

Zmiany klimatu w holocenie

Leszek Marks¹



Climate change in the Holocene. Prz. Geol., 64: 59–65.

Abstract. Climate has been changing since the beginning of the Earth. During the Holocene the climate has not changed much but there were both warmer and cooler episodes. Varying insolation is the main reason for climate change during the Holocene. All other reasons, including among others changes of the Earth orbital parameters (Milankovitch cycles) and thermohaline oceanic circulation played a secondary role. Occasional volcanic eruptions were climatic disasters but usually on a local or regional scale and only in a short time. A record of climate change during the Holocene indicates its great influence on the development and decline of ancient civilizations and societies. From a geological point of view there is no reasonable record suggesting that contents of CO₂ in the atmosphere played a predominant role of in the ongoing climate change during the last century.

Keywords: climate change, Holocene, chronozones, Bond events, North Atlantic Oscillation, human impact

Okres ostatnich 11 700 lat, nazywany holocenem, charakteryzował się stosunkowo stabilnymi warunkami klimatycznymi, chociaż występowały w nim również ocieplenia i ochłodzenia o różnej wielkości. Nie wszystkie jednak holocenijskie epizody klimatyczne zaznaczały się jednakowo na całej kuli ziemskiej, chociaż występowały zwykle w tym samym czasie.

Zmiany klimatu w holocenie są najczęściej rekonstruowane jako wypadkowa zmian temperatury i wielkości opadów. Symptomy zmiany klimatu w ostatnim stuleciu, często określane eufemicznie jako tzw. współczesne ocieplenie, są łączone z emisją gazów cieplarnianych (głównie dwutlenku węgla) w wyniku spalania paliw kopalnych przez człowieka (por. IPCC AR5, 2014). Tak więc, również i z tego powodu badania zmian klimatu stanowią jeden z aktualnych priorytetów nauki światowej, będąc częścią składową szeroko rozumianej polityki ekologicznej i strategii zrównoważonego rozwoju. Istotną rolę w racjonalizacji podejmowanych w tym zakresie przedsięwzięć powinny odgrywać osiągnięcia nauk przyrodniczych, przede wszystkim geologii, która gromadzi wiedzę o przeszłości Ziemi zawartą w skałach, również o dawnych wydarzeniach klimatycznych. Zmiany klimatu w przeszłości Ziemi zostały najlepiej rozpoznane dla czwartorzędu, a szczególnie dla holocenu. Dla tego okresu geologiczny rejestr zmian klimatu może być dodatkowo weryfikowany przez wyniki badań archeologicznych, historycznych i meteorologicznych.

GLÓWNE CECHY KLIMATU W HOLOCENIE

Najważniejszym czynnikiem sterującym klimatem na Ziemi jest Słońce, a ilość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi podlega cyklicznym zmianom, zależnie od jego aktywności. Powoduje to wahania ilości energii docierającej do powierzchni Ziemi, wynoszącej ok. 1%. Wiele innych czynników, jak przede wszystkim zmiany orbity ziemskiej (tzw. cykle Milankovicia) oraz zmieniająca się cyrkulacja wód oceanicznych i mas powietrza odgrywały drugorzędą rolę, wpływając na

sezonowe zróżnicowanie klimatu w różnych szerokościach geograficznych.

Istotny wpływ na klimat holocenu miał stabilny wzajemny układ oceanów i kontynentów, przebieg prądów morskich oraz ukształtowanie powierzchni lądowej. Pierwszorzędą rolę odgrywała globalna cyrkulacja termohalinowa w oceanach, zdominowana przez ciepły prąd powierzchniowy generowany w równikowej części Oceanu Spokojnego, docierający następnie przez Ocean Indyjski i Ocean Atlantycki do Arktyki (por. Broecker & Denton, 1989). To właśnie dzięki temu prądowi północna Europa miała w holocenie stosunkowo łagodny klimat w porównaniu z innymi regionami położonymi na tej samej szerokości geograficznej.

Istotną rolę, zaburzającą cykliczny przebieg zmian klimatu, odgrywały wybuchy wulkanów. Wprowadzały one do atmosfery znaczne ilości pyłu, co ograniczało dopływ energii słonecznej do powierzchni Ziemi i powodowało okresowe, wyraźne ochłodzenie na znacznym obszarze. W czasach historycznych, wybuchy wulkanów stymulowały raptowne, nawet kilkuletnie ochłodzenia.

PODZIAŁ HOLOCENU NA OKRESY KLIMATYCZNO-ROŚLINNE

Już od połowy XIX w. rozwijała się burzliwa dyskusja dotycząca zmian klimatu w holocenie. Wynikała ona z różnych koncepcji opartych na badaniach szczątków roślin występujących w osadach jeziornych i bagiennych. Przedstawiony w ostatniej dekadzie XIX w. schemat Blytta-Sernandera, określany tak od nazwisk dwóch jego autorów (Sernander, 1890, 1894; Blytt 1893), został później uzupełniony przez Fægri (1940) i zawierał naprzemienne okresy suche i wilgotne. Natomiast schemat Anderssona (1909) przedstawiał bardziej jednolitą krzywą stopniowego wzrostu temperatury aż do osiągnięcia maksimum termicznego w środkowej części holocenu, po którym nastąpił spadek temperatury. Oba te poglądy pogodził von Post (1946), który, wykorzystując nową metodę analizy pyłkowej, przedstawił rekonstrukcję klimatu holocenu uwzględniającą

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; leszek.marks@pgi.gov.pl.

Tab. 1. Główne cechy klimatu w holocenie w Europie Północnej; chronozony holocenu wg Walanusa & Nalepki (2005), a ich wiek podano w latach kalendarzowych przed AD 2000

Table 1. Main climate changes in Northern Europe during the Holocene; chronozones after Walanus & Nalepka (2005) and their age in calibrated years before AD 2000

Chronozony Chronozones	Klimat Climate	Wiek – lata kalendarzowe przed AD 2000 Age – calendar years before AD 2000
Subatlantycka <i>Subatlantic</i>	chłodny, wilgotny <i>cool, wet</i>	0–2600
Subborealna <i>Subboreal</i>	ciepły, suchy <i>warm, dry</i>	2600–5800
Atlantycka <i>Atlantic</i>	bardzo ciepły, wilgotny <i>very warm, wet</i>	5800–8900
Borealna <i>Boreal</i>	ciepły, suchy <i>warm, dry</i>	8900–10 150
Preborealna <i>Preboreal</i>	chłodny (subarktyczny) <i>cool (subarctic)</i>	10 150–11 700

zarówno zmiany temperatury, jak i wielkości opadów. Powstał wówczas dla północnej części Europy, wykorzystywany do dzisiaj, lecz uzupełniony o skalibrowane wyniki datowania radiowęglowego, podział holocenu na 5 okresów klimatyczno-roślinnych (tab. 1):

– okres preborealny (11 700–10 200 lat temu): stopniowy wzrost temperatury, pod koniec ochłodzenie;

– okres borealny (10 200–8900 lat temu): temperatura na ogół około 2°C wyższa niż dziś, suchość częściowo spowodowana większym kontynentalizmem;

– okres atlantycki (8900–5700 lat temu): optimum klimatyczne z maksymalną temperaturą (o 2–3°C wyższą niż obecnie) i dużą wilgotnością;

– okres subborealny (5700–2600 lat temu): klimat suchy i ciepły, lecz chłodniejszy niż poprzednio;

– okres subatlantycki (ostatnie 2600 lat temu): klimat chłodny i wilgotny.

Okresy te są obecnie uważane za nieformalne chronozony w znaczeniu chronostratygraficznym (tab. 1; Walanus & Nalepka, 2005; Marks i in., 2014).

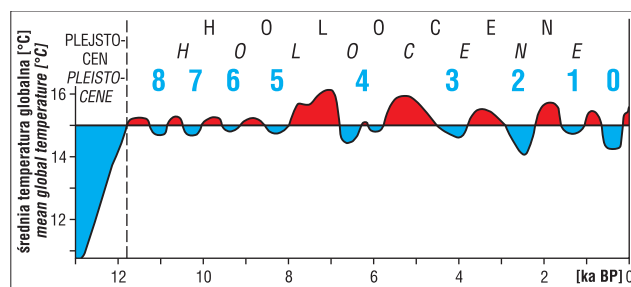
ZIMNE WYDARZENIA BONDA

W rejonie północnego Atlantyku stwierdzono cykliczne raptowne ochłodzenia w holocenie, powtarzające się co 1470 ± 500 lat i nazwane od nazwiska ich odkrywców wydarzeniami Bonda (Bond i in., 1997). Przyczyny tych ochłodzeń, którym towarzyszyły także zmiany innych parametrów klimatycznych, nie zostały jednak na ogół jednoznacznie określone. Zwykle przyjmuje się, że mogły być spowodowane m.in. zmianami radiacji słonecznej, reorganizacją cyrkulacji atmosferycznej, wpływem cyklu księżycowego oddziałującego na wielkość pływów albo zmianą cyrkulacji w północnym Atlantyku. Wyróżniono dziewięć wydarzeń Bonda (oznaczonych liczbami od 8 do 0), które powiązano z wyraźnymi, globalnymi zmianami klimatu oraz z rozwojem i upadkiem cywilizacji (ryc. 1):

8 – 11 100 lat temu – krótkotrwałe ochłodzenie;

7 – 10 300 lat temu – krótkotrwałe ochłodzenie;

6 – 9400 lat temu – transgresja lodowców w Norwegii, zimny epizod w Chinach;



Ryc. 1. Wydarzenia Bonda (0–8) i zmiana średniej temperatury globalnej w holocenie

Fig. 1. Bond events (0–8) and change of mean global temperature in the Holocene

5 – 8200 lat temu – największe, raptowne ochłodzenie w holocenie;

4 – 5900 lat temu – zmiana klimatu wymusza przybycie nomadów (ludów pasterskich i zbieracko-łowieckich) na Środkowy Wschód;

3 – 4200 lat temu – międzyzwrotnikowa strefa konwergencji (czyli pas kontaktu pasatów północno-wschodnich i południowo-wschodnich) przemieściła się ku południowi, powodując przesunięcie w tym samym kierunku strefy występowania monsunów; skutkowało to m.in. pustynnieniem Sahary oraz upadkiem Starożytności w Egipcie (por. Welc & Marks, 2014), imperium akadyjskiego w Mezopotamii i państwa Harapy w dolinie Indusu;

2 – 2800 lat temu (900–300 lat p.n.e.) – zimna epoka żelaza;

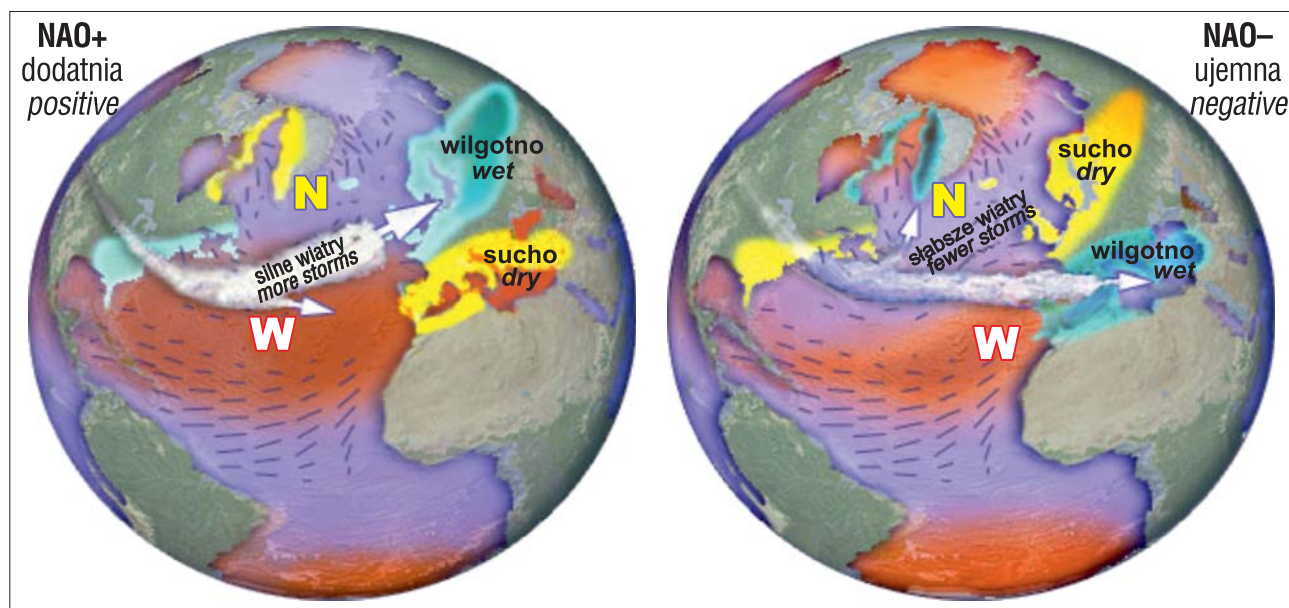
1 – 1400 lat temu (530 r. p.n.e. do 900 r. n.e.) – tzw. ciemne stulecie, kiedy Morze Czarne zamarzało (w latach 800, 801 i 829 n.e.), lód tworzył się na Nilu, a opady śniegu występowały w Europie śródziemnomorskiej i na wybrzeżu Chin. Kłęska głodu (późne lata 530. n.e.), epidemie (542–545 n.e.) oraz długie i silne susze w Europie (300–800 n.e.) doprowadziły do wędrówki ludów i napięć społecznych; wieloletnie susze powtarzające się ok. 760, 810, 860 i 910 r. n.e. w Ameryce Środkowej spowodowały upadek imperium Majów;

0 – 1300–1850 n.e. – to tzw. mała epoka lodowa, kiedy lodowce górskie powiększały swoje zasięgi, a rzeki i kanały w Holandii – zamarzały zimą; powtarzające się kłęski głodu, wojny, zaraza były powodem drastycznego zmniejszenia zaludnienia w Europie. Pokrywa lodu morskiego wokół Islandii ograniczała komunikację, co spowodowało zaprzestanie osadnictwa Wikingów na Grenlandii, natomiast chronicznie niskie plony zbóż w Europie doprowadziły w końcu XVIII w. do rewolucji francuskiej.

Niektóre wydarzenia Bonda są synchroniczne z okresami osłabienia monsunów azjatyckich, okresami suszy na Bliskim Wschodzie oraz transformacją zbiorowisk roślinnych w Ameryce Północnej. Wydarzenia Bonda 5 i 3 (odpowiednio 8200 i 4200 lat temu) miały wymiar globalny (por. Birks, 2008) i dlatego stanowią podstawę do proponowanego podziału holocenu na pododziały/podepokę: dolny/wczesny, środkowy i górny/późny (Walker i in., 2012).

OSCYLACJA PÓLNOCNO-ATLANTYCKA

Dominującym czynnikiem cyklicznego zróżnicowania klimatu w regionie północnego Atlantyku w holocenie jest zmienna cyrkulacja atmosferyczna (ryc. 2). To zjawisko nosi nazwę oscylacji północnoatlantyckiej i charakteryzuje



Ryc. 2. Dodatnia i ujemna oscylacja północnoatlantycka wg www.ldeo.columbia.edu/NAO by Martin Visbeck, nieco zmodyfikowane
Fig. 2. Positive and negative North Atlantic Oscillation after www.ldeo.columbia.edu/NAO by Martin Visbeck, slightly modified

się dużymi wahaniami ciśnienia pomiędzy wyżem subtropikalnym (azorskim) a niżem polarnym (islandzkim), przy czym zachodzi w kilku różnych skalach czasowych (Vannière, 2011).

W czasie dodatniej oscylacji północnoatlantyckiej występuje silny wyż subtropikalny i głęboki niż polarny, a wynikający z tego wysoki gradient ciśnienia skutkuje licznymi i silnymi wiatrami zimą w północnej części Europy. Powoduje to ciepłe i wilgotne zimy w Europie i na wschodnim wybrzeżu Stanów Zjednoczonych oraz zimne i suche zimy w północnej Kanadzie i na Grenlandii.

W czasie ujemnej oscylacji północnoatlantyckiej istnieje słaby wyż subtropikalny i słaby niż polarny, a efektem ich wzajemnego oddziaływania jest mniejszy gradient ciśnienia, powodujący rzadko pojawiające się i słabsze wiatry zimą, wiejące równoleżnikowo w kierunku Europy. Dostarczają one wilgotnego powietrza do regionu Morza Śródziemnego i zimnego powietrza do północnej Europy. Do wschodnich wybrzeży Stanów Zjednoczonych dociera zimniejsze powietrze i występują intensywne opady śniegu, natomiast na Grenlandii zimy są bardziej łagodne.

ZALEŻNOŚĆ ROZWOJU CYWILIZACJI OD KLIMATU

Początek starożytnych cywilizacji w niższych szerokościach geograficznych, a więc w Egipcie, Mezopotamii i Indiach (3500–2500 lat BC) był spowodowany występowaniem klimatu wilgotnego wskutek wzmocnienia monsunu indyjskiego w okresie optimum klimatycznego holocenu. Upadek tych cywilizacji był przede wszystkim efektem zmniejszenia zasięgu monsunu na półkuli północnej (por. ryc. 3), z czym wiązała się arydifikacja znacznych obszarów północnej Afryki i Azji Środkowej (wydarzenie Bonda 3).

Pomiędzy zimnymi wydarzeniami Bonda występowały w holocenie okresy o klimacie szczególnie sprzyjającym rozwojowi społeczeństw ludzkich. W umiarkowanych szerokościach geograficznych półkuli północnej były to wyraźne ocieplenia, z których trzy ostatnie (minojskie, rzymskie

i średniowieczne) były szczególnie istotne dla rozwoju cywilizacji śródziemnomorskiej i europejskiej.

W czasie ocieplenia minojskiego (2000–1000 lat BC) nastąpił rozkwit cywilizacji na Krecie, co zostało przerwane około 1620 BC katastrofalnym wybuchem wulkanu Thera (obecnie Santorin) na Morzu Egejskim.

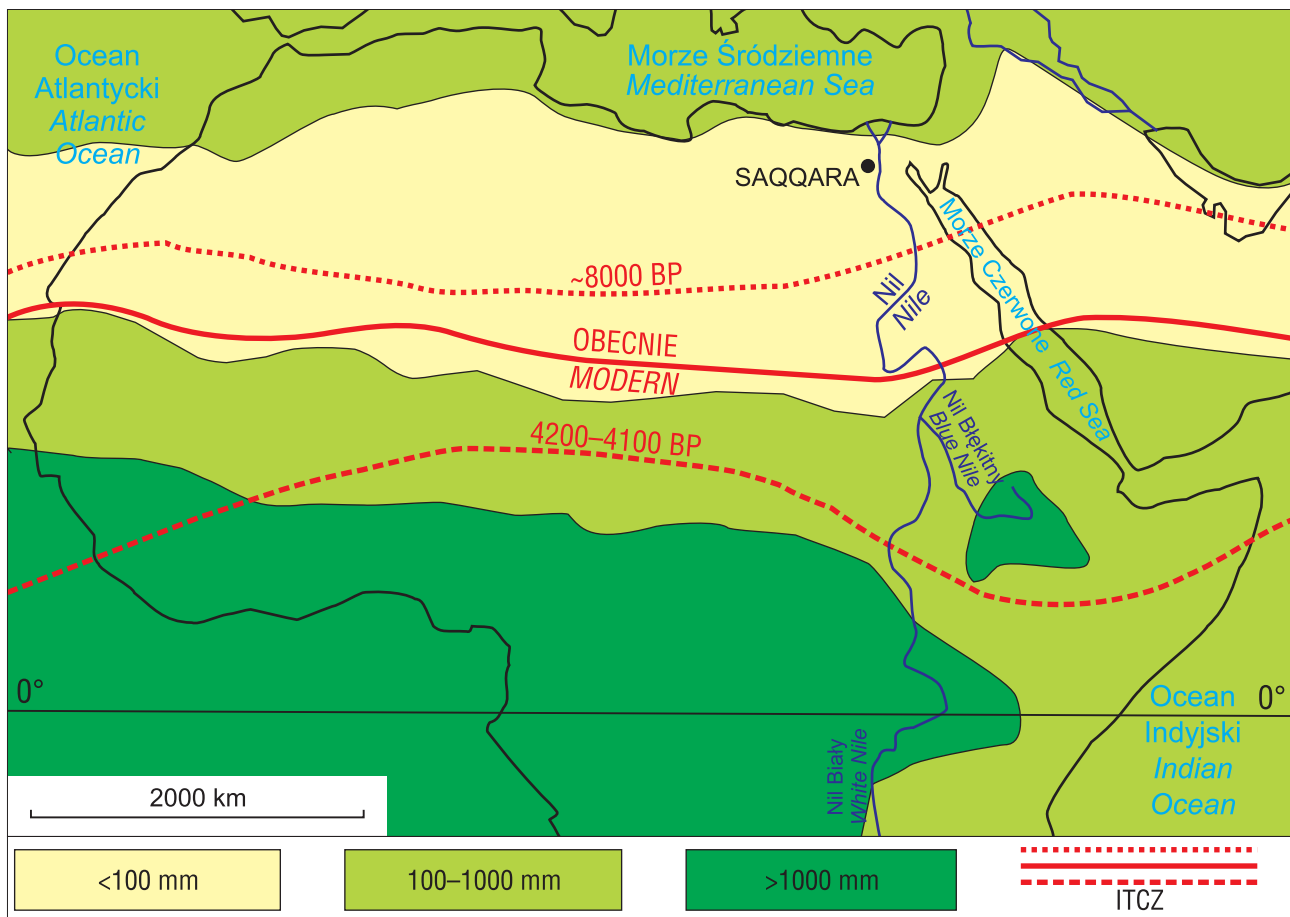
W czasie ocieplenia rzymskiego (300 BC–530 AD) drzewa cytrusowe i winorośle występowały w Anglii aż do Muru Hadriana, a drzewa oliwne rosły w dolinie Renu. Egipt eksportował zboże do Kartaginy, a potem do Rzymu, zaś zaludnienie Anglii przekraczało 5,5 mln osób.

W czasie ocieplenia średniowiecznego (950–1250 AD) temperatura była wyższa o około 0,5–1,0°C od obecnej. Nastąpiła wówczas recesja lodowców, umożliwiającą działalność rolniczą wysoko w Alpach, a w Niemczech winnice występowały ponad 200 m wyżej niż obecnie. Zmniejszenie zasięgu lodu morskiego sprzyjało Wikingom w kolonizowaniu Islandii i Grenlandii oraz w dotarciu do Nowej Funlandii. Dostatek żywności w Europie doprowadził do dwukrotnego wzrostu zaludnienia i powstania sieci transportowej, a nadwyżkę siły roboczej można było zatrudniać do budowy klasztorów, kościołów i uniwersytetów. Nastąpiła wówczas maksymalna ekspansja arabska oraz niespotykany wcześniej rozwój kultury i nauki.

ZMIANY KLIMATU W HOLOCENIE A ZAWARTOŚĆ CO₂ W ATMOSFERZE

Najlepszym rejestrem zmian temperatury w holocenie są rdzenie lodowe pobrane z lodowców, w których wzajemna relacja izotopów tlenu (¹⁸O i ¹⁶O) w cząsteczkach wody zmagazynowanej w lodzie pozwala oszacować średnią temperaturę w określonym czasie w przeszłości przez odniesienie do tempa rocznej sedimentacji śniegu i lodu (ryc. 4). Z kolei skład powietrza uwięzionego w lodzie pozwala ocenić skład gazowy atmosfery ziemskiej w przeszłości.

Naturalne zmiany klimatu w holocenie nie wykazywały istotnej zależności od zawartości dwutlenku węgla



Ryc. 3. Współczesna średnia wielkość opadów w północnej i środkowej Afryce wg Welca i Marksa (2014), nieco zmodyfikowane; zaznaczono zasięg monsonu letniego (północnej granicy międzyzrotnikowej strefy konwergencji – ITCZ) obecnie oraz około 8000 i 4200–4100 lat BP

Fig. 3. Present mean annual rainfall distribution in northern and central Africa after Welc & Marks (2014), slightly modified; modern setting of the summer Intertropical Convergence Zone and its presumable location at about 8000 and 4200–4100 cal yrs BP are indicated

w atmosferze, która przez większość tej epoki była stabilna i wynosiła do XVIII w. 280 ppm. Zwiększanie zawartości tego gazu w atmosferze zaznaczyło się dopiero w ostatnich 200 latach, przy czym przyrost od 1959 r., kiedy rozpoczęto jego stały monitoring w obserwatorium Mauna Loa na Hawajach, wynosił ok. 2 ppm rocznie, a zawartość w atmosferze wzrosła obecnie do ok. 400 ppm. Część wzrostu zawartości CO₂ w atmosferze jest niewątpliwie efektem działalności człowieka, ale istotną rolę odgrywało prawdopodobnie uwolnienie dwutlenku węgla z podlegających ocieplaniu oceanów.

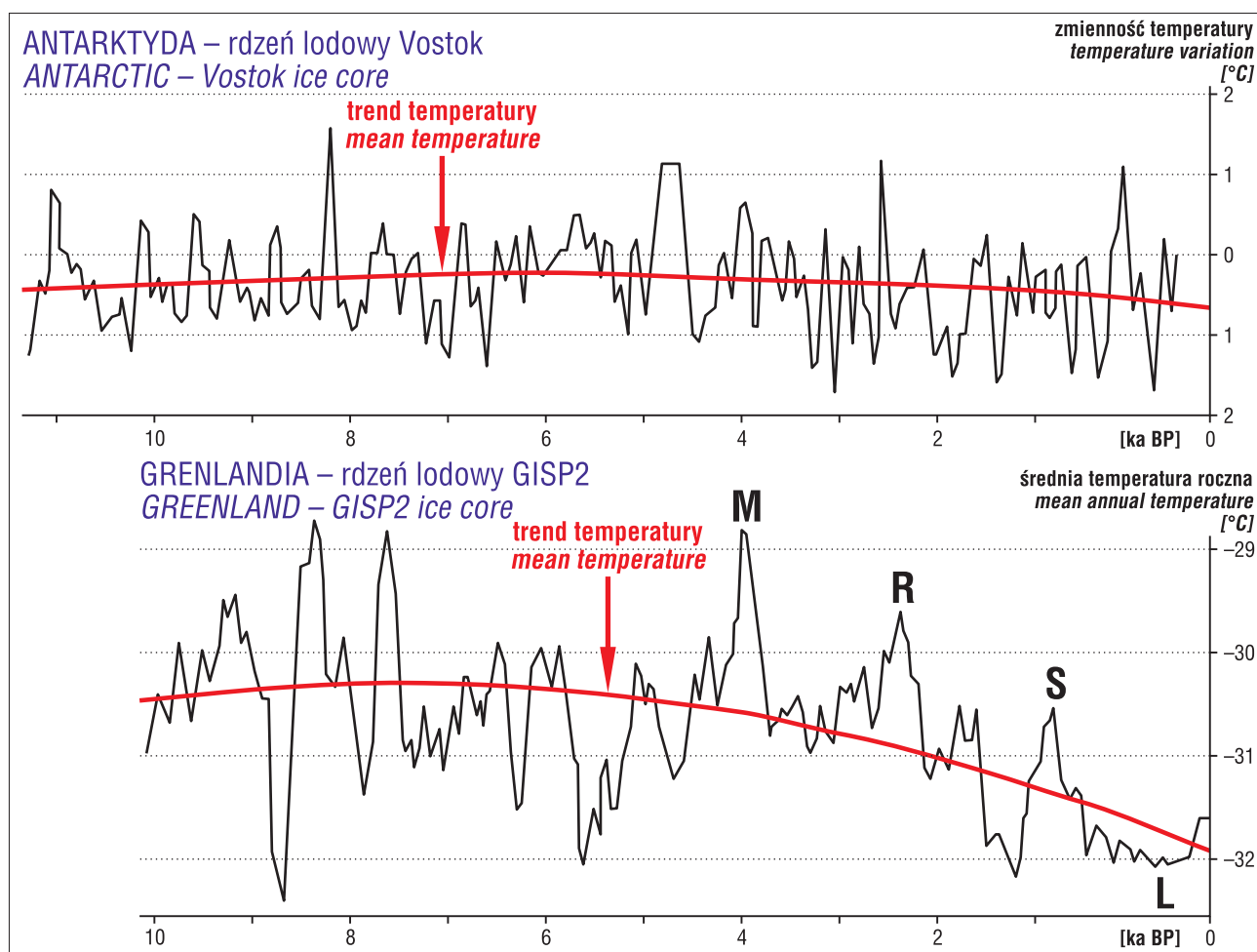
Temperatura na Ziemi wzrastała w stałym i wolnym tempie (przerywanym ochłodzeniami) już od 1700 r., a więc w czasie, gdy emisja CO₂ przez człowieka nie odgrywała jeszcze istotnej roli. W XX w. występowały trzy trzydziestoletnie okresy, o wyraźnie odrębnym trendzie zmian temperatury. Po ociepleniu w latach 1910–1940, zaznaczyło się wyraźne ochłodzenie w latach 1940–1970, a więc wtedy, kiedy gwałtownie zwiększyła się emisja antropogenicznego CO₂ wskutek gwałtownej intensyfikacji spalania paliw kopalnych. Następne ocieplenie w latach 1970–2000 pod względem czasu trwania i dynamiki wzrostu temperatury było bardzo podobne do ocieplenia w latach 1910–1940. Po 2000 r. następuje stabilizacja, a nawet lekkie obniżenie temperatury globalnej, mimo postępującej emisji CO₂. Nasuwa się pytanie, co spowodowało wzrost temperatury

w okresie 1910–1940, bo z pewnością nie była to emisja CO₂ spowodowana przez człowieka? Jeśli były to czynniki naturalne, to dlaczego takie same czynniki nie mogły spowodować wzrostu temperatury w latach 1970–2000. I dlaczego przy takiej samej emisji CO₂ nastąpiło zahamowanie wzrostu temperatury w ostatnich 15 latach?

Wzajemne relacje czasowe nie wskazują więc na bezpośredni związek przyczynowo-skutkowy między temperaturą a zawartością CO₂ w atmosferze. Rytm obserwowanych wahań temperatury wskazuje, że są one spowodowane przede wszystkim oddziaływaniem naturalnych czynników klimatotwórczych. W związku z tym twierdzenie, że antropogeniczna emisja dwutlenku węgla ma obecnie dominujący wpływ na klimat (por. IPCC AR5, 2014) pozostaje jedynie nieudokumentowaną hipotezą. Natomiast jest bardzo prawdopodobne, że podwyższona temperatura sprzyja zwiększeniu zawartości CO₂ w atmosferze, w większym stopniu wskutek degazyfikacji oceanów niż jego emisja antropogeniczna.

HISTORIA ZMIAN KLIMATU W HOLOCENIE

Wielkość insolacji powierzchni Ziemi w różnych szerokościach geograficznych podlegała w holocenie istotnym zmianom sezonowym wskutek zmian parametrów orbity Ziemi (Beer & Van Geel, 2008), czyli wpływu cykli



Ryc. 4. Zmiana temperatury w rejonie biegunów w holocenie określone na podstawie stosunku izotopów tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) w lodzie lodowcowym wg Alleya (2000), zmodyfikowane; wiek w tysiącach lat przed AD 2000; M – ocieplenie minojskie, R – ocieplenie rzymskie, S – ocieplenie średniowieczne, L – mała epoka lodowa

Fig. 4. Change of temperature in Antarctica and Greenland in the Holocene based on ratio of contents of oxygen isotopes ($\delta^{18}\text{O}$) in glacial ice after Alley (2008), modified; age in thousand years before AD 2000; M – Minoian Warm Period, R – Roman Warm Period, S – Medieval Warm Period, L – Little Ice Age

Milankowicia (ryc. 5). I tak np. na półkuli północnej najcieplejsze lato było w optimum holocenu, natomiast w umiarkowanych szerokościach geograficznych na tej półkuli temperatury grudnia są obecnie najwyższe.

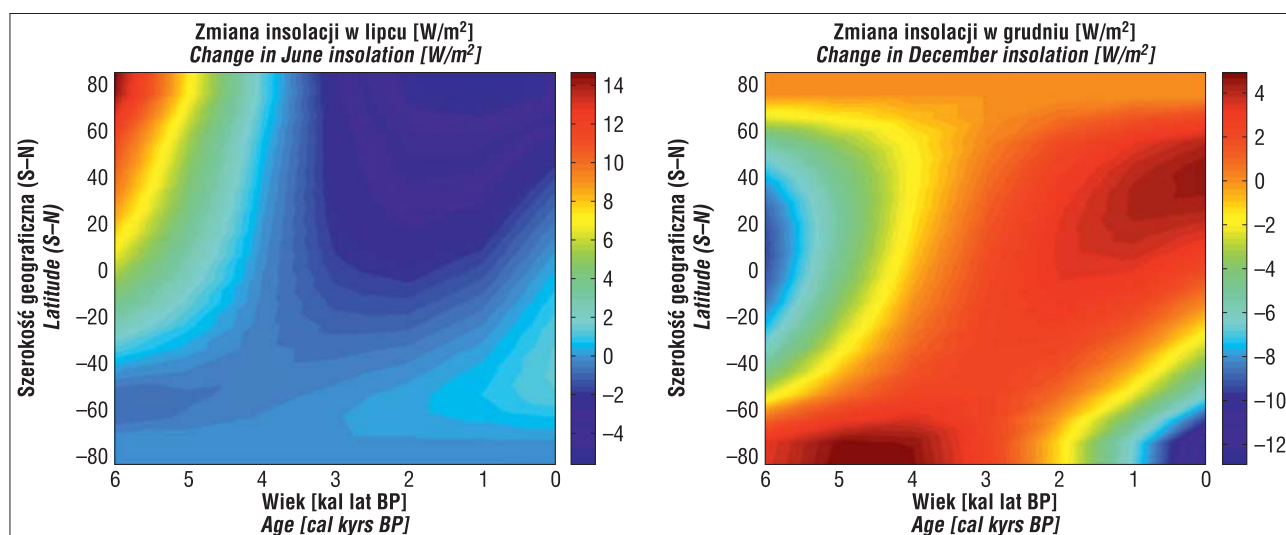
We wczesnym holocenie (11 700–8200 lat temu) średnia temperatura roczna wzrastała w Europie i Ameryce Północnej. W umiarkowanych szerokościach geograficznych postępował zanik łąd lodowców i czap lodowych, które stopiły się ostatecznie dopiero 8000–7000 lat temu, co miało decydujące znaczenie dla ówczesnej cyrkulacji atmosferycznej, a tym samym i dla klimatu na Ziemi. Wczesny holocen charakteryzował się również nawrotami zimna (np. 8200 lat temu), wynikającymi ze zróżnicowanego, wzajemnego oddziaływania oceanu i zanikających pokryw lodowych na półkuli północnej.

Środkowy holocen (8200–4200 lat temu) jest często traktowany jako optimum klimatyczne. Jednak przypisywany temu okresowi klimat ciepły występował przede wszystkim w wyższych szerokościach geograficznych, natomiast w innych regionach (np. w obszarze śródziemnomorskim) zaznaczyło się ochłodzenie. Od ok. 6000 lat temu następowało osłabianie monsunów, co na półkuli północnej spowodowało przesunięcie północnej granicy

ich zasięgu na południe o ok. 10–15° szerokości geograficznej (Wanner i in., 2008).

W późnym holocenie (ostatnie 4200 lat) klimat stopniowo się ochładzał, głównie w wyniku zmian parametrów orbity Ziemi, spowodowanych przez tzw. cykle Milankowicia. W tym czasie wielokrotnie zachodziły oscylacje lodowców górskich, które stopniowo powiększały się, żeby osiągnąć maksymalny zasięg podczas małej epoki lodowej w latach 1400–1850 n.e. Z powodu odradzania się lodowców okres ostatnich 2500–3000 lat w umiarkowanych szerokościach półkuli północnej bywa nazywany neoglaacją, a spadek średniej rocznej temperatury dochodził w niektórych regionach w tym czasie do 1°C. W Europie epizody zwiększonej wilgotności sprzyjały narastaniu torfu, a ich początki datowane są na lata 2300, 1200 i 600 p.n.e. oraz 400 i 1200 n.e., co powodowało powiększanie obszarów żabagnionych, połączonym z obumieraniem rosnących na nich drzew.

Badania rdzeni lodowych z Antarktydy i Grenlandii jednoznacznie wskazują, że w ciągu ostatnich 5000 lat zaznaczył się wyraźny spadek temperatury na Ziemi, chociaż przerywany krótkimi okresami znacznego ocieplania (ryc. 4). Podobne obserwacje poczyniono na podstawie



Ryc. 5. Zmiany nasłonecznienia Ziemi od 6000 lat temu do dziś wskutek zmian orbity Ziemi (Beer & Wanner, 2012): letnie nasłonecznienie półkuli północnej zmniejszało się stopniowo

Fig. 5. Change of insolation of the Earth surface since 6000 yrs BP due to variation of its orbital parameters (Beer & Wanner, 2012): summer insolation has been gradually lower in the Northern Hemisphere

badan geologicznych dla innych obszarów naszej planety. Dla ostatnich kilkuset lat interpretację zmian klimatu wspomagają dane historyczne, a od końca XVII w. – bezpośrednie pomiary instrumentalne. Wynika z nich jednoznacznie, że mieliśmy tzw. ocieplenie średniowieczne (X–XIII w.) oraz następującą po nim małą epokę lodową (XV–XIX w.). W czasie ocieplenia średniowiecznego lodowce w Alpach miały mniejszy zasięg niż obecnie, a rolnictwo w Europie wkroczyło na wyżej położone obszary. Mała epoka lodowa zazaczyła się w Europie obniżeniem średniej rocznej temperatury o ok. 1°C, co między innymi spowodowało skrócenie sezonu wegetacyjnego nawet o miesiąc w ciągu roku oraz częstsze powtarzanie się lat nieurodzaju, głodu i epidemii, które wraz z nieustannie toczonymi wojnami dziesiątkowały ludność kontynentu. Takie drastyczne pogorszenie klimatu przyczyniło się również do wymarcia osadników europejskich na Grenlandii.

Po wybuchu 10 kwietnia 1815 r. wulkanu Tambora w Indonezji ogromne ilości pyłu dostały się do atmosfery, powodując w trakcie kończącej się małej epoki lodowej znaczące obniżenie temperatury na półkuli północnej, gdzie rok 1816 został określony jako „rok bez lata”. Średnia temperatura roczna spadła wówczas miejscami o ponad 1°C. W Europie Środkowej przymrozki występowały w każdym miesiącu, a opady śniegu nawet w czerwcu, zaś spadek plonów wywołał falę głodu, której towarzyszyła epidemia cholery.

PODSUMOWANIE

Zmienność klimatu jest jego naczelną cechą i nieodłącznym atrybutem. W holocenie klimat zmieniał się wielokrotnie: był zarówno cieplejszy, jak i chłodniejszy niż obecnie. Zmiany te nie były jednak tak drastyczne jak w plejstocenie i starszych okresach geologicznych, bo wpływ głównych czynników klimatotwórczych nie zmieniał się w istotnym stopniu. Jednakże nawet te niewielkie zmiany klimatu, jakie występowały cyklicznie w holocenie, wywierały ogromny wpływ na rozwój i zanik cywilizacji oraz migrację ludzi. Było to przeważnie spowodowane regularnie

powtarzającymi się wydarzeniami Bonda, kiedy jednocześnie w różnych częściach świata występowały rozmaitego rodzaju niekorzystne zmiany klimatu.

Trend wzrostu temperatury w ostatnim stuleciu nie jest jednostajny. Wobec tego, przypisywanie dominującej roli klimatotwórczej zjawisku zwiększania się zawartości CO₂ w atmosferze wskutek intensywnego spalania paliw kopalnych (przede wszystkim węgla i ropy naftowej) jest nadmiernym uproszczeniem, wynikającym przede wszystkim z przeceniania roli gazów cieplarnianych w ogólności, a CO₂ pochodzenia antropogenicznego w szczególności.

Wpływ człowieka na klimat przez wylesienia i zmianę stosunków wodnych, zanieczyszczenie i emisję gazów cieplarnianych odgrywa marginalną rolę w porównaniu z klimatotwórczymi siłami natury – poczynając od kosmicznych po generowane wewnątrz Ziemi. Utrzymanie przez człowieka obecnego *status quo* klimatu, na długo czy na stałe, co jest postulowane przez niektóre gremia szermujące hasłem polityki ekologicznej, jest tak samo realne jak możliwość skrócenia lub wydłużenia doby. Krótki horyzont czasowy doświadczeń człowieka na Ziemi sprawia, że w rozważaniach dotyczących klimatu rażąco brakuje uświadomienia występowania nieuchronnych zmian klimatu w perspektywie dłuższej niż życie jednego/dwóch pokoleń. W związku z tym należy przede wszystkim podejmować działania mające na celu adaptację człowieka do życia w zgodzie z naturalnymi procesami przyrodniczymi. Poza groźbą wywołania katastrofy klimatycznej wskutek użycia broni jądrowej, kształtowanie większości zjawisk przyrodniczych, w tym także klimatu, ciągle pozostaje poza możliwościami ludzkiego oddziaływania.

Autor dziękuje anonimowemu Recenzentowi za życzliwe uwagi, które umożliwiły uzupełnienie i poprawienie pierwotnej wersji artykułu.

LITERATURA

ALLEY R.B. 2000 – The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quat. Sci. Rev.*, 19: 213–226.

- ANDERSSON G. 1909 – The climate of Sweden in the Late-Quaternary period. Facts and theories. *Sver. Geol. Unders. C, Årb.*, 3: 1–88.
- BEER J. & VAN GEEL B. 2008 – Holocene climate change and the evidence for solar and other forcings. [W:] Battarbee R.W. & Binney H.A. (red.), *Natural climate variability and global warming: a Holocene perspective*. Wiley-Blackwell, Oxford: 138–162.
- BEER J. & WANNER H. 2012 – Corrigendum to “Mid- to late Holocene climate change: an overview”. *Quat. Sci. Rev.*, 51: 93–94.
- BIRKS H.J.B. 2008 – Holocene climate research – progress, paradigms, and problems. [W:] Battarbee R.W. & Binney H.A. (red.), *Natural climate variability and global warming: a Holocene perspective*. Wiley-Blackwell, Oxford: 7–57.
- BLYTT A. 1893 – Zur Geschichte der Nordeuropaischen besonders der Norwegischen flora. *Bot. Jahrb.*, 17 (41): 1–43.
- 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. *Sci.*, 278 (5341): 1257–1266. Doi: 10.1126/science.278.5341.1257.
- BROECKER W.S. & DENTON G.H. 1989 – The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geoch., Cosmoch. Acta*, 53 (10): 2465–2501.
- FÆGRI K. 1940 – Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimaschwankungen im südwestlichsten Teil. *Bergens Mus. Årb.*, 1933, Naturvitenskapelig rekke 8: 1–40.
- IPCC AR5 2014 – 5th Assessment Report. www.ipcc.ch/report/ar5
- MARKS L., BER A. & LINDNER L. (red.) 2014 – *Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu*. Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu, Warszawa: s. 72.
- SERNANDER R. 1890 – Om förekomsterna af subfossila stubbar på svenska insjöars botten. *Bot. Not.*, 1890: 10–20.
- SERNANDER R. 1894 – Studier öfver den Gotländiska vegetationens utvecklingshistoria. Akademiska afhandling, Uppsala.
- VANNIÈRE B., POWER M.J., ROBERTS N., TINNER W., CARRIÓN J., MAGNY M., BARTLEIN P., COLOMBAROLI D., DANIAU A.L., FINSINGER W., GIL-ROMERA G., KALTENRIEDER P., PINI R., SADORI L., TURNER R., VALSECCHI V. & VESCOV E. 2011 – Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500–2500 cal. BP). *The Holocene* 21(1) 53–73. Doi: 10.1177/0959683610384164.
- VON POST L. 1946 – The prospect for pollen analysis in the study of the Earth's climatic history. *New Phytol.*, 45: 193–217.
- WALANUS A. & NALEPKA D. 2005 – Wiek rzeczywisty granic chronozon wyznaczonych w latach radiowęglowych. *Bot. Guidebooks*, 28: 313–321.
- WALKER M.J.C., BERKELHAMMER M., BJÖRCK S., Cwynar L.C., FISHER D.A., LONG A.J., LOWE J.J., NEWNHAM R.M., RASMUSSEN S.O. & WEISS H. 2012 – Discussion Paper: Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *J. Quat. Sci.*, 27 (7): 649–659. Doi: 10.1002/jqs.2565.
- WANNER H., BEER J., BÜTIKOFER J., CROWLEY TH.J., CUBASCH U., FLÜCKIGER J., GOOSSE H., GROSJEAN M., JOOS F., KAPLAN J.O., KÜTTEL M., MÜLLER S.A., PRENTICE I.C., SOLOMINA O., STOCKER TH.F., TARASOV P., WAGNER M. & WIDMANN M. 2008 – Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quat. Sci. Rev.*, 27: 1791–1828. Doi: 10.1016/j.quascirev.2008.06.013.
- WELCH F. & MARKS L. 2014 – Climate change at the end of the Old Kingdom in Egypt around 4200 BP: New geoarchaeological evidence. *Quat. Intern.*, 324 (4): 124–133. Doi.org/10.1016/j.quaint.2013.07.035.