,68	8,5	1,38
XI	11,1	0,83	10,6	0,60	8,9	1,40	9,6	1,96
XII	9,7	0,82	10,5	0,52	9,0	1,61	9,4	1,44
XIII	9,7	0,70	10,4	0,44	7,4	1,42	8,4	1,73
XIV	10,3	0,84	10,4	0,56	8,1	1,74	8,4	1,51
XV	11,0	0,75	10,6	0,67	8,5	1,25	7,9	1,34
XVI	10,7	1,04	10,3	0,45	7,6	1,18	8,1	1,44
XVII	9,3	0,90	10,3	0,46	7,3	1,18	8,1	1,45
XVIII	9,8	1,04	10,4	0,47	8,2	1,23	7,6	1,10
XIX	10,7	1,15	10,1	0,49	7,8	1,51	7,4	1,00
XX	11,1	0,85	11,0	0,78	8,9	1,28	8,0	1,02
Średnia – Mean	10,2	-	10,5	-	8,2	-	8,3	-
tmax -tmin	1,8	-	0,7	-	1,7	-	2,2	-

Wnioski z analizy przeprowadzonej przez Sidorovą i in. (2006) są w zasadniczych тезach zgodne z wcześniejszymi wynikami badań Naurzbaeva i Vaganova (2000) oraz Naurzbaeva i in. (2002), również w tym, że najwyższe wartości w ciągu ostatnich 2000 lat temperatura powietrza na północnej Syberii osiągnęła w okresie rzymskim i średniowiecznym okresie ciepłym (III i X-XII wiek) oraz we współczesnym okresie ciepłym (XX wiek), a także, że temperatura w okresie rzymskim i ŚOC była wyższa, od temperatury współczesnego okresu ciepłego.

Opisany przez Sidorovą i in. (2006) przebieg zmian klimatycznych w północnej części Eurazji potwierdzają badania paleoceanograficzne na szelfie Morza Łaptiewów (Matul' i in. 2007). W okresie późnego holocenu również na tym obszarze wyróżniają się znane i typowe zmiany klimatyczne, zachodzące synchronicznie ze zmianami na Syberii. Pewne różnice w granicach dat okresów klimatycznych wynikają z mniejszej rozdzielczości czasowej datowań uzyskanych przez Matula i in. (2007). Wykrywa się tam ocieplenie końca okresu rzymskiego, którego wiek określono na ~100 do ~400 lat n.e. Nastę-

pujące później wielokrotne drobne ochłodzenia i ocieplenia, z przewagą faz chłodnych, występujące w latach od ~400 do ~900 lat n.e. mogą być identyfikowane z ochłodzeniem "ciemnych wieków". ŚOC datowany jest w osadach dennych Morza Łaptiewów na lata od ~900 do ~1400 lat n.e., a ochłodzenie małej epoki lodowej na lata od ~1400 do 1900 roku n.e. Ostatni okres ocieplenia (1990-2006) cytowani autorzy nazywają okresem „ocieplenia przemysłowego”. W średniowiecznym okresie ciepłym na szelfie Morza Łaptiewów panowały, zdaniem Matul'a i in. (2007), zdecydowanie korzystniejsze warunki termiczne, niż w okresie „ocieplenia przemysłowego” (obecnie). Oprócz składu gatunkowego okrzemek i otwornic wskazującego na wyższą od współczesnej temperaturę wód, przemawia za tym typowe dla lasotundry spektrum pyłkowe ŚOC, gdy obecne (okresu "ocieplenia przemysłowego") spektrum jest jeszcze typowo tundrowe.

Badania 724 metrowego rdzenia lodowego pobranego z kopuły lodowej Akademii Nauk na Ziemi Północnej (wyspa Komsomolec – 81°, 95°E; Opel i in., 2008) nie dostarczają bardziej szczegółowych danych o zmianach klimatu w subatlantycum w tej części Arktyki Rosyjskiej. Kalibrowanie zmian $\delta^{18}\text{O}$ poprzez korelację z danymi temperatury powietrza z najbliższej leżącej stacji (Ostrov Gołomyannyj) nie dało pozytywnych rezultatów. Nieco lepsze korelacje zmian $\delta^{18}\text{O}$ na Ziemi Północnej uzyskano z odległymi stacjami – Archangielskiem i Vardoe. Przebieg wartości $\delta^{18}\text{O}$ charakteryzujący zmiany temperatury powietrza od 500 do ~1800 roku n.e. wykazuje systematyczny, względnie równomierny spadek, w którym nie zaznacza się w czytelny sposób ani ocieplenie ŚOC, ani ochłodzenie MEL. Podobnie zachowuje się koncentracja jonów sodu (Na), interpretowana jako wskaźnik zwartości lodów morskich i czasu ich występowania, co w dosłownej interpretacji oznaczałoby równie systematyczny wzrost stopnia koncentracji lodów morskich i wydłużanie się czasu ich występowania w tym okresie. Grubość warstw przyrostów rocznych lodu między latami ~500 a ~1800 n.e. zachowuje się odwrotnie, wykazując stopniowy wzrost wraz z upływem czasu, co pozornie oznacza wzrost akumulacji następujący wraz ze spadkiem temperatury. Po roku 1800 n.e. następuje silny wzrost temperatury, który swoją absolutną kulminację osiąga w latach 30. XX wieku, po czym ponownie zaznacza się nierównomierny spadek temperatury do roku 2000.

Opel i in. (2008) zwracają uwagę na fakt, że skład izotopowy i jonowy warstw lodu w tym rdzeniu jest silnie zdeformowany przez procesy letniego topnienia i procesy infiltracji, a stały ujemny trend temperatury powietrza do roku 1800 najprawdopodobniej stanowi odbicie systematycznego wzrostu wysokości kopuły lodowej, będącej rezultatem jej rozwoju. W takim przypadku należy mieć na względzie, że zapisy geochemiczne i izotopowe w lodzie kopuły Akademii Nauk rejestrują raczej zmiany warunków zachodzących na wierzchołku kopuły wynikające z jej rozwoju, niż zmiany warunków klimatycznych w jej otoczeniu.

4.2. Alaska i środkowa część Arktyki Kanadyjskiej

Analiza geochemiczna i izotopowa osadów dennych nieprzepływowego jeziora Farewell na Alasce (62,34°N, 153,39°W, 320 m n.p.m.) przeprowadzona przez Hu i in. (2001) miała na celu rekonstrukcję przebiegu temperatury powierzchni jeziora w okresie wegetacyjnym. Wyniki tej analizy dają bardzo podobny przebieg zmian klimatycznych do tych, jakie przedstawiają Sidorova i in. (2006, 2007) z obszaru Eurazji. W rejonie jeziora Farewell pierwszy okres ciepły występuje od około 0 do 300 n.e. Zdaniem Hu i in. (2001) okres ten pod względem termicznym jest podobny do warunków współczesnych lub nieznacznie cieplejszy. Po tym okresie temperatura spada i osiąga minimum około roku 600 n.e.,

kiedy temperatura powierzchni jeziora jest niższa o około 3,5°C od poprzedniego okresu. Ten okres Hu i in. (2001) identyfikują z ochłodzeniem "ciemnych wieków". Od 600 do 850 roku temperatura wzrasta o około 3°C i wykazując wahania w granicach od 0,5 do 1°C utrzymuje się na wysokim poziomie do około roku 1200 n.e. Po roku 1200 n.e. temperatura stopniowo spada do 1700 roku o około 1,25°C. Wystąpienie minimum temperatury około roku 1700 n.e. jest zgodne w czasie z awansem lodowców na południowych wybrzeżach Alaski i Brooks Range. Niska temperatura okresu wegetacyjnego utrzymuje się do około 1800 roku. Od tego momentu aż do czasów współczesnych (rok 2003) następuje wzrost temperatury o około 1,75°C. Konkluzją tej pracy jest stwierdzenie, że chociaż współczesna temperatura powierzchni wód Jeziora Farewell wydaje się być najwyższą, oba okresy ciepłe, identyfikowane przez omawianych autorów (Hu i in., 2001) z okresem rzymskim i średniowiecznym okresem ciepłym mogą być porównywalnie ciepłe do warunków współczesnych, w związku z czym trudno uważać temperaturę obecnie panującą na tym obszarze za wyjątkową. Równie ważne jest stwierdzenie, że w okresach chłodnych sumy opadów nad tą częścią Alaski były znacząco większe od sum opadów wypadających w okresach ciepłych.

Analiza rdzenia osadów dennych, pobranego z górnej części stoku kontynentalnego przyległego do szelfu Alaski (72,7°N, 157,5°W; głębokość 415 m) przeprowadzona przez McKay i in. (2008) wykazała, że już od około 2400 lat BP (400 lat p.n.e.) SST na tym akwenie zaczęła wzrastać, przy jednoczesnym wzroście zasolenia. Pierwsze maksimum SST osiągnęła około 0 roku n.e., następne około roku 750 n.e. (patrz ryc. 7 w pracy McKay i in. 2008). Od ~ 800 do ~1400 roku n.e. w profilu tym występuje luka stratygraficzna, stąd nie wiadomo jak kształtowały się w tym okresie zmiany temperatury powierzchni morza. Ogólnie, dla okresu ocieplenia około roku 2000 BP McKay i in. (2008) szacują średnią wieloletnią SST w sierpniu na około 7°C, a czas występowania lodu morskiego o zawartości powyżej 50% na 6-9 miesięcy w roku. Obecnie (średnia z lat 1954-2001) SST w sierpniu na tym akwenie jest równa +1,1(±2,4)°C, a pokrywa lodu morskiego o koncentracji powyżej 50% występuje przeciętnie przez 10,6 miesiąca w roku. Dla ostatnich 500-600 lat (od lat 1400-1500 n.e.) średnia SST w sierpniu jest oszacowana na około 4-5°C, a średni czas występowania lodów morskich na 8-9 miesięcy w roku.

Ponieważ w profilu analizowanym przez McKay i in. (2008) brak osadów z okresu ŚOC (lata 800-1400 n.e.), nie można powiedzieć czy po maksimum SST z roku ~750 n.e. nastąpił dalszy wzrost SST, czy nie, a tym samym odnieść się do kwestii, czy na obszarze Alaski i jej otoczenia okres rzymski był cieplejszy od ŚOC. Rekonstrukcje temperatury i czasu trwania pokrywy lodowej przedstawione przez McKay i in. (2008) są zgodne z rezultatami badań Hu i in. (2001) odnośnie ocieplenia okresu rzymskiego. Jednoznacznie wskazują także na to, że w okresie, w którym, jak przyjmuje się, wystąpiło ochłodzenie małej epoki lodowej, letnia temperatura powierzchni morza obniżyła się, a czas zalegania lodu morskiego uległ w tym okresie wydłużeniu. Rekonstrukcja McKay i in. (2008) nie daje podstaw do twierdzenia, że obecne (2005-2008) letnie warunki lodowe na tym akwenie są najkorzystniejsze w ciągu ostatnich 2000 lat. Autorzy tej pracy podkreślają, że w całym holocenie występowały bardzo duże wahania SST oraz pokrywy lodowej i wielokrotnie warunki klimatyczne na tym akwenie były znacznie korzystniejsze od współczesnych.

Inne wyniki badań paleoklimatycznych z Alaski pochodzą z niskich szerokości i obszarów, które znajdują się pod silnym klimatycznym wpływem Pacyfiku (np. D'Arrigo i in. 2005, Loso i in. 2006), trudno zatem odnosić je do Arktyki. Niemal wszystkie wskazują na występowanie dużej zmienności klimatycznej w ciągu ostatnich 2500-2000 lat, z występowaniem faz ochłodzenia "ciemnych wieków",

ocieplenia średniowiecznego okresu ciepłego, ochłodzenia małej epoki lodowej i współczesnym ociepleniem. Niektóre z nich wskazują, że najwyższe temperatury powietrza w całym przebiegu występują współcześnie (w końcu XX i początku XXI wieku; Iceberg Lake; 60,8°N, 143°W, 933 m n.p.m.; Loso i in. 2006), inne, podobnie jak Hu i in. (2001) wskazują, że na tle zmienności temperatury w subatlantycum, współczesne ocieplenie nie przekracza jeszcze temperatury, jaka występowała w ŚOC. Również, o ile nie ma wątpliwości co do tego, że zaznaczyły się w tym przebiegu głębokie ochłodzenia "ciemnych wieków" i MEL, to wyniki badań z niektórych stanowisk wskazują na wystąpienie niższej temperatury w okresie "ciemnych wieków", niż w MEL. Co ważne, Gedalof i Smith (2001) wykazali, że w przebiegu temperatury na obszarze "przypacyficznej" Alaski zaznaczają się gwałtowne, quasi-okresowe zmiany o średnim okresie około 32 lat. Ten rodzaj multidekadowej zmienności przebiegu temperatury powietrza jest tam wymuszany przez zmiany cyrkulacji atmosferycznej, zachodzące w takt zmian PDO (Pacific Decadal Oscillation). Z kolei Hu i in. (2003) wykazali na podstawie analiz osadów subarktycznego alaskańskiego jeziora Arolik (59°28'N, 161°07'W, 145 m n.p.m.) decydujący wpływ zmienności dopływu energii słonecznej na kształtowanie zmienności klimatu (temperatury) o skalach sekularnych (wiekowych) i milenijnych w całym holocenie.

Badania nad zmianami granicy zasięgu drzew, jakie zachodziły w ciągu ostatnich 2000 lat na obszarze Terytorium Północno-Zachodniego (Kanada), przeprowadzone na podstawie analizy osadów jeziora S41 (63°43'N, 109°19'W, 418 m n.p.m.) leżącego na granicy lasotundry i tundry (MacDonald i in. 2009) nie wskazują na występowanie podobnie wyraźnych zmian warunków klimatycznych jak w Eurazji. Ogólnie, zmiany zasięgu lasu wykazują tam podobny rytm jak na obszarze Eurazji; zaznacza się ocieplenie ŚOC, ochłodzenie MEL i wzrost temperatury rozpoczynający się w XX wieku, jednak amplituda zmian temperatury wydaje się tam być znacznie mniejsza. Pewną osobliwością w wynikach tych badań jest wykrycie krótkotrwałej fazy wzrostu temperatury w XVIII wieku, odpowiadające w przybliżeniu ociepleniu w rejonie Tajmyru (patrz tab. 1). Wnioski, jakie wynikają z pracy MacDonalda i in. (2009) nie są jednoznaczne. Autorzy, na podstawie produktywności badanego jeziora stwierdzają, że ocieplenie XX wieku (charakteryzowane przez średnią temperaturę lipca) jest prawie równe, lub nieco wyższe od którejkolwiek z faz ocieplenia w okresie poprzedzających 2000 lat, natomiast wyniki badań $\delta^{18}\text{O}$ z makroszczątków fauny komarów (Wooller i in. 2004) w tym samym rdzeniu nie wskazują, aby występujący w ostatnim stuleciu wzrost temperatury lipca przekraczał granice znane z ostatnich 2000 lat.

Podobny dylemat stwarzają wyniki najnowszych badań osadów jezior z Wyspy Wiktorii i Półwyspu Boothia (Arktyka Kanadyjska; Peros i Gajewski 2009). W badanych profilach nie znajduje się znanych z pozostałych obszarów Arktyki okresów ociepleń i ochłodzeń. Analizy pyłkowe wskazują na występowanie na Wyspie Wiktorii w ciągu ostatnich 3000 lat nieznaczących wahań temperatury lipca, nie będących jednak zgodnymi w fazie z podobnymi wahaniami na pobliskim Półwyspie Boothia. Zakresy tych wahań nie wykraczają praktycznie poza zakres zmienności średniej miesięcznej temperatury lipca, jaki obserwuje się w XX i początku XXI wieku. Tylko na jednym z czterech badanych stanowisk (JR01) współczesna temperatura lipca charakteryzuje się występowaniem najwyższych wartości w okresie ostatnich 3000-2500 lat, na pozostałych jest ona zdecydowanie niższa od wcześniejszych epizodów ociepleń. Zidentyfikowano tam natomiast pewien statystycznie znaczący wzrost rocznych sum opadowych w okresie między 1800 a 1400 lat BP i spadek sum opadowych w okresie małej epoki lodowej. Ogólny wniosek Perosa i Gajewskiego (2009) jest taki, że w późnym holocenie zmiany temperatury lipca i rocznych sum opadowych w centralnej i zachodniej części Arktyki Kanadyjskiej są porównywalne z tymi, jakie miały miejsce po roku 1900.

Cook i in. (2009) przeprowadzili badania osadów warwowych jeziora Lower Murray na Wyspie Ellesmere'a (81°21'N, 69°32'W; 106 m n.p.m.). Jezioro to całkowicie rozmarza przeciętnie od połowy sierpnia do początków września, jego otoczenie stanowi pustynia arktyczna. Zasilane jest przez wody spływające z topniejących latem małych kopuł lodowych, położonych o około 500 m wyżej. Seria osadów warwowych charakteryzuje tam zmiany warunków klimatycznych w okresie topnienia, jakie zachodziły w okresie ostatnich około 5200 lat. Wyniki badań wykazują, że najniższe w całej historii sedimentacji osadów letnie temperatury powietrza wystąpiły około 2900 lat (warwowych) temu i były o około 3,5°C niższe od współczesnych. Drugie, długotrwałe ochłodzenie obejmowało okres MEL, w czasie której temperatura w okresie topnienia, najwyraźniej skorelowana z temperaturą lipca, była niższa od obecnej o około 2,6°C. Okres MEL, rozpoczynający się dwoma wyraźnymi epizodami ochłodzenia (~1280 i ~1450 lat n.e.) osiągnął minimum termiczne około roku 1800 n.e. i stanowił najchłodniejszy okres w ciągu ostatnich 2000 lat. Ostatni okres (XX wiek) jest najcieplejszy od XIV wieku, ale między 4000 lat a 1000 lat (warwowych) kilkakrotnie występowały okresy, w których przez kilka dekad temperatura w okresie topnienia była wyższa o około 0,6°C od obecnej (średniej z okresu 1990-2004).

4.3. Sektor Zatoki Baffina i zachodnich wybrzeży Grenlandii

Istnienie średniowiecznego okresu ciepłego i ochłodzenia małej epoki lodowej na Ziemi Baffina dokumentuje kilka prac. Badanie osadów warwowych w jeziorze Donard (66,25°N, 62,0°W) położonym w pobliżu Przylądka Dyer (Moore i in. 2001) obejmuje okres między 752 a 1992 rokiem n.e. (1240 lat) i wykazuje skomplikowane i bardzo szybkie zmiany temperatury, jakie zachodziły w tym czasie. Średnia temperatura lata w całym badanym okresie jest oszacowana na +2,9°C. Około 1000 i 1100 roku n.e. wystąpiły dekady, w których średnia temperatura lata podniosła się do +4°C. Silny wzrost temperatury zapisał się ponownie w latach 1195-1200, po których temperatura lata wzrosła do +4,5°C, utrzymując się na wysokim poziomie do roku 1350. Okres od X-XI do połowy XIV wieku jest traktowany przez Moore i in. (2001) jako średniowieczny okres ciepły. Między rokiem 1350 a 1375 nastąpił gwałtowny spadek temperatury, interpretowany przez Moore'go i in. jako początek małej epoki lodowej. Czas trwania MEL datowany jest tam na około 400 lat (1375-1800). Między ~1800 a 1900 n.e. zaznaczył się na tym obszarze dodatni trend temperatury, po czym, między latami 1900 a 1950 nastąpił ponowny gwałtowny spadek temperatury do poziomu charakterystycznego dla MEL. Po roku 1950 nastąpił stopniowy wzrost temperatury trwający do czasów obecnych (1992 roku).

Miller (1973), badający zmiany zasięgu lodowców na Półwyspie Cumberland (Ziemia Baffina), stwierdza, że zaznaczyły się tam dwa niekorzystne okresy dla rozwoju lodowców – skupiały się one wokół roku ~1650 BP (~350 lat n.e) i roku ~900 BP (1100 n.e), natomiast między latami 800 BP a 65 BP nastąpił najsilniejszy rozwój zlodowacenia w całej, postglacjalnej historii tego obszaru. Miller (w roku 1973) zauważa jednocześnie, że w ostatniej dekadzie ponownie wzrasta tam grubość pokrywy śnieżnej. W późniejszej pracy podsumowującej zmiany zasięgu zlodowacenia na Ziemi Baffina Miller i in. (2005) potwierdzają, że w okresie małej epoki lodowej zasięg lodowców był tam największy w przeciągu co najmniej ostatnich 7000 lat. Silne ochłodzenie na Ziemi Baffina w okresie MEL Miller i in. (2005) wiąże ze zmianą wód atlantyckich występujących wcześniej na powierzchni Zatoki (Morza) Baffina na chłodne, wysłodzone i o małym zasoleniu Powierzchniowe Wody Arktyczne oraz postępującą redukcją nasłonecznienia w okresie letnim. W rezultacie wysłodzenia i wychłodzenia wód powierzchniowych doszło

do silnego rozwoju lodów morskich, które w warunkach redukcji dopływu energii słonecznej topniały dłużej, przyczyniając się tym samym do obniżenia temperatury powietrza i dając początek MEL. Z chwilą obniżenia temperatury powietrza, powstały sprzężenia zwrotne protegujące dalszy wzrost powierzchni lodów morskich, rozwój lodowców na wyspach w otoczeniu Zatoki Baffina i dalszy spadek temperatury.

Nieco inny pogląd na zmiany klimatu w ostatnich 2000 lat na wyżej leżących (500-800 m n.p.m.) północno-wschodnich częściach Ziemi Baffina dają rezultaty najnowszych badań nad zanikiem kopuł lodowych. Według Anderson i in. (2008) rozwój kopuł lodowych na tym obszarze jest uzależniony w pierwszym rzędzie od temperatury lata, a w niewielkim stopniu od zmienności sum opadów śniegu. Kopuły lodowe na Ziemi Baffina nie istniały w środkowym holocenie. Pierwsze kopuły zaczęły powstawać od (po?) roku 350 n.e. W okresie między 1000 a 1250 lat n.e., identyfikowanym jako ŚOC, doszło do częściowej redukcji ich powierzchni. Ten trwający około 250 lat okres, zdaniem Anderson i in. (2008) był zbyt chłodny, aby doprowadzić do całkowitej likwidacji (stopnienia) kopuł lodowych. Początek MEL, w której nastąpiło silne ochłodzenie i rozwój kopuł lodowych jest datowany przez nich na około 1280 roku n.e. Spadek temperatury i wzrost powierzchni kopuł lodowych trwał do około 1450 n.e., a same kopuły nie zmieniły powierzchni przez cały czas od 1650 do około 1900 roku n.e. Od 1958 do 2005 roku powierzchnia kopuł lodowych na Ziemi Baffina zmniejszyła się o połowę, mimo zaznaczającej się w tym czasie redukcji usłonecznienia. Według szacunków omawianych autorów, kopuły lodowe na Ziemi Baffina znikną całkowicie w połowie XXI wieku, bez udziału dalszego wzrostu temperatury powietrza. Zdaniem Anderson i in. (2008) świadczy to o niezwykłości XX. wiecznego ocieplenia, najsilniejszego tam od co najmniej 1600 lat. Analizując przyczyny, które doprowadziły do ochłodzenia, a którego skutkiem był rozwój kopuł lodowych z początkiem MEL, autorzy ci dochodzą do wniosku, że główną rolę w kreowaniu ochłodzenia odegrały aerozole z erupcji wulkanicznych o ekstremalnej sile (w tym przypuszczalnie erupcji Kuwae; 1452-1453), osłabiających dochodzące do powierzchni promieniowanie słoneczne. Później czynnikiem podtrzymującym ochłodzenie MEL był rozwój pokrywy lodu morskiego.

Badania przeprowadzone na położonym na wschód od Ziemi Baffina zachodnim wybrzeżu Grenlandii, w Zatoce Disco (Lloyd 2008), wykazały występowanie wyraźnego, silnego ocieplenia identyfikowanego ze średniowiecznym okresem ciepłym i ochłodzenia identyfikowanego z małą epoką lodową. Według Lloyd (2008), od około 2200 roku BP na tym akwenie stopniowo wzrastał dopływ wód atlantyckich. W latach 1664-474 BP (~340 - ~1520 n.e.) temperatura wód i ich zasolenie w Zatoce Disco były nieznacznie większe od współczesnych, albo takie same. Okres silnego napływu wód atlantyckich, niesionych przez Prąd Zachodniogrenlandzki "otaczał" średniowieczny okres ciepły. W tym okresie Jakobshavn Isbrae, największy lodowiec wyprowadzający lód z zachodnich skłonów kopuły Ładolodu Grenlandii, cofnął się daleko w głąb fiordu, podobnie jak to jest współcześnie. Późniejsze ochłodzenie MEL i intensywna transgresja Jakobshavn Isbrae były powiązane z wzrastającą rolą wychłodzonych i wysłodzonych wód pochodzących z Prądu Wschodniogrenlandzkiego w wodach Prądu Zachodniogrenlandzkiego. Wcześniejsze badania Morosa i in. (2006) nie znalazły żadnych dowodów na wystąpienia znaczącego ŚOC w Zatoce Disco, natomiast wykazały, że w środkowym holocenie zmiany zasięgu lodowców we fiordach oraz zmiany warunków klimatycznych w tym rejonie wykazują ścisłe związki ze zmianami napływu wód atlantyckich niesionych przez Prąd Zachodniogrenlandzki.

W leżących dalej na południe fiordach Narsaq Sund i Bredefjord (61°N, 46,1°W) analizy osadów dennych wykazały wystąpienie dwu epizodów wzrostu intensywności napływu wód atlantyckich, które

miały miejsce około 2300-1700 lat BP (300 p.n.e - 300 n.e.) i 1300-800 lat BP (700-1200 n.e.). W tych samych okresach zaznaczył się zwiększony dopływ wód roztopowych do fiordów, wskazujący na intensyfikację wycofywania się i topnienia lodowców w obrębie fiordów i na otaczającym fiordy lądzie (Nørgaard-Pedersen i in. 2009). Cechy osadów dennych datowanych ^{14}C i ^{210}Pb stanowiły dla cytowanych autorów przesłankę, aby pierwszą z faz zwiększonego napływu wód atlantyckich przypisać do okresu rzymskiego, zaś drugą kojarzyć ze ŚOC. Około roku 550 BP (1450 n.e.) zaznaczył się w osadzie dennym Narsaq Sund gwałtowny wzrost frakcji grubej, pochodzącej z topniejących gór lodowych, co autorzy ci interpretują jako zapis awansu lodowców w obrębie fiordu i wzmożonego obłamywania się gór lodowych. Jednocześnie wydatnemu zmniejszeniu uległa sedymentacja osadów wód roztopowych, co wskazuje na obniżkę temperatury powietrza i ograniczenie topnienia lodowców na lądzie. Według Nørgaard-Pedersena i in. (2009) w MEL, której najchłodniejszy okres datują na lata 1600-1850 n.e., lodowce na lądzie przesunęły się w stronę morza o co najmniej kilka kilometrów i ich zasięg był większy, niż kiedykolwiek po holocenijskim optimum klimatycznym. Jednocześnie rozrost grenlandzkiej pokrywy lodowej w czasie MEL był na tyle poważny, że spowodował obciążenie lądu, skutkujące izostatycznym obniżeniem SW części wybrzeża Grenlandii i podniesieniem się poziomu morza o 6-8 m (Nørgaard-Pedersen i in. 2009, Sparrenbom i in. 2006) lub co najmniej 3-5 m w ostatnim tysiącleciu, jak wskazują na to wyniki badań Osady Wschodniej Wikingów (Kuijpers i in., 1999).

Datowanie zapisu zmian klimatycznych w osadach dennych fiordu Igaliku (60,7°N, 46,03°W) na południu Grenlandii (Jensen i in. 2004, Lassen i in. 2004) wskazuje, że okres mieszczący się między latami 500-700 n.e. był chłodny i najprawdopodobniej wilgotny. Średniowieczny okres ciepły jest tam datowany na lata między 885 a 1250 n.e., przy czym w tym okresie zaznaczyło się ochłodzenie w latach 960-1140 n.e. W okresie ŚOC we fiordzie dochodziło do głębokiego mieszania się wód, pozwalającego na silny przepływ ciepła z wód do atmosfery. W latach między 1300 a 1500 n.e. następowały szybkie zmiany hydrograficzne, zapisane w składzie gatunkowym okrzemek, które wskazują na postępujący, silny, dwufazowy spadek temperatury. Ochłodzenie to zostało przerwane przez krótkotrwałe ocieplenie, które zaznaczyło się około roku 1520. Okres małej epoki lodowej w Igaliku, w którym temperatura była najniższa, datowany jest przez Jensena i in. (2004) na lata między 1580 a 1850. W tych latach typowa była silna stratyfikacja wód we fiordzie, wskazująca na napływ silnie wysłodzonych i wychłodzonych wód powierzchniowych pochodzących z Prądu Wschodniogrenlandzkiego, uniemożliwiająca kontakt głębiej leżących cieplejszych wód atlantyckich z atmosferą.

4.4. Arktyka Atlantycka

W atlantyckim sektorze Arktyki zmiany klimatyczne w subatlanticum dokumentowane są ze stanowisk znajdujących się na wschodnich wybrzeżach Grenlandii, na Islandii i jej szelfie, Spitsbergenie, Ziemi Franciszka Józefa i Nowej Ziemi oraz w Laponii. Centralne położenie w atlantyckim sektorze Arktyki zajmuje Spitsbergen.

W całym okresie od co najmniej 4830 roku BP (2830 lat p.n.e) do około roku 900 n.e powierzchnia wnętrza Spitsbergenu leżąca poniżej 400-450 m n.p.m. nie była zlodowacona (Humlum i in. 2005). Badania Svendsena i Mangeruda (1997) nad rozwojem lodowców w rejonie poddanym silnym wpływom morza, położonym na południe od wejścia do Isfjordu (północna część Ziemi Nordenskiolda, rejon Linnevatnet) wykazały, że najwyżej położone lodowce rozpoczęły się tworzyć dopiero w okresie między 5000 a 4000 lat BP (3000-2000 lat p.n.e.), a niżej położone lodowce z opóźnieniem około tysiącletnim

(2000-1000 lat p.n.e). Na temat warunków termicznych panujących na Spitsbergenie w początku subatlanticum brak do chwili obecnej wiarygodnych informacji. Według Sarntheina i in. (2003) oraz Berge'a i in. (2005), około roku 2500 BP letnia temperatura powierzchniowej warstwy wód Prądu Zachodniospitsbergeńskiego wynosiła około 4°C, zimowa około +1°C. Z początkiem 2000 lat BP SST zaczęła się podnosić i szybko doszła do 8 i 3-4°C odpowiednio. Po krótkotrwałym, gwałtownym spadku do wartości z początku subatlanticum, które SST osiągnęła w połowie pierwszego tysiąclecia n.e. (~500 roku n.e.), nastąpił ponowny, nieco dłuższy, wzrost SST do wartości podobnych jak w pierwszym ociepleniu. Ta druga kulminacja przebiegu temperatury wód na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim nastąpiła około roku 1000 n.e.

Na Spitsbergenie początek nowej ery (0-300 lat n.e.) był relatywnie ciepły, po czym rozpoczęło się ochłodzenie, w którym temperatura osiągnęła minimum około roku 600 n.e. Ochłodzenie to było jednak znacznie słabsze od mającej później nadejść małej epoki lodowej. Po roku ~600 n.e. rozpoczął się powolny, ale konsekwentny wzrost temperatury powietrza, który swoje maksimum osiągnął między ~800 a ~1250 lat n.e. Średniowieczny okres ciepły ma na Spitsbergenie dobrą dokumentację (patrz: Baranowski 1977, Baranowski i Karlén 1976, Fabiszewski 1975, Guilizzoni i in. 2006, Grinsted i in. 2006, Humlum i in. 2005, Kabała i Zapart 2008, 2009; Salvigsen 2002; i prace innych, tu nie cytowanych autorów).

W „optimum termicznym” ŚOC temperatura powietrza na Spitsbergenie była wyższa od obecnej lub co najmniej taka, jaką obserwowało się w latach 2002-2007. Średnia temperatura roczna może być szacowana na około 2°C wyższą od średniej z lat 1971-2000. Wyraźnie wyższa była temperatura powietrza zimą, średnia temperatura okresu lipiec-sierpień była wyższa o co najmniej 1°C od obecnej. Większość opadów na obszarach leżących poniżej 400 m n.p.m. stanowiły opady ciekłe. Również temperatura wód otaczających Spitsbergen i wód we fiordach była wyraźnie wyższa, o czym świadczy m.in. występowanie na Ziemi Północno-Wschodniej i w Isfjordzie ciepłolubnego omulka *Mytilus edulis*, którego skorupy datowane są na około 1000 lat n.e. (Salvigsen 2002, Berge i in. 2005).

O panujących w czasie ŚOC względnie łagodnych warunkach termicznych na Spitsbergenie, znacznej redukcji powierzchni i zasięgu lodowców, wzroście miąższości warstwy czynnej zmarzliny, zajmowaniu większych niż obecnie powierzchni przez roślinność, rozwoju gleb, świadczą liczne fakty, które dobrze korespondują ze stwierdzonymi warunkami paleoklimatycznymi i paleośrodowiskowymi w otoczeniu Spitsbergenu (Grenlandia – Lowell i in. 2007, Ziemia Franciszka Józefa – Forman i in. 2000, Nowa Ziemia – Murdmaa i in. 2004).

Baranowski (1977) znalazł kopalne makroszczałki roślinności tundrowej na przedpolu Lodowca Werenskiolda, ich wiek został określony metodą ¹⁴C na około 500-1250 lat n.e. Najprawdopodobniej na tym samym stanowisku Kabała i Zapart (2008, 2009) zidentyfikowali kompletny poziom tundrowej gleby kopalnej przerośnięty korzeniami, która musiała rozwijać się przez co najmniej kilkaset lat w warunkach klimatu cieplejszego od obecnego. Wskazuje to, że po długim, ciepłym okresie, w którym na terenie przedpola Lodowca Werenskiolda rozwijała się roślinność, nastąpiła po roku ~1250 n.e. transgresja tego lodowca. Wycofanie się lodowca z tego obszaru nastąpiło w latach 50. XX wieku.

Badania Humluma i in. (2005) wykazały, że pod chłodnym, nieszarżującym lodowcem Longyear (Longyearbreen), na wysokości około 450 m n.p.m. znajduje się zakorzeniona fosylna roślinność z okresu ŚOC (*in situ*). Jej skład gatunkowy jest stosunkowo bogaty, wskazujący na relatywnie wysoką, wyższą od obecnej, temperaturę powietrza panującą na tej wysokości. Datowanie radiowęglowe kwasów humusowych, wyekstrahowanych z gleby, w której rozwijała się opisana przez Humluma i in.

(2005) roślinność wykazuje, że obszar ten nie był pokryty trwałą pokrywą śnieżną ani przez lodowiec przynajmniej od 4830 roku BP do 1104 roku BP (lata 2830 p.n.e do 896 n.e.). Datowanie roślinności metodą ^{14}C wskazuje, że kopalna roślinność spod lodowca wegetowała w ~800-letnim oknie wiekowym między 1930 a 1130 lat BP (~70 do ~870 lat n.e.)¹¹. Jej zamrożenie w rezultacie pokrycia grubą warstwą śniegu jest datowane na 1104 rok BP (~894 rok n.e). Można przypuszczać, że niezbyt długo potem, stanowisko to zostało pokryte przez transgredujący w dół Longyeardalen Longyearbreen. Zdaje się to wskazywać na pogarszające się już w tym okresie warunki termiczne lub na wzrost sum opadowych (o czym dalej).

Jednak, jak wynika z badań Grinsteda i in. (2006), na leżącej na wysokości około 1250 m n.p.m. Lomonosovfonnie, położonej około 80 km dalej na północ, jeszcze w latach 1130-1300 n.e. letnie topnienie było bardziej intensywne niż w latach 1997-2001. Jednocześnie w latach 1100-1300 na akwenach na N i E od Spitsbergenu lody morskie zajmowały powierzchnie znacząco mniejsze niż obecnie. Na wyraźne pogorszenie się warunków klimatycznych dopiero w latach 1160-1255 n.e. wskazują również zmiany w osadach dennych Kongressvatnet, kiedy po raz pierwszy osady zmieniły swój charakter na warwowy (patrz Guilizzoni i in. 2006). Wyniki badań osadów dennych w Van Mijenfjorden (Hald i in. 2006) dokumentują przejście od reżimu klimatycznego ŚOC do MEL na lata około 1300 n.e. Jernas i Klitgaard-Kristensen (2008) oraz Jernas i in. (2009) również wykazują, że najwyższa produktywność wód Kongsfjordu, związana ze wzmożonym napływem cieplejszych i bardziej zasolonych wód wnoszonych tam przez Prąd Zachodniospitsbergeński oraz wzrostem temperatury powietrza miała miejsce w okresie między 1000 a 1200 lat n.e. Tak więc przejście od reżimu klimatycznego ŚOC do postępującego ochłodzenia, które doprowadziło do MEL nastąpiło na Spitsbergenie przypuszczalnie później niż początki transgresji lodowca Longyear – w latach 1200-1300 n.e.

Na ogólny, silny spadek temperatury powierzchni morza w rejonie Spitsbergenu z początkiem MEL i w jej okresie, oprócz cytowanych wcześniej prac Samtheina i in. (2003) oraz Berge'a i in. (2005) wskazują również prace Andersson i in. (2003) oraz Berstad i in. (2003), charakteryzujące zmiany SST wód transportowanych przez Prąd Norweski (Norwegian-Atlantic Current). Wody tego prądu stanowią główny szlak transportu wód atlantyckich do Prądu Zachodniospitsbergeńskiego i Morza Barentsa (i ogólnie – do Arktyki). Według Andersson i in. (2003) spadek SST na Prądzie Norweskim prowadzący do MEL zaznaczył się w latach 1300-1400 n.e., a sam początek minimum SST w MEL cytowani autorzy wyznaczają na rok około 1600 n.e. Praca Andersson i in. (2003) wskazuje też na dużą zmienność SST w okresie fazy przejścia z okresu ŚOC do MEL i w czasie MEL. Berstad i in. (2003) określają, że w okresie między 1400 a 1700 n.e wiosenna temperatura wód prowadzonych przez Prąd Norweski do Arktyki była średnio o 2-3°C niższa od obecnej, natomiast letnia SST była w latach 1400-1920 (!) konsekwentnie niższa o 2°C od obecnej.

Na Spitsbergenie ochłodzenie MEL składało się z kilkunastu epizodów, charakteryzujących się przemiennością zmian temperatury powietrza. Na tle obniżającej się temperatury występowały kilkunastoletnie lub kilkudziesięcioletnie okresy, w których temperatura była podobna do obecnej. Przekonują o tym m.in. rekonstrukcje sierpniowych zasięgów lodów morskich w rejonie Spitsbergenu z lat 1750-2002 (Divine i Dick 2007). W kilku okresach tego przedziału czasowego warunki lodowe nie odbiegały

¹¹ Humlum i in. (2005) nie wykluczają, że podane daty radiowęglowe mogą być „postarzone” ze względu na to, że określane są z mchów, które rosną w warunkach środowiskowych Arktyki niezmiernie wolno.

w istotny sposób od warunków obserwowanych obecnie. Również przed rokiem 1750 występowały okresy, w których warunki żeglugi w rejonie Spitsbergenu były równie dobre, jak w okresie 1980-2000.

Postępujące zwilgotnienie klimatu, wraz z obniżką temperatury powietrza w okresie MEL, sprzyjało rozwojowi lodowców. W osadach dennych Kongressvatnet od roku 1350 do roku 1880 n.e. zapisuje się to jako nieprzerwana akumulacja osadów o charakterze warwowym. Taki rodzaj sedymentu wskazuje na zasilanie jeziora w tym okresie przez lodowcowe wody roztopowe oraz na długo zalegającą pokrywą lodową na jego powierzchni. W latach 1715-1880 średnie tempo sedymentacji warwowej było najniższe (~ 0.01 cm rok⁻¹). Guilizzoni i in. (2006) interpretują to jako spowodowane spadkiem temperatury znaczne osłabienie procesów letniego topnienia lodowców, których wody zasiły jezioro Kongress i przedłużeniem czasu występowania zlodzenia tego jeziora oraz ograniczeniem denudacji w granicach zlewni. Ten okres minimum tempa sedymentacji w jeziorze Kongress rozpoczyna się bezpośrednio po minimum Maundera (lata 1645-1715).

Humlum i in. (2005) wskazują, że w okresie drugiej części ŚOC i w czasie MEL, po roku 1004 n.e., nastąpił awans Longyearbreen. Długość tego lodowca do końca XIX wieku wzrosła o 3 km (66%), a jego czoło osiągnęło wysokość 200 m n.p.m. lub nieco niższą. Badania prowadzone w roku 1927 przez K. Grippa (1929) i późniejsze polskie (patrz Pękala i in. 2003) nad spiętrzonymi morenami czołowymi lodowca Renarda (Recherche Fjorden, Bellsund) wykazały, że awans tego lodowca nastąpił w XVIII-XIX wieku, niszcząc wcześniejszą (z XVI (?) – XVII wieku) holenderską osadę wielorybniczą.

W rejonie Kongsfjordu maksymalny rozwój lodowców spływających do fiordów jest datowany na XIX wiek (Svendsen i in. 2002) i w tym okresie, u schyłku MEL, lodowce na północy Spitsbergenu osiągnęły maksimum swojego zasięgu w holocenie. Badania nad stopniem kontynentalizmu zarejestrowanym w rdzeniu lodowym Lomonosovfonny (Grinsted i in. 2006) wykazały, że najniższe temperatury powietrza wystąpiły u schyłku MEL, w XIX wieku. W drugiej połowie XIX i na przełomie XIX i XX wieku, z pewnym opóźnieniem w stosunku do przebiegu temperatury, powierzchnia lodowców i ich zasięg osiągnęły na Spitsbergenie największe rozmiary. Również wiele innych, tu nie cytowanych prac¹², potwierdza największy rozwój przestrzenny lodowców spitsbergeńskich w końcowej fazie małej epoki lodowej. Lata 1880-1917 zapisały się również najcięższymi warunkami lodowymi na wodach wokółspitsbergeńskich.

Na wyspach archipelagu Ziemi Franciszka Józefa okres początku subatlanticum, choć chłodniejszy niż na Spitsbergenie, był relatywnie ciepły, o czym pośrednio można sądzić ze znajdujących tam poroży reniferów¹³. Zebrano na różnych częściach archipelagu Ziemi Franciszka Józefa 19 prób poroży, ich datowanie metodą ¹⁴C wykazało ciągłą bytność renifera od co najmniej 6400 roku BP do 1300 roku BP (Forman i in. 2000). Oznacza to, że zasięg lodowców i powierzchnie śnieżników były mniejsze od obecnych, a temperatura lata była tam wyższa od obecnych co najmniej o 1°C – na tyle wysoka, aby wegetacja dawała wystarczającą ilość pokarmu dla tych zwierząt. Około roku 1000 n.e. na Ziemi Franciszka Józefa zaznaczył się gwałtowny rozwój zlodowacenia (Lubinski i in. 1999). Zdaniem Formana i in. (2000) rozwój zlodowacenia i przedłużanie czasu zalegania pokrywy śnieżnej w tym okresie (~ 1000 lat n.e.) stał się przyczyną wyginięcia reniferów na Ziemi Franciszka Józefa.

Wyniki wysokorozdzielczych badań rdzeni osadów dennych pobranych z Fiordu Nansena (68°N; wschodnie wybrzeże Grenlandii; Jennings, 1996) obejmujące okres od roku 730 n.e do współczesności

¹² Szerzej – patrz J.J.M. van der Meer (2004).

¹³ Obecnie na Ziemi Franciszka Józefa warunki są jeszcze zbyt surowe, aby mogły bytować tam te zwierzęta.

wykazują na występowanie okresu ciepłego, trwającego od około 730 do 1100 lat n.e. oraz następujących po nim okresów chłodnych. Osady charakteryzujące okres ciepły wskazują, że na Fjordzie Nansena nie występowały w tym czasie góry lodowe, a czas zalegania lodu morskiego był silnie zredukowany. Na podstawie analizy osadów i znajdujących się w nim otwornic Jennins (1996) twierdzi, że temperatura powietrza w tym okresie, określonym jako ŚOC, była wyższa, a warunki pogodowe były bardziej stabilne niż jest to obecnie. Po roku 1100 n.e. pojawiły się na fiordzie góry lodowe, zarysowała się większa zmienność czasu zalegania lodu morskiego i ilości występujących gór lodowych oraz temperatury powietrza z roku na rok. Pierwsze głębokie ochłodzenie, zapisane w osadzie jako gwałtowny wzrost akumulacji materiału wytopiającego się z gór lodowych oraz w postaci zmian składu gatunkowego otwornic, nastąpiło około roku 1370 n.e. Po tym ochłodzeniu nastąpił okres częstych, kilkudekadowych głębokich spadków temperatury i oddzielających je, krótszych okresów ocieplenia. Najniższa temperatura powietrza i wód prowadzonych przez Prąd Wschodniogrenlandzki oraz najcięższe warunki lodowe, utożsamiane przez Jennings (1996) z "minimum termicznym" MEL panowały na tych wodach od roku 1670 do 1900 n.e. Od roku 1900 n.e. zaznacza się na tym akwenie polepszanie się warunków lodowych i wzrost temperatury wód, jednak wykazujące bardzo dużą zmienność międzydekadową. Jennings zwraca uwagę na dobrą zgodność zrekonstruowanych przez nią warunków w rejonie Fiordu Nansena z islandzkim indeksem lodowym.

Na wschodnim wybrzeżu Grenlandii, przy wybrzeżach Liverpool Land (wyspa Loterie, ~70°N, nieco na N od wejścia do Scoresby Sund) Wagner i Melles (2001) przeprowadzili analizę biogeochemiczną osadów z jeziora Raffles Oslash. Rejestrują one obecność i rozmiary pobliskich kolonii ptaków morskich. Analizy osadów jeziornych wykazały istnienie w subatlanticum trzech okresów ciepłych, w których w tym rejonie rozwijały się wielkie kolonie ptaków morskich. Pierwszy z nich stanowił kontynuację istnienia kolonii z okresu optimum termicznego holocenu i trwał do roku około 1900 BP (100 roku n.e.). Drugi przypadał na lata między około 1000 a 500 rokiem BP (~1000-1500 lat n.e.), trzeci – rozpoczął się około 100 lat temu. Świadczy to o stosunkowo ciepłym początku subatlanticum (2500-1900 lat BP), następnie wystąpieniu ochłodzenia trwającego około 900 lat. Według Wagnera i Mellesa w drugim okresie ciepłym, trwającym około 500 lat, w rejonie Scoresby Sund w ciepłej porze roku nastąpiła redukcja lodu morskiego, umożliwiającą ptakom znalezienie wystarczającej ilości pokarmu dla pomyślnego wykarmienia młodych. Podobnie w ostatnim okresie, po roku 1900, rozwój kolonii ptaków rejestruje redukcję powierzchni lodów morskich w ciepłej porze roku. Nieistnienie kolonii ptasich między I a X wiekiem oraz XV a XIX wiekiem Wagner i Melles (2001) objaśniają zbyt surowymi warunkami klimatycznymi panującymi na wschodnich wybrzeżach Grenlandii, uniemożliwiającymi gniazdowanie i wychowanie młodych. Porównując wskaźniki biogeochemiczne w osadzie (zawartość azotanów i kadmu) autorzy ci stwierdzają, że warunki obecne (XX wiek) nie dorównują jeszcze warunkom, jakie panowały między X a XV wiekiem. Niestety, rozdzielczość czasowa tego profilu jest bardzo niska, stąd pewniejsza jest kolejność wyznaczonych przez nich faz ociepleń i ochłodzeń, natomiast granice czasowe tych faz należy traktować jako przybliżone.

Lowell i in. (2007) udokumentowali występowanie znacznych ilości fosylnych szczątków roślinnych odsłoniętych spod lodu i znajdujących się w osadach morenowych kopuły lodowej Istorvet, leżącej na Ziemi Liverpool, na N od wejścia do Scoresby Sund (Wschodnia Grenlandia, około 70°50'N, 22°13'W). Są to pnie (?), gałęzie (?) i korzenie drzew, krzewów oraz krzewinek. Z przedstawionych fotografii¹⁴

¹⁴ Patrz: <http://wattsupwiththat.files.wordpress.com/2007/12/uc-agu-greenland-dec-07-v45.pdf>.

można szacować, że najgrubsze pnie (gałęzie?) mają około 6-8 cm. Część materiału organicznego nie jest przemieszczona i znajduje się *in situ*, będąc zakorzeniona w drobnym materiale wypełniającym szczeliny podłoża skalnego. Obfity materiał roślinny wykryto w kilku oddalonych od siebie miejscach przed granicą lodów Istorvet Ice Cap na wysokości około 420-450 m n.p.m., również na nunatakach wylaniających się spod kopuły lodowej na wysokościach około 625 i 720 m n.p.m. Podobne znaleziska zarejestrowano również w innych, niżżej położonych miejscach wokół Scoresby Sund, z tym, że wiek szczątków roślinnych jest tam znacznie młodszy. Materiał organiczny uległ odsłonięciu spod lodu w rezultacie powszechnej na tym obszarze współczesnej recesji lodowców i kopuł lodowych. Rozmiary recesji Istorvet Ice Cap, względem maksymalnego zasięgu moren z okresu MEL szacowane są na od 1 do 2 km.

Datowania izotopowe (^{14}C) określają wiek fosylnych drewn na przedpolu Istorvet Ice Cap i na nunatakach w obrębie kopuły mieszczącej się w przedziale od 1590 (± 25) do 1040 (± 30) radiowęglowych lat BP (~400-1015 lat n.e.), z największą ilością szczątków o wieku między 840 a 980 lat n.e. Zdaniem Lovella i in. (2007), ten ostatni przedział czasu charakteryzował się najbardziej intensywną vegetacją i najwyższą temperaturą powietrza. Lata między 840 a 980 naszej ery lokują się w początkowej fazie ŚOC. Pierwsza faza transgresji lodu kopuły Istorvet, która przerwała vegetację roślinności zajmującej obecne przedpole kopuły, została przez tych badaczy wydatowana na lata około 1015 n.e., na innych, niższych obszarach w pobliżu Scoresby Sund nastąpiło to odpowiednio później – w latach 1180-1410 n.e. Na najwyższym nunataku (719 m n.p.m.) vegetacja została przerwana najwcześniej, tam najmłodsza data radiowęglowa jest określona jako 1380(± 30) lat ^{14}C BP, co odpowiada w przybliżeniu wiekowi 570-620 lat n.e.

Dla Lovella i in. (2007), jako geomorfologów i glaciologów, najistotniejszą kwestią było określenie rozwoju zlodowacenia na tym obszarze, stąd nie zajmowali się oni paleoklimatycznymi aspektami swojego odkrycia. Ze względu na wagę tego znaleziska, należy jednak poświęcić mu więcej uwagi, tym bardziej, że daty radiowęglowe są tam liczne, a ich błąd standardowy jest niewielki ($\pm 24-30$ lat).

Zaprezentowany przez Lovella i in. (2007) obraz wskazuje, że zasięgi przestrzenne lodowców i kopuł lodowych przed rokiem 1015 n.e. były tam znacznie mniejsze od obserwowanych współcześnie, co stanowi przesłankę wskazującą na wystąpienie na tym obszarze relatywnie wysokiej temperatury powietrza. Ilość i rozmiary szczątków roślinnych wskazują, że przed rokiem 1015 n.e. temperatura powietrza na wybrzeżach Grenlandii Wschodniej była na tyle wysoka, że na szerokości 70-71°N występowały, rosnące na znacznych wysokościach nad poziom morza (~450-720 m n.p.m.), drzewa i krzewy. Obecnie w otoczeniu kopuły lodowej Istorvet i nawet na małych wysokościach wokół Scoresby Sundu nie występują zbiorowiska roślinne porównywalne do zbiorowisk kopalnych.

Odkrycie Lovella i in (2008) znakomicie koresponduje z wynikami cytowanych już badań Jennings (1996), która na podstawie badań osadów dennych w Nansenfjordzie stwierdza istnienie ciepłego okresu między 730 a 1100 lat n.e., w którym nie występowały na fiordzie góry lodowe ani lód morski, a temperatura wód była wyższa od obecnej. Ponieważ wybrzeża wschodniej Grenlandii są ochładzane przez lody wynoszone z Arktyki poprzez Cieśninę Fram i transportowane dalej na południe przez Prąd Wschodniogrenlandzki, należy sądzić, że w okresie ŚOC transport lodów morskich wzdłuż tych wybrzeży był mocno zredukowany w stosunku do czasów współczesnych, albo też wcale nie występował. Ponieważ Prąd Wschodniogrenlandzki transportuje lody z basenu Morza Arktycznego, wskazuje to, że warunki lodowe w basenie Morza Arktycznego były wtedy znacznie łagodniejsze od obecnie obserwowanych, a temperatura powierzchni morza (SST) wyraźnie wyższa.

Ze zmianami klimatu i zmianami transportu lodów morskich wzdłuż wschodnich brzegów Grenlandii powiązane są zmiany SST na wodach wokół zachodnich i północnych wybrzeży Islandii (Jiang i in. 2002, Sicre i in. 2008). Wyniki badań osadów dennych z szelfu przy północnych wybrzeżach Islandii (Sicre i in. 2008) charakteryzują zmiany SST i intensywności prądów na tym akwenie w ciągu ostatnich 2000 lat. Profil jest dobrze datowany, jego rozdzielczość czasowa jest bardzo wysoka (2-5 lat), datowania dodatkowo są potwierdzone przez poziomy tefry ze znanych, dobrze datowanych erupcji wulkanów islandzkich. W profilu wartością wskaźnikową, charakteryzującą zmiany warunków termicznych, jest średnia temperatura wody w sierpniu – miesiącu, w którym w cyklu rocznym SST na tym akwenie osiąga maksimum. Profil rejestruje pełną zmienność temperatury subatlantycum do połowy lat 60. XX wieku. Okres rzymski wykazuje wystąpienie maksimum termicznego około roku 100 n.e. z SST niższą o ułamek stopnia ($0,2^{\circ}\text{C}$) od współczesnej SST ($+9^{\circ}\text{C}$). Okres ciemnych wieków, trwający od około 150-200 do około 900-950 lat n.e., charakteryzuje się kilkoma epizodami głębszego ochłodzenia, w których średnia SST może być szacowana na około 8°C , czyli była niższa od współczesnej o 1°C . Około roku 980 n.e., w przeciągu dekady SST wzrosła o $1,0-1,5^{\circ}\text{C}$ i okres wysokiej temperatury powierzchni morza w sierpniu trwał do roku około 1300 n.e. W tym okresie zaznaczyły się dwa wybitnie "cieple" podokresy (w latach 1000-1100 n.e. i około roku 1300 n.e.), w których SST była wyraźnie wyższa ($0,5-0,8^{\circ}\text{C}$) niż jest to obecnie, gdy średnia SST całego okresu jest nieznacznie ($0,1-0,2^{\circ}\text{C}$) wyższa od współczesnej. Okres ten Sicre i in. (2008) identyfikują ze ŚOC. Między latami ~1310 a 1350 n.e. zaznaczył się głęboki spadek SST, temperatura obniżyła się o $1,5^{\circ}\text{C}$, a następnie wykazując nieregularne wzrosty i spadki (z przewagą spadków) osiągnęła minimum (-7°C) około roku 1900. Od 1900 do ~1965 roku zaznaczył się nieznaczny wzrost sierpniowej SST, ale była ona w latach 60. XX wieku niższa przynajmniej o 1°C od współczesnej (2000-2005). Omawiani autorzy przyczyny zmian SST widzą w zmienności cyrkulacji oceanicznej na tym akwenie (i szerzej – na N Atlantyku). Wzrosty SST związane są ze zwiększonym napływem cieplejszych i bardziej zasolonych wód Prądu Irmingera, wprowadzanych na północ przez Cieśninę Duńską, a następnie transportowanych wzdłuż północnych wybrzeży Islandii na wschód przez Prąd Północnoislandzki, przy jednoczesnym osłabieniu Prądu Wschodniogrenlandzkiego. Takie sytuacje zachodziły w okresach ociepleń (okres rzymski, ŚOC, współczesne ocieplenie). Spadki SST związane są z osłabieniem transportu ciepłych wód na północ przez Cieśninę Duńską. Towarzyszy mu wzrost aktywności Prądu Wschodniogrenlandzkiego, wyprowadzającego wysłodzone arktyczne wody powierzchniowe z basenu Morza Arktycznego oraz zwiększone ilości lodów morskich na południe.

Nietrudno zauważyć, że jeśli pominie się mało precyzyjne wyniki badań Wagnera i Mellea (2001), pozostałe wyniki badań na wschodnich wybrzeżach Grenlandii i Spitsbergenu dają spójny w czasie i przestrzeni obraz zachodzących tam zmian klimatycznych i stanu termicznego mórz w ostatnim 1500-leciu. Fazie wzrostu transportu ciepłych wód atlantyckich przez prądy Zachodniospitsbergeński, Irmingera i Zachodniogrenlandzki na północ odpowiada zgodna w czasie faza osłabienia Prądu Wschodniogrenlandzkiego i zmniejszenia eksportu lodów morskich z basenu Morza Arktycznego na południe oraz wzrostu temperatury powietrza. W fazie osłabienia transportu wód atlantyckich na północ zaznacza się aktywizacja Prądu Wschodniogrenlandzkiego, rozwój stratyfikacji wód, rozwój powierzchni lodów morskich i wzmożenie ich transportu na południe oraz postępujący spadek temperatury powietrza.

W przedstawionym obrazie pojawia się jednak pewna sprzeczność, jaką jest w Arktyce Atlantyckiej rozbieżność w czasie rozwoju zlodowacenia i przebiegu temperatury powietrza. Zgodne wyniki badań

Jennings (1996), Lovella i in. (2007), Humluma i in. (2005), wskazują, że na Spitsbergenie i Grenlandii Wschodniej pierwszy postęp lodowców zaznaczył się około roku 1000 n.e. lub nieznacznie wcześniej, czyli już w średniowiecznym okresie ciepłym. Na transgresję lodowców na wschodniej Grenlandii w rejonie fiordów Miki i J.C.Jacobsen (~68°N, 31°W) w podobnym czasie – między rokiem 1050 a 1100 n.e. – wskazują ponadto Geirsdóttir i in. (2000), na Ziemi Franciszka Józefa około roku 1000 n.e. Lubinski i in. (1999). Wyjątkiem jest Nowa Ziemia, gdzie Murdmaa i in. (2004) datują początek transgresji lodowca do fiordu (Russkaya Gavan) dopiero na przełom XIV i XV wieku. Z kolei badania innych niż lodowce środowisk wskazują, że jeszcze około roku 1000 n.e. w Arktyce Atlantyckiej panowały wysokie temperatury powietrza i wód morskich (Spitsbergen – Sarthein i in. 2003, Berge i in. 2005, Grinsted i in. 2006, Guilizzoni i in. 2006; Grenlandia – Nansen Fjord – Jennings 1996, na szelfie Islandzkim – Jiang i in. 2002, Sicre i in. 2008), a spadek temperatury określający koniec średniowiecznego okresu ciepłego jest datowany dopiero na schyłek XIII wieku lub wiek XIV. Ponieważ bilans lodowców jest funkcją dwu zmiennych – temperatury powietrza i sum opadów, ten pozorny paradoks może wytłumaczyć jedynie wzrost sum opadowych w początku ŚOC, i to na tyle duży, że mimo wzrostu temperatury bilans lodowców stał się dodatni. Taki pogląd na rozwój zlodowacenia na lądach w Arktyce Atlantyckiej w początkowym okresie ŚOC wyrażają Geirsdóttir i in. (2000) oraz Solomina i Alverson (2004).

Opisana sytuacja może wskazywać nadto, że w okresie między 800 a 1200 lat n.e. nastąpiło zwiększenie sum opadowych w wysokich szerokościach Arktyki Atlantyckiej (>70°N), gdy w niższych (<70°N) w tym samym czasie doszło do spadku opadów. Kremenetski i in. (2004) zwraca uwagę, że na Półwyspie Kola ŚOC był ciepły i relatywnie suchy, Hu i in. (2001) to samo stwierdzają odnośnie Alaski. Gdyby wniosek taki był prawdziwy, znaczyłoby to, że w okresie pierwszej fazy ocieplenia ŚOC front arktyczny był znacznie przesunięty na północ w stosunku do położenia jakie zajmował w XX wieku.

Występowanie wahań klimatycznych o znacznej amplitudzie w subatlanticum na subarktycznej Islandii potwierdzają nie tylko liczne wyniki badań środowisk lądowych, ale również zapisy historyczne. Przebieg islandzkiego indeksu lodowego (Bergthórsson 1969, Ogilvie i Jónsdóttir 2000) stanowiącego zapis czasu występowania lodów morskich u północnych i zachodnich wybrzeży charakteryzuje nie tylko panujące na Islandii warunki termiczne, ale daje informację o intensywności eksportu lodów morskich z Arktyki i aktywności Prądu Wschodniogrenlandzkiego. Z danych Bergthórssona (1969) wynika, że lody na wodach Islandii pojawiały się sporadycznie od II połowy X w. i że w pierwszych latach po 1100 roku zanikły na ponad 50 lat. Średnia roczna temperatura powietrza na Islandii szacowana jest w tym okresie na 4,5-4,6°C. Od lat 1150-1160 lody zaczęły pojawiać się ponownie, lecz do około 1250 roku nie występowały dłużej niż 1-1,5 miesiąca w roku. Pierwszy okres ciężkich warunków lodowych rozpoczął się około 1250 roku i trwał w przybliżeniu do roku 1350, kiedy to czas wystąpienia lodów uległ przedłużeniu do nie mniej niż 2,5 miesiąca. Po tym okresie warunki lodowe przypuszczalnie uległy pewnej poprawie, lecz dane przestają być pewne. Gwałtowne pogorszenie warunków lodowych nastąpiło w latach bezpośrednio poprzedzających rok 1600, kiedy to między 1590 a 1610 nastąpiło wydłużenie okresu zalegania lodów z około jednego do ponad trzech miesięcy. Od tego okresu warunki lodowe ulegały bardzo dużym zmianom – okresy wyjątkowo ciężkie przeplatały się z krótkimi okresami ich wyraźnego polepszenia.

Najcięższe warunki lodowe w rejonie Islandii przypadały w przybliżeniu na lata 1600-1645, 1680-1700, 1735-1758, 1765-1835, 1855-1890. Najdłuższe zaleganie lodów w rejonie Islandii nastąpiło około roku 1750-1752, kiedy to lody blokowały zachodnie wybrzeże Islandii przez ponad 4,5 miesiąca, a roczna temperatura powietrza na Islandii obniżyła się do wartości niższych od 2,5°C. Od 1890 roku

warunki lodowe na tym obszarze systematycznie łagodniały, do tego stopnia, że od 1920 do 1958 roku nie obserwowano na wodach Islandii pojawiania się lodów morskich. Roczna temperatura powietrza osiągnęła w tym okresie 4,4-4,5°C. Gwałtowne pogorszenie sytuacji lodowej na tych wodach nastąpiło w pierwszej połowie lat 60. tych XX wieku – do tego stopnia, że w 1968 roku lody blokowały północne brzegi Islandii przez 180 dni. Były to najcięższe warunki lodowe od 1888 roku (Zakharov 1987). Ciężkim pod względem lodowym był również rok 1970.

Początek zapisu islandzkiego indeksu lodowego lokuje się w średniowiecznym okresie ciepłym, dalszy przebieg indeksu wskazuje, że jego optimum na Islandii wystąpiło między latami 1000 a 1150 n.e. Indeks ten rejestruje również poszczególne krótkookresowe wahania temperatury, w tym fazę umiarkowanego ochłodzenia między latami 1250 a 1350 n.e., odpowiadającą zgrubnie pod względem lokalizacji w czasie fазie ochłodzenia na Spitsbergenie czy fазie szybkiego i głębokiego spadku SST na szelfie północnoislandzkim (lata 1310-1350 n.e.) wykrytej przez Sicre i in. (2008). Minimum termiczne okresu MEL indeks lodowy rejestruje między latami 1590 a 1890, wskazując również na występującą w tym okresie znaczną krótkookresową zmienność SST i temperatury powietrza.

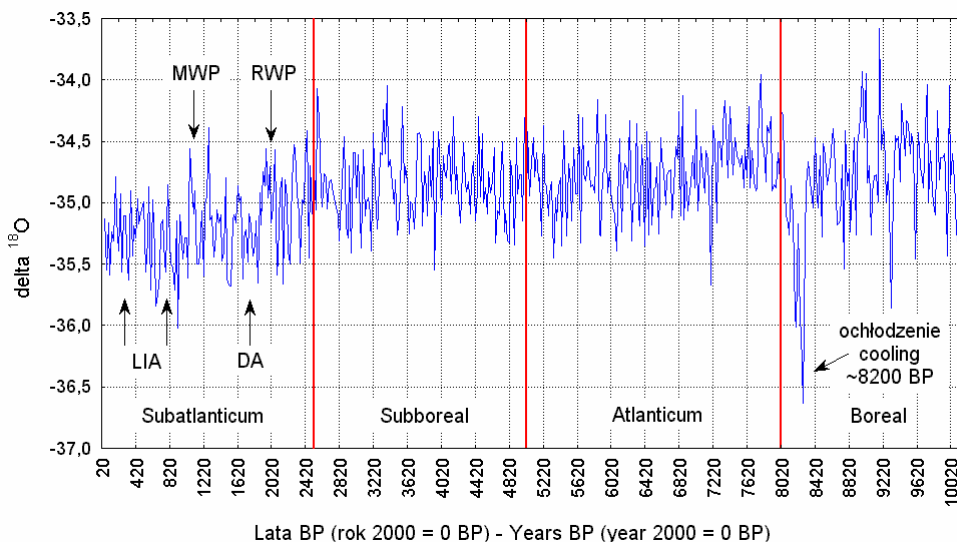
Podobne wnioski na temat przebiegu temperatury powietrza na Islandii jak interpretacja indeksu lodowego, dają wyniki badań nad osadami proglacialnego jeziora Hvitarvatn w środkowej Islandii (Flowers i in. 2008). Potwierdzają one występowanie podobnej do współczesnej lub wyższej temperatury w okresie ŚOC i głębokiego spadku temperatury oraz największego w całym holocenie awansu lodowca (Langjukull Ice Cap) do jeziora w okresie MEL. Badania osadów jeziornych z północnej Islandii (Stora Vioarvatn; patrz Axford i in. 2009) wskazują, że ŚOC był na Islandii nieco cieplejszy, i pod względem zmienności temperatury powietrza (i ogólnej – warunków pogodowych) znacznie stabilniejszy od warunków panujących w ostatnich kilkunastu latach.

Warto zwrócić uwagę na fakt, że roczna temperatura powietrza zrekonstruowana z wartości indeksu lodowego w latach 1100-1150 n.e. (Bergthórsson 1969) jest niemal taka sama, jak zmierzona średnia roczna w latach 1920-1958, czyli latach "otaczających" wielkie ocieplenie Arktyki lat 30-40. XX wieku. Trzeba jednak zdawać sobie sprawę z tego, że przy wartości indeksu lodowego równej zero, temperatura powietrza może być wyższa od podanej wartości 4,5-4,6°C, gdyż indeks lodowy nie może przybierać wartości ujemnych. Pozwala to na stwierdzenie, że w maksimum termicznym ŚOC temperatura powietrza na Islandii była taka sama, lub wyższa, jak średnia z lat 1920-1958. Nie ma więc sprzeczności między cytowanymi wynikami najnowszych badań paleolimnologicznych (Flowers i in. (2008), Axford i in. (2009) a wynikami rekonstrukcji Bergthórssona (1969).

5. Podsumowanie

Z przedstawionego materiału faktograficznego wynika, że znane z okresu obserwacji instrumentalnych zmiany klimatyczne w Arktyce, włącznie z ostatnim ociepleniem, nie są, na tle holocenijskiej historii ewolucji klimatu Arktyki, czymś nadzwyczajnym. Przede wszystkim trzeba zwrócić uwagę, że w całej późnoglacialnej i holocenijskiej historii klimatu Arktyki występują szybkie, krótkookresowe zmiany temperatury o dużej amplitudzie. 1-3-stopniowe spadki czy wzrosty temperatury rocznej zachodzące w przeciągu jednej czy dwu dekad są częste i występują zarówno w okresach chłodnych, jak i ciepłych. Pod tym względem zapis przebiegu $\delta^{18}\text{O}$ z rdzenia lodowego NGRIP (patrz ryc. 1) nie różni się od przebiegu uśrednionych dekadowych wartości temperatury na przykład ze stacji z Grenlandii czy

Spitsbergenu¹⁵. Podobnie dzieje się ze zmianami temperatury powierzchni morza na prądach wprowadzających wody atlantyckie do Arktyki. Sarnthein i in. (2003) zwracają uwagę, że silne zmiany rocznej SST (2-5°) na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim w okresie holocenu zachodziły gwałtownie – w ciągu kilku dekad lub nawet w krótszym czasie. Spośród rdzeni z łańdolu Grenlandii, NGRIP wykazuje najmniejsze niezgodności stratygraficzne w holocenie. Najprawdopodobniej ze względu na dużą wysokość, na której zachodziła akumulacja śniegu, nie dochodziło tam do głębszego letniego topnienia, dzięki czemu kompletnemu lub niemal kompletnemu zachowaniu uległy warstwy przyrostów rocznych.



Ryc. 1. NGRIP – przebieg wartości $\delta^{18}\text{O}$ z rdzenia lodowego w holocenie.

Oznaczone granice okresów holocenu. W Subatlanticum: LIA – Mała Epoka Lodowa, MWP – Średniowieczny Okres Ciepły, DA – "Ciemne Wiek", RWP – Rzymski Okres Ciepły.
 Położenie rdzenia: kopia łańdolu Grenlandii, 3000 m n.p.m.; 75,1°N, 42,3°W. Rozdzielczość danych – 20 lat.
 Źródło danych: NGRIP dating group, 2006. Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05).
 IGBP PAGES / World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-118.
 NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA

Fig. 1. NGRIP – course of $\delta^{18}\text{O}$ value of ice core in Holocene.

Holocene periods limits marked. In Subatlanticum: LIA – Little Ice Age, MWP – Medieval Warm Period, DA – "Dark Ages", RWP – Roman Warm Period. The NGRIP drilling site is near the center of Greenland ice sheet (75,1°N, 42,3°W), 3000 m a.s.l., 20 years means.
 Data source: NGRIP dating group, 2006. Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05).
 IGBP PAGES / World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series # 2006-118.
 NOAA/NCDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA

¹⁵ Gdyby do przebiegu temperatury powietrza z okresu obserwacji instrumentalnych w Arktyce zastosować kryteria dokładności i precyzji stosowane nawet w wysokorozdzielczych rekonstrukcjach klimatycznych, przebieg temperatury możnaby scharakteryzować jako "gwałtowne ocieplenie lat 1860-1930" i "okres ciepły lat 1940-2000".

Przez długie okresy Arktyka była znacznie cieplejsza, niż jest to obecnie. Wielokrotnie występujące okresy ochłodzeń Arktyki, poza ostatnim ochłodzeniem MEL i epizodem gwałtownego ochłodzenia w końcu boreału (~8 200 lat BP) charakteryzowały się wyższymi temperaturami powietrza od tych, jakie występowały w najchłodniejszych okresach małej epoki lodowej (1600-1900 lat n.e.).

W okresie holocenijskiego optimum klimatycznego, którego czas trwania na podstawie przedstawionej literatury można określić na od około 7500 do około 5000-4800 lat BP (5500-2800 lat p.n.e) temperatura powietrza w Arktyce była znacząco wyższa od tej, jaka jest obserwowana w ostatnich latach (2000-2008). W tym okresie letnia pokrywa lodów morskich nie występowała, albo też była wielokrotnie mniejsza od tej, jaką obserwowało się w roku 2007, w którym wystąpiło współczesne minimum powierzchni zlodzonej w Arktyce. Powierzchnie lodowców pokrywających wyspy arktyczne w tym okresie były o wiele mniejsze niż współcześnie, a ich linie równowagi lokowały się na znacznie większych wysokościach. Lód spływający z lądolodu grenlandzkiego topniał na lądzie i nie dochodził do fiordów, nie obłamywały się z niego góry lodowe. Na wybrzeżach Eurazji tajga i lasy modrzewiowo-brzozowe dochodziły do obecnej linii brzegowej.

Patrząc na holocenijską historię zmian klimatycznych w Arktyce odnosi się wrażenie, że typowym stanem klimatu Arktyki w holocenie była Arktyka "ciepła", okresy ochłodzeń stanowiły pewnego rodzaju odchylenie od tego stanu. Z całej historii holocenijskich zmian klimatu Arktyki najchłodniejszym okresem po roku 8200 BP była mała epoka lodowa, której końcową fazę obejmują obserwacje instrumentalne. W okresie MEL, a zwłaszcza jej schyłku, również zlodowacenie na lądach osiągnęło największe rozmiary, a pokrywa lodów morskich ze znacznym udziałem lodów wieloletnich nawet w końcu lata była bardzo duża. Obraz takiej właśnie Arktyki rozpowszechniły i utrwaliły sprawozdania z wypraw badawczych prowadzonych ze szczególnie dużym natężeniem w drugiej połowie XIX i pierwszych dekadach XX wieku. Siłą rzeczy, taki właśnie obraz Arktyki stał się do dziś obowiązującym stereotypem klimatu tego regionu, a wobec niemal powszechnej aprobaty paradygmatu stacjonarności klimatu, utrwaleniu również uległo wyobrażenie, że "normalny" klimat Arktyki jest klimatem Arktyki "chłodnej". Z tego względu gwałtowny wzrost temperatury powietrza, jaki nastąpił w latach 30-40. XX wieku stał się dla badaczy Arktyki zaskoczeniem, a ochłodzenie Arktyki lat 60. XX wieku szereg badaczy traktowało jako powrót do "normalności". Taki stereotyp, przy nikłej na ogół wiedzy na temat historii zmian klimatu Arktyki, pozwala na dawanie wiary tezom o wyjątkowości zachodzącego współcześnie "bezpříkladnego ocieplenia Arktyki", "katastrofalnie" szybkiego tempa likwidacji pokrywy lodów morskich czy o równie wyjątkowym "katastrofalnym" zaniku lodowców w Arktyce.

Zachodzące obecnie w Arktyce zmiany temperatury powietrza, powierzchni i struktury wiekowej lodów morskich, temperatury powierzchni morza, powierzchni i objętości zlodowacenia miały w kilku ostatnich tysiącach lat swoje precedensy. Ekosystemy arktyczne w całym holocenie nie były stałe, lecz ewoluowały w takt zmian klimatycznych, o czym świadczy przytaczany w artykule materiał faktograficzny. Zgodnie ze zmianami warunków klimatycznych, określających możliwości bytowania roślin, populacje poszczególnych gatunków lądowych zmieniały swoją liczebność i zasięgi, adaptując się do nowych warunków. To samo działo się z organizmami morskimi, zmieniającymi swoje zasięgi i liczebność populacji wraz z zachodzącymi zmianami temperatury wody. Faktem jest, że niektóre z tych gatunków, w rezultacie zachodzących zmian, nie tylko zmieniały swoje zasięgi, ale nawet wymierały (np. mamuty czy osiadłe organizmy morskie). Działo się to pod wpływem działania najzupełniej naturalnych czynników.

Na tle pozostałych okresów holocenu, subatlanticum w Arktyce jawi się jako okres wyraźnie chłodniejszy od pozostałych. Przegląd wyników badań wskazuje wyraźnie, że na obszarze niemal całej Arktyki wahania klimatyczne występujące w okresie subatlantyckim charakteryzowały się większą częstotliwością i znaczną, w stosunku do poprzednich okresów, amplitudą. Ocieplenia okresu rzymskiego i średniowiecznego okresu ciepłego oraz ochłodzenia "ciemnych wieków" i małej epoki lodowej odnotowuje się na całym obszarze Arktyki – od Alaski po Spitsbergen i Islandię. Nie były to okresy "jednolite" pod względem przebiegów temperatury, lecz charakteryzowały się dużą zmiennością międzydekadową z przewagą odchyleń jednego znaku, które decydowały o ogólnej kwalifikacji danego okresu jako "zimny" czy "ciepły.

Szczególnie duże wątpliwości, w literaturze dotyczącej skali zmienności temperatury powietrza w ostatnim tysiącleciu, budzi kwestia średniowiecznego okresu ciepłego i małej epoki lodowej, których istnienie zakłóca tezę o niewielkiej zmienności klimatu w okresie ostatniego tysiąclecia i "bezpříkladności" rozmiarów i tempa współczesnego ocieplenia. Zdecydowana większość cytowanych tu prac wskazuje na relatywnie wysokie temperatury powietrza panujące w okresie ŚOC, liczni omawiani w tym artykule badacze stwierdzają, że w tym okresie temperatura powietrza w Arktyce była równa obecnej lub od niej wyższa. Mała epoka lodowa, choć składała się z szeregu epizodów głębokich ochłodzeń, w Arktyce stanowiła najchłodniejszy okres od początku atlanticum. Nie wdając się w dyskusję, czy ŚOC i MEL miały zasięg globalny, czy też nie, z przedstawionych materiałów wynika jasno, że ocieplenie ŚOC i ochłodzenie MEL objęły całą Arktykę. Tezy Bradley'a i Jonesa (1993) oraz Manna (2002a i b), powtarzane następnie w licznych, nie cytowanych tu publikacjach, że ocieplenie ŚOC i ochłodzenie MEL były regionalnymi, asynchronicznymi "anomaliami" klimatycznymi o niewielkiej amplitudzie (+0,3°C i -0,2°C odpowiednio), ograniczonymi do obszaru północnego Atlantyku i Europy, w odniesieniu do Arktyki nie znajdują potwierdzenia. Także syntetyczne prace przeglądowe, urabiające pogląd o "anegdotycznym" lub "bajecznym" charakterze interpretacji łagodnego klimatu panującego w średniowiecznym okresie ciepłym na Islandii i Grenlandii, wynikającym z przekazów o migracjach i zagładzie grenlandzkich Wikingów, nie wytrzymują krytyki w konfrontacji nie tylko z wynikami badań, ale nawet ze zwykłymi fotografiami dobrze datowanych szczątków roślinnych wylaniających się obecnie spod lodu (patrz Lovell i in. 2007; odnośnik 13). Ponieważ obecne zmiany temperatury w Arktyce wpływają znacząco na średnią hemisferyczną temperaturę powietrza, jest jasne, że musiały one również znaleźć swoje odbicie w przebiegu średniej temperatury powietrza półkuli północnej w całym holocenie.

Ewolucja klimatu Arktyki w holocenie, przynajmniej do końca MEL, zachodziła pod wpływem działania procesów naturalnych. Spośród przyczyn zmian klimatu Arktyki, wymienianych przez cytowanych w tej pracy badaczy, stosunkowo często przywołuje się wulkanizm i związany z nim wzrost zawartości aerozoli w atmosferze. Wpływ wulkanicznych wybuchów pyłowych na przebieg temperatury powietrza jest znany. Wybuchy takie mogą doprowadzić do krótkotrwałego spadku temperatury, po którym w przeciągu kilku (2-5) lat następuje jej powrót do poprzedniego poziomu. Trudno zatem doszukiwać się w wulkanizmie przyczyn długookresowych zmian temperatury powietrza w Arktyce, nie wspominając już o gwałtownych wzrostach, a następnie utrzymujących się kilkadziesiąt czy kilkaset lat relatywnie wysokiej temperatury wód wprowadzanych do Arktyki. Z innych przyczyn zmian klimatu w Arktyce wymieniane są zmiany aktywności Słońca i zmiany natężenia i charakteru cyrkulacji oceanicznej na północnym Atlantyku. W tym ostatnim przypadku należy mieć na względzie przede wszystkim cyrkulację termohalinową i związane z nią zmiany południkowego przenosu ciepła i soli wraz z cyrkulacją oceaniczną (Meridional Overturning Circulation).

Wyniki badań Sarntheina i in. (2003) nad holoceniową zmiennością temperatury wód prowadzonych przez Prąd Zachodniopacyficzny wskazały na zmiany aktywności Słońca i zmiany natężenia cyrkulacji termohalinowej Atlantyku Północnego jako główne czynniki sterujące zmianami temperatury wód wprowadzanych do Arktyki. W przebiegu zmienności składu gatunkowego otwornic dokumentującym zmiany SST oraz niektórych cech granulometrycznych osadów w rdzeniu 25258-2 (75°N, 14°E; głębokość 1768 m) wykryto dwie składowe długookresowe 400-650 i 1000-1300 lat oraz dwie krótkookresowe – o okresach ~230 i 93 lat. Składowe krótkookresowe Sarnthein i in. (2003) jednoznacznie identyfikują jako rezultat działania cykli słonecznych; odpowiednio de Vries'a (Suess'a) i Gleissberga. Cykle długookresowe pozostają niezidentyfikowane; cykl 1000-1300. letni najprawdopodobniej jest związany z cyklem Bonda (1997, 2001) o okresie 1470 ± 500 lat, będącym w większym stopniu odbiciem oscylacji natężenia cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, niż działania cyklicznej aktywności Słońca (Bond i in. 1997).

Hu i in. (2003) w paleoklimatycznym zapisie osadów subarktycznego jeziora Arolik (Alaska; 59°28'N, 161°07'W, 145 m n.p.m.) obejmującym okres od 12 000 do 2300 lat BP znajdują kilka statystycznie istotnych, wyraźnych okresowości, które wiążą ze zmienną aktywnością słoneczną. Jest to okresowość ~195. letnia, wiązana z cyklem de Vriesa (190-210 lat), inne okresowości wykazują zgodność z szeregiem czasowym produkcji kosmogenicznych radionuklidów ^{10}Be i ^{14}C , które przez cytowanych autorów uważane są za wskaźniki zmian aktywności Słońca, przekładające się na zmiany w natężeniu promieniowania całkowitego. Zdaniem Hu i in. (2003) w zapisie paleoklimatycznym jeziora Arolik widoczne są również opóźnione o około 200 lat związki ze zmianami cyrkulacji termohalinowej na Atlantyku Północnym, przejawiające się w występowaniu quasiokresowości około 1500. letniej, kojarzonej z cyklem Bonda. Hu i in. (2003) formułują tezę, że w wysokich szerokościach geograficznych niewielkie zmiany aktywności słonecznej prowadzą do silnych zmian w funkcjonowaniu ekosystemów lądowych i słodkowodnych, co stanowi reakcję na zmiany klimatu zachodzące pod wpływem zmian aktywności Słońca.

W Arktyce brak jest warunków dla zaistnienia poważniejszych zmian temperatury powietrza, zachodzących bezpośrednio pod wpływem bardzo małych zmian w dopływie energii słonecznej. Przyczyną tego jest w sumie niewielka, w porównaniu z niskimi szerokościami, ilość dopływającej energii słonecznej do podłoża, jej skrajnie nierównomierny dopływ w funkcji czasu (dzień i noc polarna) oraz brak możliwości akumulacji ciepła w większej skali. Zwłaszcza trudne byłoby przejście ze stanu "Arktyki chłodnej" do stanu "Arktyki ciepłej" pod wpływem niewielkiego wzrostu dopływu energii słonecznej, ze względu na przeciwdziałanie wysokiego albedo powierzchni lodów morskich.

Zmiany aktywności Słońca muszą pociągać za sobą odpowiednie zmiany dopływu energii słonecznej na całej powierzchni Ziemi, ilość dopływającej do powierzchni energii jest odpowiednio większa w niskich szerokościach niż w Arktyce. Oceany są największym planetarnym kondensatorem dopływającej energii słonecznej, który akumuluje ją w postaci ciepła i może przechowywać je przez długi okres bez kontaktu z atmosferą. Ciepło to następnie jest przenoszone (transportowane) przez cyrkulację oceaniczną, i tam, gdzie zachodzą sprzyjające warunki, zostaje następnie przekazywane do atmosfery, powodując wzrost temperatury powietrza. Ochładzanie powierzchni morza to nic innego, jak ogrzewanie powietrza.

Arktyka nie jest izolowaną od reszty planety częścią Ziemi. Oprócz dostawy energii promienistej Słońca i wypromieniowania, jej bilans cieplny kształtuje się pod wpływem ciepła adwekcyjnego, dostarczanego przez cyrkulacje atmosferyczną i oceaniczną z niższych szerokości. Oba te rodzaje cyrkulacji

zasadniczo różni ich skala czasowa – cyrkulacja atmosferyczna jest zespołem procesów skali synoptycznej, cyrkulacja oceaniczna – zespołem procesów o skalach dekadowych i multidekadowych. Uśrednienie obu tych procesów, tak aby uzyskać wymiar klimatyczny, wskazuje, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej może stanowić przyczynę zmienności międzysezonowej i międzyrocznej klimatu Arktyki, cyrkulacja oceaniczna – zmienności multidekadowej, sekulamej i milenialnej. Te proste i ogólnie znane stwierdzenia wskazują, że przyczyn zmian klimatycznych w Arktyce zachodzących w czasie holocenu należy dopatrywać się nie tylko w zmianach aktywności Słońca, ale również w zmianach cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej.

W wymiarze klimatycznym na pierwszy plan wysuwają się dwa pierwsze z wymienionych czynników. Zmienna aktywność Słońca jest "praprzątką" zachodzących w Arktyce zmian klimatycznych, jej wpływ nie jest jednak natychmiastowy i bezpośredni. Określa ona ilość ciepła zakumulowanego w oceanie, niekoniecznie jednak bezpośrednio w Arktyce, lecz przede wszystkim w atlantyckich tropikach i subtropikach. Czy i jaki jest wpływ zmiennej aktywności Słońca na przebieg procesów oceanicznych, w tym przebiegu i charakteru cyrkulacji oceanicznej, jest w tej chwili kwestią otwartą, podobnie jak skala czasowa "całkowania" przez ocean zasobów energii słonecznej i opóźnień zachodzących w transporcie ciepła do Arktyki. Wiele prac (tu nie cytowanych) przedstawia mocne argumenty, wskazujące że między długookresową zmiennością aktywności Słońca, a cyrkulacją oceaniczną zachodzą jednak związki przyczynowe.

Wpływ cyrkulacji oceanicznej na generowanie zmian klimatu Arktyki realizuje się poprzez zmiany wprowadzanych do Arktyki wraz z wodami zmiennych ilości ciepła i soli. W tym względzie zasadniczą rolę odgrywa transport do Arktyki wód atlantyckich, rola wód pacyficznych wprowadzanych przez Cieśninę Beringa jest drugorzędna. Główną rolę w kształtowaniu zmienności klimatu Arktyki odgrywa interakcja wód atlantyckich z lodami morskimi, doprowadzająca do multidekadowych zmian o znacznej amplitudzie.

Dalej objaśni się nieco bardziej szczegółowo zespoły procesów sterowanych przez zmiany dopływu wód atlantyckich do Arktyki, prowadzące do zaistnienia tam zmian klimatycznych. Zarys objaśnienia tych procesów w odniesieniu do współcześnie zachodzących w Arktyce procesów ocieplenia (1982-2002) dała Styszyńska (2005). Rolę występowania w wodach mórz Arktyki warstwy skoku gęstościowego (piknokliny) w kształtowaniu i stabilizacji pokrywy lodów morskich pierwszy objaśnił Zakharov (1981). Opisane dalej mechanizmy zmian klimatycznych uwzględniają idee obu cytowanych autorów, wprowadzono do nich tylko nieznaczne modyfikacje. Przedstawiony dalej opis jest trudny w odbiorze, gdyż nie można w nim zachować klarownego ciągu chronologicznego, ponieważ wiele kolejno opisywanych procesów funkcjonuje jednocześnie.

Przyczyną wzrostu temperatury powietrza nad oceanem (morzem) może być jedynie przepływ ciepła z powierzchni morza do atmosfery, nie odwrotnie. Nie ma możliwości, aby powierzchnia oceanu ogrzewała się od powietrza, a tym samym, aby wzrost temperatury wód stanowił skutek wzrostu temperatury powietrza. Taki stan określa co w procesie jest pierwotne, a co wtórne. W historii holocenińskiej ewolucji klimatu Arktyki zwraca uwagę powiązanie faz ocieplenia klimatu ze wzrostem transportu ciepłych i zasolonych wód atlantyckich do Arktyki z niższych szerokości geograficznych. O wzmożonej lub osłabionej dostawie ciepła wraz z wodami atlantyckimi świadczą zmiany SST na głównych szlakach napływu tych wód do Arktyki – na prądach Norweskim, Zachodniospitsbergeńskim i Prądzie Irmingera.

W okresach dłużej trwającego, wzmożonego transportu ciepłych i słonych wód atlantyckich do Arktyki wody atlantyckie stopniowo rozprzestrzeniają się w basenach Morza Arktycznego, wchodząc następnie na szelfy. Z pewnym opóźnieniem w stosunku do Arktyki Atlantyckiej i Morza Arktycznego wody te, poprzez Prąd Irmingera i Prąd Zachodniogrenlandzki, docierają do Zatoki Baffina. W cieśninach Archipelagu Kandyjskiego wody te pojawiają się najpóźniej. Efektem długotrwałego rozprzestrzeniania się wód atlantyckich jest zanik stratyfikacji w wodach mórz arktycznych – od powierzchni do znacznych głębokości zasolenie wód staje się niemal jednakowe.

W czasie jesienno-zimowego spadku temperatury powietrza ciepło z powierzchni morza jest przekazywane do atmosfery. W rezultacie temperatura wód powierzchniowych spada, przez co rośnie ich gęstość i zapadają one w głąb ("toną"). Na ich miejsce wypływają z głębi wody cieplejsze, co utrzymuje względnie stałą temperaturę powierzchni morza. Ponieważ strumienie ciepła z oceanu do atmosfery stanowią funkcję różnicy temperatury powierzchni wody i powietrza, stabilizacja temperatury powierzchni morza umożliwia cały czas, do momentu ich pokrycia lodem, sprawny przepływ ciepła z oceanu do atmosfery. W warunkach braku stratyfikacji wód konwekcja w morzu może sięgnąć do dużych głębokości, stosownie do zasobów ciepła w wodach i różnic temperatury między powierzchnią morza, a powietrzem, umożliwiając długotrwały intensywny przepływ ciepła do atmosfery.

Strumienie ciepła z powierzchni morza ogrzewają powietrze i konwekcja rozwija się również w atmosferze (równowaga chwiejna). W wyniku tego ogrzewania powietrza następuje późnojesienne i zimowe ograniczenie spadków jego temperatury, brak też warunków do wystąpienia równowagi stałej (inwersji). Oprócz bezpośredniego ogrzewania powietrza przez strumienie ciepła z oceanu, radiacyjne spadki temperatury powietrza zostają ograniczone przez pokrywę chmur konwekcyjnych. Mała stabilność warstwy granicznej sprzyja spadkom ciśnienia. Napływające nad obszar Arktyki układy niżowe mogą się regenerować. Spadki ciśnienia nad Arktyką wzmagają częstość adwekcji z południa. W atlantyckim sektorze cyrkulacyjnym i w rejonie zachodnich wybrzeży Morza Labrador – Zatoki Baffina pociąga to za sobą silne wzrosty temperatury powietrza, w sektorze syberyjskim i północnoamerykańskim – spadki temperatury.

Utrzymująca się podwyższona temperatura powierzchni morza, przy niezbyt niskiej temperaturze powietrza, ogranicza możliwości tworzenia się lodów morskich. Na akwenach objętych głęboką konwekcją, niezależnie od temperatury powietrza, tak długo, jak temperatura wody nie osiągnie punktu krzepnięcia, lód morski nie może się tworzyć. W efekcie, jeśli zasoby ciepła w kolumnie wody objętej konwekcją są wystarczająco duże, nie dochodzi do tworzenia się pokrywy lodów morskich, albo też ich wrozenie jest silnie opóźnione. W warunkach opóźnionego tworzenia się lodów, pod koniec zimy lód nie osiąga dużej grubości i jego wiosenne topnienie kończy się wcześniej. Topnienie niewielkiej masy lodów morskich nie daje silniejszego wysłodzenia wód powierzchniowych, a tym samym uniemożliwia wykształcenie się wysłodzonej warstwy wód na powierzchni morza (Powierzchniowych Wód Arktycznych), gdyż falowanie wiatrowe w okresie bezlodowym zlikwiduje słabo rysującą się haloklinę.

W miesiącach wiosennych, kiedy ilość dopływającej do powierzchni morza energii słonecznej jest duża, a na powierzchni morza nie ma lodu, albo też jego koncentracja jest niska, rozpoczyna się akumulacja ciepła w wodach. Proces ten następnie trwa przez całe lato. Między warstwą wygrzanych wód powierzchniowych, a chłodniejszymi wodami atlantyckimi wykształca się warstwa skoku termicznego i gęstościowego – termoklina letnia. Jej istnienie odcina możliwość kontaktu leżących poniżej niej wód atlantyckich z atmosferą, co oznacza, że zawarte w nich zasoby ciepła nie są tracone na wymianę z atmosferą i zostają "przechowane" do następnego sezonu chłodnego.

Im większa jest ilość zakumulowanego ciepła w wodach, tym temperatura warstwy nad termokliną letnią jest wyższa. Każdy napływ powietrza chłodniejszego od wody natychmiast uruchamia strumienie ciepła z powierzchni morza do atmosfery, skutkujące szybkim wzrostem temperatury powietrza, przez co jej spadki latem są krótkotrwałe i niewielkie. Napływ powietrza cieplejszego od wody skutkuje wykształceniem się przywodnej warstwy poziomu inwersyjnego, w którym temperatura minimalna nie może być niższa od temperatury powierzchni morza. Warstwa nadinwersyjna nie ulega przetransformowaniu, pozostając nadal ciepłą. Takie powietrze w przypadku wejścia nad cieplejszy obszar lądowy natychmiast szybko się ogrzewa. W wyniku działania takich procesów temperatura powietrza latem wykazuje bardzo małą zmienność. Wzrost temperatury morza powoduje, że podobną do SST temperaturę osiąga również temperatura powietrza.

Po lecie, w którym nastąpił długi okres akumulacji ciepła w wodach, zasoby ciepła w wodach nad termokliną letnią są znaczne, co w czasie jesienno-zimowego spadku temperatury powietrza zwiększa strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, przyczyniając się do spowolnienia spadku temperatury powietrza. Po oddaniu przez wody powierzchniowe ciepła zakumulowanego w okresie wiosenno-letnim, termoklina zanika i konwekcja może sięgnąć do wód atlantyckich, zawierających zasoby ciepła adwekcyjnego.

Utrzymywanie się takiego stanu, odpowiadającego "cieplej" Arktyce, wymaga stałej dostawy ciepła adwekcyjnego, czyli uzupełniania przez cyrkulację oceaniczną traconych na wymianę z atmosferą zasobów ciepła w wodach mórz arktycznych. W takim stanie dopływająca do powierzchni Arktyki radiacja słoneczna, wobec braku lodów morskich lub ich niewielkiej koncentracji, jest sprawnie, bez większych strat przekształcana w ciepło, które ostatecznie ogrzewa atmosferę w okresie od wiosny do jesieni. Późną jesienią, zimą i na początku wiosny na ogrzewanie powietrza wykorzystywane są zasoby ciepła adwekcyjnego, zakumulowanego wcześniej w wodach tropikalnych i subtropikalnych i przeniesione do Arktyki wraz z wodami przez cyrkulację oceaniczną.

Jeśli transport wód atlantyckich słabnie lub/i zasoby niesionego w nich ciepła zmniejszają się (co sygnalizuje spadek SST na wymienionych prądach), jesienią szybciej następuje wyczerpanie zawartych w nich zasobów ciepła, zużytych na wymianę ciepła z atmosferą, i szybciej SST osiąga temperaturę krzepnięcia. W rezultacie następuje szybszy spadek temperatury powietrza jesienią, wcześniej również rozpoczyna się tworzyć pokrywa lodowa. Wydłuża to czas jej rozwoju. Ponieważ temperatura powietrza w warunkach występowania pokrywy lodowej jest niższa, szybciej przyrasta grubość lodu. W rezultacie grubość lodu po okresie zimowym staje się większa od tej, jaka byłaby przy transporcie dużej ilości ciepła wraz z wodami atlantyckimi, co opóźnia moment uwolnienia się powierzchni morza od pokrywy lodowej. Przez długi czas koncentracja cieniejących lodów jest znaczna, uniemożliwiając rozwój falowania wiatrowego, co również opóźnia proces ich topnienia.

Zwiększone ilości topniejących w okresie wiosenno-letnim lodów morskich wysładzają powierzchniową warstwę wód. Przy skróconym czasie, w którym powierzchnia morza jest wolna od lodów, ograniczających możliwość rozwoju falowania wiatrowego, nie dochodzi do falowego "wymieszania" zalegającej na powierzchni warstwy wód wysłodzonych z niżej leżącymi silniej zasolonymi wodami. Między warstwą wysłodzonych wód powierzchniowych, a niżej zalegających wód silniej zasolonych tworzy się warstwa skoku zasolenia – haloklina, która równocześnie staje się warstwą skoku gęstościowego – pynokliną. Dochodzi do formowania się stratyfikacji wód – na powierzchni wód atlantyckich, o większym zasoleniu i większej gęstości, zalega warstwa wysłodzonych wód o mniejszej gęstości. Wody te noszą nazwę Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA).

Rozwojowi stratyfikacji wód, oprócz topnienia dużej ilości lodów morskich, sprzyja wzrost opadów nad obszarem mórz arktycznych, ale też nad lądami otaczającymi basen Morza Arktycznego. Wzrost odpływu rzeczny z obszarów lądowych Azji i Ameryki Północnej odgrywa szczególną rolę w tworzeniu silnej stratyfikacji wód na morzach szelfowych (Karskim, Łaptiewów, Wschodniosyberyjskim, Beauforta, Zatoce i Cieśninie Hudsona). Na Morzu Czukockim i zachodniej części Morza Beauforta w kształtowaniu stratyfikacji wód znaczną rolę odgrywa napływ wód pacyficznych przez Cieśninę Beringa, gdyż wody pacyficzne mają mniejsze zasolenie od wód atlantyckich.

Wykształcenie się PWA i utworzenie silnej, ciągłej piknokliny na wodach mórz arktycznych oznacza przejście Arktyki do stanu "chłodnej Arktyki". W warunkach występowania silnej stratyfikacji wód, procesy konwekcji rozwijać się mogą jedynie w PWA, gdyż wychłodzona do punktu krzepnięcia PWA ma mniejszą gęstość od cieplejszych od nich, ale silniej zasolonych, wód atlantyckich leżących pod piknokliną. Ruch "tonących" wychłodzonych PWA ustaje w strefie piknokliny, na głębokości, gdzie ich gęstość zrówna się z gęstością wód otaczających i siły wyporu hydrostatycznego staną się zerowe. W ten sposób w stratyfikowanym oceanie (morzu) zasoby ciepła w wodach pod piknokliną stają się niedostępne do wymiany z atmosferą, a akwen pod względem termicznym oddziałuje na atmosferę tak, jak gdyby jego głębokość była równa głębokości do piknokliny.

Zasoby ciepła w PWA są niewielkie, całe zawarte w nich ciepło pochodzi z akumulacji energii słonecznej w miejscu ich występowania, czyli w Arktyce. Jesienią, przy skracaniu się dnia i stopniowym spadku temperatury powietrza następuje szybkie wyczerpanie zasobów zawartego w nich ciepła, PWA w całej swojej miąższości ulegają wychłodzeniu do temperatury bliskiej krzepnięcia. W rezultacie następuje szybkie zamrażanie powierzchni tych wód i rozwój pokrywy lodowej, odcinającej kontakt wód z atmosferą. Strumienie ciepła z oceanu do atmosfery mogą przenikać przez lód jedynie na drodze przewodnictwa cieplnego. W warunkach istnienia zwartej pokrywy lodowej przepływ ciepła z oceanu do atmosfery staje się znikomo mały, znacznie mniejszy od wypromieniowania promieniowania długofalowego powierzchni lodu i z atmosfery, co prowadzi do wystąpienia narastających spadków temperatury powietrza. Strumienie ciepła przenikającego przez lód są też daleko niewystarczające do utrzymania w warstwie granicznej równowagi chwiejnej. Sprzyja to wykształceniu się stabilności w warstwie granicznej i występowaniu głębokich inwersji, a tym samym głębokim radiacyjnym spadkiem temperatury powietrza. W związku ze wzrostem stabilności warstwy granicznej rośnie również częstość występowania sytuacji antycyklonalnych nad Arktyką, co ogranicza częstość adwekcji powietrza z południa, nad Arktykę, stanowiąc również jeden z czynników dalszego spadku temperatury powietrza.

W takich warunkach miąższość lodów morskich szybko rośnie. Występująca z początkiem dnia polarnego duża grubość (masa) lodów morskich wymaga odpowiednio dużych ilości ciepła na ich stopnienie. Znaczna ilość dopływającej do powierzchni lodów radiacji słonecznej jest tracona (albedo lodu), bez jej zamiany na ciepło. Nawet na najdalej wysuniętych na południe częściach mórz szelfowych procesy topnienia lodów trwają długo, z reguły do lipca-sierpnia. Czas, w którym może następować akumulacja ciepła w wodach wolnych od lodu ulega drastycznemu skróceniu, na dodatek stracony dla akumulacji ciepła w wodach jest okres, w którym natężenie promieniowania słonecznego jest największe (maj, czerwiec, lipiec). Na akwenach leżących w wysokich szerokościach geograficznych ($>80^{\circ}\text{N}$), mimo dnia polarnego, nie dochodzi do uwolnienia powierzchni morza od pokrywy lodowej, ani też nawet do istotnego zmniejszenia stopnia jej koncentracji, co pozwala na przekształcanie się lodów pierwszorocznych w lody wieloletnie.

W miarę przedłużania się takich warunków, stopniowo narasta wysłodzenie PWA i zmienia się struktura wiekowa lodów. W ogólnej masie lodów Arktyki wzrasta udział niemal całkowicie wysłodzonych lodów wieloletnich o dużej grubości, rośnie też koncentracja lodów. Wzrost ich koncentracji prowadzi do spadku temperatury powietrza w cieplej porze roku (wysokie albedo, duże straty ciepła na topnienie) i jeszcze bardziej ogranicza możliwości akumulacji ciepła w wodach.

Stopniowo zimowa produkcja lodów morskich staje się większa od redukcji ich masy i powierzchni w wyniku topnienia. Dochodzi do przepełnienia basenu Morza Arktycznego i Zatoki Baffina lodami i Powierzchniowymi Wodami Arktycznymi. W miarę rozwoju PWA w basenie Morza Arktycznego wody te zostają wynoszone wraz z lodami przez Prąd Wschodniogrenlandzki na Morze Grenlandzkie oraz między Spitsbergenem a Ziemią Franciszka Józefa na obszar północnej części Morza Barentsa. Na zachodniej części Morza Grenlandzkiego oraz północnych skrajach Morza Barentsa czas zalegania dryfujących lodów morskich ulega wydłużeniu, obejmując nawet miesiące letnie. Z "przepełnionego" PWA Morza Karskiego wody te wypływają przez Karskie Wrota i przejściem między Nową Ziemią a Ziemią Franciszka Józefa na wschodnią część Morza Barentsa. Z Zatoki (Morza) Baffina wysłodzone PWA wraz z lodami morskimi wynoszone są przez Prąd Labradorzki na Morze Labrador.

Jeśli wypływ PWA oraz ilości lodów niesionych przez Prąd Wschodniogrenlandzki są szczególnie duże, dochodzi do dodatkowego wysłodzenia wód w rejonie Cieśniny Duńskiej i na południe od niej przez wody z topniejących lodów morskich. Strumień wysłodzonych wód i lodów morskich opływa Przylądek Farewell i pokrywa cieplejsze, silniej zasolone wody Prądu Zachodniogrenlandzkiego (Storis). To samo dzieje się wzdłuż północnych brzegów Islandii. Powierzchnia obszaru, na którym występuje stratyfikacja wód, uniemożliwiająca przepływ ciepła z oceanu do atmosfery wzrasta, ograniczeniu ulega również na tych akwenach czas akumulacji ciepła w wodach. Z powierzchni północo-zachodniego Atlantyku zostaje ograniczony transfer ciepła do atmosfery, co ma szczególnie duże znaczenie dla generowania zimowych spadków temperatury powietrza w regionie. Ochłodzenie, zapoczątkowane w Arktyce, stopniowo rozprzestrzenia się, początkowo zaznaczając się w rejonach pojawienia się PWA i wystąpienia przedłużonego występowania lodów morskich (Wschodnia Grenlandia, rejon Cieśniny Duńskiej i Islandii, rejon wybrzeży Labradoru, Nowej Fundlandii i Zatoki Świętego Wawrzyńca, otoczenie Morza Barentsa), a następnie obejmuje szerokości umiarkowane w atlantycko-europejskim sektorze cyrkulacyjnym.

Przebieg opisanych procesów prowadzących do zaistnienia stanu "cieplej" i "chłodnej" Arktyki nie jest symetryczny i wykazuje dość duże osobliwości regionalne. Ocieplenia Arktyki i jej przejścia ze stanu "chłodnej Arktyki" do stanu "cieplej Arktyki" mogą nastąpić relatywnie szybko – przy intensywnym napływie zawierających duże ilości ciepła wód atlantyckich zmiana trwać może zaledwie 2-3 dekady. Najwcześniej i najsilniej ocieplenie zaznacza się wtedy w rejonie wpływu wód atlantyckich do Arktyki – na Morzu Barentsa i wschodniej części Cieśniny Framy (rejon Bjornoi i Spitsbergenu), następnie już wolniej ocieplenie postępuje w kierunku sektora pacyficznego Arktyki. Rejonem Arktyki najbardziej stabilnym i najmniej podatnym na krótkookresowe wzrosty temperatury powietrza jest rejon Archipelagu Kanadyjskiego i przylegające do niego obszary i akweny.

W okresie silnego napływu wód atlantyckich do Arktyki następuje usuwanie z niej PWA. Równocześnie ze wzrostem zasobów ciepła w wodach następuje topnienie lodów, co zmniejsza ich zwartość i ułatwia dryf, ale również zwiększa wysłodzenie wód. Główna masa PWA i lodów morskich wyprowadzanych z basenu Morza Arktycznego musi zostać transportowana na południe przez Cieśninę Framy

i wzdłuż wschodnich wybrzeży Grenlandii przez Prąd Wschodniogrenlandzki. Podobnie, wyprowadzanie PWA i lodów morskich oraz gór lodowych z Zatoki Baffina musi nastąpić po szlaku odpływu Prądu Ziemi Baffina i Prądu Labradorskiego. Z tego względu postępującemu ociepleniu pozostałych części Arktyki może towarzyszyć stabilizacja temperatury lub nawet przejściowe ochłodzenie w wymienionych rejonach, związane z rozszerzaniem się tam powierzchni wód stratyfikowanych i przedłużonym występowaniem zwiększonych powierzchni lodów morskich.

Ochłodzenie Arktyki jest procesem znacznie powolniejszym i trwać powinno, do momentu przejścia do stanu "chłodnej Arktyki", nie mniej niż 3-4 dekady. W pierwszej fazie ochłodzenia musi dojść do rozchodowania pozostających w Arktyce zasobów ciepła z wód atlantyckich. W tej fazie każde krótkookresowe (1-2 lata) wprowadzenie nowej porcji wód atlantyckich o zwiększonej temperaturze powoduje wyraźny, skokowy wzrost temperatury powietrza, natomiast wprowadzenie wód z niewielkimi zasobami ciepła nie powoduje natychmiastowego gwałtownego spadku temperatury powietrza. Następnie, wraz z odbudową powierzchni lodów, powoli rośnie ich koncentracja i następuje stopniowe zajmowanie powierzchni Morza Arktycznego przez PWA. Rozprzestrzenianiu się PWA towarzyszy powolna przemiana struktury wiekowej lodów morskich, rośnie udział lodów wieloletnich i jednocześnie spada temperatura powietrza. W dalszej kolejności, po przepelnieniu basenu Morza Arktycznego lodami i PWA następuje ekspansja PWA na morza Grenlandzkie i Barentsa oraz na Morze Labrador. W tej ostatniej fazie temperatura powietrza w centralnych obszarach Arktyki już nie spada, obniżenie temperatury powietrza następuje jedynie na peryferiach Arktyki.

Opisane mechanizmy holocenickich zmian klimatu Arktyki są mechanizmami wewnątrzsystemowymi o charakterze hydro-klimatycznym. Występowanie takich związków i powiązań jest możliwe tylko w istniejących, konkretnych warunkach fizyczno-geograficznych Arktyki i nie ma charakteru ogólnego. To powoduje, że ewolucja klimatu Arktyki w holocenie przebiegała odmiennie, niż ewolucja klimatu w innych obszarach Ziemi. Zmienne ilości ciepła wnoszone do Arktyki wraz z wodami atlantyckimi, stanowią czytelny czynnik wymuszający, uruchamiający zespoły odpowiednich procesów w systemie klimatycznym, które następnie prowadzą do zaistnienia kolejnych faz ocieplenia lub ochłodzenia Arktyki, o czym świadczy holocenicka historia zmian klimatu Arktyki.

Literatura

- ACIA, 2004. Impacts of a Warming Arctic, Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, United Kingdom: 1-130.
- Aebly F.A., Fritz S.C., 2009. Paleohydrology of Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord), West Greenland during the last ~8,000 years. *The Holocene* 19 (1): 91-104; doi 10.1177/0959683608096601.
- Alley R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1-5): 213-226.
- Anderson R.K., Miller G.H., Briner J.P., Lifton N.A., DeVogel S.B., 2008. A millennial perspective on Arctic warming from 14C in quartz and plants emerging from beneath ice caps. *Geophysical Research Letters*, 35; L01502, DOI:10.1029/2007GL032057.
- Andersson C., Risebrobakken B., Jansen E., Dahl S.O., 2003. Late Holocene surface ocean conditions of the Norwegian Sea (Voring Plateau). *Paleoceanography*, 18 (2): 1044, doi:10.1029/2001PA000654
- Andreev, A.A., Klimanov V.A., 2000. Quantitative Holocene climatic reconstruction from Arctic Russia. *Journal of Paleolimnology*, 24 (1): 81-91.

- Andreev A.A, Tarasov P.E., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Cremer H, Hermichen W-D, Wischer F., Hubberten H-W., 2005. Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223 (3-4): 181-203.
- Axford Y., Geirsdottir A., Miller G.H., Langdon, P.G. 2009. Climate of the Little Ice Age and the past 2000 years in northeast Iceland inferred from chironomids and other lake sediment proxies. *Journal of Paleolimnology*, 41: 7-24.
- Baranowski S., 1977. Results of dating of the fossil tundra in the forefield of Werenskioldbreen. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 387: 31-37.
- Baranowski S., Karlén W., 1976. Remnants of Viking age tundra in Spistbergen and northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 58A: 35-39.
- Barber D. C. , Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A. E., Andrews J. T., Kerwin M. W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400: 344-348.
- Berge J., Johnsen G., Nilsen F., Gulliksen B., Slagstad, D. 2005. Ocean temperature oscillations enable reappearance of blue mussels *Mytilus edulis* in Svalbard after a 1000 year absence. *Marine Ecology Progress Series*, 303: 167-175.
- Berghórsson P., 1969. An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, 19: 94-101.
- Berstad I.M., Sejrup H.P., Klitgaard-Kristensen D., Hafliðason H., 2003. Variability in temperature and geometry of the Norwegian Current over the past 600 yr; stable isotope and grain size evidence from the Norwegian margin. *Journal of Quaternary Science*, 18 (7): 591-602.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130-2136.
- Bradley R.S., Jones P.D., 1993. 'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 3 (4): 367-376.
- Bradley R.S., Hughes M.K., Diaz H.F., 2003. Climate in Medieval Time. *Science*, 302: 404-405.
- Brassard G.R., Blake Jr. W., 1978. An extensive subfossil deposit of the arctic moss *Aplodon wormskioldii*. *Canadian Journal of Botany*, 56 (16): 1852-1859.
- Briner J. P., Michelutti N., Francis D.R., Miller G.H., Axford Y., Wooller M.J., Wolfe A.P., 2006. A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research*, 65 (3): 431-442.
- Briner J.P., Miller G.H., Davis P.T., Finkel R., 2005. Cosmogenic exposure dating in arctic glacial landscapes: implications for the glacial history of northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42: 67- 84
- Briner J.P., Overeem I., Miller G., Finkel R., 2007. The deglaciation of Clyde Inlet, northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Journal of Quaternary Science*, 22 (3): 2234-232.
- Broecker W.S., 2006. Was the Younger Dryas Triggered by a Flood? *Science*, 312 (5777): 1146-1148.
- Cook T.L., Bradley R.S., Stoner J.S., Francus P., 2009. Five thousand years of sediment transfer in a high arctic watershed recorded in annually laminated sediments from Lower Murray Lake, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 41: 77-94. DOI 10.1007/s10933-008-9252-0
- Cook E.R., Esper J., D'Arrigo R.D. 2004. Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews*, 23: 2063-2074.

- Crowley T.J., Lowery T.S., 2000. How Warm Was the Medieval Warm Period? *Ambio*, 29 (1): 51-54.
- Dahl-Jensen D., Mosegaard K., Gundestrup N., Clow G.D., Johnsen S.J., Hansen A.W., N. Balling N., 1998. Past Temperatures Directly from the Greenland Ice Sheet. *Science*, 282 (5387): 268-271.
- Darby D., Bischof J., Cutter G., de Vernal A., Hillaire-Marcel C., Dwyer G., McManus J., Osterman L., Polyak L., Poore R., 2001. New record shows pronounced changes in Arctic Ocean circulation and climate. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 82; 601-607.
- D'Arrigo R., Mashig E., Frank D., Wilson R., Jacoby G., 2005. Temperature variability over the past millennium inferred from Northwestern Alaska tree rings. *Climate Dynamics*, 24 (2-3): 227-236.
- Denton G. H., Karlen W., 1973. Holocene Climatic Variations – Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*, 3: 155-205.
- Divine D.V., Dick C., 2006. Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 111, C01001, doi:10.1029/2004JC002851.
- Dowdeswell J.A., Elverhoi A., 2002. The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glaciomarine sedimentation. *Marine Geology*, 188: 3-14.
- Dyke A.S., Hooper J., Saville J.M., 1996. A History of Sea Ice in the Canadian Arctic Archipelago Based on Postglacial Remains of the Bowhead Whale (*Balaena mysticetus*). *Arctic*, 49 (3): 235-255.
- Eisner W.R., Törnqvist T.E., Koster E.A., Bennike O., Van Leeuwen J.F.N., 1995. Paleocological studies of a Holocene lacustrine record from the Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) region of West Greenland. *Quaternary Research*, 43, 55-66.
- Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H., 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 295: 2250-2253.
- Fabiszewski J., 1975. Migracja roślinności na przedpolu lodowca Werenskiolda (Spitsbergen Zachodni). *Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*, Wrocław, 29-30.03.1974: 81-88.
- Fleming K., Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Y., Lambeck K., Chappell J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far – and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, 163 (1-4): 327-342, doi:10.1016/S0012-821X(98)00198-8.
- Flowers G.E., Björnsson H., Geirsdóttir A., Miller G.H., Black J.L., Clarke, G.K.C., 2008. Holocene climate conditions and glacier variation in central Iceland from physical modeling and empirical evidence. *Quaternary Science Reviews*, 27: 797-813.
- Forman S.L., Lubinski D., Weihe R.R., 2000. The Holocene occurrence of reindeer on Franz Josef Land, Russia. *The Holocene*, 10 (6): 763-768.
- Fréchette B., 2008. Holocene pollen and climate records from southwestern Greenland: new perspective on documenting long-term changes in synoptic scale atmospheric circulation patterns. *INSTAAR Abstract*; 38 International Arctic Workshop, University of Colorado at Boulder; 5-7 March 2008.
- Fréchette B., de Vernal A., Guiot J., Wolfe A.P., Miller G.H., Fredskild B., Kerwin M.W., Richard P.J.K., 2008. Methodological basis for quantitative reconstruction of air temperature and sunshine from pollen assemblages in Arctic Canada and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 27 (11-12): 1197-1216.
- Gedalof Z., Smith D.J., 2001. Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America. *Geophysical Research Letters*, 28: 1515-1518.
- Geirsdóttir A., Hardardóttir J., Andrews J.T., 2000. Late-Holocene terrestrial glacial history of Miki and I.C. Jacobsen Fjords, East Greenland. *The Holocene*, 10 (1): 123-134.
- Grinsted A., Moore J.C., Pohjola V., Martma T., Isaksson E., 2006. Svalbard summer melting, continentality, and sea ice extent from the Lomonosovfonna ice core. *Journal of Geophysical Research*, 111; doi: 10.1029/2005JD006494.
- Gripp K., 1929. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927. *Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Verein Hamburg*, 22: 147-247.

- Grudd H., 2008. Torneträsk tree-ring width and density AD 500–2004: a test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. *Climate Dynamics*, 31 (7-8): 843-857.
- Grudd H., Briffa K.R., Karlén W., Bartholin T.S., Jones P.D., Kromer B., 2002. A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene*, 12: 643-656.
- Guilizzoni P., Marchetto A., Lami A., Brauer A., Vigliotti L., Musazzi S., Langone L., Manca M., Lucchini F., Calanchi N., Dinelli E., Mordenti A., 2006. Records of environmental and climatic changes during the late Holocene from Svalbard: palaeolimnology of Kongressvatnet. *Journal of Paleolimnology*, 36 (4): 325-351.
- Hald M., Dahlgren T., Olsen T.-E., Lebesbye E., 2006. Late Holocene palaeoceanography in Van Mijenfjorden, Svalbard. *Polar Research*, 20 (1): 23-35.
- Hantemirov R.M., Shiyatov S.G., 2002. A continuous multimillennial ring-width chronology in Yamal, northwestern Siberia. *The Holocene*, 12 (6): 717-726.
- Hjort C., 1997. Glaciation, climate history, changing marine levels and the evolution of the Northeast Water Polynia. *Journal of Marine Systems*, 10: 23-33.
- Hjort C., Mangerud J., Adrielsson L., Bondevik S., Landvik J.Y., Salvigsen O., 2007. Radiocarbon dated common mussels *Mytilus edulis* from eastern Svalbard and the Holocene marine climatic optimum. *Polar Research*, 14 (2): 239-243.
- Hu F.S., Brown T.A., Curry B.B., Engstrom D.R., 2001. Pronounced climatic variations in Alaska during the last two millennia. *PNAS*, doi:10.1073/pnas.181333798: 1-5.
- Hu F.S., Kaufman D., Yoneji S., Nelson D., Shemesh A., Huang Y., Tian J., Bond G., Clegg B., Brown T., 2003. Cyclic Variation and Solar Forcing of Holocene Climate in the Alaskan Subarctic. *Science*, 301: 1890-1893.
- Humlum O., Elberling B., Hormes A., Fjordheim K., Hansen O.H., Heinemeier J., 2005. Late-Holocene glacier growth in Svalbard, documented by subglacial relict vegetation and living soil microbes. *The Holocene*, 15 (3): 396-407.
- Jankovska V., Andreev A.A., Panova N.K., 2008. Holocene environmental history on the eastern slope of the Polar Ural Mountains, Russia. *Boreas*, 35 (4): 650-661.
- Jennings A.E., 1996. Environmental change in eastern Greenland during the last 1300 years: evidence from foraminifera and lithofacies in Nansen Fjord, 68°N. *The Holocene*, 6 (2): 179-191. DOI: 10.1177/095968369600600205
- Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M., Hansen C.V., Andrews J.T., 2002. A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, 12 (1): 49-58.
- Jensen K.G., Kuijpers A., Koc N., Heinemeier J., 2004. Diatom evidence of hydrographic changes and ice conditions in Igaliku Fjord, South Greenland, during the past 1500 years. *The Holocene*, 14 (2): 152-164.
- Jernas P., Klitgaard-Kristensen D., 2008. Paleoenvironmental changes during the past 2000 years, evidence from Kongsfjorden, Svalbard. *INSTAAR Abstract; 38 International Arctic Workshop; University at Boulder Co.; 5-7 March 2008.*
- Jernas P., Kristensen D., Koc N., Skirbekk K., 2009. Paleoenvironmental changes during the past 2000 years, evidence from Kongsfjorden, Svalbard. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-8625.
- Jiang H., Seidenkrantz M.-S., Knudsen K.L., Eiriksson J., 2002. Late-Holocene summer sea-surface temperatures based on a diatom record from the north Icelandic shelf. *The Holocene*, 12: 137-147.
- Kabala C., Zapart J., 2008. Reliktowe i fosylne gleby w rejonie zatoki Nottinghambukta, SW Spitsbergen. [w:] Kowalska A., Latocha A., Marszałek H., Pereyma J. (red.); *Środowisko przyrodnicze obszarów polarnych*. Wrocław: 28-37.
- Kabala C., Zapart J., 2009. Recent, relic and buried soils in the forefield of Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 30 (2): 161-178.

- Kaufman D.S., Ager T.A., Anderson N.J., Anderson P.M., Andrews J.T., Bartlein P.J., Brubaker L.B., Coats L.L., Cwynar L.C., Duvall M.L., Dyke A.S., Edwards M.E., Eisner W.R., Gajewski K., Geirsdottir A., Hup F.S., Jennings A.E., Kaplan M.R., Kerwin M.W., Lozhkin A.V., MacDonald G.M., Miller G.H., Mock C.J., Oswald W.W., Otto-Bliesner B.L., Porinchi D.F., Ruhland K., Smol J.P., Steig E.J., Wolfe B.B., 2004. Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180°W). *Quaternary Science Reviews*, 23: 529-560.
- Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S., Neal W., Driscoll N.W., Brigham-Grette J., 2006. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea. *Geology*, 34 (10): 861-864; DOI: 10.1130/G22712.1.
- Klitgaard-Kristensen D., Skirbekk K., Koç N., Rasmussen T.L., 2008. Changes in the flow of Atlantic water into Kongsfjorden, Svalbard, through the Holocene. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-06130, 2008, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-06130.
- Kremenetski K.V., Boettger T., MacDonald G.M., Vaschalova T., Sulerzhitsky L., Hiller A., 2004. Medieval climate warming and aridity as indicated by multiproxy evidence from the Kola Peninsula, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209: 113-125.
- Kremenetski C.V., Sulerzhitsky L.D., Hantemirov R., 1998. Holocene History of the Northern Range Limits of Some Trees and Shrubs in Russia. *Arctic and Alpine Research*, 30 (4): 317-333.
- Kuijpers A., Abrahamsen N., Hoffmann G., Hühnerbach V., Konradi P., Kunzendorf H., Mikkelsen N., Thiede T., Weinrebe W., 1999. Climate change and the Viking-age fjord environment of the Eastern Settlement, South Greenland. *GEUS*, 1999. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 183: 61-67.
- Lassen S.J., Kuijpers A., Kunzendorf H., Hoffmann-Wieck G., Mikkelsen N., Konradi P., 2004. Late-Holocene Atlantic bottom-water variability in Igaliku Fjord, South Greenland, reconstructed from foraminifera faunas. *The Holocene*, 14 (2): 165-171. DOI: 10.1191/0959683604hl699rp.
- Levac E., de Vernal A., Blake Jr., W., 2001. Sea-surface conditions in northernmost Baffin Bay during the Holocene: palynological evidence. *Journal of Quaternary Science*, 16: 353- 363.
- Lloyd J.M., 2008. Late Holocene environmental change in Disko Bugt, west Greenland: interaction between climate, ocean circulation and Jakobshavn Isbrae. *Boreas*, 35 (1): 35-49.
- Loso M.G., Anderson R.S., Anderson S.P., Reimer P.J., 2006. A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research*, 66 (1): 12-24.
- Lowell T.V., Kelly M.A., Hall B.L., Denton G.H., 2008. Recent expansion and retreat of independent glaciers in Greenland. *Eos Transactions, AGU 89(53), Fall Meeting Supplement, Abstract C41B-0521*.
- Lowell T. V., Kelly M. A., Hall B., Smith C. A., Garhart K., Travis S., Denton G. H., 2007. Organic Remains from the Istorvet Ice Cap, Liverpool Land, East Greenland: A Record of Late Holocene Climate Change. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #C13A-04*.
- Lubinski D.J., Forman S.L., Miller G.H., 1999. Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Josef Land, Arctic Russia, 80°N. *Quaternary Science Reviews*, 18 (1): 85-108.
- Mann M.E., 2002a. Little Ice Age. [w:] Editor-in-Chief Ted Munn; *Encyclopedia of Global Environmental Change. Vol. 1 , The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester: 504-509.
- Mann M.E., 2002b. Medieval Climatic Optimum. [w:] Editor-in-Chief Ted Munn; *Encyclopedia of Global Environmental Change. Vol. 1 , The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester: 514-516.
- Mann, M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1999. Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophysical Research Letters*, 26: 759-762.
- Mann M.E., Jones P.D., 2003. Global surface temperature over the past two millennia, *Geophysical Research Letters*, 30 (15), 1820, doi: 10.1029/2003GL017814.
- Marsz A.A., 1993. Mechanizm gwałtownego ochłodzenia w późnym glacialu jako efekt współdziałania w systemie zlodowacenie - ocean - atmosfera. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 3: 9-19.

- Marsz A., 1998. Geneza i zanik ochłodzenia globalnego w późnym glacie jako efekt współdziałania w systemie zlodowacenie - ocean - atmosfera. [w:] L. Gawrysiak, K. Pękala i P. Zagórski (red.), *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*. UMCS Lublin: 89-96.
- Matul' A.G., Khusid T.A., Mukhina V.V., Čekhovskya M.P., Safarova S.A., 2007. *Sovremennye i pozdnegolocenovy prirodnye usloviya na šelfe yugo-vostočnoj častii morya Laptevykh po dannym mikrofosilij*. *Okeanologiya*, 47 (1): 909-1010.
- Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., Morrison M.C., Alley R.B., Bloomfield P., Taylor K., 1993. *The Atmosphere During the Younger Dryas*. *Science*, 261 (5118): 195-197.
- MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K., Goleva A.A., Andreev A.A., Cwynar L.C., Riding R.T., Forman S.L., Edwards T.W.D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J.M., Gattaulin V.N., 2000. *Holocene Treeline History and Climate Change Across Northern Eurasia*. *Quaternary Research*, 53 (3): 302-311.
- MacDonald G.M., Porinchu D.F., Rolland N., Kremenetsky K.V., Kaufman D.S., 2009. *Paleolimnological evidence of the response of the central Canadian treeline zone to radiative forcing and hemispheric patterns of temperature change over the past 2000 years*. *Journal of Paleolimnology*, 41: 129-141. DOI 10.1007/s10933-008-9250-2.
- McBean G., Alekseev G., Chen D., Forland E., Fyfe J., Groisman P.Y., King R., Melling H., Vose R., Whitfield P.H., 2004. *Arctic Climate: Past and Present*. [w:] ACIA Scientific Report. Cambridge University Press: 22-55.
- McKay J.L., de Vernal A., Hillaire-Marcel C., Not C., Polyak L., Darby D., 2008. *Holocene fluctuations in Arctic sea-ice cover: dinocyst-based reconstructions for the eastern Chukchi Sea*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45: 1377-1397.
- Miller G.H., 1973. *Late Quaternary glacial and climatic history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada*. *Quaternary Research*, 3 (4): 561-583.
- Miller G.H., Wolfe A.P., Briner J.P., Sauer P.E., Nesje A., 2005. *Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada*. *Quaternary Science Reviews*, 24 (14-15): 1703-1721.
- Moore J.J., Hughen K.A., Miller G.H., Overpeck J.T., 2001. *Little Ice Age recorded in summer temperature reconstruction from varved sediments of Donard Lake, Baffin Island, Canada*. *Journal of Paleolimnology* 25: 503-517.
- Moros M., Jensen K.G., Kuijpers A., 2006. *Mid-to late-Holocene hydrological and climatic variability in Disko Bugt, central West Greenland*. *The Holocene*, 16 (3): 357-367. DOI: 10.1191/0959683606hl933rp.
- Murdmaa I., Polyak L., Ivanova E., Khromova N., 2004. *Paleoenvironments in Russkaya Gavan' Fjord (NW Novaya Zemlya, Barents Sea) during the last millennium*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209 (1-4): 141-154.
- Naurzbaev M. M., Hughes M. K., Vaganov E. A., 2004. *Tree-ring growth curves as sources of climatic information*. *Quaternary Research*, 62: 126-133.
- Naurzbaev M.M., Vaganov E.A., 2000. *Variation of early summer and annual temperature in east Taymir and Putoran (Siberia) over the last two millennia inferred from tree rings*. *Journal of Geophysical Research*, 105 (D6): 7317-7326.
- Naurzbaev M.M., Vaganov E.A., Sidorova O.V., Schweingruber, F.H. 2002. *Summer temperatures in eastern Taimyr inferred from a 2427-year late-Holocene tree-ring chronology and earlier floating series*. *The Holocene* 12: 727-736.
- Nørgaard-Pedersen N., Mikkelsen N., Poulsen M.D., Simonsen A.S., 2009. *Holocene climate variability in southern Greenland: results from the Galathea 3 expedition*. *GEUS, 2009. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 17: 77-80.
- Ogilvie A.E.J., Jónsdóttir I., 2000. *Sea Ice, Climate, and Icelandic Fisheries in the Eighteenth and Nineteenth Centuries*. *Arctic*, 53 (4): 383-394.

- Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schütt R., Ruth U., Fischer H., Weiler K., Wilhelms F., 2008. A 1,500 year ice core record of Akademii Nauk ice cap (Severnaya Zemlya) – Long term changes of climate, environment and aerosols in the Central Russian Arctic, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-07128, 2008. European Geosciences Union, SRef-ID:1607-7962/gra/EGU2008-A-07128.
- Ottesen D., Dowdeswell J.A., Landvik J.Y., Mienert J., 2007. Dynamics of the Late Weichselian ice sheet on Svalbard inferred from high-resolution sea-floor morphology. *Boreas*, 36 (3): 286-306.
- Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., MacDonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G., 1997. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries. *Science*, 278: 1251-1256.
- Peros M.C., Gajewski K., 2009. Pollen-based reconstructions of late Holocene climate from the central and western Canadian Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 41 (1): 161-175.
- Pękala K., Repelewska-Pękłowa J., Zagórski P., 2003. Punkt 2: Stanowisko archeologiczne w morenie Lodowca Renarda. [w:] A. Kostrzewski i Z. Zwoliński (red.); *Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań-Longyerbyen*, VI-159-VI-161.
- Prange M., Lohmann G., 2003. Effects of mid-Holocene river runoff on the Arctic ocean/sea-ice system: a numerical model study. *The Holocene*, 13 (3): 335-342.
- Przybylak R., 2003. *The Climate of the Arctic. (Atmospheric and Oceanographic. Sciences Library, Vol. 26. Dordrecht, Kluwer Academic Press: 1-288.*
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.-L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E., Ruth U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06102, doi:10.1029/2005JD006079.
- Rasmussen S.O., Seierstad I.K., Andersen K.K., Bigler M., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., 2007. Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1-2): 18-28.
- Renssen H., Goosse H., Fichefet T., Campin, J. M. 2001. The 8.2 kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model. *Geophysical Research Letters*, 28: 1567-1570.
- Ruddiman W.F., McIntyre A., 1981. The mode and mechanism of the last deglaciation: Oceanic evidence. *Quaternary Research*, 16 (2): 125-134.
- Salvigsen O., 2002. Radiocarbon-dated *Mytilus edulis* and *Modiolus modiolus* from northern Svalbard: climatic implications. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 56: 56-61.
- Salvigsen O., Forman S.L., Miller G.H., 2007. Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications. *Polar Research*, 11 (1): 1-10.
- Sarnthein M., van Kreveld S., Erlenkeuser H., Grootes P.M., Kucera M., Pflaumann U., Schulz M., 2003. Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N. *Boreas*, 32 (3): 447-461.
- Seidenkrantz M.S., Aagaard-Sørensen S., Sulsbrück H., Kuijpers A., Jensen K.G., Kunzendorf H., 2007. Hydrography and climate of the last 4400 years in a SW Greenland fjord: implications for Labrador Sea palaeoceanography. *The Holocene*, 17 (3): 387-401. DOI: 10.1177/0959683607075840.
- Sicre M.-A., Jacob J., Ezat U., Rousse S., Kissel C., Yiou P., Eiriksson J., Knudsen K.L., Jansen E., Turon J.-L., 2008. Decadal variability of sea surface temperatures off North Iceland over the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 268: 137-142.
- Sidorova O.V., Naurzbaev M.M., Vaganov E.A., 2006. Climatic changes in subarctic Eurasia based on millennial tree-ring chronologies. *HOLIVAR2006 Abstracts*, T3-016 (<http://www.holivar2006.org/abstracts/pdf/T3-016.pdf>)
- Sidorova O.V., Naurzbaev M.M., Vaganov E.A., 2007. Dinamika pozdnego golocena severa Evrazii po dannym lednikovym kernov Grenlandii i dlitelnykh drevnesno-kolcevykh khronologii. *Izvestiya RAN, Seriya Geograficheskaya*, 1: 95-106.

- Solomina O., Alverson K., 2004. High latitude Eurasian paleoenvironments: introduction and synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209: 1-18.
- Sparrenbom C.J., Bennike O., Björck S., Lambeck K., 2006. Holocene relative sea-level changes in the Qaqortoq area, southern Greenland. *Boreas*, 35 (2): 171-187. DOI: 10.1080/03009480600578032.
- Stewart T.G., England J., 2008. An early Holocene caribou antler from northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. *Boreas*, 15 (1): 25-31.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia: 1-109.
- Svendsen J.I., Mangerud J., 1997. Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 7 (1): 45-57.
- Svendsen H., Beszczynska-Møller A., Hagen J.O., Lefaucconier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke Ch, Winther J.-G., Dallmann W., 2002. The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21(1): 133-166.
- Ślubowska M.A., Koç N., Rasmussen T. L., Klitgaard-Kristensen D., 2005. Changes in the flow of Atlantic water into the Arctic Ocean since the last deglaciation: Evidence from the northern Svalbard continental margin, 80° N. *Paleoceanography*, 20; PA4014, doi:10.1029/2005PA001141, 2005.
- Ślubowska-Woldengen M., Rasmussen T.L., Koç N., Klitgaard-Kristensen D., Nilsen, F. Solheim A. 2006. Advection of Atlantic water to the western and northern Svalbard shelf since 17,500 cal kyr BP. *Quaternary Science Reviews*, 26: 463-478.
- Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Arrowsmith C., White J.W.C., Vaughn B., Popp T., 2007. The 8.2 ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26 (1-2): 70-81.
- Vaganov E.A., Shiyatov S.G., 2005. Dendroklimatičeskie i dendroekologičeskie issledovaniya v Severnoj Evrazii. *Lesovedenie*, 4: 18-27.
- van der Meer J.J.M., 2004 [ed.] Spitsbergen push moraines. Including translation of: K. Gripp "Glaciological and geological results of the Hamburg Spitsbergen-Expedition of 1927". Elsevier, Amsterdam; *Developments in Quaternary Science*, 4: 1-200.
- Vartanyan S.L., Arslanov K.A., Karhu J.A., Possnert G., Sulerzhitsky L.D., 2008. Collection of radiocarbon dates on the mammoths (*Mammuthus primigenius*) and other genera of Wrangel Island, northeast Siberia, Russia. *Quaternary Research*, 70: 51-59.
- Wagner B., 2000. Holocene environmental history of East Greenland - evidence from lake sediments. *Berichte zur Polarforschung*, Heft 358: 1-93.
- Wagner B., Melles M., 2001. A Holocene seabird record from Raffles So sediments, East Greenland, in response to climatic and oceanic changes. *Boreas*, 30: 228-239.
- Wooler M.J., Francis D., Fogel M.L., Miller G.H., Walker I.R., Alexander P., Wolfe A.P., 2004. Quantitative paleo-temperature estimates from $\delta^{18}\text{O}$ of chironomid head capsules preserved in arctic lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 31: 267-274.
- Zakharov V.F., 1981. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. *Gidrometeoizdat*, Leningrad: 1-135.
- Zakharov V.F., 1987. Morskie l'dy i klimat. [w:] red. V.M.Kotlyakov, M.G.Grosvald; *Vzaimodejstvie oledeneniya s atmosferoj i okeanom*. Nauka, Moskva: 66-90.

Wpłynęło: 17 lipca 2009; poprawiono: 23 września 2009.

Summary

This work presents an overview of literature devoted to presenting the results of research into climatic changes in the Arctic noted from the beginning of Late Glacial up to the moment when instrumental observation started. Greater emphasis was put on climatic changes which occurred during last 2000-2500 years. It was noted that the climatic changes in the Arctic were synchronical, that the rate of changes from the cooler seasons to the warmer ones and in the other way was fast and that the correlations between the increased import of the Atlantic waters to the Arctic and the following phases of warming were clear. The final part presented how the intensity of the Atlantic waters inflow influences the way the ice cover controls the mechanism of climatic changes in the Arctic.

Key words: Arctic, climate change, Holocene, Late Glacial, Holocene Climatic Optimum, Medieval Warm Period, Little Ice Age, "cold Arctic", "warm Arctic".