

Przyczyny i mechanizmy zmian klimatu w plejstocenie – state of art

Anna Hrynowiecka¹



The causes and mechanisms of climate change during the Pleistocene – the state of art. *Prz. Geol.*, 64: 26–34.

Abstract. The reason of cyclic climate change during the Pleistocene is probably so-called Milankovitch cycles, consisting of three main orbital parameters of the Earth: the shape of Earth's orbit eccentricity, axial tilt of Earth and precession – change in the direction of the Earth's axis. They also impact on the insolation, which significantly contributes to the formation of ice sheets. The climate is conditioned largely by energy derived from the sun, dependent on the current solar activity. Specific configurations of these factors have contributed to the formation of glacial-interglacial cycles in the past; they have today and will have an impact on the climate of our planet in the future.

Keywords: volatility and cyclicity of climate change, orbital forcing, formation of ice sheets, solar activity

Ludzkość od tysięcy lat obserwowała swoje otoczenie, również zmieniający się klimat. Jednak od niedawna uważa się, że to czynniki astronomiczne – zmiany parametrów orbity ziemskiej i zmiany aktywności słońca – miały największy wpływ na zmienność i powtarzalność zmian klimatu w plejstocenie.

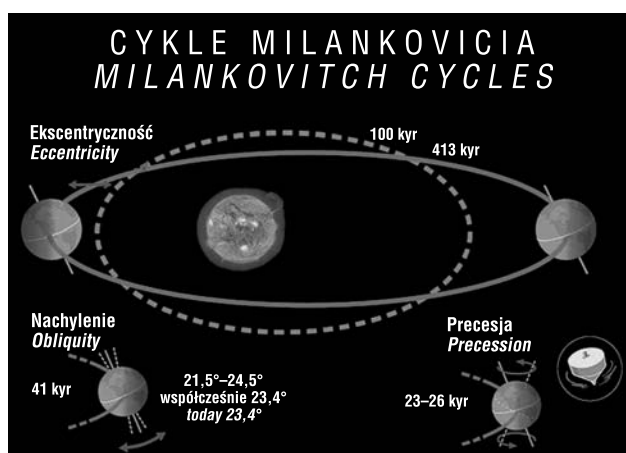
Milutin Milanković w 1941 (za Hays i in., 1976) jako pierwszy sformułował twierdzenie, że to cykliczne zmiany parametrów orbity Ziemi mają związek z okresowymi zmianami klimatu zaobserwowanymi w plejstocenie. Ich przebieg w przeszłości geologicznej został odtworzony dzięki precyzyjnym obliczeniom astronomicznym, które pozwoliły również na prognozowanie zmian tych parametrów astronomicznych w przyszłości ok. 100 tys. lat (Berger & Loutre, 1997; Laskar i in., 2004; Lisiecki & Raymo, 2005; Feluch, 2011).

Współczesne badania potwierdzają, że zmiany parametrów orbitalnych, tzw. wymuszanie orbitalne, są głównym czynnikiem zewnętrznym cyklu glacialno-interglacialnych (Kawamura i in., 2007; Lisiecki, 2010; Huybers, 2011). Mają one wpływ na ilość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi. Zmiany ekscentryczności (mimośrod), długość geograficzna perihelium związana z precesją i nachylenie (skośność) (ryc. 1) wpływają na sezonowy i równoleżnikowy rozkład oraz wielkość energii słonecznej dostarczonej do górnych warstw atmosfery, a także na czas trwania i intensywność pór roku (Berger & Loutre, 1991; Jansen i in., 2007).

Praca ta ma na celu przybliżenie przyczyn i mechanizmów zmian klimatycznych w plejstocenie oraz prognozy dla dalszych zmian klimatycznych w holocenie.

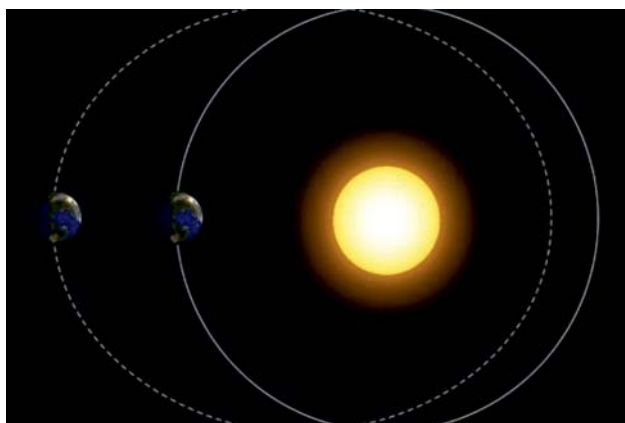
EKSCENTRYCZNOŚĆ KSZTAŁTU ORBITY ZIEMI

Orbita Ziemi wokół Słońca ma kształt eliptyczny. Siły ciążenia Słońca i planet Układu Słonecznego powodują, że mimośród orbity ulega nieznacznym wahaniom (ryc. 1–4). Obecnie maleje a orbita Ziemi swoim kształtem coraz bardziej przypomina koło. Mimośród orbity Ziemi jest bardzo niski – wynosi 0,0167 – przy zakresie zmian 0,005–0,058



Ryc. 1. Trzy główne zmiany orbitalne zaliczane do cyklu Milankovicia: ekscentryczność kształtu orbity Ziemi, nachylenie osi Ziemi i precesja, czyli zmiany kierunku osi Ziemi (www.wikipedia.pl – dostęp z 12 sierpnia 2015; zmienione)

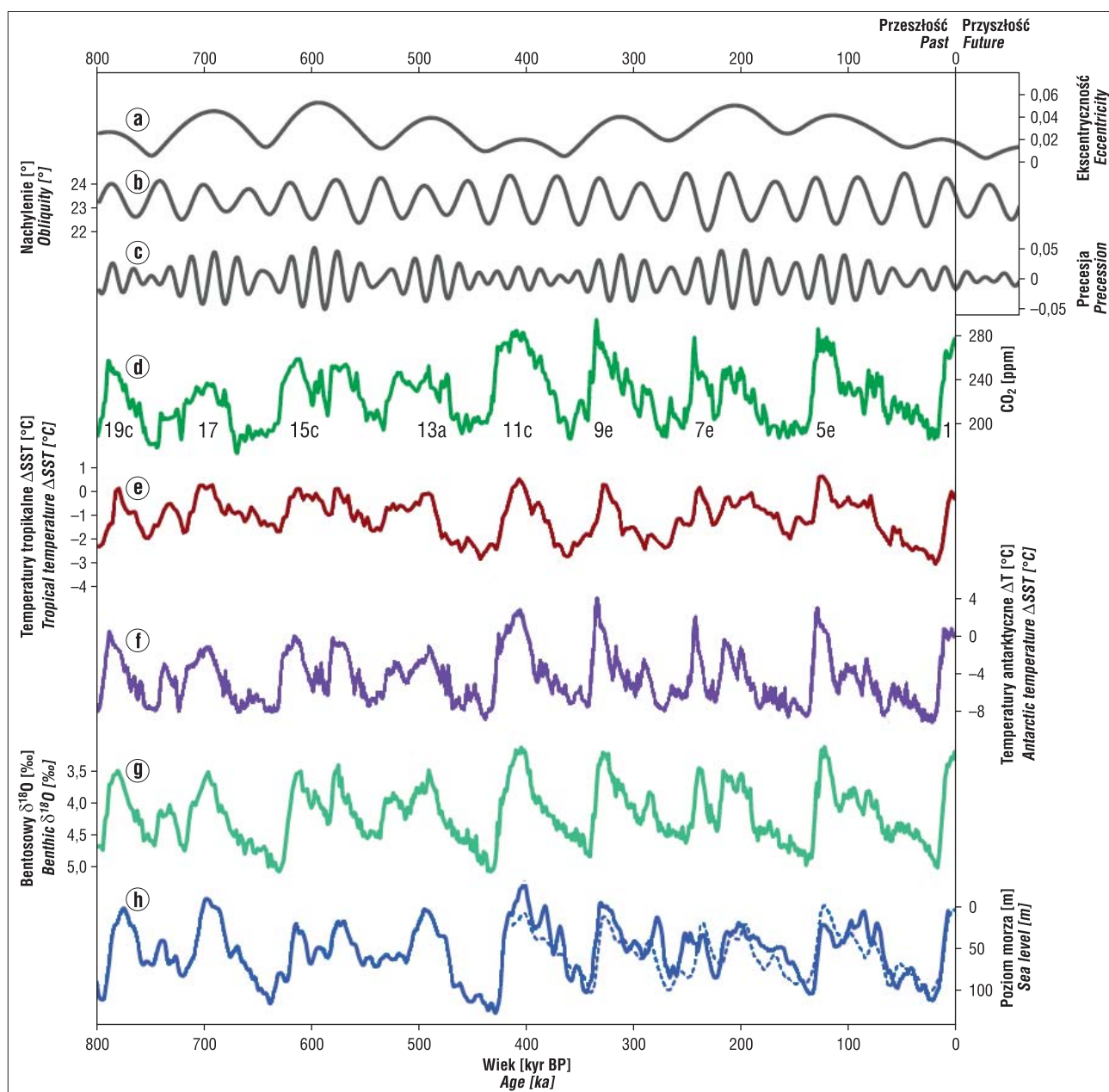
Fig. 1. Three main orbital forcing included in Milankovitch cycles: the shape of Earth's orbit eccentricity, axial tilt of Earth and precession – a change in the direction of the Earth's axis (www.wikipedia.pl – access of August 12, 2015; modified)



Ryc. 2. Ekscentryczność (mimośród) orbity Ziemi (www.wikipedia.pl – dostęp z 12 sierpnia 2015)

Fig. 2. Eccentricity of Earth's orbit (www.wikipedia.pl – access of August 12, 2015)

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk; anna.hrynowiecka@pgi.gov.pl.

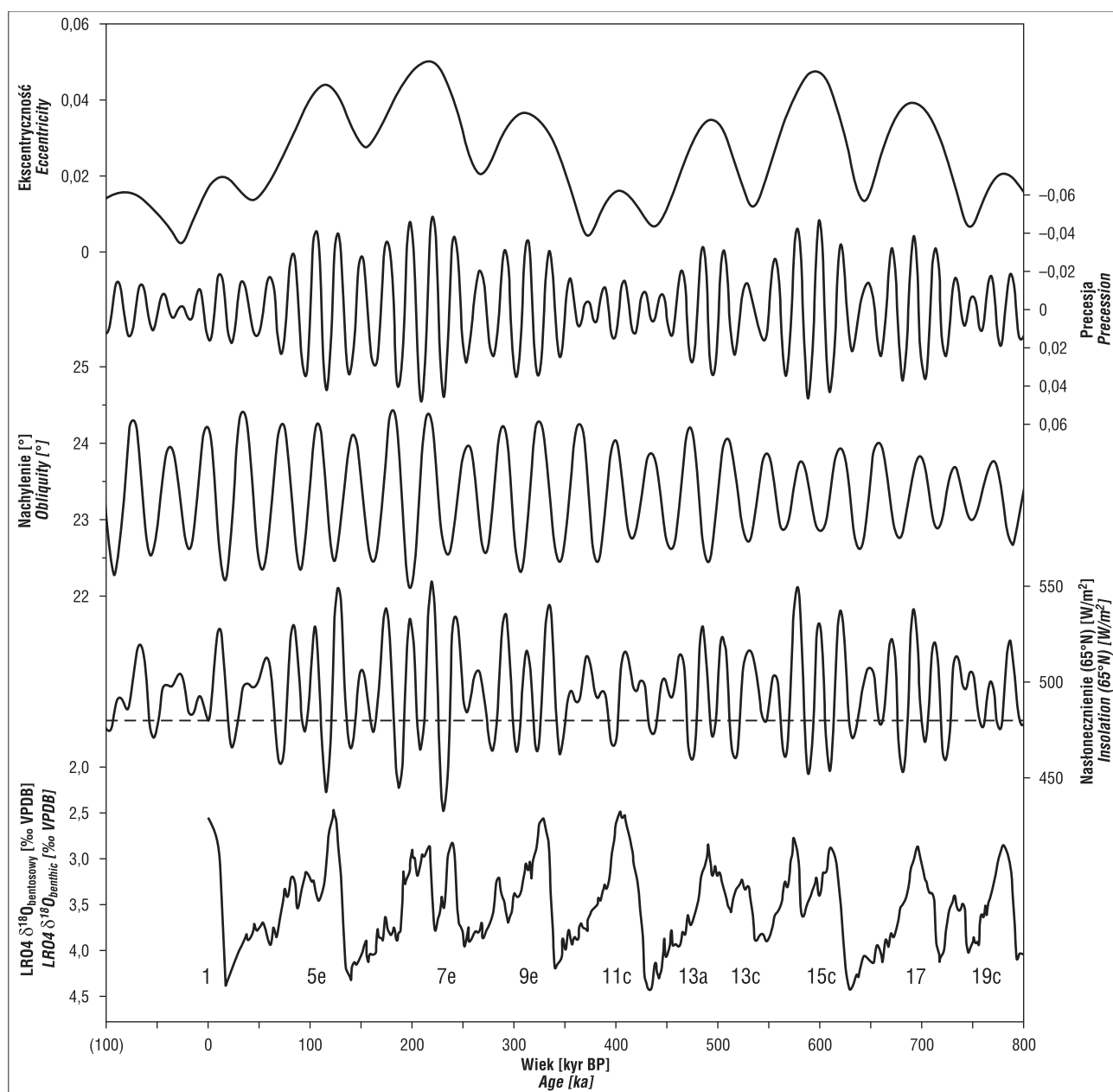


Ryc. 3. Parametry orbitalne i zapisy paleoklimatyczne w ciągu ostatnich 800 tys. lat i przyszłych 50 tys. lat; **a** – ekscentryczność (mimośród); **b** – nachylenie; **c** – precesja (Berger & Loutre, 1991); **d** – stężenie atmosferycznego CO₂ w antarktycznych rdzeniach lodowych z przyporządkowanymi stadiami MIS dla interglacjałów (Petit i in., 1999; Siegenthaler i in., 2005; Ahn & Brook, 2008; Lüthi i in., 2008); **e** – temperatury powierzchni morza w tropikalnych szerokościach geograficznych (Δ SST; Herbert i in., 2010); **f** – średnie temperatury powierzchni Antarktydy (Δ T) na podstawie siedmiu różnych rdzeni lodowych (Petit i in., 1999; Blunier & Brook, 2001; Watanabe i in., 2003; EPICA, 2006; Jouzel i in., 2007; Masson-Delmotte i in., 2010; Stenni i in., 2010); **g** – bentosowy zapis izotopów tlenu $\delta^{18}\text{O}$, wskaźnik dla globalnej objętości lodu i temperatury wód głębi oceanicznych (Lisiecki & Raymo, 2005); **h** – zrekonstruowany poziom morza (linia przerywana: Rohling i in., 2009; linia ciągła: Elderfield i in., 2012). Źródło: Masson-Delmotte i in., 2013; zmienione

Fig. 3. Orbital parameters and palaeoclimatic records over the past 800 kyr and future 50 kyr. **a** – eccentricity; **b** – obliquity; **c** – precession (Berger & Loutre, 1991); **d** – atmospheric concentration of CO₂ from Antarctic ice cores with associated stages of MIS for interglacials (Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005; Ahn & Brook, 2008; Lüthi et al., 2008); **e** – sea surface temperatures at low latitudes (tropical Δ SST) (Herbert et al., 2010); **f** – antarctic temperatures (Δ T) based on seven different ice cores (Petit et al., 1999; Blunier & Brook, 2001; Watanabe et al., 2003; EPICA, 2006; Jouzel et al., 2007; Masson-Delmotte et al., 2010; Stenni et al., 2010); **g** – benthic oxygen isotope record $\delta^{18}\text{O}$, a proxy for the global ice volume and deep-ocean temperatures (Lisiecki & Raymo, 2005); **h** – reconstructed sea level (dashed line: Rohling et al., 2009; solid line: Elderfield et al., 2012). Source: Masson-Delmotte et al., 2013; modified

w okresie ok. 95 tys. lat. Kiedy Ziemia znajduje się w peryhelium (punkcie orbity najbliższym Słońcu), do jej powierzchni dociera ok. 6% promieniowania więcej, niż w momencie osiągnięcia aphelium (punkt orbity najdalszy od Słońca). Współczynnica, różnica w odległości Ziemi od Słońca między aphelium a peryhelium wynosi 5,1 mln km, przy średniej odległości 149,5 mln km. Gdy orbita Ziemi

przybiera bardziej eliptyczny kształt różnice w ilości energii dostarczanej przez Słońce mogą dochodzić do 20–30% pomiędzy peryhelium i aphelium. Różnica ta nadal ulega zmniejszaniu ze względu na malejący mimośród, co powoduje dalsze zmniejszanie kontrastów termicznych między ziemskim latem i zimą (Berger & Loutre, 1991; Feluch, 2011).



Ryc. 4. Korelacja ruchów orbitalnych Ziemi wg teorii Milankovicia (800 tys. lat BP i 100 tys. lat AP) i nasłonecznienia na dużych szerokościach geograficznych (65°N) ze zmiennością wartości izotopów tlenu w rdzeniu LR04 (Berger & Loutre, 1997; Laskar i in., 2004; Lisiecki & Raymo, 2005; Feluch, 2011)

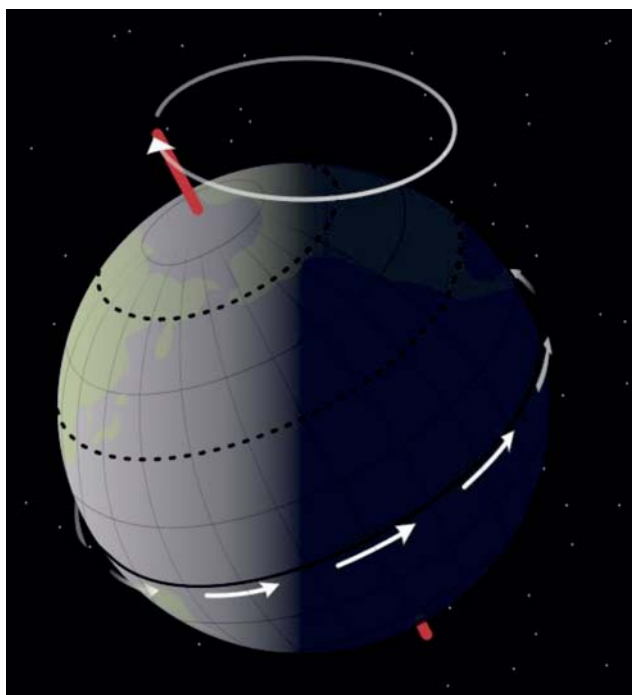
Fig. 4. The correlation of movements of the Earth orbit according to Milankovitch's theory (800 kyr BP and 100 kyr AP), insolation at high latitudes (65°N) with variability of oxygen isotopes in the LR04 core (Berger & Loutre, 1997; Laskar i in., 2004; Lisiecki & Raymo, 2005; Feluch, 2011)

Zmiany mimośrodów orbity Ziemi, następujące w okresach co ok. 95 (100) i 400 tys. lat, oraz ocieplenia (interglacjały) i ochłodzenia (glacjały) wyraźnie się korelują (ryc. 3 i 4). Każde maksimum mimośrodu (ryc. 3a) jest powiązane z okresem ciepłym (ryc. 3d), a każde minimum z okresem zimnym. Aktualnie tendencja zmian mimośrodu jest malejąca. Może to wskazywać, że współczesny, stosunkowo ciepły okres (holocen) właśnie dobiega końca i należy oczekiwać oziębienia klimatu (Berger & Loutre, 1997; Laskar i in., 2004; Lisiecki & Raymo, 2005; Feluch, 2011).

NACHYLENIE OSI ZIEMI

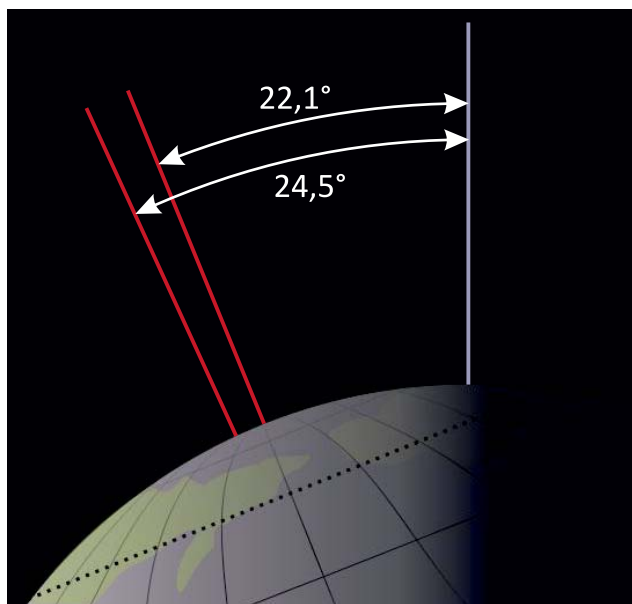
Kąt nachylenia osi obrotu Ziemi do płaszczyzny orbity (ekliptyki) zmienia się od 21,5 do 24,5° w cyklu 41 tys. lat

(ryc. 1, 3–5). Ma to bezpośredni wpływ na sezonowość klimatyczną poprzez generowanie termicznych różnic pomiędzy porami roku i wydłużenie dnia latem oraz skracanie zimą. Podczas niskiego (i malejącego) nachylenia osi Ziemi do ekliptyki ilość energii słonecznej dostarczana do powierzchni Ziemi w okresie letnim i zimowym niewiele się różni, co sprzyja tworzeniu lodowców. Natomiast gdy nachylenie osi jest duże (i rośnie), zwiększają się kontrasty pomiędzy temperaturami lata i w zimy oraz między niskimi a wysokimi szerokościami geograficznymi, co hamuje rozwój pokryw lodowych. Strefa międzyzwrotnikowa i podbiegunawa ulega wówczas poszerzeniu, a pas buforowy pomiędzy nimi – strefa umiarkowana – zwęża się. Nachylenie osi zmniejsza się o ok. 0,5 sek./rok i wynosi współcześnie 23,4°. Ten długofalowy trend najprawdopodobniej



Ryc. 5. Nachylenie osi obrotu Ziemi (www.wikipedia.pl – dostęp z 12 sierpnia 2015)

Fig. 5. Tilt of the Earth's axis (www.wikipedia.pl – access of August 12, 2015)



Ryc. 6. Ruch precesyjny Ziemi (www.wikipedia.pl – dostęp z 12 sierpnia 2015)

Fig. 6. Precession movement of the Earth (www.wikipedia.pl – access of August 12, 2015)

będzie przyczyniać się do powstawania lodowców w niedalekiej przyszłości geologicznej (Berger & Loutre, 1991; Feluch, 2011).

PRECESJA KIERUNKU OSI ZIEMI

Ziemia wiruje wokół własnej osi, która obecnie jest odchylona od kierunku prostopadłego o $23,4^\circ$, i obraca się dokoła osi prostopadłej do płaszczyzny ziemskiej orbity, czyli jest poddawana precesji (ryc. 1, 3, 4, 6). Ten ruch

rotacyjny zależy od nachylenia osi Ziemi oraz od oddziaływania grawitacji Księżyca i Słońca (precesja lunisolarna – przyciąganie Księżyca – jest dwukrotnie większe od przyciągania Słońca) na większą w okolicach równika masę Ziemi. Ruch ten zachodzi w kierunku przeciwnym do obrotu dobowego Ziemi i przypomina wytracony z równowagi wirujący żyroskop, którego oś obrotu wiruje po powierzchni bocznej powierzchni stożka. Okres obrotu wynosi 23–26 tys. lat, ok. 1° na 72 lata.

Ruch precesyjny Ziemi powoduje przesuwanie punktów równonocy oraz przesilenia letniego i zimowego. Ziemia współcześnie znajduje się w peryhelium (najbliższe Słońca) 3 (4) stycznia, a w aphelium (najdalej od Słońca) 4 (5) lipca. Taka sytuacja sprawia, że różnica w ilości docierającej do Ziemi energii słonecznej oraz w nasłonecznieniu pomiędzy latem a zimą na półkuli północnej jest mniejsza niż w sytuacji, gdyby Ziemia znajdowała się w peryhelium latem. Różnice w nasłonecznieniu pomiędzy latem i zimą byłyby znacznie większe. Obecny stosunek energii docierającej do Ziemi latem i zimą sprzyja powstawaniu pokryw lodowych w obszarach podbiegunowych (Berger & Loutre, 1991; Feluch, 2011).

Precesja wpływa również na zmiany wyglądu ziemskiego nieba. Obecnie gwiazdą Biegunową jest Gwiazda Polarna z Gwiazdozbioru Małej Niedźwiedzicy, 5 tys. lat BP był nią Thuban z Gwiazdozbioru Smoka, a za 11 tys. lat będzie nią Wega z Gwiazdozbioru Lutni.

NASŁONECZNIE NIEBA I WYNIKAJĄCE Z WYMUSZEŃ ORBITALNYCH

Ruch precesyjny Ziemi warunkuje zmiany natężenia nasłonecznienia, a więc ilości energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi. Prognozy nasłonecznienia w wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej (65°N , ryc. 4) wskazują na dalszy trend wzrastania insolacji (Berger & Loutre, 1997). Oznacza to, że raczej w przeciągu kilkunastu tysięcy lat nie nastąpi zlodowacenie. Na nasłonecznienie powierzchni Ziemi ogromny wpływ mają nie tylko uwarunkowania astronomiczne orbity Ziemi, ale również czynniki zupełnie od niej niezależne, jak np. zachmurzenie, które może powodować „zaburzenie” cykliczności nasłonecznienia. Zwiększone zachmurzenie może być spowodowane m.in. wzmogłą erupcją wulkanów, większą ilością pyłu kosmicznego docierającego do powierzchni Ziemi lub bezpośrednim oddziaływaniem obiektów kosmicznych (m.in. uderzeniami meteorów), które zwiększają zapylenie atmosfery (Feluch, 2011).

Cyklicznym zmianom, mogącym mieć znaczący wpływ na długofalowe zmiany klimatyczne, podlegają ponadto nieuwzględnione przez Milankovicia: nachylenie orbity Ziemi (inklinacja) o okresie ok. 100 tys. lat (Muller & MacDonald, 1995, 1997) oraz nutacja związana z ruchem precesyjnym, czyli oddziaływanie sił pływowych wywołane ciężeniem Księżyca.

WYMUSZENIA ORBITALNE A KLIMAT I ŁĄDOLÓD

Według teorii Milankovicia sytuacja sprzyjająca powiększeniu się lodowodu ma miejsce w przypadku, gdy Ziemia znajduje się bliżej Słońca (w peryhelium) zimą przy małym

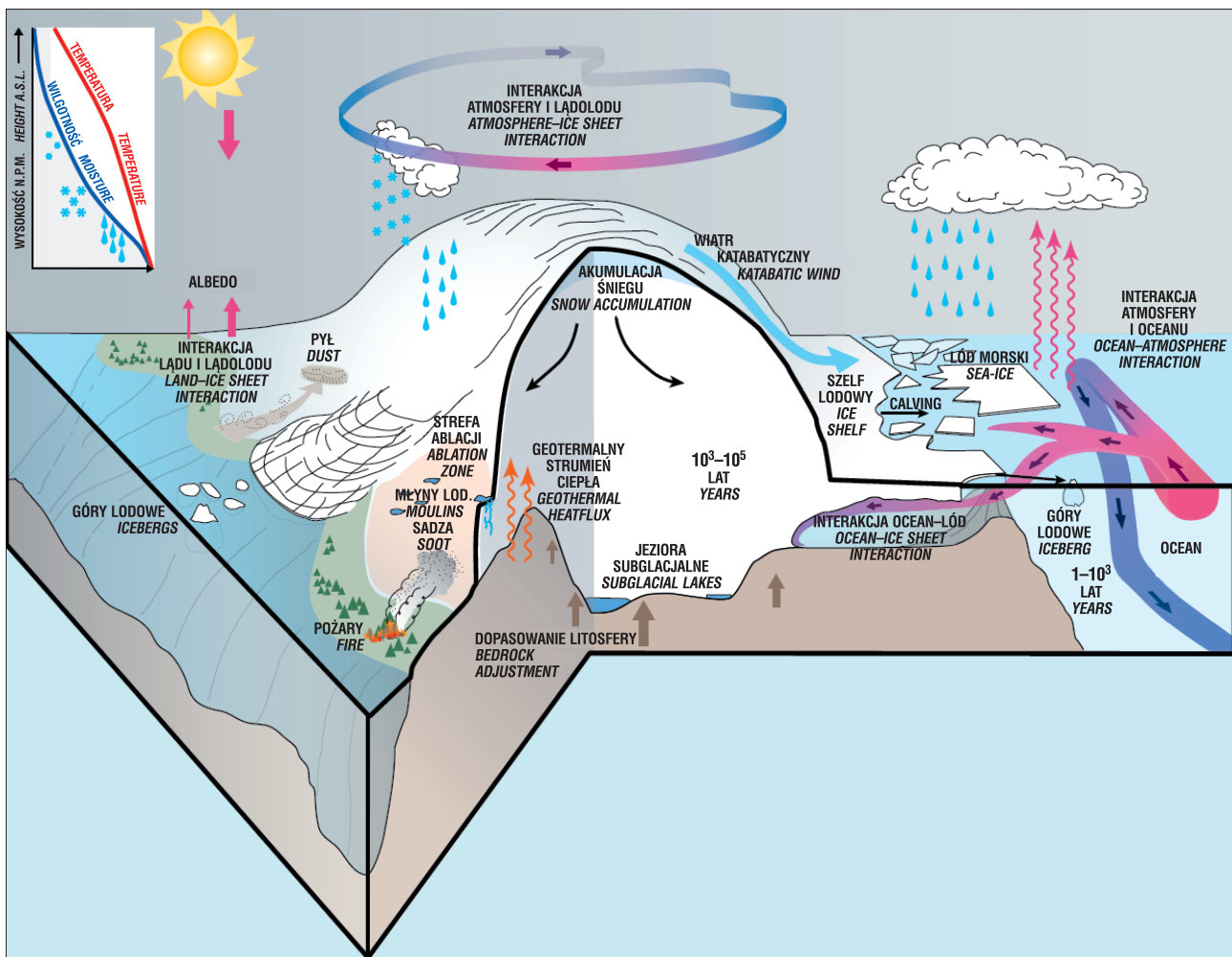
nachyleniu osi obrotu do płaszczyzny ekliptyki. W efekcie, ciepłe zimy sprzyjają opadom na biegunach, a stosunkowo chłodne lata nie są w stanie roztopić całości śniegu. W sytuacji odwrotnej, gdy Ziemia latem jest blisko Słońca a kąt nachylenia jej osi do ekliptyki duży – panują dogodne warunki do topnienia lodu i regresji lądolodu. Wynika z tego, że zmniejszanie się letniego nasłonecznienia w wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej (65°N) generuje wystarczające ochłodzenie do zainicjowania rozwoju pokrywy lodowej. Natomiast zwiększanie się nasłonecznienia prowadzić będzie do zakończenia okresu lodowcowego (Carlson i in., 2012; Herrington & Poulsen, 2012).

Rozwój lądolodu prowadzi do zwiększenia powierzchni o wysokim albedo (zdolność odbijania promieni słonecznych), dalszego ochłodzenia i zwiększenia bilansu masy powierzchniowej lodowca. Podczas wzrostu lodowca, nawet do kilku tysięcy metrów, dochodzi do spadku temperatury w wyniku wzrostu wysokości (im wyżej, tym zimniej; ryc. 7). Równocześnie zmniejsza się tempo akumulacji śniegu, ponieważ chłodniejsze powietrze charakteryzuje się mniejszą wilgotnością. Ten tzw. *Elevation-Desert Effect* (Oerlemans, 1980) jest ważnym ujemnym sprzężeniem zwrotnym dla lądolodów, które ogranicza ich wzrost. Większa miąższość pokrywy lodowych wiąże się ze zwiększonym wyłamywa-

niem fragmentów lodu na krawędziach (*calving*), ponieważ przepływ lodu jest wówczas przyspieszony bezpośrednio przez zwiększoną powierzchnię zboczy (tarcie) i pośrednio przez poślizg u podstawy lądolodu. Te termiczno-mechaniczne sprzężenia odgrywają ważną rolę w zakończeniu fazy wzrostu lądolodu. Lodowce swoim ogromnym ciężarem naciskają na litosferę, powodując zmniejszenie miąższości lądolodu, co przyczynia się do ocieplenia jego powierzchni (sprężenie zwrotne – im niżej tym cieplej, ryc. 7) i powstrzymanie dalszego wzrostu (Masson-Delmotte i in., 2013).

Duże lądolody kontynentalne o rozmiarach milionów km² również wpływają na zmiany tras tropikalnych wiatrów zachodnich (Cook & Held, 1988), generując anomalie cyrkulacji antycyklonalnej (wyżowej), które ogrzewają zachodnią stronę lądolodów i schładzają pozostałe ich części (Roe & Lindzen, 2001). Ponadto wzrost miąższości lodowców prowadzi do zmian w globalnej cyrkulacji atmosfery (Abe-Ouchi i in., 2007; Yin i in., 2008) oraz systemu pasatów (Timmermann i in., 2004).

Współcześnie prowadzone badania nad klimatem pozwalają wnioskować o zachodzącej silnej interakcji pomiędzy lądolodem, lodowcem szelfowym i oceanem, ponieważ bilans masy morskich lodowców zależy również od temperatury oceanu (Joughin & Alley, 2011; ryc. 7). Lodowiec



Ryc. 7. Różnorodne sprzężenia zwrotne pomiędzy pokrywą lodową, litosferą i klimatem a wymuszeniami orbitalnymi w skali od miesięcy do milionów lat (wg Masson-Delmotte i in., 2013; zmienione)

Fig. 7. Diverse feedbacks between ice cover, lithosphere and climate and orbital forcing on a time scale of months to millions of years (after Masson-Delmotte et al., 2013; modified)

szelfowy to unosząca się swobodnie, pływająca lub częściowo wsparta o dno morskie/oceaniczne brzeżna część lądolodu (Jania, 1993). Adwekcja (ruch poziomy) cieplejszych wód poniżej szelfu lodowcowego może spowodować jego niestabilność, przyspieszyć topnienie (De Angelis & Skvarca, 2003) i doprowadzić do regresji linii lądolodu (Schoof, 2012). Opisane procesy mogły odgrywać istotną rolę w zmianach objętości lądolodu zachodnioantarktycznego (Pollard & DeConto, 2009) i lądolodu laurentyjskiego (Alvarez-Solas i in., 2010). Masowo uwalniana słodka woda z roztopiających się lodowców wpływa bezpośrednio na zmiany poziomu morza, głęboką konwekcję oceaniczną, cyrkulację prądów oceanicznych, transport ciepła i globalną cyrkulacją atmosferyczną.

Podczas gdy początkowa reakcja lodowców na zewnętrzne czynniki orbitalne może być dość szybka (10 do 10^3 lat), obejmując na przykład lodowce szelfowe i lodowce wypływowe (Jania, 1993), ich długofalowa reakcja może trwać znacznie dłużej (10^4 do 10^5 lat). W rezultacie, układ klimat-kriosfera nie znajduje się w pełnej równowadze z wymuszeniami orbitalnymi (ryc. 7; Masson-Delmotte i in., 2013).

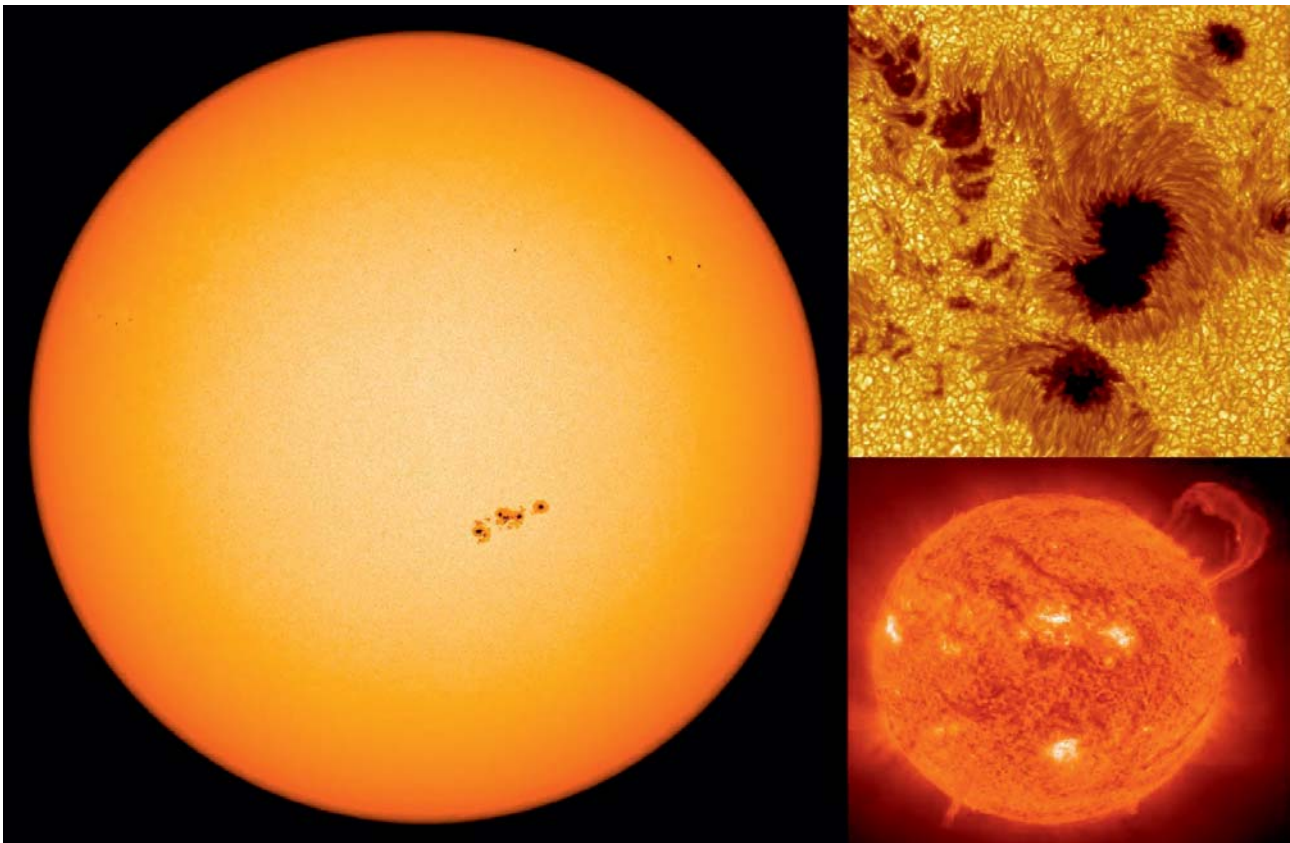
W tworzeniu pokryw lodowych, a więc również w cyklach glacialno-interglacialnych, istotne znaczenie ma dwutlenek węgla. Wahania parametrów orbitalnych (odtworzone również dla przyszłych 50 tys. lat), zrekonstruowane stężenia atmosferycznego CO_2 podczas ostatniego i kilku poprzednich cykli glacialnych w kontekście zapisów paleoklimatycznych przedstawiono na rycinie 3. Zmienność stężenia CO_2 w ciągu ostatnich kilkuset tysięcy lat koreluje się ze zmiennością w zapisach paleoklimatycznych (Abe-Ouchi

i in., 2007; Bonelli i in., 2009; Ganopolski i in., 2010), w tym z rekonstrukcją globalnej objętości lodu (Lisiecki & Raymo, 2005), temperaturami wód głębi oceanicznych (Elderfield i in., 2010) oraz temperaturą powierzchni morza w niskich szerokościach geograficznych (ΔSST ; Herbert i in., 2010), średnimi temperaturami powierzchni Antarktydy (Parrenin i in., 2013), czy zmianami poziomu morza (Rohling i in., 2009; Elderfield i in., 2012). Takie spójne powiązania między stężeniem CO_2 a zmiennością klimatu na obszarach objętych zlodowaceniami sugerują, że z dużym prawdopodobieństwem glacialno-interglacialne wahania CO_2 i innych gazów cieplarnianych miały także decydujący wpływ na klimat w regionach, poza bezpośrednim wpływem kontynentalnych pokryw lodowych półkuli północnej (Timmermann i in., 2009; Shakun i in., 2012).

ZMIANY AKTYWNOŚCI SŁONECZNEJ

Cykle Milankovicia wskazują, że na klimat Ziemi bezpośredni wpływ ma energia Słońca. Długofalowo jest to spowodowane zmianami orbity Ziemi, a krótkofalowo (dziesiątki i setki lat) zmianami aktywności samego Słońca, które dostarcza do Ziemi mniej lub więcej energii (Feluch, 2011).

Różnice w energii dostarczanej przez Słońce wynikają przede wszystkim z aktywności plam słonecznych obserwowanych od XVII w., początkowo przez Galileusza. Są one wynikiem koncentracji pola magnetycznego wirującego z nierówną prędkością Słońca. Obszar równikowy Słońca obraca się szybciej (ok. 25 dni jeden obrót) niż biegunowy (ok. 35 dni) z powodu plazmowo-gazowej



Ryc. 8. Aktywność słoneczna w postaci plam słonecznych i koronalnych wyrzutów masy (www.wikipedia.pl – dostęp z 14 sierpnia 2015)

Fig. 8. Solar activity – sunspots and coronal mass ejections (www.wikipedia.pl – access of August 14, 2015)

budowy gwiazdy. Linie pola magnetycznego dzięki tej nierównej prędkości nakładają się na siebie i skręcają nawzajem, co doprowadza do ich przebicia przez koronę Słońca. Tworzy się w ten sposób obszar o silnym polu magnetycznym, które uniemożliwia transport ciepła z silnie nagrzanego jądra na zewnątrz. Powstaje wówczas plama słoneczna o temperaturze ok. 1000 K niższej niż reszta powierzchni Słońca. Jednocześnie energia zahamowana w obszarze plamy koncentruje się i silnie nagrzewa koronę Słońca, powodując m.in. rozbłyski, protuberancje i koronalne wyrzuty masy (ryc. 8), co przekłada się na chwilową emisję nawet stukrotnie większej ilości promieniowania (Phillips, 1995).

Aktywność Słońca jest cykliczna, skorelowana z ilością plam na Słońcu i zmianą jego biegunów magnetycznych. Cykl ten wynosi ok. 11 lat i nazywany jest cyklem Wolfa. Minimum słoneczne występuje, gdy plamy są mało widoczne lub całkowicie zanikają. Następnie liczba plam się zwiększa, począwszy od obszarów biegunowych ku równikowemu, aż do maksimum cyklu, kiedy to zmienia się biegunowość (następuje inwersja pola magnetycznego). Liczba plam słonecznych w maksimum cyklu również ulega wahaniom w okresie co ok. 100 lat. Minima aktywności słonecznej korelują się z okresami niższych temperatur na Ziemi. Zdarzają się dłuższe, nawet kilkudziesięcioletnie, okresy bardzo niskiej aktywności Słońca, kiedy obserwuje się bardzo niewiele plam. Podczas ostatniego takiego okresu, trwającego od 1645 do 1715 r., zwanego Minimum Maundera, w Europie zanotowano wyjątkowo niskie temperatury i pokrywa się ono z najzimniejszym fragmentem Małej Epoki Lodowej (Phillips, 1995). Starsze wydłużone minima aktywności słonecznej o obniżonej średniej temperaturze, jak również wydłużone maksima, udało się zlokalizować w czasie dzięki analizie słoju przyrostu rocznego drzew (Solanki i in., 2004). Skorelowano w ten sposób

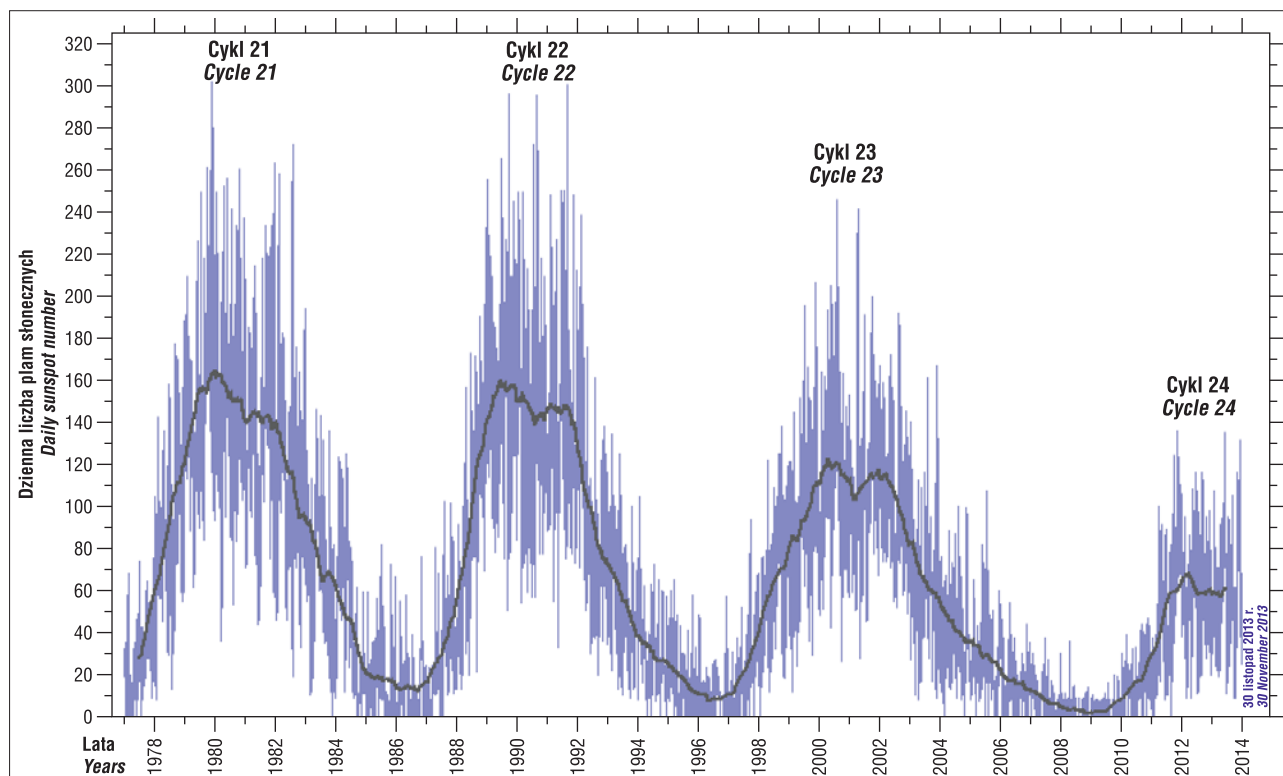
okres wydłużonego maksimum z Ociepleniem Średniowiecznym z lat 1100–1250 (Feluch, 2011).

Obecnie znajdujemy się po okresie maksimum 24. cyklu aktywności Słońca. Zaobserwowano w nim wyjątkowo niską ilość plam słonecznych oraz stopniowy spadek ilości plam w ciągu ostatnich kilku cykli (ryc. 9), co może wskazywać na narastający deficyt energetyczny Ziemi. Jeżeli tendencja ta utrzyma się, może oznaczać, że stoimy u progu kolejnej małej epoki lodowej.

PODSUMOWANIE

Według teorii Milankovicia cykl glacialno-interglacialny trwa ok. 100 tys. lat i pokrywa się z cyklem zmian mimośrodowości orbity ziemskiej. Na zlodowacenie przypada ok. 90 tys. lat, a na ocieplenie ok. 10 tys. lat. Od ok. miliona lat cykl ten się powtarza, jednak z pewnymi wyraźnymi odstępstwami. Interglacja, w którym żyjemy, holocen trwa już 11 700 lat, a Ziemia znajduje się w perihelium zimą, co sprzyja powstawaniu pokryw lodowych. Mimo to nie wydaje się, żeby interglacja zbliżała się ku końcowi. W przeszłości interglacje również ulegały wydłużeniu (m.in. MIS 11c, 13a czy 17; tab.1) z powodu „przeskoczenia” jednego cyklu precesyjnego (fazy precesji nie prowadziły do dużych zmian nasłonecznienia; Feluch, 2011). Przyczyną takiej sytuacji była ówczesna konfiguracja ekscentryczności, nachylenia i precesji osi Ziemi, która umożliwiła dłuższe utrzymywanie się cieplejszych średnich temperatur i niepowstawanie pokryw lądolodów. Taki układ ma miejsce również współcześnie.

Zmiany orbity Ziemi są uznawane za stymulator przemian między glacialami i interglacialami, jednak nadal nie wiadomo, jakie procesy fizyczne oddziałują przez zmianę nasłonecznienia na objętość lądolodu. Każdy okres glacial-



Ryc. 9. Dzienna ilość plam słonecznych w ciągu ostatnich czterech cykli słonecznych (www.climate4you – dostęp z 14 sierpnia 2015)
Fig. 9. The daily number of sunspots over the last four solar cycles (www.climate4you – access of August 14, 2015)

Tab. 1. Czas trwania plejstocenijskich interglacjałów (przyporządkowane stadia izotopów tlenowych – MIS) (Tzedakis i in., 2012, zmienione)

Table 1. The duration of the Pleistocene Interglacials (assigned to oxygen isotope stages – MIS) (Tzedakis et al., 2012, modified)

MIS	Początek [tys. lat Bp] Onset [kyr Bp]	Koniec [tys. lat Bp] End [kyr Bp]	Czas trwania [tys. lat] Duration [kyr]
5e	129	114	15
7e	242,6	233,6	9
9e	335	323,4	11,6
11c	425	398	27
13a	508	481	27
15a	579	562	17
15c	621	601	20
17	715	684	31
19c	788	775,5	12,5

ny i interglacjalny jest unikatowy dzięki różnym konfiguracjom orbitalnym i oddziaływaniu samego Słońca (Yin & Berger, 2010; Tzedakis i in., 2012). Najlepszym dowodem na zależność globalnych zmian klimatycznych od przekształceń orbity Ziemi są multimilijonowe trendy temperaturowe, zapisane w rdzeniach arktycznych i oceanicznych w ciągu obecnego okresu interglacjalnego.

Należy wyraźnie podkreślić, że potwierdzenie faktu o odległym zakończeniu interglacjału wymaga dalszych badań przyczyn i przebiegu wcześniejszych interglacjałów.

Autorka dziękuje recenzentom oraz redaktorowi naczelnemu Andrzejowi Gąsiewiczowi za wnikliwe przeanalizowanie niniejszej pracy i wszelkie uwagi, które miały wpływ na ostateczną formę artykułu.

LITERATURA

ABE-OUCHI A., SEGAWA T. & SAITO F. 2007 – Climatic Conditions for modelling the Northern Hemisphere ice sheets throughout the ice age cycle. *Clim. Past*, 3: 423–438.

AHN J. & BROOK E.J. 2008 – Atmospheric CO₂ and climate on millennial time scales during the last glacial period. *Science*, 322: 83–85.

ALVAREZ-SOLAS J., CHARBIT S., RITZ C., PAILLARD D., RAMSTEIN G. & DUMAS C. 2010 – Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nature Geosci.*, 3: 122–126.

BERGER A. & LOUTRE M.F. 1991 – Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297–317.

BERGER A. & LOUTRE M.F. 1997 – Long-term variations in insolation and their effects on climate, the LLN experiments. *Surveys in Geophysics*, 18 (2): 147–161.

BIRCHFIELD G.E., WEERTMAN J. & LUNDE A.T. 1981 – A paleoclimate model of northern hemisphere ice sheets. *Quat. Res.*, 15: 126–142.

BLUNIER T. & BROOK E. 2001 – Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291: 109–112.

BONELLI S., CHARBIT S., KAGEYAMA M., WOILLEZ M.N., RAMSTEIN G., DUMAS C. & QUIQUET A. 2009 – Investigating the evolution of major Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial-interglacial cycle. *Clim. Past*, 5: 329–345.

CARLSON A.E., ULLMAN D.J., ANSLOW F.S., HE F., CLARK P.U., LIU Z. & OTTO-BLIESNER B.L. 2012 – Modeling the surface mass-balance response of the Laurentide Ice Sheet to Bølling warming and its contribution to Meltwater Pulse 1A. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 315–316: 24–29.

COOK K.H. & HELD I.M. 1988 – Stationary Waves of the Ice Age Climate. *J. Clim.*, 1: 807–819.

DE ANGELIS H. & SKVARCA P. 2003 – Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299: 1560–1562.

ELDERFIELD H., GREAVES M., BARKER S., HALL I.R., TRIPATI A., FERRETTI P., CROWHURST S., BOOTH L. & DAUNT C. 2010 – A record of bottom water temperature and seawater $\delta^{18}\text{O}$ for the Southern Ocean over the past 440 kyr based on Mg/Ca of benthic foraminiferal *Uvigerina* spp. *Quat. Sci. Rev.*, 29: 160–169.

ELDERFIELD H., FERRETTI P., GREAVES M., CROWHURST S., MCCAVE I.N., HODELL D. & PIOTROWSKI A.M. 2012 – Evolution of ocean temperature and ice volume through the mid-Pleistocene climate transition. *Science*, 337: 704–709.

EPICA Community Members 2006 – One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444: 195–198.

FELUCH W.W. 2011 – Cykliczne przyczyny zagrożeń gwałtownymi zmianami klimatu. *Zesz. Nauk. SGSP*, 41: 55–79.

GANOPOLSKI A. & CALOV R. 2011 – The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Clim. Past*, 7: 1415–1425.

GANOPOLSKI A., CALOV R. & CLAUSSEN M. 2010 – Simulation of the last glacial cycle with a coupled climate ice-sheet model of intermediate complexity. *Clim. Past*, 6: 229–244.

HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. 1976 – Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194 (4270): 1121–1132. DOI: 10.1126/science.194.4270.1121.

HERBERT T.D., PETERSON L.C., LAWRENCE K.T. & LIU Z. 2010 – Tropical ocean temperatures over the past 3.5 million years. *Science*, 328: 1530–1534.

HERRINGTON A. & POULSEN C. 2012 – Terminating the Last Interglacial: the role of ice sheet-climate feedbacks in a GCM asynchronously coupled to an Ice Sheet Model. *J. Clim.*, 25: 1871–1882.

HUYBERS P. 2011 – Combined obliquity and precession pacing of Late Pleistocene deglaciations. *Nature*, 480: 229–232.

JANIA J. 1993 – Glaciologia. Nauka o lodowcach. PWN, Warszawa.

JANSEN E.J., OVERPECK K.R., BRIFFA K.R., DUPLESSY J.C., JOOS F., MASSON-DELMOTTE V., OLAGO D., OTTO-BLIESNER B., PELTIER W.R., RAHMSTORF S., RAMESH R., RAYNAUD D., RIND D., SOLOMINA O., VILLABA R. & ZHANG D. 2007 – Palaeoclimate. [W:] Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. & Miller H.L. (red.), *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: 433–494.

JOUGHIN I. & ALLEY R.B. 2011 – Stability of the West Antarctic ice sheet in a warming world. *Nature Geosci.*, 4: 506–513.

JOUZEL J., MASSON-DELMOTTE V., CATTANI O., DREYFUS G., FALOURD S., HOFFMANN G., MINSTER B., NOUET J., BARNOLA J.M., CHAPPELLAZ J., FISCHER H., GALLET J.C., JOHNSEN S., LEUENBERGER M., LOULERGUE L., LUETHI D., OERTER H., PARRENIN F., RAISBECK G., RAYNAUD D., SCHWANDER J., SPAHNI R., SOUCHEZ R., SELMO E., SCHILT A., STEFFENSEN J.P., STENNI B., STAUFFER B., STOCKER T.F., TISON J.L., WERNER M. & WOLFF E.W. 2007 – Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years. *Science*, 317 (5839): 793–796. DOI: 10.1126/science.1141038

KAWAMURA K., PARRENIN F., LISIECKI L., UEMURA R., VIMEUX F., SEVERINGHAUS J.P., HUTTERLI M.A., NAKAZAWA T., AOKI S., JOUZEL J., RAYMO M.E., MATSUMOTO K., NAKATA H., MOTOYAMA H., FUJITA S., GOTO-AZUMA K., FUJII Y. & WATANABE O. 2007 – Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448: 912–916.

LASKAR J., ROBUTEL P., JOUDEL F., GASTINEAU M., CORREIA A.C.M. & LEVRARD B. 2004 – A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth. *Astron. Astrophys.*, 428: 261–285.

LISIECKI L.E. 2010 – Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. *Nature Geosci.*, 3: 349–352.

LISIECKI L.E. & RAYMO M.E. 2005 – A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003.

LÜTHI D., LE FLOCH M., BEREITER B., BLUNIER T., BARNOLA J.M., SIEGENTHALER U., RAYNAUD D., JOUZEL J., FISCHER H., KAWAMURA K. & STOCKER T.F. 2008 – High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453 (7193): 379–382. DOI: 10.1038/nature06949.

- MASSON-DELMOTTE V. i in. 2010 – EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quat. Sci. Rev.*, 29: 113–128.
- MASSON-DELMOTTE V., SCHULZ M., ABE-OUCHI A., BEER J., GANOPOLSKI A., GONZÁLEZ ROUCO J.F., JANSEN E., LAMBECK K., LUTERBACHER J., NAISH T., OSBORN T., OTTO-BLIESNER B., QUINN T., RAMESH R., ROJAS M., SHAO X. & TIMMERMANN A. 2013 – Information from Paleoclimate Archives. [W:] Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. Midgley P.M. (red.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: 383–464.
- MULLER R.A. & MACDONALD G.J. 1995 – Glacial cycles and orbital inclination. *Nature*, 377: 107–108.
- MULLER R.A. & MACDONALD G.J. 1997 – Spectrum of 100-kyr Glacial Cycle: Orbital inclination, not eccentricity. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 94: 8329–8334.
- OERLEMANS J. 1980 – Model experiments on the 100,000-yr glacial cycle. *Nature*, 287: 430–432.
- PARRENIN F., MASSON-DELMOTTE V., KÖHLER P., RAYNAUD D., PAILLARD D., SCHWANDER J., BARBANTE C., LANDAIS A., WEGNER A. & JOUZEL J. 2013 – Synchronous change of atmospheric CO₂ and Antarctic temperature during the last deglacial warming. *Science*, 339 (6123): 1060–1063. DOI: 10.1126/science.1226368.
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.I., BARNOLA J.M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS J., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V.M., LEGRAND M., LIPENKOV V., LORIEUS C., PÉPIN L., RITZ C., SALTZMAN E. & STIEVENARD M. 1999 – Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature*, 399: 429–436.
- PHILLIPS K.J.H. 1995 – *Guide to the Sun*. Cambridge University Press.
- POLLARD D. & DECONTO R.M. 2009 – Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature*, 458: 329–332.
- ROE G.H. & LINDZEN R.S. 2001 – The mutual interaction between continental-scale ice sheets and atmospheric stationary waves. *J. Clim.*, 14: 1450–1465.
- ROHLING E.J., GRANT K., BOLSHAW M., ROBERTS A.P., SIDDALL M., HEMLEBEN C. & KUCERA M. 2009 – Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geosci.*, 2: 500–504.
- SCHOOF C. 2012 – Marine ice sheet stability. *J. Fluid Mech.*, 698: 62–72.
- SHAKUN J.D., CLARK P.U., HE F., MARCOTT S.A., MIX A.C., LIU Z., OTTO-BLIESNER B., SCHMITTNER A. & BARD E. 2012 – Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484: 49–54. DOI:10.1038/nature10915.
- SIEGENTHALER U., STOCKER T.F., MONNIN E., LÜTHI D., SCHWANDER J., STAUFFER B., RAYNAUD D., BARNOLA J.M., FISCHER H., MASSON-DELMOTTE V. & JOUZEL J. 2005 – Stable carbon cycle – Climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310 (5752): 1313–1317. DOI:10.1126/science.1120130.
- SOLANKI S.K., USOSKIN I.G., KROMER B., SCHÜSSLER M. & BEER J. 2004 – Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11000 years. *Nature*, 431 (7012): 1084–1087.
- STENNI B., MASSON-DELMOTTE V., SELMO E., OERTER H., MEYER H., RTHLISBERGER R., JOUZEL J., CATTANI O., FALOURD S., FISCHER H., HOFFMANN G., IACUMIN P., JOHNSEN S.J., MINSTER B. & UDIPTI R. 2010 – The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica). *Quat. Sci. Rev.*, 29: 146–159.
- TIMMERMANN A., JUSTINO F., JIN F.F., KREBS U. & GOOSSE H. 2004 – Surface temperature control in the North and tropical Pacific during the last glacial maximum. *Clim. Dyn.*, 23: 353–370.
- TIMMERMANN A., TIMM O., STOTT L. & MENVIEL L. 2009 – The roles of CO₂ and orbital forcing in driving southern hemispheric temperature variations during the last 21 000 yr. *J. Clim.*, 22: 1626–1640.
- TZEDAKIS P.C., WOLFF E.W., SKINNER L.C., BROVKIN V., HODELL D.A., MCMANUS J.F. & RAYNAUD D. 2012 – Can we predict the duration of an interglacial? *Clim. Past*, 8: 1473–1485.
- VAN DEN BERG J., VAN DE WAL R.S.W., MILNE G.A. & OERLEMANS J. 2008 – Effect of isostasy on dynamical ice sheet modeling: A case study for Eurasia. *J. Geoph. Res.-Solid Earth*, 113.
- WATANABE O., JOUZEL J., JOHNSEN S., PARRENIN F., SHOJI H. & YOSHIDA N. 2003 – Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 422: 509–512. WWW.WIKIPEDIA.PL.
- YIN Q.Z., BERGER A., DRIESSCHAERT E., GOOSSE H., LOUTRE M.F. & CRUCIFIX M. 2008 – The Eurasian ice sheet reinforces the East Asian summer monsoon during the interglacial 500 000 years ago. *Clim. Past*, 4: 79–90.
- YIN Q.Z. & BERGER A. 2010 – Insolation and CO₂ contribution to the interglacial climate before and after the Mid-Brunhes Event. *Nature Geosci.*, 3: 243–246.