

Jonathan Cowie

Zmiany klimatyczne

Przyczyny, przebieg i skutki dla człowieka



Zmiany klimatyczne

Jonathan Cowie

Zmiany klimatyczne

Przyczyny, przebieg i skutki dla człowieka

Przełożyła Joanna Wibig



Tytuł oryginału angielskiego
Climate Change. Biological and Human Aspects

Copyright © J. Cowie 2007
All rights reserved

This publication is in copyright. Subject to statutory exception and to the provisions of relevant collective licensing agreements, no reproduction of any part may take place without the written permission of Cambridge University Press.

Redakcja i korekta
Barbara Nowak

Redakcja techniczna
Zofia Kosińska

Redaktor prowadzący
Małgorzata Yamazaki

Skład i łamanie
Pracownia DTP Aneta Osipiak-Wypiór

Podręcznik akademicki dotowany przez Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego

© Copyright for Polish edition by Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego 2009

ISBN 978-83-235-2896-8 (PDF)

Wydanie I

Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego
00-497 Warszawa, ul. Nowy Świat 4
<http://www.wuw.pl>; e-mail: wuw@uw.edu.pl
Dział Handlowy: tel. + 48 22 55 31 333
e-mail: dz.handlowy@uw.edu.pl
Księgarnia internetowa: <http://www.wuw.pl/ksiegarnia>

Spis treści

Wstęp.....	XI
Podziękowania.....	XV
1. Wprowadzenie do zmian klimatu	2
1.1. Pogoda i klimat.....	4
1.2. Efekt cieplarniany.....	4
1.3. Obieg węgla.....	11
1.4. Zmiany naturalne obiegu węgla	19
1.5. Stymulator cyklu zlodowaceń.....	20
1.6. Inne czynniki oddziałujące na klimat.....	26
1.7. Obieg wody, zmiany klimatu i życie organiczne.....	28
1.8. Od teorii do rzeczywistości.....	30
1.9. Literatura	32
2. Podstawowe wskaźniki dawnego klimatu	34
2.1. Biotyczne dane pośrednie pochodzenia lądowego	37
2.1.1. Analiza pierścieni przyrostowych drzew (dendrochronologia)	37
2.1.2. Dendrochronologia izotopowa	40
2.1.3. Kształt liścia (morfologia).....	42
2.1.4. Fizjologia liści	43
2.1.5. Analiza pyłku i spor	44
2.1.6. Gatunki jako dane pośrednie	46
2.2. Biotyczne morskie źródła danych pośrednich o klimacie	48
2.2.1. Analiza izotopu ¹⁸ O w otwornicach i koralowcach.....	49
2.2.2. Analiza alkenowa.....	53
2.3. Wskaźniki abiotyczne	53
2.3.1. Skład izotopowy wody	53
2.3.2. Odwierty	55
2.3.3. Dwutlenek węgla i metan jako czynniki decydujące o paleoklimacie.....	55
2.3.4. Pył jako wskaźnik suchego i wilgotnego klimatu	57

2.4.	Inne wskaźniki.....	57
2.5.	Interpretacja wskaźników	57
2.6.	Podsumowanie	58
2.7.	Literatura	59
3.	Zmiany klimatu w przeszłości.....	60
3.1.	Klimat i biosfera w hadeiku i archaiku (4,6–2,5 mld lat temu).....	61
3.1.1.	Ziemia przed powstaniem życia (4,6–3,8 mld lat temu)	61
3.1.2.	Wczesne życie na Ziemi (3,8–2,3 mld lat temu).....	62
3.2.	Główne biologiczno-klimatyczne zdarzenia proterozoiku (2,5–0,542 mld lat temu)	65
3.2.1.	Przejście od biosfery beztlenowej do tlenowej (2,6–1,7 mld lat temu).....	65
3.2.2.	Ziemia tlenowa (od 1,7 mld lat).....	67
3.3.	Główne zdarzenia bioklimatyczne fanerozoiku (540–2 mln lat temu).....	70
3.3.1.	Wymieranie w późnym ordowiku (455–435 mln lat temu)	70
3.3.2.	Wymieranie w późnym dewonie (365–363,5 mln lat temu)	71
3.3.3.	Rośliny naczyniowe i ubytek atmosferycznego dwutlenku węgla (350–275 mln lat temu)	71
3.3.4.	Zlodowacenie permsko-karbońskie (330–250 mln lat temu).....	73
3.3.5.	Wymieranie pod koniec permu (251 mln lat temu)	74
3.3.6.	Wymieranie pod koniec triasu (205 mln lat temu).....	76
3.3.7.	Wymieranie w toarku (wczesna jura, 184 mln lat temu).....	77
3.3.8.	Wymieranie kredowo-trzeciorzędowe (65,6 mln lat temu)	78
3.3.9.	Klimatyczne maksimum eocenu (55–54,8 mln lat temu)	81
3.3.10.	Wymieranie eoceńsko-oligoceńskie (35 lub 33,9 mln lat temu)	90
3.3.11.	Ekspansja traw C4 w późnym miocenie (14–9 mln lat temu)	91
3.4.	Podsumowanie	95
3.5.	Literatura	96
4.	Od oligocenu do czwartorzędu: klimat i biosfera	100
4.1.	Oligocen (33,9–23,03 mln lat temu).....	101
4.2.	Koniec miocenu (9–5,3 mln lat temu).....	103
4.3.	Pliocen (5,3–1,8 mln lat temu).....	104
4.4.	Współczesna epoka lodowa.....	107
4.5.	Ostatnie zlodowacenie.....	112
4.5.1.	Temperatura, dwutlenek węgla i ich koincydencja w czasie.....	112
4.5.2.	Lód i poziom morza.....	114
4.5.3.	Zmiany temperatury podczas zlodowacenia	115
4.5.4.	Wpływ ostatniego zlodowacenia na życie biologiczne i środowisko	125
4.6.	Klimat w interglacjalach i klimat obecny.....	131
4.6.1.	Poprzednie interglacjalny	131
4.6.2.	Alleröd, Bölling i młodszy dryas (14 600–11 600 lat temu).....	135
4.6.3.	Holocen (od 11 500 lat temu do rewolucji przemysłowej)	140
4.6.4.	Reakcja biosfery na transformację od maksimum ostatniego zlodowacenia do holocenu.....	148
4.7.	Podsumowanie	157
4.8.	Literatura	158

5. Współczesne zmiany klimatu i biosfery.....	162
5.1. Współczesne zmiany klimatu.....	161
5.1.1. Druga połowa Małej Epoki Lodowej.....	161
5.1.2. Klimat XX w.	167
5.1.3. Klimat XXI w.	167
5.1.4. Interglacja holoceni po XXI w.	167
5.1.5. Podsumowanie holocenu.....	169
5.2. Zmiany społeczne na skutek holocenijskich zmian klimatu.....	170
5.2.1. Wpływ klimatu na wczesne cywilizacje.....	170
5.2.2. Wpływ Małej Epoki Lodowej na życie człowieka.....	171
5.2.3. Dwudziestowieczny wzrost ocieplenia antropogenicznego.....	177
5.3. Klimat i <i>Business as Usual</i> w XXI w.	178
5.3.1. IPCC – <i>Business as Usual</i>	178
5.3.2. Wątpliwości i wnioski IPCC.....	188
5.4. Współczesny wpływ człowieka na obieg węgla.....	195
5.4.1. Dwutlenek węgla.....	195
5.4.2. Metan.....	199
5.4.3. Halowęglowodory.....	199
5.4.4. Podtlenek azotu.....	190
5.5. Literatura.....	200
6. Współczesne ocieplenie i jego przyszłe konsekwencje.....	202
6.1. Biologiczne symptomy współczesnego ocieplenia.....	203
6.1.1. Współczesna reakcja lasów borealnych.....	203
6.1.2. Współczesna reakcja lasów deszczowych strefy gorącej.....	205
6.1.3. Biologiczny wymiar skutków zmian klimatu.....	206
6.1.4. Fenologia.....	209
6.1.5. Zmiany zasięgów gatunków i całych zbiorowości.....	210
6.2. Studium przypadku: klimat i środowisko naturalne w USA.....	221
6.3. Studium przypadku: klimat i ekosystemy naturalne w Wielkiej Brytanii.....	230
6.4. Reakcja biosfery na zmiany stężenia gazów cieplarnianych po XXI w.	240
6.5. Możliwe niespodziewane reakcje na zmiany stężenia gazów cieplarnianych w XXI w. i później.....	241
6.5.1. Ekstremalne zdarzenia pogodowe.....	241
6.5.2. Gazy cieplarniane.....	244
6.5.3. Wzrost poziomu morza.....	245
6.5.4. Hydrat metanu.....	252
6.5.5. Wulkany.....	255
6.5.6. Cyrkulacja atmosferyczna i oceaniczna.....	258
6.5.7. Kwasowość oceanu.....	262
6.5.8. Prawdopodobieństwo niespodzianek.....	264
6.6. Literatura.....	266

7. Ekologia człowieka i zmiany klimatu.....	270
7.1. Liczba ludności (w przeszłości, obecnie i w przyszłości) i jej wpływ na środowisko.....	271
7.1.1. Liczba ludności i wpływ na środowisko	271
7.1.2. Ludność w przeszłości i obecnie.....	279
7.1.3. Liczba ludności w przyszłości.....	281
7.1.4. Żywność	284
7.1.5. Wpływ na inne gatunki.....	286
7.2. Źródła energii.....	288
7.2.1. Źródła energii – kontekst historyczny	288
7.2.2. Źródła energii w przyszłości	293
7.3. Zmiana klimatu a zdrowie człowieka	299
7.3.1. Ekstremalne zjawiska pogodowe a zdrowie.....	301
7.3.2. Zmiany klimatu a choroby	307
7.3.3. Powodzie i zdrowie	314
7.3.4. Susze	320
7.4. Zmiany klimatu i bezpieczeństwo żywnościowe.....	320
7.4.1. Bezpieczeństwo żywnościowe dawniej i dziś	320
7.4.2. Bezpieczeństwo żywnościowe i zmiany klimatu w przyszłości.....	322
7.5. Biologia redukcji antropogenicznych zmian klimatu	328
7.5.1. Fotosynteza lądowa i węgiel w glebie	328
7.5.2. Manipulowanie fotosyntezą morską.....	333
7.5.3. Biopaliwa.....	333
7.6. Podsumowanie i wnioski	336
7.7. Literatura	337
8. Zrównoważony rozwój i polityka.....	340
8.1. Polityczne aspekty zrównoważonego rozwoju	341
8.1.1. Konferencja ONZ na temat Środowiska Człowieka (1972).....	341
8.1.2. Raport „Granice wzrostu” Klubu Rzymskiego (1972).....	344
8.1.3. Światowa Konferencja Klimatyczna (1979).....	345
8.1.4. Światowa Strategia Ochrony	345
8.1.5. Raport Brandta – Północ-Południe, program na przetrwanie.....	346
8.1.6. Raport Brundtland, Światowej Komisji ds. Środowiska i Rozwoju, 1987.....	347
8.1.7. Konferencja ONZ na temat środowiska i rozwoju – Rio de Janeiro (1992)	348
8.1.8. Protokół z Kioto (1997)	349
8.1.9. Szczyt w Johannesburgu – UNCED+10 (2002).....	351
8.1.10. Po roku 2002.....	352
8.2. Zrównoważony rozwój energii a węgiel (globalnie)	353
8.2.1. Szanse na oszczędności z powodu zmian użytkowania ziemi	356
8.2.2. Perspektywy oszczędności na skutek poprawy efektywności energii	356
8.2.3. Perspektywy oszczędności paliw kopalnych dzięki energii odnawialnej.....	360
8.2.4. Perspektywy technologii wychwytywania węgla	361
8.2.5. Perspektywy opcji jądrowych.....	364
8.2.6. Perspektywy zmniejszenia emisji kopalnego węgla do 2025 roku.....	368

8.3. Polityka energetyczna i węgiel	369
8.3.1. Studium przypadku – USA	371
8.3.2. Studium przypadku – Wielka Brytania	374
8.3.3. Studium przypadku – Chiny i Indie	382
8.4. Opcje energetyczne możliwe w przyszłości	386
8.4.1. Zarządzanie emisjami węgla z paliw kopalnych – skala problemu	386
8.4.2. Przyszłość paliw kopalnych	388
8.4.3. Przyszłość energii jądrowej	389
8.4.4. Przyszłość energii odnawialnej	390
8.4.5. Przyszłość niskoenergetyczna	391
8.4.6. Możliwe opcje energetyczne i gazy cieplarniane w przyszłości	392
8.5. Zmiany społeczne i biologiczne w przyszłości	393
8.5.1. Lepsze i gorsze strony przystosowania do skutków zmian w przyszłości	396
8.5.2. Zmiany klimatu i zdrowie człowieka w przyszłości	400
8.5.3. Wpływ klimatu i ekologii człowieka na przyrodę w przyszłości	400
8.5.4. Redukcja antropogenicznej emisji gazów cieplarnianych w przyszłości	402
8.5.5. Wnioski końcowe	403
8.6. Literatura	404
Aneks 1. Słowniczek i skróty	407
Słowniczek	407
Skróty	411
Aneks 2. Chronologia biogeograficzna	415
Aneks 3. Ocena zapotrzebowania na energię i jej dostaw oraz rzędy wielkości	419
Ocena zapotrzebowania na energię i jej dostawy	419
Rzędy wielkości	420
Źródła	420
Aneks 4. Raport IPCC z 2007 r.	421
Literatura	422
Indeks rzeczowy	423
Indeks nazwisk	434

Wstęp

Tematem tej książki jest biologia i ekologia człowieka oraz ich powiązanie ze zmianami klimatu. W miarę czytania dowiesz się Czytelniku, że konsekwencje zmian klimatu są jednym z najbardziej naglących i fascynujących naukowych wyzwań naszych czasów – temat ten przecież jest i dla Ciebie interesujący, inaczej nie wzięłbyś tej książki do ręki. O zmianach klimatu napisano wiele prac, prawie wszystkie, poza obszernymi raportami IPCC, koncentrują się na specjalistycznych aspektach klimatu: pogodzie, paleoklimatologii, modelowaniu itp. Nawet książki dotyczące biologicznych aspektów zmian klimatu są zwykle zbyt specjalistyczne, ukierunkowane na rolnictwo, zdrowie lub paleoekologię. Są znakomite pod warunkiem, że dotyczą kwestii, którymi czytelnik jest szczególnie zainteresowany. Jednakże biologiczne aspekty zmian klimatu obejmują tak ogromną gamę zagadnień, że przeciętny student lub specjalista ma trudności ze znalezieniem publikacji dającej szersze na nie spojrzenie. Przed podobnym problemem stają zainteresowani zmianami klimatycznymi specjaliści, reprezentujący inne dyscypliny niż biologia: geolodzy, geografowie, chemicy atmosfery, a także politycy i ich eksperci, przedstawiciele przemysłu energetycznego, mający zmierzyć się ze skutkami zmian klimatu dla naszego własnego gatunku i jego społecznych i ekonomicznych obszarów aktywności.

Specjalistyczne teksty odwołują się głównie do specjalistycznych czasopism. Bardzo niewiele bibliotek uniwersyteckich lub instytutów badawczych ma je w swoich zbiorach. Szczęśliwie, czasopisma o wysokim wskaźniku cytowań i wielodyscyplinarne, jak „Science” i „Nature”, publikujące prace, dotyczące zmian klimatu (szczególnie, gdy dotyczą one odkryć przełomowych), są dostępne we wszystkich bibliotekach akademickich, przynajmniej w anglojęzycznym świecie. Zatem zdobycie podstawowej wiedzy na temat biologicznych aspektów (w szerokim znaczeniu tego słowa) zmian klimatu jest możliwe, jeśli tylko zdecydujemy się przebrnąć przez kilka numerów roczników tych czasopism.

Moim zdaniem zaletami tej książki są: szeroka perspektywa biologiczna, tendencja do powoływania się na czasopisma o wysokim wskaźniku cytowań (choć zawiera również odwołania do publikacji specjalistycznych) i sposób prezentacji

(mam nadzieję zrozumiały dla studentów studiów pierwszego stopnia i specjalistów z dziedzin pokrewnych). Sposób prezentacji powinien odpowiadać zarówno specjalistom biologii, jak i przedstawicielom innych dziedzin. Niespecjalistom przed przystąpieniem do lektury gorąco polecam zaznajomienie się z aneksami umieszczonymi na końcu!

Książka może być jedynie wstępem do biologii i ekologii człowieka – w przeszłości, obecnie i w przyszłości – w aspekcie zmian klimatu. Czytelnicy poszukujący bardziej szczegółowej wiedzy na temat jakiegoś konkretnego problemu mogą rozpocząć dalsze studia od spisu literatury umieszczonego po każdym rozdziale.

Styl tej książki różni się od stylu innych podręczników. Czytając ją systematycznie od początku do końca, odnosi się wrażenie, że zawiera wiele powtórzeń. Taka ocena jest tylko częściowo słuszna. Prawdą jest, że liczne są w tej książce odwołania do innych rozdziałów i podrozdziałów. Mają one służyć specjalistom poszukującym wybranych wątków, pragnącym spojrzeć na swoją pracę w szerszym kontekście, a także studentom przygotowujących prace seminaryjne, analitykom politycznym lub decydentom poszukującym danych na temat specyficznych oddziaływań między człowiekiem a klimatem. Właściwie ta książka jest napisana głównie, jeśli nie wyłącznie, dla osób pragnących zgłębić tę problematykę, a nie tych czytających od deski do deski.

Jest inny powód, dla którego ta książka wydaje się pełna powtórzeń, choć w rzeczywistości tak nie jest. Źródło tkwi w trudnościach, jakie napotykają naukowcy, próbujący uzasadnić, że działalność człowieka rzeczywiście wpływa na klimat Ziemi. Niestety, nie ma ani jednego dowodu pozwalającego na uznanie słuszności tej tezy. W konsekwencji – przeciwnicy tego poglądu mogą powoływać się na pozornie nietypowe zjawiska, na przykład na to, że na jakimś niewielkim obszarze kraju klimat uległ w ostatnim czasie ochłodzeniu lub, że Ziemia była cieplejsza w przeszłości, albo że występowały naprzemiennie okresy chłodu i ocieplenia. Każde z tych zjawisk pojedynczo może być prawdziwe, ale razem nie dają one ogólnego obrazu obecnego stanu rzeczy. Zamiast więc jednego, bezspornego argumentu, do którego można by się odwołać w tym sporze, mamy do czynienia z wielką ilością danych pochodzących z bardzo rozmaitych źródeł. Na przykład, istnieje wiele odrębnych świadectw geologicznych z różnych okresów historii Ziemi, z rozmaitych miejsc naszego globu. Począwszy od rdzeni lodowych i skamieniałości do dowodów izotopowych w wielu typach osadów. Istnieje także ogromna liczba świadectw biologicznych, począwszy od opisu reakcji gatunków na zmiany sezonowe, po dowody genetyczne pozwalające na odtworzenie dróg migracji spowodowanych zmianami klimatu. Do tej kategorii świadectw należą także dzieje naszego współzawodnictwa z innymi gatunkami o różne zasoby oraz sposób, w jaki obserwowane zmiany ekologii człowieka i całych społeczności wiązały się z dawnymi zmianami klimatycznymi. Ogromna liczba dowodów pokazuje, że zmiany stężenia gazów cieplarnianych i/lub klimatu wpływały na życie organizmów zamieszkujących Ziemię w przeszłości. Podobne zjawisko zachodzi obecnie, a analizując przeszłość można przewidywać, co zdarzy się w przyszłości. Także w tym przypadku argumenty wydają się bardzo spójne. Czasem czytelnikom może się wydawać, że była już o tym mowa, podczas gdy za każdym razem zmienia się perspektywa, z jakiej problem jest prezentowany, choć analiza dowodów prowadzi do tego samego wniosku.

Ponieważ jednak dysponujemy tak wielką liczbą danych składających się na obraz ogólny, niektórzy czytelnicy tej książki mogą odczuwać brak tych należących do obszaru ich zainteresowań, lub uważać, że nie zostały one uwzględnione w odpowiednim stopniu. Przyczyną tej sytuacji jest rozległość tematu, a nie niedocenienie przeze mnie znaczenia jakiegoś aspektu zmian klimatu.

To, że podobne tematy pojawiają się w różnych obszarach badań poszczególnych aspektów zmian klimatu i związanych z nimi zmian biologicznych, jest w pewnym sensie komfortowe (umożliwia to, jak się wydaje, stałe zwiększanie naszej wiedzy i uzyskanie coraz bardziej spójnego obrazu całości). Ale z innego punktu widzenia jest to frustrujące. Przez lata dyskutowałem z różnymi naukowcami reprezentującymi wiele odrębnych dziedzin. Częściowo z powodu mojej pracy (analiza polityczna i lobbowanie na rzecz nauki dla towarzystw naukowych w Wielkiej Brytanii, a przedtem zarządzanie naukowym czasopismem i wydawnictwem książkowym), a częściowo dlatego, że interesowało mnie uczestniczenie w sympozjach poświęconych biosferze i problemom energetycznym (przypomina to zagładanie przez ramię naukowcom różnych specjalności i śledzenie, co dzieje się w ich laboratoriach oraz jakie są najnowsze odkrycia w ich dziedzinach). Istotne jest, że wszyscy naukowcy związani z klimatem zmierzali do podobnych konkluzji, niezależnie od tego, czy zajmowali się cyrkulacją oceaniczną, kriosferą (lodem i lodowcami), lasami tropikalnymi, czy czymś innym. Mówili to samo, co ich koledzy reprezentujący inne dziedziny, ale jednocześnie nie dostrzegali, że ich wnioski są tak zgodne. Na przykład, wszyscy zauważali, że znaleźliśmy się na rozdrożu. Zbliżamy się do punktu, w którym (często zależnie od innych czynników) mogą pojawić się gwałtowne zmiany. Może trochę rozczarowywać, że wybitni specjaliści często obawiają się opinii kolegów, reprezentujących inne dyscypliny. (Według mnie, wynika to głównie z nacisków, jakim poddawana jest obecnie nauka, a nie z powodu wysokiego poziomu kompetencji, jaki ci specjaliści prezentują w swoich dziedzinach. Naukowcy często nie mają czasu, aby spojrzeć na swoją pracę z szerszej perspektywy). To, że nauka jest tak podzielona, utrudnia dyskusje interdyscyplinarne, które przecież – gdy mają solidne podstawy naukowe – bywają wyjątkowo owocne.

Czytelniku, teraz zapewne już się domyślasz, jakie były moje motywy, gdy przygotowywałem tę książkę. Pytanie, które pozostanie dla mnie otwarte, brzmi: czy lektura tej książki wpłynęła w jakikolwiek sposób na Twój własny stosunek do tej problematyki i ułatwiła Ci jej zrozumienie? Ponieważ jest całkiem prawdopodobne, że w niedalekiej przyszłości zetknę się przynajmniej z niektórymi z Was, być może dane mi będzie samemu się o tym przekonać. Mam nadzieję, że dla Czytelników tej książki jej temat okaże się równie fascynujący jak dla mnie.

JONATHAN COWIE

www.science-com.concatenation.org

Podziękowania

Chciałbym bardzo serdecznie podziękować osobom zajmującym się naukami biologicznymi w Wielkiej Brytanii, z którymi współpracowałem przygotowując tę książkę. W szczególności chciałbym podziękować licznym członkom komitetów naukowych Instytutu Biologii od lat 90. XX w. oraz członkom Brytyjskiego Towarzystwa Ekologicznego (*British Ecological Society*) i Towarzystwa Geologicznego (*Geological Society*) w Londynie. Specjalne podziękowania należą się wszystkim, którzy informowali mnie o warsztatach i sympozjach dotyczących zarówno zagadnień klimatycznych i energetycznych, jak i biologicznych (a czasem nawet na nie zapraszali). Kontakty te były dla mnie bardzo pożyteczne: wiele dostarczyło mi nowych pomysłów, a wszystkie ułatwiały ich weryfikację. Bardzo dziękuję.

Ta książka zawdzięcza również wiele różnym instytucjom naukowym. W Wielkiej Brytanii upublicznianie danych pochodzących z badań finansowanych ze środków publicznych (nawet dla celów edukacyjnych i politycznych) jest bardzo ograniczone. Inaczej jest w USA i dlatego tak cenny był dla mnie otwarty dostęp do danych paleoklimatycznych National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), których użyłem do opracowania niektórych wykresów. Zainteresowani mogą odwiedzić stronę internetową www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html. Jestem również wdzięczny obecnemu (2006) naczelnemu dyrektorowi Agencji Środowiska Wielkiej Brytanii, bez którego rysunek 6.5 nie mógłby się pojawić w tej książce! Wiele instytucji przysłało mi kopie artykułów (w postaci pdf-ów wysłanych mailem). Jest ich zbyt wiele, by je wszystkie wymienić, ale komplet udostępnionych mi artykułów został umieszczony w spisie literatury.

Jak wspomniałem w wstępie, kiedy tylko było to możliwe, korzystałem z raportów, których wiele opublikowano w Internecie, lub z czasopism o wysokim współczynniku cytowań, dostępnych w uniwersyteckich bibliotekach (które z kolei cytują artykuły umieszczone w bardziej specjalistycznych czasopismach). Wykorzystałem również liczne prasowe doniesienia Światowej Organizacji Zdrowia (WHO), gromadzone w ciągu dwudziestolecia, w którym zajmowałem się polityką naukową, a także otrzymywane bezpośrednio z WHO. Nie ma ich w bibliotekach uniwersyteckich, można je znaleźć na stronie www.who.int/mediacentre/news/en.

Chciałbym także wspomnieć o przyjaznych i pomocnych pracownikach Imperial College w Londynie, których praca zasługuje na najwyższe uznanie. Podziękowania należą się również osobom, które ułatwiły mi wizyty w różnych instytucjach w Wielkiej Brytanii i za granicą, począwszy od tradycyjnych elektrowni, hydroelektrowni i elektrowni jądrowych, poprzez specjalistyczne ośrodki naukowe (w dosłownym, a nie tylko technicznym znaczeniu tego słowa), po placówki edukacyjne.

Na zakończenie szczególnie dziękuję wydawnictwu Cambridge University Press, a także redaktorowi Nikowi Prowse'owi za pracę nad rękopisem. Co prawda, lubię myśleć, że daleko zaszedłem już na swojej drodze pisarskiej, ale z wielką wdzięcznością przyjmuję wszelkie zabiegi redakcyjne prowadzące do wygładzenia tekstu. Nik był szalenie pomocny w standaryzowaniu literatury i prezentacji. Naprawdę bardzo cenię dobrych redaktorów (wszyscy powinniśmy doceniać ich pracę), a szczególnie tych, którzy zawsze starają się nadać tekstom doskonalszą postać. Z nadzieją, że zostanie to zauważone.

JONATHAN COWIE



- 1.1. Pogoda i klimat
- 1.2. Efekt cieplarniany
- 1.3. Obieg węgla
- 1.4. Zmiany naturalne obiegu węgla
- 1.5. Stymulator cyklu zlodowaceń
- 1.6. Inne czynniki oddziałujące na klimat
- 1.7. Obieg wody, zmiany klimatu i życie organiczne
- 1.8. Od teorii do rzeczywistości
- 1.9. Literatura

1

Wprowadzenie do zmian klimatu

Prawie wszędzie na powierzchni Ziemi można znaleźć ślady życia. Nawet w tych regionach, które dziś wydają się jałowe, natrafiamy na dowody jego istnienia w przeszłości: skamieniałości, węgiel lub kredę. I prawie zawsze pozostałości organizmów sprzed dziesiątków, tysięcy lub milionów lat są odmienne od tych, które możemy spotkać dzisiaj. Dlaczego? Istnieje wiele przyczyn, a jedną z nich jest ewolucja. Jednakże głównym powodem, dla którego pewne gatunki (np. drzewa liściaste, a nie iglaste) występują w jednym miejscu, a nie pojawiają się w innym, jest klimat – podstawowy czynnik decydujący o procesach biologicznych. Dlatego główną przyczyną, dla której na danym obszarze 5000, 50 000, 500 000 lub 5 000 000 lat temu występowały różne gatunki, była zmienność warunków klimatycznych.

Można też odwrócić tok rozumowania i wykorzystać ślady dawnego życia biologicznego do badania klimatu w przeszłości. Biosfera oddziałuje na klimat: na przykład ekspansja lasów deszczowych zwiększa parowanie i zmienia bilans wody w zlewni, co czyni klimat tego obszaru innym niż byłby, gdyby nie roślinność. Klimat i biosfera kształtują się nawzajem.

Spójrzmy na to z innej strony. Wszystkie żywe organizmy rozwijają się w określonych warunkach termicznych i tolerują w swoim cyklu życiowym temperaturę z pewnego zakresu. Ponadto wymagają odpowiedniej ilości wody, a jej dostępność na kontynentach zależy od warunków klimatycznych. Już te dwa elementy: temperatura i dostępność wody, pokazują, jak ważny jest klimat dla przestrzennego rozkładu występowania, zarówno poszczególnych gatunków, jak i całych zbiorowości.

Jeśli klimat jest tak istotny, to jego zmiany mogą być czynnikiem decydującym o prawdopodobieństwie napotkania określonych gatunków na danym terenie. Fakt występowania pewnych zbiorowości, obecnie lub w przeszłości, można również wykorzystać jako wskaźnik panujących tam warunków klimatycznych. Ta współzależność biosfery i klimatu ma fundamentalne znaczenie. Dotyczy wszystkich gatunków, łącznie, o czym czasem zapominamy, z naszym własnym *Homo sapiens*. Nie zawsze pamiętamy, że na wszystkich kontynentach, oprócz Antarktydy, możemy napotkać pozostałości opuszczonych osad i ślady zaniku dawnych

cywilizacji. Te społeczności rozkwitły, a potem zniknęły, głównie z powodu zmian klimatu.

Jeśli nie zawsze rozumieliśmy, jak bardzo organizmy żywe, także społeczności ludzkie, są poddane kaprysom zmian klimatu, to teraz uświadamiamy sobie, że obecnie człowiek wpływa na klimat w sposób, którego skutki środowisko odczuwa w skali zarówno regionalnej, jak i globalnej, a to z kolei odbija się na człowieku. Dlatego nasza uwaga koncentruje się na badaniu, jak organizmy żywe, w tym człowiek, oddziałują na klimat. W dalszej części książki zobaczymy, że biologia i nauki o środowisku, nawiązujące do ekologii i klimatu, dostarczają nam wiedzy o klimacie w przeszłości i jego zmienności (tę naukę nazywamy paleoklimatologia), która może rzucić światło na to, jaki wpływ mają nasze obecne działania na klimat w przyszłości. Jeśli chcemy zadbać o przyszłość człowieka na Ziemi, może to być informacja bezcenna.

1.1. Pogoda i klimat

Badania natury zmian klimatu wymagają wyjaśnienia, czym różni się on od pogody. Pogoda jest codziennym przejawem klimatu. Klimat danego regionu jest określony przez średnie wieloletnie warunki pogodowe z uwzględnieniem zmian sezonowych. Pogoda jest ze swej natury bardzo zmienna: gdyby była bardziej stabilna, nie mielibyśmy tylu problemów z jakością długoterminowych prognoz. Jeśli klimat danego obszaru ulega zmianie, to te zmiany jesteśmy w stanie zauważyć dopiero po długim czasie, potrzebnym do odróżnienia długoterminowych przekształceń klimatu od naturalnej zmienności pogody. Fizycy i inżynierowie definiują ten problem jako stosunek sygnału do szumu, istotny również w przypadku prądów elektrycznych lub fal elektromagnetycznych w pasmach nadawania stacji radiowych lub widmach promieniowania ciał niebieskich. W przypadku zmian klimatu trudność polega na odróżnieniu sygnału klimatycznego od szumu wynikającego ze zmienności pogody. Na przykład, jedno bardzo gorące lato (lub susza, lub silny monsun, lub...) nie świadczy jeszcze o zmianie warunków klimatycznych. Inaczej, gdy gorące lata powtarzają się przez dziesięć lub więcej lat.

Zanim przystąpimy do badania zmian klimatu, zwłaszcza w kontekście współczesnych problemów, musimy wyjaśnić pewne terminy i opisać procesy prowadzące do współczesnego ocieplenia.

1.2. Efekt cieplarniany

Efekt cieplarniany nie jest zjawiskiem ubocznym związanym jedynie ze współczesnym ociepleniem. Jest on mechanizmem napędowym naturalnego ziemskiego systemu klimatycznego, konsekwencją istnienia atmosfery, a atmosfera jest miejscem, w którym przejawia się klimat.

Odkrycie efektu cieplarnianego przypisuje się francuskiemu matematykowi, Janowi Baptyscie Józefowi Fourierowi (nie mylić ze współczesnym mu chemikiem o tym samym nazwisku). W swoich dwóch artykułach (Fourier, 1824, 1827) opisał

on, jak atmosfera przyczynia się do ocieplenia planety. O mały włos artykuły te nie powstałyby. Podczas rewolucji francuskiej Fourierowi groziło zgilotynowanie i jedynie fakt, że zgilotynowano tych, którzy na niego donieśli, pozwolił mu uniknąć śmierci.

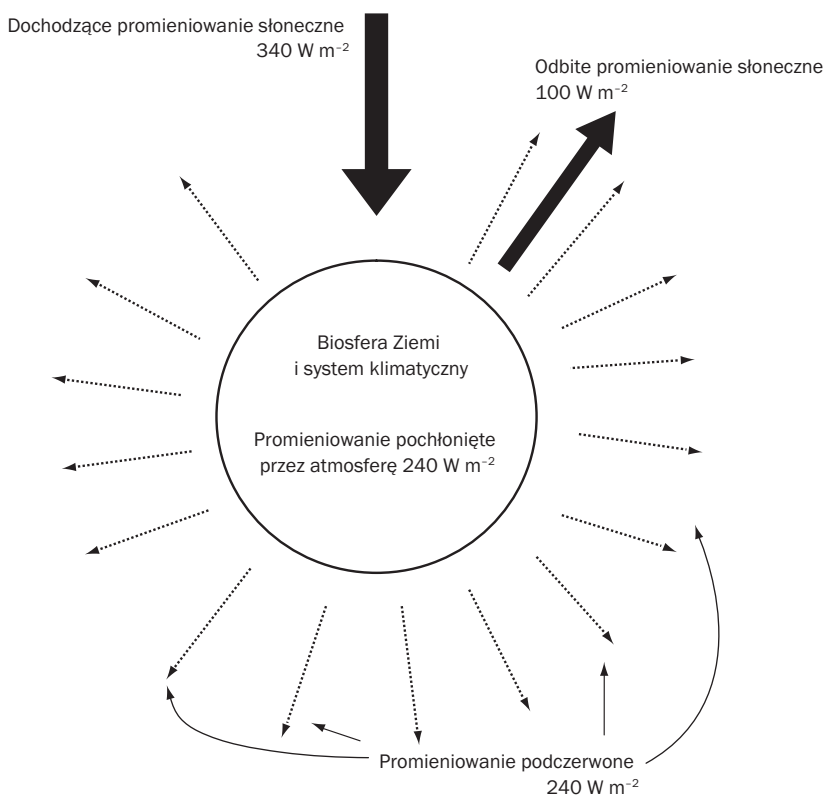
Dobrym sposobem na zilustrowanie efektu cieplarnianego jest rozważenie, jakie warunki panowałyby na Ziemi pozbawionej atmosfery. To jest dużo prostsze, niż się wydaje na pierwszy rzut oka. Musimy jedynie przebyć 384 400 km (lub 238 856 mil) dzielących nas od Księżyca i przyrzeć się panującym tam warunkom. W pozbawionym powietrza środowisku (ciśnienie atmosferyczne na powierzchni Księżyca wynosi jedną bilionową – 10^{-12} ciśnienia przy powierzchni Ziemi) temperatura w ciągu dnia osiąga 390 K (117°C), a w nocy spada do 100 K (–173°C), dając średnią około 245 K (–28°C). Podczas księżycowego dnia promieniowanie słoneczne jest częściowo odbijane od powierzchni skał, a częściowo przez nią absorbowane, ogrzewając skały, które następnie wypromieniowują energię w przestrzeń kosmiczną. Całkowity dopływ energii równa się całkowitemu odpływowi. Jednakże średnia temperatura powierzchni Ziemi jest wyższa i wynosi około 288 K (15°C). Atmosfera ziemska powoduje, że temperatura powierzchni Ziemi jest wyższa prawie o 43 K (43°C). Ogrzanie to jest skutkiem istnienia atmosfery ziemskiej. Jest to naturalne zjawisko, które, choć z różną intensywnością, występowało w atmosferze ziemskiej zawsze, ponieważ nie cała energia promieniowania dochodząca do powierzchni naszej planety od Słońca odbija się z powrotem i ucieka w przestrzeń kosmiczną. Atmosfera pochłania pewną część tej energii, podobnie jak skały na Księżycu. Pochłanianie w atmosferze jest znacznie większe, ponieważ jest ona przezroczysta dla promieniowania o wyższych częstościach, a nieprzezroczysta dla innych, niższych częstości. Skały na Księżycu są całkowicie nieprzezroczyste dla promieniowania słonecznego, dlatego ogrzewa się jedynie powierzchnia skał, a nie ich grubsza warstwa.

Część promieniowania odbitego od powierzchni lub wyemitowanego w postaci promieniowania podczerwonego w dolnej atmosferze zostaje uwięziona w atmosferze dlatego, że promieniowanie z takiego, dla którego atmosfera jest przezroczysta, przekształca się w takie, dla którego atmosfera nie jest w pełni przezroczysta. Fotony mają różne energie. Energia (E) promieniowania elektromagnetycznego (światła, promieniowania cieplnego lub innych typów promieniowania) jest proporcjonalna do jego częstotliwości (ν) lub barwy, przy czym współczynnikiem proporcjonalności jest stała Plancka (h , równa $6,626 \times 10^{-34}$ J s). Atmosfera jest przezroczysta dla światła o pewnych wartościach częstotliwości, a nieprzezroczysta dla innych, zatem promieniowanie o wyższej energii może opuścić atmosferę i uciec w przestrzeń kosmiczną dużo łatwiej niż niskoenergetyczne promieniowanie podczerwone (cieplne). Matematyczna relacja między energią fotonu światła (lub promieniowania elektromagnetycznego o innej długości) a jego częstotliwością została sformułowana, długo po śmierci Fouriera, w 1902 r. przez niemieckiego fizyka, Maxa Plancka. Przedstawia ją następujące proste równanie:

$$E = h \nu$$

gdzie E (energia) w dżulach, a ν (częstość) w hercach.

Gdy promieniowanie słoneczne pada na cząstki pyłów lub kropelki wody w atmosferze lub powierzchnię ziemi, jest przez nie pochłaniane. Z kolei promieniowanie emitowane przez pyły, kropelki, czy powierzchnię ziemi ma niższą energię (i niższą częstotliwość). Atmosfera przezroczysta dla dużych częstotliwości jest nieprzezroczysta dla niższych, cieplnych częstotliwości, pochłania je i w ten sposób ogrzewa się. W rezultacie atmosfera działa jak koc zatrzymujący promieniowanie o niskich częstotliwościach (p. rys. 1.1). Jej działanie jest takie jak szyby w szklarni – pozwala na przenikanie światła o wysokich częstotliwościach, a zatrzymuje niskoenergetyczne promieniowanie ciepłe; stąd termin efekt cieplarniany. Dlatego te składniki atmosfery, które pochłaniają promieniowanie o małych częstotliwościach noszą nazwę gazów cieplarnianych (lub szklarniowych). Irlandzki badacz, John Tyndall w 1861 r., opisał efekt cieplarniany wywierany przez pewne gazy (Tyndall, 1861) i z sukcesem oszacował ich własności pochłaniania ciepła.



RYSUNEK 1.1. Dopytyw energii słonecznej i jej bilans w atmosferze. Nie całe promieniowanie słoneczne padające na powierzchnię Ziemi jest odbijane z powrotem w przestrzeń kosmiczną. Część jest emitowana w postaci promieniowania podczerwonego o mniejszej energii i pochłaniana przez atmosferę, czego skutkiem jest jej ogrzanie. Uwaga: Promieniowanie słoneczne dociera do górnej granicy atmosfery z natężeniem 1370 W m^{-2} . Jednak Ziemia jest obracającą się kulą, a nie płaską powierzchnią, więc średnio na jednostkę powierzchni Ziemi natężenie promieniowania słonecznego wynosi 340 W m^{-2}

Znamy wiele gazów cieplarnianych. Niektóre występują w atmosferze w stężeniach zależnych od procesów zachodzących naturalnie w przyrodzie. Wśród nich można wymienić parę wodną (H_2O), metan (CH_4), tlenek azotu (N_2O). Jednak najczęściej wymienianym gazem cieplarnianym jest dwutlenek węgla (CO_2). Istnieją też inne gazy cieplarniane, które nigdy nie były naturalnymi składnikami atmosfery. Należą do nich freony (np. CFC – chloroflourowęglowodory), które są produktem działalności człowieka, wytwarzane przez przemysł chemiczny jako substancje chłodzące i wytwarzające piankę. Wskutek działalności człowieka znacznie wzrosło również stężenie niektórych naturalnie występujących gazów cieplarnianych.

Tyndall nie tylko rozpoznał, że atmosfera zawiera gazy cieplarniane, ale także rozważał, co się stanie, jeśli ich stężenie w atmosferze ulegnie zmianie. Zastanawiał się, jaka byłaby sytuacja, gdyby nie efekt cieplarniany (jak w przypadku Księżyca). Wywnioskował, że spadek zawartości gazów cieplarnianych mógłby spowodować pojawienie się nowej epoki lodowcowej. Jednakże *nigdy* nie pytał, co się stanie, gdy na skutek działalności człowieka zawartość gazów cieplarnianych w atmosferze wzrośnie. Innymi słowy, co się stanie, gdy efekt cieplarniany nasili się pod wpływem działalności człowieka?

Gdy mówimy o globalnym ociepleniu, to w centrum uwagi jest różnica między naturalnym a dodatkowym, generowanym przez człowieka efektem cieplarnianym. Już w 1896 r., szwedzki chemik i laureat nagrody Nobla, Svante August Arrhenius, przedstawił ideę, że dwutlenek węgla wyemitowany do atmosfery na skutek działalności człowieka spowoduje ocieplenie, choć nie użył jeszcze terminu efekt cieplarniany.

Dziś atmosfera rzeczywiście zmienia swój skład w sposób, o jakim myślał Arrhenius, a stężenie dwutlenku węgla wzrasta w dużej mierze dzięki spalaniu paliw kopalnych. W 1765 r., przed rewolucją przemysłową, atmosfera zawierała średnio 280 ppm (cząstek na milion) dwutlenku węgla. Około 1990 r. zawartość dwutlenku węgla wyniosła 354 ppm i stała wzrastała. W 2005 r. osiągnęła 380 ppm i nadal rośnie.

Jednocześnie Ziemia uległa ogrzaniu. Wzrost temperatury nie był tak regularny jak wzrost zawartości gazów cieplarnianych, ale zarówno ślady biotyczne, jak i abiotyczne (o których więcej powiemy później), oraz bezpośrednie pomiary wskazują na postępujące ocieplenie. Co więcej, dziś wiemy, że Tyndall miał rację. Gdy w atmosferze jest mniej gazów cieplarnianych, ulega ona ochłodzeniu. Tak było podczas epok lodowcowych. Jak zobaczymy później (w rozdz. 3), podczas ostatniego zlodowacenia, gdy Ziemia była zimniejsza, atmosfera zawierała mniej dwutlenku węgla.

Mimo to nadal toczy się dyskusja, czy to współczesny wzrost zawartości dwutlenku węgla w atmosferze przyczynił się do ocieplenia. Alternatywny pogląd głosi, że ocieplenie jest bardzo nieregularne i mieści się w granicach naturalnej zmienności klimatu. By rozstrzygnąć ten problem ONZ i Światowa Organizacja Meteorologiczna (WMO) powołały Międzyrządowy Zespół do spraw Zmian Klimatu (IPCC). W trzech raportach (IPCC, 1990, 1995, 2001a, b) IPCC ustaliło, że „emisja gazów cieplarnianych i aerozoli na skutek działalności człowieka powoduje zmianę składu atmosfery w sposób, który może wywołać zmiany klimatu”.

Współczesny (zachodzący w ciągu ostatnich trzystu lat) wzrost ilości gazów cieplarnianych w atmosferze jest dobrze udokumentowany (tab. 1.1).

TABELA 1.1. Zestawienie informacji o podstawowych gazach cieplarnianych (z wyjątkiem troposferycznego ozonu O_3 , z powodu braku aktualnych danych). Czas życia w atmosferze jest liczony jako stosunek zawartości do szybkości zaniku

Gaz cieplarniany	CO ₂	CH ₄	CFC-11	CFC-12	N ₂ O
Stężenie w atmosferze w końcu XVIII w.	280 ppm	0,7 ppm	0	0	288 ppb
Stężenie w atmosferze w 2001 r.	371 ppm	1,75 ppm	252 ppt	480 ppt	315 ppb
Czas życia w atmosferze (w latach)	50–200	12	45	130	114

ppm – cząstki na milion; ppb – cząstki na miliard; ppt – cząstki na bilion.

Jak zobaczymy, każdy z wymienionych w tabeli gazów cieplarnianych w różnym stopniu przyczynia się do antropogenicznego ocieplenia, ale najbardziej dwutlenek węgla. Istnieją dwie przyczyny, dla których wkład różnych gazów do ogólnego efektu cieplarnianego jest odmienny. Po pierwsze, naturalne stężenie i dodatek antropogeniczny każdego z gazów jest różny, po drugie, z powodu fizykochemicznych właściwości, każdy z nich ma inny potencjał ocieplający.

Po rewolucji przemysłowej, na skutek różnorodnej aktywności człowieka, stężenia niektórych gazów w atmosferze istotnie się zmieniły. Na przykład, ilość dwutlenku węgla w atmosferze wzrosła z powodu spalania paliw kopalnych, wylesiania i zmian sposobu użytkowania ziemi. Przyrost zawartości metanu jest wynikiem zarówno systematycznego zwiększania powierzchni pól ryżowych, jak i rozwoju przemysłu paliwowego oraz spalania biomasy. Będzie o tym mowa szerzej w dalszej części, przy omawianiu obiegu węgla. W przeszłości wzrost zawartości metanu (lub spadek w czasach prehistorycznych) miały bardziej złożone przyczyny, np. zmiany klimatu, z powodu których zmieniała się wielkość powierzchni mokradła, będących naturalnym źródłem atmosferycznego metanu.

Zarówno dwutlenek węgla, jak i metan, stanowią ogniwa globalnego obiegu węgla w przyrodzie (p. następny rozdział). Tlenek azotu (N₂O) jest jednym z ogniwi obiegu azotu w przyrodzie i podobnie do dwutlenku węgla i metanu pochodzi zarówno ze źródeł naturalnych, jak i antropogenicznych. Naturalnie tlenek azotu powstaje podczas rozkładu materii organicznej w glebie, szczególnie w glebach lasów tropikalnych, w których proces obiegu azotu jest bardziej intensywny, a także w oceanach. Źródła związane z działalnością człowieka obejmują spalanie biomasy i stosowanie nawozów. Podstawowym czynnikiem usuwającym tlenek azotu z atmosfery jest fotoliza – proces zachodzący pod wpływem promieniowania słonecznego i prowadzący do powstania azotu (N₂) i tlenu (O₂).

Drugim czynnikiem powodującym różny udział gazów w globalnym ociepleniu są odmienne własności fizykochemiczne. Na ich podstawie określa się dla każdego gazu tzw. globalny potencjał ocieplający (GWP, *global warming potential*), który wyraża udział jednostki masy danego gazu w ociepleniu w stosunku do efektu wywieranego przez jednostkę masy dwutlenku węgla w wybranym czasie. W myśl tej definicji potencjał ocieplający dwutlenku węgla wynosi 1. Czynnikiem komplikującym ocenę jest różny czas przebywania gazów w atmosferze (p. tab. 1.1). GWP jest wyrażane w stosunku

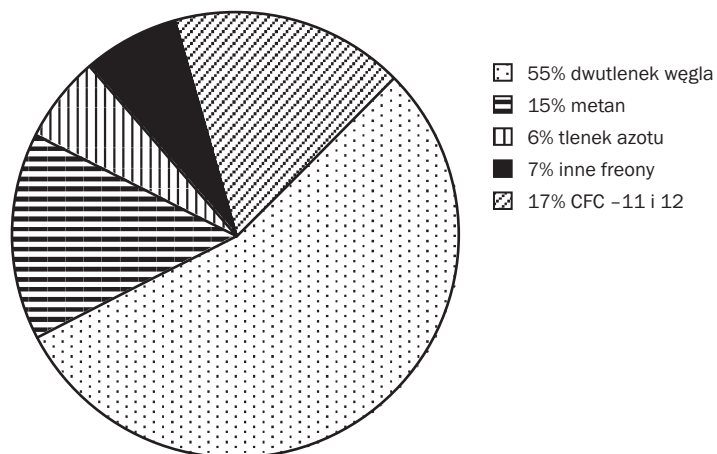
TABELA 1.2. GWP dla podstawowych gazów cieplarnianych w atmosferze w trzech horyzontach czasowych (IPCC, 2001a)

Gaz	Czas życia w atmosferze (w latach)	GWP w ciągu	20 lat	100 lat	500 lat
Dwutlenek węgla	50–200		1	1	1
Metan	12		62	23	7
Tlenek azotu	114		275	296	156

do określonego czasu. Ocena GWP bez określenia ram czasowych traci sens. Można to wyjaśnić na przykładzie metanu, którego połowiczny czas życia w atmosferze wynosi 12 lat. Z 1 kilograma metanu po roku pozostaje w atmosferze jeszcze prawie cały kilogram, po 12 latach będzie jeszcze około połowy kilograma, i zakładając eksponencjalny zanik, po 24 latach pozostanie go jeszcze jedna czwarta. Dla porównania, połowiczny czas życia tlenu azotu wynosi ponad 100 lat. Porównując GWP tlenu azotu i metanu w ciągu dziesięciu lat, otrzymamy inny wynik niż w ciągu 100 lat. Ponadto, z powodu niepewności w określaniu połowicznego czasu rozpadu dwutlenku węgla w atmosferze, różni badacze odmiennie szacują potencjał ocieplający różnych gazów. Może to być irytujące, gdy szacunki zmieniają się z powodu różnych teorii na temat dominującego efektu, na przykład, w przypadku obiegu węgla GWP jest różnie oceniany przez różne zespoły naukowe, a nawet w kolejnych raportach IPCC. Co więcej, ponieważ raport IPCC prezentuje uzgodnione opinie różnych zespołów, nie można ich wyników po prostu pominąć. Przeciwnie, analizując różne modele klimatyczne, widzimy, że szacunki GWP mają zastosowanie zarówno do tworzenia samego modelu, jak i do porównywania wyników.

Tabela 1.2 prezentuje dane zawarte w raporcie IPCC (2001a) dotyczące potencjałów ocieplających dwutlenku węgla, metanu i tlenu azotu. Freony (CFC) i halony (HFC) nie zostały uwzględnione, ponieważ potencjały ocieplające ich związków bardzo się różnią. Typowe freony mają GWP rzędu kilku tysięcy (przy 1 dla dwutlenku węgla) w horyzoncie czasowym około 500 lat. Szczęśliwie, z powodu ich znikomej zawartości, freony i halony łącznie przyczyniają się do mniej niż 1/4 współczesnego ocieplenia (rys. 1.2).

Istnieje jeszcze jeden gaz cieplarniany, o którym tylko wspomniano – para wodna. Jej udział w naturalnym efekcie cieplarnianym jest dominujący, lecz przy niewielkim udziale człowieka. W troposferze i wyższych warstwach atmosfery jest wystarczająco dużo pary wodnej, by absorbować promieniowanie podczerwone w tych pasmach, które mogą być pochłonięte przez parę wodną. Jeśli popatrzymy na Ziemię z przestrzeni kosmicznej, to w częstościach absorbowanych przez parę wodną nasza planeta, nawet tak suche obszary jak Sahara, jest spowita mgłą jak Wenus. Zawartość pary wodnej w atmosferze nie jest jednak stała. Jej ilość w troposferze, warstwie położonej najbliższej powierzchni Ziemi, znacznie zmienia się wraz z wysokością. W dwukilometrowej warstwie bezpośrednio przylegającej do Ziemi zawartość pary wodnej



RYSUNEK 1.2. Udział głównych gazów antropogenicznych w efekcie cieplarnianym w latach 1980–1990 (bez ozonu, którego znaczenie ogrzewające jest trudne do oszacowania). Dane IPCC (1990)

wzrasta wraz z temperaturą powietrza. Wyżej efekt cieplarniany związany z parą wodną jest najsilniejszy, ale i trudniejszy do oszacowania. Co więcej, współczesne modele klimatu uwzględniają wiele sprzężeń zwrotnych, w których para wodna odgrywa istotną rolę. Przy większym ociepleniu można spodziewać się zwiększonego parowania z powierzchni oceanów, co przyczyni się do wzrostu zawartości pary wodnej w atmosferze, a to z kolei zwiększy, może nawet podwoi, efekt cieplarniany, jakiego spodziewalibyśmy się przy niezmięionej zawartości pary wodnej w atmosferze. Zdolność dzisiejszych (z początku XXI w.) modeli klimatu do określenia spodziewanego efektu pary wodnej w okresie globalnego ocieplenia ocenił w 2005 r. zespół amerykańskich naukowców pod przewodnictwem Briana Sodena. Porównali oni obserwacje satelitarne z lat 1982–2004 w pasmie $6,3 \mu\text{m}$, które leży w zakresie częstotliwości pochłanianych przez parę wodną i jest wykorzystywane do porównania jej zawartości w górnych warstwach atmosfery, z wynikami modelowymi i okazało się, że istnieje między nimi znaczna korelacja.

Chmury (skupiska drobniutkich kropelek wody w nasyconym powietrzu) komplikują nieco ten obraz. Ze względu na silne odbijanie promieni słonecznych przez kropelki, chmury przyczyniają się do ochłodzenia w porze dziennej, w nocy natomiast działają ocieplająco. Bilans między dziennym ochłodzeniem a nocnym ogrzewaniem jest odmienny dla różnych chmur. Proces jest bardzo złożony i jeszcze nie do końca wyjaśniony, ponieważ modele klimatu jedynie przybliżają rzeczywistość. (Do problemu zmian klimatu i towarzyszących mu zmian obiegu wody wrócimy jeszcze w dalszej części tego rozdziału).

Wiadomo, że efekt cieplarniany Ziemi wynosi w przybliżeniu 43°C (o tyle średnio zimniejszy jest Księżyc od Ziemi). Powstaje pytanie, jaka część tego efektu jest naturalna, a jaka jest skutkiem antropogenicznego przyrostu zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze od okresu rewolucji przemysłowej. Wrócimy do tego problemu

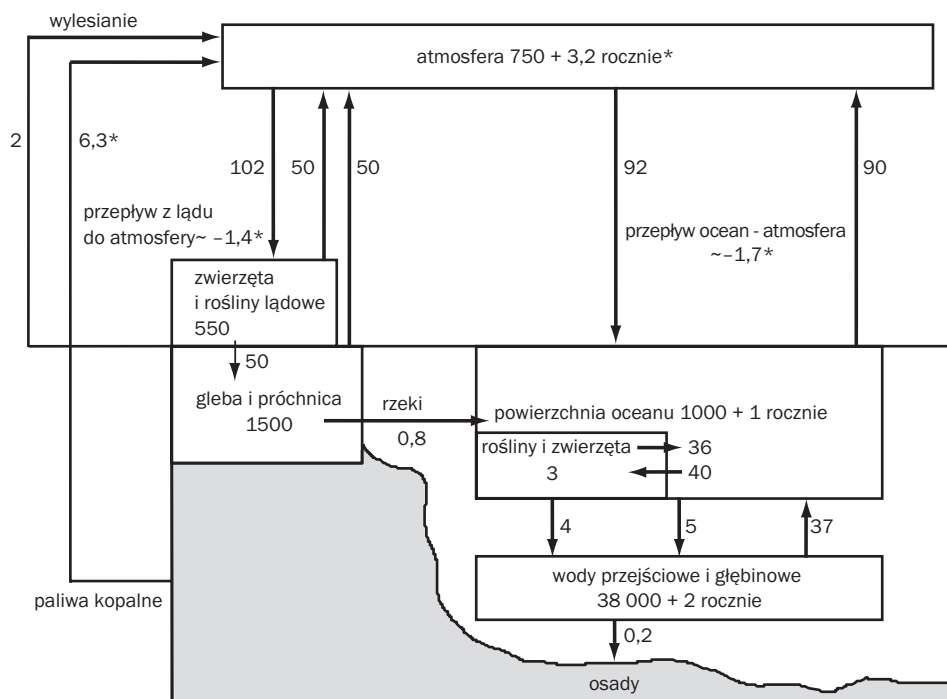
w rozdziale 5. Jednakże warto wspomnieć w tym miejscu, że matematycy, Cynthia Kuo z zespołem z Bell Laboratory w New Jersey w Stanach Zjednoczonych porównali, metodami statystycznymi, zmiany zawartości dwutlenku węgla w atmosferze ze zmianami temperatury globalnej w latach 1958–1989 (Kuo i in., 1990). Okazało się, że przebiegi tych dwóch zmiennych są skorelowane w 99,99%. Oznacza to, że gdybyśmy dysponowali 10 000 jednakowych kopii Ziemi i w podobny sposób mierzyli obie wielkości, to tylko jeden raz taki wynik mógłby być otrzymany na drodze przypadku, a pozostałe 9999 wskazują na rzeczywisty związek między obiema zmiennymi: zawartością dwutlenku węgla i temperaturą globalną. Ale zanim zobaczymy, jak antropogeniczny przyrost zawartości gazów cieplarnianych wywołał zmiany klimatu, musimy przyjrzeć się naturalnym źródłom i zbiornikom dwutlenku węgla. W tym celu prześledzimy obieg węgla w przyrodzie.

1.3. Obieg węgla

Węgiel jest jednym z podstawowych pierwiastków niezbędnych do życia na Ziemi. Można znaleźć go w praktycznie wszystkich cząsteczkach (choć niedokładnie w każdej z nich) organizmów żywych, czyli węglowodorach, białkach i kwasach nukleinowych. Węgiel jest podstawowym składnikiem struktur biologicznych, zarówno mikro-, jak i makroorganizmów; zawiera go np. celuloza w roślinach oraz chrząstki i kości zwierząt. Dlatego biocząsteczki, jak zobaczymy w rozdziale 2, mogą być bardzo cenne dla paleoklimatologów, ponieważ część z nich (i szczątki organizmów) może być wykorzystana jako wskaźnik klimatu.

Obieg węgla wiąże się z cyrkulacją węgla w biosferze. Cyrkulacja ta jest sterowana głównie (ale nie wyłącznie) przez procesy biologiczne. Na planetach pozbawionych życia przepływ węgla jest sterowany przez procesy geologiczne. Na Ziemi węgiel zawarty w dwutlenku węgla jest wbudowywany w procesie fotosyntezy w związki organiczne przez rośliny i zdolne do fotosyntezy glony i wraca do atmosfery podczas respiracji roślin, zwierząt i mikroorganizmów w postaci dwutlenku węgla oraz poprzez rozkład materii organicznej w postaci dwutlenku węgla lub metanu. Procesy abiotyczne obejmują spalanie materii organicznej, zarówno w sposób naturalny (np. pożary leśne), jak i w wyniku działalności człowieka (np. spalanie drewna lub paliw kopalnych). Innym czynnikiem abiotycznym są ruchy płyt tektonicznych. Jest to tak zwany długoterminowy obieg węgla w skali milionów lat. Płyty w procesie subdukcji przenoszą osady organiczne w głąb płaszcza Ziemi. Skutkiem ruchu płyt może być aktywność wulkaniczna, dzięki której osady organiczne przeistaczają się w gazy zawierające węgiel (głównie dwutlenek węgla, ale również inne związki lotne), które podczas erupcji wulkanicznych przedostają się do atmosfery. Do procesów abiotycznych należą też utlenianie metanu do dwutlenku węgla i procesy zachodzące w osadach organicznych (często towarzyszące procesom biotycznym). Oszacowanie rozmiaru podstawowych przepływów węgla w jego globalnym obiegu przedstawia rysunek 1.3.

Obieg węgla jest podstawowym ogniwem łączącym biosferę z klimatem Ziemi (i globalnymi zmianami klimatu). Ponadto pokazuje jak duże znaczenie ma zarówno biologia molekularna, jak i holistyczne podejście do biologii.



RYSUNEK 1.3. Oszacowanie wydajności głównych źródeł i zawartości zbiorników węgla w gigatonach węgla (Gt C) oraz przepływów między zbiornikami w gigatonach węgla rocznie (Gt C rok⁻¹). Szacunki są obarczone dużym błędem (szczegóły w tekście). Dane według trzeciego raportu IPCC (2001) oznaczono gwiazdką

Na pierwszy rzut oka związek biosfery z obiegiem węgla polega na zdolności roślin do pochłaniania dwutlenku węgla z atmosfery. Jest to tylko jeden aspekt, chociaż zasadniczy. Rośliny i zwierzęta, a także bakterie i grzyby, oddychając oddają dwutlenek węgla do atmosfery. Możemy także rozważyć, jak biomy (zależne od klimatu regionalne grupy lub zbiorowiska ekosystemów) mogą wpływać na globalny obieg węgla przez produktywność oceanów lub procesy wiązania węgla w lasach deszczowych strefy gorącej, mokradłach strefy umiarkowanej itp. Możemy też rozważyć wpływ zmian klimatu na ekosystemy, co zrobimy w dalszej części. Ale związek ten ma również wymiar biomolekularny, ze względu na rolę, jaką odgrywają enzymy. Najpopularniejszym enzymem na Ziemi jest Rubisco (karboksylaza/oksygenaza rybulozo-1,5-bisfosforanu – RuBisCO), który steruje fotosyntezą. Jest to prawdopodobnie najpowszechniejsze na Ziemi białko; stanowi około połowy wszystkich protein zawartych w liściach i jest syntetyzowany w chloroplastach. Cały dwutlenek węgla wykorzystywany w procesie fotosyntezy przez glony i rośliny wielokomórkowe przechodzi przez ten jeden enzym. A jest to około 200 mld ton (lub 200 Gt) węgla rocznie. Innym ważnym enzymem jest anhydraza węglanowa, katalizator reakcji hydracji około jednej trzeciej dwutlenku węgla w roślinach i wodzie glebowej. Jak zobaczymy, sposób, w jaki te enzymy traktują cząsteczki zawierające różne izotopy węgla i tlenu, pozwoli nam zrozumieć szczegóły obiegu węgla w przyrodzie.

Należy zauważyć, że szacowana wielkość przepływów węgla między różnymi zbiornikami (rys. 1.3) jest obciążona dużym błędem. Zmniejszenie tego błędu jest obecnie celem wielu badań. Problem częściowo polega na tym, że obieg węgla nie jest statyczny, przepływy zmieniają się w czasie, modyfikując zawartość węgla w poszczególnych zbiornikach. Na przykład, w okresach zlodowaceń (np. 50 000 lat temu) ilość węgla (dwutlenku węgla i metanu) w atmosferze była mniejsza niż obecnie. Dzisiaj natomiast atmosferyczne zasoby tego pierwiastka rosną. Ta dynamika wynika nie tylko z działalności człowieka, ale również, a może przede wszystkim, w sposób naturalny. Obecnie jednak działalność człowieka jest istotnym dodatkowym czynnikiem powodującym ocieplenie klimatu Ziemi.

W praktyce niepewność dotycząca obiegu węgla przejawia się na wiele sposobów. Można zadać pytanie, dokąd trafia prawie połowa węgla emitowanego do atmosfery na skutek działalności człowieka (spalania paliw kopalnych i zmian sposobu użytkowania ziemi). Na podstawie pomiarów stężenia dwutlenku węgla w atmosferze wiemy, że tylko połowa emitowanego dwutlenku węgla pozostaje w atmosferze. To niedomknięcie bilansu rodzi podejrzenie, że pominięto jakiś istotny proces w obiegu węgla. Istnieje również możliwość, że błędnie oszacowano różne przepływy.

Oszacowanie (IPCC, 2001a) wkładu spalania paliw kopalnych i wylesiania do emisji dwutlenku węgla do atmosfery oraz jego odpływu do innych zbiorników węgla w dziesięcioleciach 1980–89 i 1990–99 wraz z oceną błędu przedstawiono w tabeli 1.3. Dane pochodzą z symulacji komputerowych.

Z tabeli 1.3 wynika, że nie ma zbilansowania między szacowaną ilością dwutlenku węgla emitowanego do atmosfery, akumulowanego w niej i ją opuszczającego. Do atmosfery dostaje się więcej dwutlenku węgla niż łącznie w niej pozostaje lub jest pochłanianie przez ocean. Co się z nim dzieje? Niezbilansowana część jest prawie taka sama, jak zidentyfikowane globalne przepływy. Dlatego niektórzy sądzą, że główny strumień węgla z atmosfery jest wciąż nieznaną lub że obecne oszacowanie przepływów węgla jest błędne. Ilość węgla pochodzącego z paliw kopalnych i dostającego się do atmosfery jest dość dobrze udokumentowana, ze względu na ekonomiczne znaczenie przemysłu paliwowego: wiemy dokładnie, ile ton węgla wydobyto i ile sprzedano baryłek ropy naftowej. Zatem możemy być pewni, że te szacunki są dość dokładne.

TABELA 1.3. Ocena emisji węgla do atmosfery i jego rocznych przepływów do innych zbiorników w latach 1980–89 i 1990–99 (IPCC, 2001a)

	Przepływ węgla (Gt C rocznie)	
	1980–89	1990–99
Z paliw kopalnych do atmosfery	5,4 ± 0,3	6,3 ± 0,4
Na skutek wylesiania i zmian sposobów użytkowania gleby do atmosfery	0,2 ± 0,7	1,4 ± 0,7
Akumulacja w atmosferze	3,3 ± 0,1	3,2 ± 0,1
Pochłanianie przez ocean	1,9 ± 0,6	1,7 ± 0,5
Bilans	0,4 ± 1,7	2,8 ± 1,7

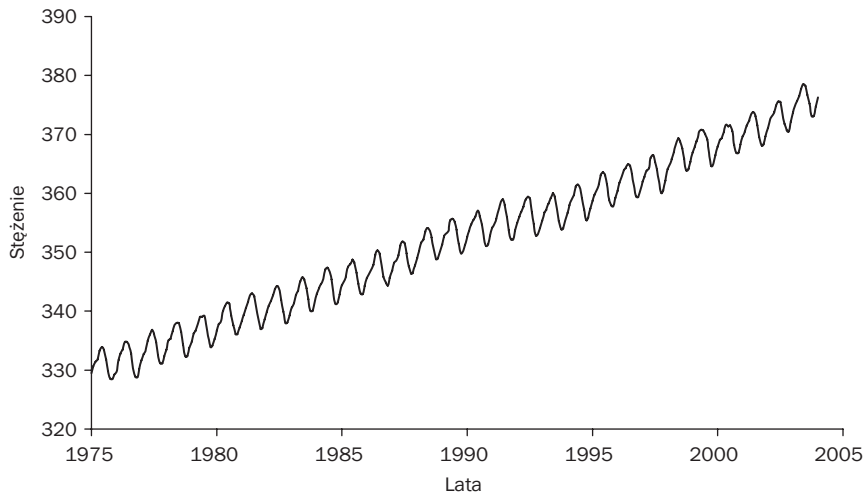
Po drugiej stronie równania akumulacja węgla w atmosferze jest również dość dobrze określona, ponieważ od wielu lat jest bezpośrednio monitorowana. Zatem wiemy dokładnie, ile dodatkowego węgla dostało się do atmosfery na skutek spalania paliw kopalnych oraz ile jest go obecnie w atmosferze. Dlatego jesteśmy przekonani, że istnieje luka w jego bilansie. Jakiś element obiegu został źle oszacowany lub w ogóle nierozpoznany.

Powstaje pytanie, czy sygnał globalnego ocieplenia jest wystarczający, by można odróżnić go od naturalnej zmienności (szumu), co pozwala wątpić w realność globalnego ocieplenia. W następnych rozdziałach pokażemy, że klimat zmieniał się w przeszłości (oddziałując na biosferę i podlegając jej wpływom), a stężenie gazów cieplarnianych w atmosferze odgrywało znaczną rolę w tych procesach.

Co ciekawe, aktualna zawartość dwutlenku węgla w atmosferze, zarówno na półkuli północnej, jak i południowej, nie wzrasta w sposób ciągły, lecz raczej ma charakter cyklicznych wahań z tendencją wzrostową. Wahania te są skutkiem sezonowości procesów zachodzących w biosferze w strefie pozazwrotnikowej. Zimą w strefie umiarkowanej drzewa są pozbawione liści, a w strefie borealnej fotosynteza jest bardzo ograniczona, zarówno na lądach, jak i w wodzie (głównie przez glony). Latem natomiast procesy fotosyntezy są intensywniejsze i znaczna ilość dwutlenku węgla jest asymilowana przez rośliny i glony. Zimą zachodzą głównie procesy oddychania, a fotosynteza jest ograniczona i dlatego dwutlenek węgla jest netto emitowany do atmosfery. Istnieje zatem roczny cykl ubytku i przyrostu dwutlenku węgla w atmosferze na półkuli północnej i południowej (rys. 1.4). Gdy na jednej półkuli jest lato, a na drugiej trwa zima, wahania dwutlenku węgla na obu półkulach zachodzą w przeciwnych fazach i wzajemnie się uzupełniają. Jednakże zmiany sezonowe na półkuli południowej są słabsze, ponieważ przeważają tam oceany, które mają zdolność buforowania dwutlenku węgla. Zawartość tlenu, drugiego gazu biorącego udział w procesach fotosyntezy i oddychania, także podlega sezonowym wahaniom na obu półkulach, silniej widocznym niż te charakterystyczne dla dwutlenku węgla, ponieważ tlen nie jest pochłaniany przez ocean. Podobnie do dwutlenku węgla, sezonowe wahania zawartości tlenu na półkuli północnej i południowej są jednakowe, lecz o przeciwnych fazach.

Zmiany zawartości węgla w zbiorniku atmosferycznym są dość dobrze poznane (mimo iż nasza wiedza o innych zbiornikach nie jest kompletna), ponieważ możemy je bezpośrednio mierzyć, a mieszanie zapewnia jednorodny rozkład w atmosferze. Problem zgubionego dwutlenku węgla może być związany z jednym lub większą liczbą innych zbiorników węgla: akumulacją węgla przez rośliny lądowe lub pochłanianiem w oceanie. Pomimo to, ubytki i przyrosty dwutlenku węgla w atmosferze ilustrują siłę fotosyntetycznej pompy węglowej, demonstrując zdolność roślin i glonów do wpływania na obieg węgla.

Wróćmy do zagadnienia wpływu człowieka na ilość węgla akumulowanego w zbiornikach lądowych. Oszacowanie udziału wylesiania jest obarczone większym błędem niż ocena zmian zawartości dwutlenku węgla w atmosferze, ponieważ zawartość ta jest bezpośrednio mierzona. Być może chociaż część brakującego przepływu dwutlenku węgla jest związana z tym elementem cyklu. Szczegółowe badania skutków procesu wylesiania wskazują jednak, że oficjalne oceny są niezmiennie



RYSUNEK 1.4. Sezonowa zmienność zawartości dwutlenku węgla w atmosferze od końca lat 70. XX w. do początku XXI w. Na cykliczny wzrost i spadek nakłada się wieloletnia tendencja wzrostowa (ppmv, cząstki na milion obj.)

niedoszacowane i wylesianie prawdopodobnie pociąga za sobą większą emisję dwutlenku węgla. Stąd niestety wynika, że w bilansie brakuje więcej węgla, co oznacza, że nasza wiedza o bilansie dwutlenku węgla jest mniejsza, niż sądziliśmy. Oczywiście, wylesianie jest tylko jednym, spośród wielu, powodem zmian pojemności lądowych zbiorników węgla.

Wagę procesów fotosyntezy i respiracji w obiegu węgla potwierdza wielkość sezonowych wahań dwutlenku węgla. Mimo to, zmiany użytkowania ziemi, biomów lądowych oraz akumulacja w oceanie (pojedynczo lub łącznie) mogą być zasadniczymi obszarami niepewności, odpowiedzialnymi za brakujący węgiel. Być może oceany pochłaniają więcej węgla, niż sądzimy, i/lub wzrost stężenia dwutlenku węgla wraz z globalnym ociepleniem pobudzają proces fotosyntezy na lądach, akumulując węgiel w roślinach na znacznym obszarze Ziemi. Wielkość sezonowych wahań zawartości atmosferycznego dwutlenku węgla w strefie umiarkowanej i zimnej świadczy o tym, jak potężny jest udział fotosyntezy i respiracji w obiegu węgla. Jeśli ten brakujący element dotyczy lądu, to wydaje się, że węgiel może być zmagazynowany nie tylko tymczasowo przez rośliny jednoroczne, ale też dłużej przez rośliny wieloletnie, szczególnie lasy strefy umiarkowanej i borealne. Ponadto węgiel jest magazynowany w glebie i próchnicy. Całkowita ilość węgla w glebie, szacowana na 1500 Gt C, jest dwa razy większa od zmagazynowanego w biomasi i także większa od zawartego w atmosferze. Warto zauważyć, że obecnie gleba jest netto zbiornikiem węgla. Przy wzroście temperatury nawet o kilka stopni gleba może stać się netto źródłem węgla, który będzie emitowany do atmosfery w postaci dwutlenku węgla. Wówczas również gleby będą przyczyniać się do ocieplenia. (Do kwestii węgla w glebie wrócimy w dalszej części tego rozdziału, a także w rozdziałach 5 i 7).

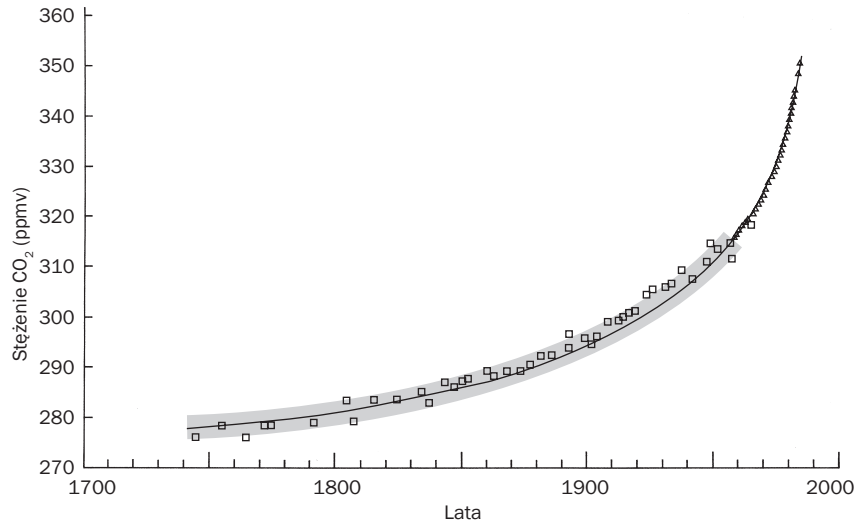
Oceany mogą być większym zbiornikiem węgla, niż to się dzisiaj ocenia, a brak zbilansowania węgla może wynikać ze złego oszacowania oceanicznych zasobów

tego pierwiastka. Jesteśmy prawie pewni, że za brakujący węgiel odpowiedzialna jest fotosynteza, choć nie wiemy jeszcze, czy zachodząca na lądzie czy w oceanach. Co do skali przepływu węgla między zbiornikami na skutek fotosyntezy, to naturalna sezonowa zmienność jest znaczna i większa niż przyrost z roku na rok z powodu dodatkowej zawartości węgla pochodzącego ze spalania paliw kopalnych i zmian sposobu użytkowania ziemi. To działalność człowieka (tylko jednego gatunku) jest odpowiedzialna za współczesny wzrost zawartości atmosferycznego dwutlenku węgla, a jeden z podstawowych procesów biologicznych – fotosynteza (poprzez wiele organizmów) jest prawie na pewno zaangażowana w jego usuwanie. To kolejne potwierdzenie wzajemnych powiązań między biosferą i klimatem.

Procesy, w których enzymy sterujące fotosyntezą i oddychaniem wykorzystują węgiel i tlen, wyjaśniają nieco problem brakującego węgla. Jak wcześniej wspomniano, enzymem odpowiedzialnym za wiązanie atmosferycznego węgla w procesie fotosyntezy, jest Rubisco. Atmosferyczny węgiel występuje w postaci dwóch stabilnych izotopów: dominującego ^{12}C , którego udział wynosi około 99% i ^{13}C o udziale rzędu 1%. Rubisco wykorzystuje ^{12}C , a dyskryminuje ^{13}C , pozostawiając go w atmosferze. Jeśli aktywność fotosyntezy rośnie (latem na obu półkulach), wzrasta udział atmosferycznego ^{13}C , co można zmierzyć. Ten efekt powinien wystąpić również wówczas, gdy tempo fotosyntezy wzrasta na skutek ocieplenia, ponieważ w cieplejszym świetle wydłuża się sezon wegetacyjny. Z drugiej strony, oba izotopy ^{12}C i ^{13}C rozpuszczają się mniej więcej jednakowo w oceanie, a nawet ^{13}C rozpuszcza się nieco łatwiej. Dlatego, jeśli stwierdzimy, że zmiany udziału ^{13}C w atmosferze są większe od tych, które wynikają z sezonowych wahań intensywności fotosyntezy, możemy ocenić, czy pompa fotosyntetyczna działa bardziej intensywnie. Podobnie, anhydraza węglanowa (enzym katalizujący reakcję powstawania jonów wodorowęglanowych z wody i dwutlenku węgla), preferuje izotop tlenu ^{16}O , a dyskryminuje ^{18}O . Analiza izotopowa staje się coraz bardziej istotnym narzędziem badawczym, pozwalając wyjaśnić wiele niewiadomych w obiegu węgla.

Celem obecnych badań jest szczegółowe poznanie procesów dotyczących obiegu węgla. Wszelkie rozwiązania, dążące do oszacowania wzrostu atmosferycznego dwutlenku węgla, prawie zawsze obejmują modyfikacje strumieni węgla pomiędzy zbiornikami, tak by zmniejszyć jego ilość w atmosferze. Wrócimy do tego zagadnienia pod koniec rozdziału. W tym miejscu warto jednak podkreślić, że badania nad obiegiem węgla nie tylko przynoszą dodatkowe szczegóły, ale także wielkie niespodzianki.

Jedną z takich niespodzianek (2006) było odkrycie, że rośliny mogą produkować metan także w warunkach tlenowych (Keppler i in., 2006). Na tyle niezwykle, że „Nature” opublikowało w dziale nowości mały artykuł zatytułowany „Jak mogliśmy tego nie zauważyć?” Odkrycie było prawie przypadkowe, myślano bowiem, że wszystkie podstawowe źródła metanu zostały już zidentyfikowane, choć ich wydajność ciągle jeszcze wymaga weryfikacji. By mieć pewność, że metan produkowały rośliny (a nie bakterie), badacze próbowali zniszczyć bakterie przy użyciu promieniowania. Usunęli też metan z powietrza w inkubatorach, w których hodowano rośliny. Choć ilość metanu uzyskanego z pojedynczych roślin była niewielka, to globalnie może to być znaczące źródło. Naukowcy, którzy dokonali tego odkrycia, mogli jedynie w przybliżeniu oszacować ilość wytwarzanego metanu (ponieważ należy jeszcze



RYSUNEK 1.5. Średnie roczne stężenie dwutlenku węgla w atmosferze: □ – pomiary w powietrzu uwięzionym w antarktycznym lodzie, △ – bezpośrednie pomiary na Hawajach

zbadać typy roślin i warunki środowiska, w których metan może być produkowany), ale ocenili, że rocznie do atmosfery może dostawać się nawet 60–240 mln ton metanu (Keppler i in. 2006). Jest to od 1/12 do 1/3 całkowitej ilości tego gazu docierającej co roku do atmosfery.

Przyrost atmosferycznego dwutlenku węgla był dokładnie rejestrowany od czasu rewolucji przemysłowej. Dane pochodzą z dwóch źródeł. Pierwszym są bezpośrednie pomiary stężenia dwutlenku węgla w atmosferze prowadzone od połowy XX w. Drugim źródłem są pomiary stężenia dwutlenku węgla w bąbelkach powietrza uwięzionego w czapach lodowych w okresie, gdy śnieg zamieniał się w lód (dane obejmują głównie lodowce Grenlandii i Antarktydy). Wskazują one na ciągły wzrost stężenia dwutlenku węgla w atmosferze od czasów rewolucji przemysłowej do dnia dzisiejszego (rys. 1.5).

Przyrost stężenia dwutlenku węgla w atmosferze jest w znacznej części (ale nie całkowicie) skutkiem spalania paliw kopalnych. W gruncie rzeczy jest to skrócenie obiegu we wspomnianym poprzednio wielkim obiegu węgla trwającym zwykle miliony lat. Przeważająca część strumieni dwutlenku węgla jest spowodowana rocznym cyklem procesów oddychania i fotosyntezy i bierze udział w małym obiegu węgla. Istnieje również proces powolnej akumulacji około 1 miliarda ton węgla rocznie w osadach morskich obejmujący także przechwytywanie węgla w glebie i mokradłach. Po upływie milionów lat większość tego węgla zostaje zmagazynowana w postaci pokładów węgla lub ropy naftowej, złóż, które obecnie (w geologicznym rozumieniu tego słowa) wydobywamy i spalamy jako paliwa kopalne. Spalamy te paliwa kopalne w dużo szybszym tempie, tysiące razy szybszym niż tempo tworzenia złóż, co trwa do dziś. Dwa różne cykle węgla składają się na jego globalny obieg. Jeden jest sterowany przez procesy fotosyntezy, oddychania i pożary leśne i jest względnie krótki. Drugi, tzw.

wielki obieg węgla, działa w długiej skali czasu, rzędu wielu milionów lat, i jest sterowany przez procesy geologiczne, uwięzienie paliw kopalnych, subdukcję tektoniczną osadów bogatych w węgiel na granicy płyt i emisję węgla do atmosfery w procesach wulkanicznych.

Obecnie podejmuje się badania w celu wyjaśnienia mechanizmu obiegu węgla oraz pomiaru jego zawartości w poszczególnych zbiornikach (Houghton, 2002). Prace te można podzielić na:

1. Bilans globalny skonstruowany na podstawie danych atmosferycznych i modeli. Wykorzystuje on pomiary stężenia dwutlenku węgla i jego izotopów w atmosferze w prawie 100 punktach na Ziemi.
2. Bilans globalny skonstruowany na podstawie modeli pochłaniania węgla przez oceany. Modele oceanicznego ogniwa obiegu węgla i procesów chemicznych zachodzących w oceanie są połączone z modelami dotyczącymi źródeł atmosferycznych i lądowych.
3. Regionalne bilanse węgla na podstawie spisu zasobów leśnych. Wiele rozwiniętych krajów posiada narodowe spisy zasobów leśnych. Zmiany tych zasobów w czasie mogą wskazywać na źródła węgla. Chociaż dane te nie są jeszcze zbyt precyzyjne, zarówno w skali poszczególnych krajów, jak i w skali globalnej, to jednak dokładność oszacowań rośnie.
4. Bezpośrednie pomiary stężenia dwutlenku węgla nad ekosystemami. Wysokie maszty z aparaturą pomiarową ustawione w lasach mierzą zmiany ilości absorbowanego lub emitowanego dwutlenku węgla. (Pomiary te dostarczają innych informacji niż pomiary stężenia dwutlenku węgla prowadzone na szczycie wulkanu na Hawajach – jednym z podstawowych punktów pomiarowych, które w połączeniu z analogicznymi pomiarami w innych punktach pozwalają uzyskać średnie hemisferyczne).
5. Modelowanie układu ziemskiego z wykorzystaniem fizjologii ekosystemu na podstawie danych dotyczących biomów i ekosystemów. Ważne jest, aby (obok dokładności oceny wielkości składników ekosystemów) ustalić, czy wszystkie istotne procesy w ekosystemach zostały uwzględnione i poprawnie oszacowane.
6. Modele bilansu węgla wynikające ze zmian użytkowania ziemi. Wiązą się one z pkt. 5 i mają podobne ograniczenia.

Ten szeroki zakres badań nad obiegiem węgla być może pozwoli dać odpowiedź, czy, jeśli zmieni się jedno z ogniw obiegu węgla przez zwiększenie stężenia atmosferycznego dwutlenku węgla, potrafimy zmodyfikować również inne ogniwa, tak by zrównoważyć ten efekt. Wiemy, że dwutlenek węgla jest podstawowym antropogenicznym gazem szklarniowym, a obieg węgla jest czynnikiem decydującym o stężeniu dwutlenku węgla w atmosferze, zatem wydaje się co najmniej logiczne, że aby zrównoważyć jego wzrost w atmosferze, możemy zmodyfikować obieg węgla. Można to osiągnąć poprzez zalesianie, które spowoduje nasilenie fotosyntezy na lądach. Do tego zagadnienia wrócimy pod koniec rozdziału 7. Innym sposobem może być nasilenie fotosyntezy w oceanach.

Fotosynteza morska zachodzi głównie dzięki fitoplanktonowi na otwartym oceanie. Dominującymi gatunkami są prokarioty (organizmy bez struktury wewnętrznej otoczone błoną komórkową) *Prochlorococcus* i *Synechococcus*. Oba należą do cyjanobakterii (sinic). Liczbowo *Prochlorococcus* jest prawdopodobnie najbardziej popularnym gatunkiem na planecie. Obok światła słonecznego, dwutlenku węgla i wody, oba te gatunki planktonu potrzebują azotanów, fosforanów i śladowych ilości metali. W przy powierzchniowej warstwie oceanu nie brakuje promieniowania słonecznego, ale stwierdzono (przynajmniej w pewnych obszarach Oceanu Spokojnego), że wzrost stężenia żelaza do około 4 nmol/l (nanomoli na litr) spowoduje zakwity planktonu i związany z nimi wzrost intensywności fotosyntezy (produkcji pierwotnej). Najwyraźniej pokazały to eksperymenty IronEx I (1993) i IronEx II (1996) prowadzone na obszarze około 70 km², choć, z powodu dryfu zakwitów, oględzinom poddawano znacznie większe obszary (1000 km²). Wyniki sugerowały, że nawożenie oceanu żelazem może zwiększyć ilość pochłanianego węgla. Jednakże tak daleka ingerencja w działanie głównych ekosystemów może nieść znaczne ryzyko ekologiczne. Ponadto, co innego, gdy to wiatry nioszą substancje mineralne, by użyźnić ocean, a co innego, gdy robi to człowiek. Wydaje się też, że produkcja energii potrzebnej do rozprzestrzenienia żelaza w powierzchniowej warstwie oceanu spowoduje emisję dwutlenku węgla w przybliżeniu równoważną ilości asymilowanego węgla. Mimo to, przypuszczalnie w przeszłości naturalne zmiany obiegu węgla, prawie na pewno obejmujące oceany, wywierały znaczny wpływ na klimat Ziemi (Coale i in., 1996).

1.4. Zmiany naturalne obiegu węgla

Wiadomo, że atmosferyczny dwutlenek węgla odgrywa istotną rolę w naturalnym efekcie cieplarnianym oraz, że intensywność tego efektu zmieniała się w przeszłości. Najsilniejszych dowodów dostarcza analiza antarktycznych rdzeni lodowych. Śnieg padający na Antarktydzie tworzy pokrywą lodową, a mikroskopijne bąbelki powietrza zawarte w śniegu zostają uwięzione w lodzie. Gdy pada więcej śniegu, tworzy się więcej lodu z bąbelkami. Rdzenie lodowe wydobyte z lodowca dostarczają próbek z odległej przeszłości, te ze stacji Wostok we wschodniej Antarktydzie obejmują okres ponad 100 000 lat. Jest to wystarczająco długi czas, by objąć pełen cykl glacialno-interglacialny (glacja jest chłodniejszym okresem obecnej epoki lodowej w porównaniu z cieplejszym interglacją, takim jak ten, w którym obecnie jesteśmy; p. rozdz. 3). Lód na stacji Wostok ma grubość znacznie przekraczającą 2 km i rdzenie wydobywane od lat 80. XX w. do dziś wyraźnie wskazują, że stężenie dwutlenku węgla i metanu w chłodnych okresach zlodowaceń było znacznie mniejsze niż w ciepłych interglacjach. Te paleostężenia mogą być bezpośrednio porównane do oszacowanych, na podstawie stężenia deuteru w wodzie wytopionej z lodu, różnic temperatury między oceanem, z którego ta woda wyparowywała, i śniegiem, który potem spadł. Różnica ta wynika z tego, że parowanie wody zawierającej cięższy izotop wodoru deuter (²H) wymaga więcej energii (ciepła) niż parowanie wody z lżejszym izotopem wodoru (¹H). Dlatego wartość stężenia deuteru w rdzeniu lodowym jest wskaźnikiem regionalnej temperatury. Zmiany temperatury silnie korelują ze stężeniem dwutlenku

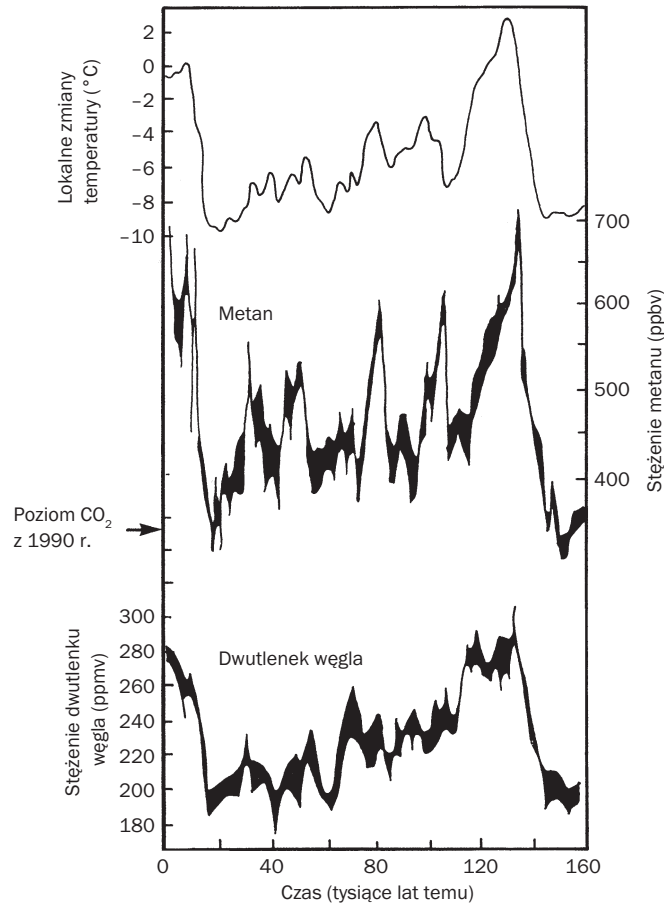
węgla i metanu (p. rys. 1.6). Badania rdzeni lodowych sugerują, że ilość węgla zawartego w atmosferze – w postaci dwutlenku węgla lub metanu – pozostaje w ścisłym związku z klimatem. Ponieważ na podstawie badań laboratoryjnych wiadomo, że gazy te są gazami cieplarnianymi (absorbują promieniowanie podczerwone), dlatego sądzi się, że jest to właśnie mechanizm łączący ich stężenie z klimatem. Wiadomo, że stężenia obu tych gazów w atmosferze są zależne, jeśli nie zdeterminowane, przez obieg węgla, mamy zatem bezpośredni związek obiegu węgla z klimatem, ponieważ jednym z głównych czynników obiegu węgla jest fotosynteza, wynika stąd bezpośredni związek biosfery z klimatem.

1.5. Stymulator cyklu zlodowaceń

W ciągu ostatnich 2 milionów lat wystąpiła seria zlodowaceń. Na pierwszy rzut oka, ich występowanie cechowała regularność. Pojawia się pytanie o przyczynę tej regularności.

W latach 20. XX w. serbski matematyk, Milutin Milankovič (powołując się na pracę Jamesa Crolla z 1864 r.) zasugerował, że nawet niewielkie zmiany orbity ziemskiej mogą wpływać na ilość promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi. Przyczyną jest niesymetryczny rozkład kontynentów i oceanów na kuli ziemskiej: obecnie (w geologicznej skali czasu) półkula północna jest zdominowana przez lądy, a południowa przez oceany, zatem w różny sposób absorbują promieniowanie słoneczne. Obecne położenie kontynentów Ameryki Północnej i Południowej oraz Eurazji (wskutek ruchu płyt tektonicznych) stwarza ograniczenie dla prądów oceanicznych, a w konsekwencji transportu ciepła na planecie. Prądy oceaniczne są także ograniczone w okolicach biegunów, na północy przez kontynenty Ameryki Północnej i Azji, a na południu przez Antarktydę. Sposób, w jaki ciepło jest pochłaniane i transportowane wokół Ziemi w tych warunkach, umożliwia powstawanie zlodowaceń. Milankovič obliczył, jak zmienia się sezonowo energia docierająca do powierzchni Ziemi w funkcji trzech zmiennych parametrów orbitalnych Ziemi: kąta nachylenia osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki, który zmienia się od 22° do $24,6^\circ$ w cyklu 41 000 lat; ekscentryczności orbity ziemskiej (stopień podobieństwa elipsy do okręgu), która zmienia się w cyklu 93 000–136 000 lat (około 100 000 lat) od orbity kołowej (o zerowej ekscentryczności) do elipsy o ekscentryczności równej 0,05 (zmienność ekscentryczności wykazuje też cykl długości około 400 000 lat); oraz precesji punktów równonocy (oś Ziemi wiruje powoli jak żyroskop), która zmienia się w cyklu 19 000–23 000 lat (efektywnie około 22 000 lat; p. rys. 1.7). Klimatyczne znaczenie tego ostatniego cyklu, w uproszczeniu, znaczy, że w określonym momencie roku, powiedzmy w jakimś dniu w środku lata, Ziemia jest bliżej lub dalej od Słońca niż w innym konkretnym dniu w środku lata. Łącząc te fakty Milankovič mógł z dużą dokładnością przewidzieć, kiedy Ziemia była w fazie glacialnej, a kiedy interglacialnej (Milankovič, 1920).

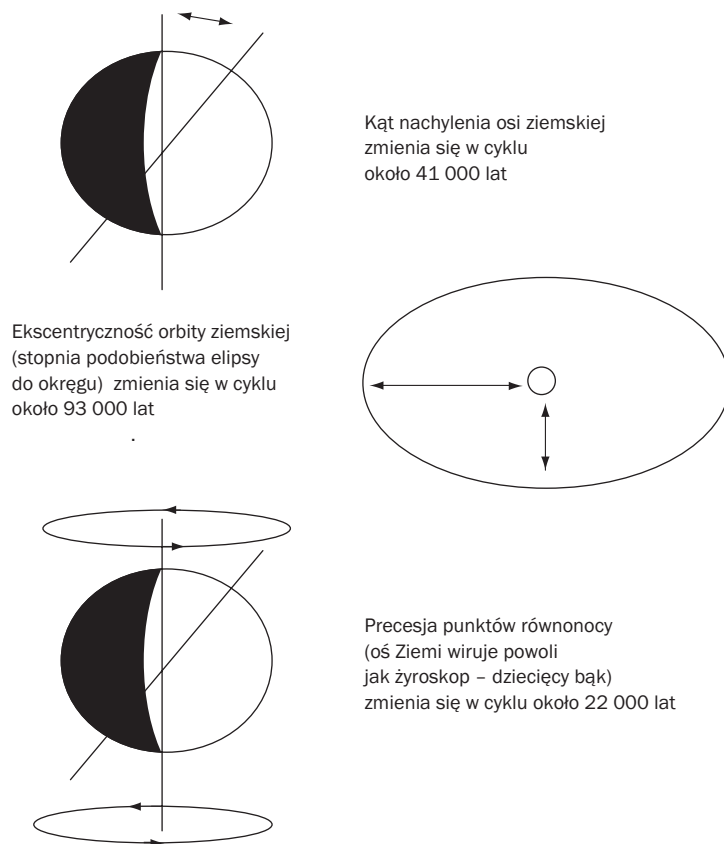
Milankovič doszedł do wniosku, że spadek ilości promieniowania słonecznego docierającego do północnej półkuli Ziemi jednocześnie pod koniec dwóch cykli: precesji i nachylenia osi ziemskiej, zwiększa prawdopodobieństwo, że Ziemia jest w fazie zlodowacenia, a odwrotna sytuacja koincyduje z okresami interglacialnymi. Przez



RYSUNEK 1.6. Paleodane na temat stężenia dwutlenku węgla i metanu w atmosferze w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym na tle regionalnych zmian temperatury odczytanej na podstawie składu izotopowego wodoru w lodzie. Według Barnola i in. (1987) i Chappelaza i in. (1990), reprodukowane z IPCC (1990) za zgodą

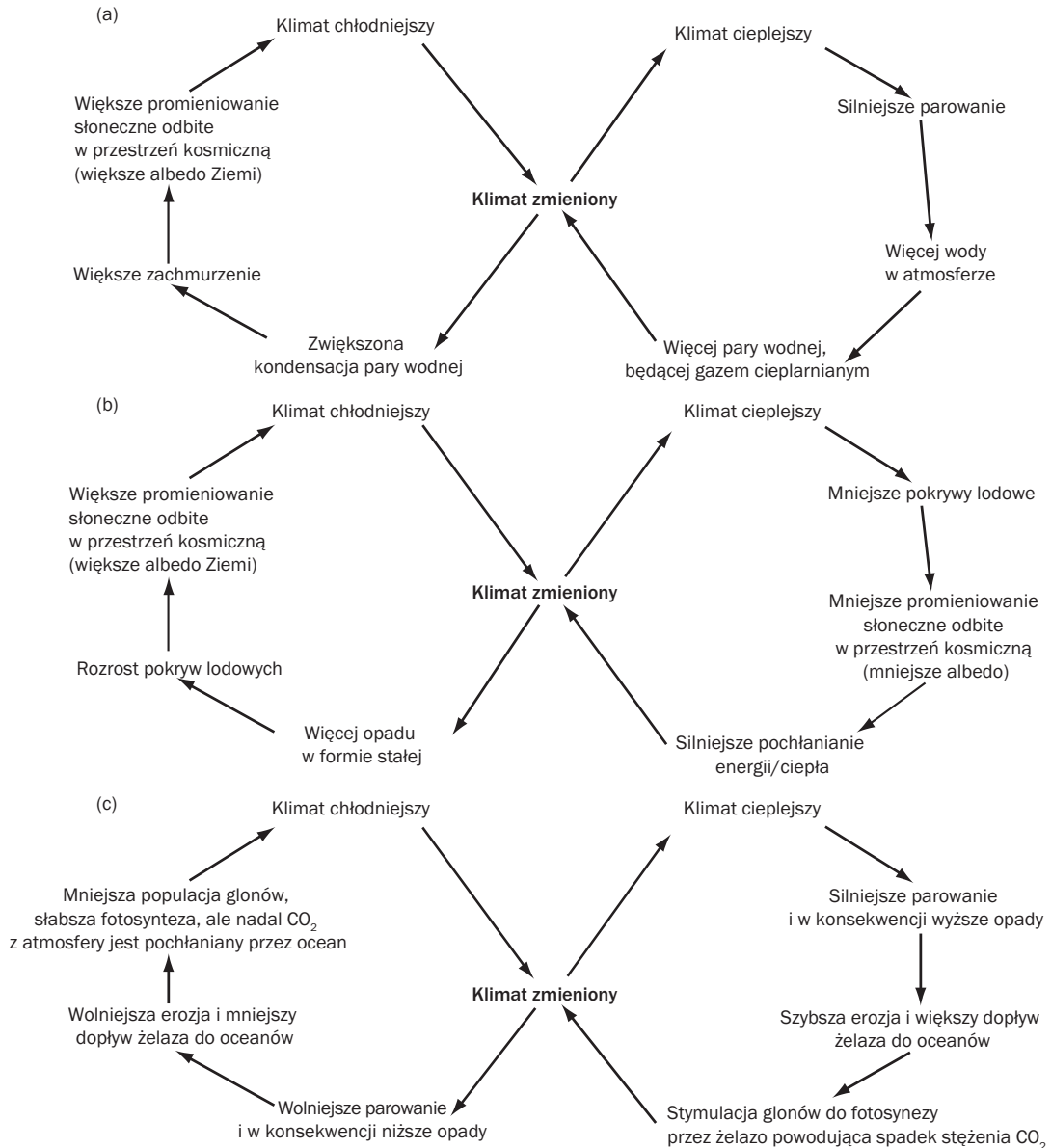
wiele lat teoria Milankovicia miała więcej przeciwników niż zwolenników. Z dwóch powodów. Po pierwsze, nie wiadomo wtedy dokładnie, kiedy zaczynały się, a kiedy kończyły glacjały i interglacjały, więc trudno było zweryfikować teorię Milankovicia. Po drugie, zmiana ilości promieniowania docierającego do jednostkowej powierzchni (1 m^2) na półkuli północnej, o której pisał Milankovič, była rzędu $0,7 \text{ W m}^{-2}$; innymi słowy, było to mniej niż jedna dziesiąta procenta promieniowania słonecznego (stała słoneczna wynosi około 1400 W m^{-2}) docierającego do planety. Uzyskane w latach 70. i 80. XX w. paleopomiary antarktycznych rdzeni lodowych spowodowały renesans idei Milankovicia. Potwierdziły datowania początku i końca epok lodowych. Pojawiły się również inne biotyczne dowody potwierdzające słuszność tej teorii.

Teoria Milankovicia wyjaśnia jedynie stymulację cykli glacialno-interglacialnych, ale nie mówi, skąd biorą się zmiany energii potrzebnej do zainicjowania i zakończenia glacjałów. Zatem co wzmacnia sygnał? Odpowiedź ukryta jest w złożonym



RYSUNEK 1.7. Parametry orbitalne Ziemi wpływające na klimat Ziemi według teorii Milankowicia: ekscentryczność, nachylenie osi ziemskiej i precesja punktów równonocy. Każdy parametr zmienia się w cyklu różnej długości. Łącznie determinują, w jaki sposób Ziemia jest ogrzewana przez Słońce

systemie biogeosfery (zwanym krótko biosferą). Na klimat globalny składa się wiele czynników. Niektóre z nich, np. erozja krzemianów (p. rozdz. 3), wpływają na planetę w długiej skali czasowej. Inne, jak spalanie paliw kopalnych (czynnik podstawowy), ozon troposferyczny i stratosferyczny (czynnik drugorzędny) oraz spalanie biomasy, aerozol mineralny i zmiany ilości energii dochodzącej ze Słońca (czynniki trzeciorzędne) modyfikują klimat w skali znacznie mniejszej niż stulecie. O innych czynnikach nadal niewiele wiemy i dlatego trudno określić ich wpływ na klimat (np. smugi kondensacyjne; p. rozdz. 5). Ponadto wiadomo, że wiele czynników działa skrycie lub współdziała synergicznie, oddziałując na klimat przez wiele dodatnich i ujemnych sprzężeń zwrotnych, które albo wzmacniają zachodzące zmiany, albo dążą do stabilizacji (utrzymania aktualnego stanu). Tu zajmujemy się głównie związkami życia biologicznego z klimatem, ale dla biologów interesujących się klimatem istotne jest także istnienie takich sprzężeń. Rysunek 1.8 ilustruje trzy przykłady (jest ich znacznie więcej). Rysunki 1.8a i 1.8b przedstawiają systemy fizyczne, które mogą działać na



RYСУNEK 1.8. Przykłady działania mechanizmów dodatnich i ujemnych sprzężeń zwrotnych wpływających na klimat

planetach pozbawionych życia biologicznego. Są to przykłady dodatniego sprzężenia zwrotnego, które wzmacniają lub intensyfikują działanie czynników determinujących klimat. Inaczej mówiąc, jeśli jakiś czynnik (uwalnianie gazów cieplarnianych naturalne lub antropogeniczne) powoduje ocieplenie klimatu, to dodatnie sprzężenie zwrotne będzie działać w kierunku jeszcze większego ocieplenia.

Rysunek 1.8c prezentuje biofizyczne sprzężenie zwrotne innego rodzaju. Jest to przykład ujemnego sprzężenia zwrotnego, które tłumi każdą zmianę klimatu. Wspomnieliśmy wcześniej o żelazie, które może stanowić swoisty nawóz w powierzchniowej warstwie oceanu stymulujący glony, co przyczynia się do szybszego wchłaniania dwutlenku węgla z atmosfery, zmniejsza efekt cieplarniany i ochładza planetę. Pójdźmy o krok dalej. Rozważmy świat nieco cieplejszy od obecnego. Oceany szybciej parują, co oznacza wzrost opadów atmosferycznych (deszczu lub śniegu) i szybszą erozję. Ten wzrost erozji geologicznej wpływa na zwiększenie ilości żelaza (uzyskanego na skutek erozji skał) transportowanego następnie do oceanów, co stymuluje glony i zwiększa ilość dwutlenku węgla pochłanianego przez oceany. Oczywiście, tempo i rozmiar tych naturalnych efektów może nie być tak duże, jak byśmy sobie tego życzyli, stąd dyskusja, czy powinniśmy sztucznie nawozić ocean żelazem czy podjąć jakieś inne działania (choć manipulowanie biosferą Ziemi bez dokładnego zrozumienia naturalnie działających mechanizmów jest nierozsądne). Wiemy, że istnieją sprzężenia zwrotne wzmacniające zachodzące zmiany, obok tych, które je tłumią, zatem nie dziwi nas, że zmiany klimatu nie zawsze zachodzą łagodnie. Na przykład, nie widzimy łagodnego przejścia od zlodowacenia do interglacjału. Zamiast tego obserwujemy gwałtowny skok (p. rys. 1.6). To tak, jakby dodatnie sprzężenie zwrotne pobudzało gwałtowne zmiany, a ujemne prowadziło do stanów stabilnych i jeden z tych dwóch typów dominował w różnych okresach. Całościowy obraz klimatu globalnego to system stabilnych (lub półstabilnych) stanów, pomiędzy którymi zachodzą od czasu do czasu gwałtowne przejścia. Jednym ze stymulatorów takich przejść jest odpowiednia kombinacja parametrów orbitalnych Ziemi prezentowana w teorii Milankovicia.

Powyższe rozważania prowadzą do pytania, czy obecne ocieplenie uruchamia mechanizmy, które je zintensyfikują? Jednym z niepokojących przykładów są procesy zachodzące z udziałem węgla w glebie, szczególnie w wysokich szerokościach geograficznych, rodzące obawy, że może on być uwolniony do atmosfery. Dotyczy to torfowisk położonych daleko na północy, w strefie, w której ziemia jest zamrznięta przez co najmniej część roku, oraz w obszarze wiecznej zmarzłoci. Michelle Mack z Uniwersytetu Florydzkiego z zespołem (Mack i in., 2004), z udziałem naukowców z Uniwersytetu Fairbanks na Alasce, badała zawartość węgla w alaskijskiej tundrze. Zawartość węgla w glebach tundry i lasów borealnych wydaje się ograniczona przez dostępność innych składników odżywczych, ponieważ prawie cały węgiel zgromadzony w glebie jest pochodzenia roślinnego, a wzrost roślin zależy od ilości składników odżywczych w glebie, szczególnie azotu. Uważa się, że wzrost temperatury gleby na skutek ocieplenia przyspieszy mineralizację składników pokarmowych z materii organicznej zawartej w glebie. To zwiększy wzrost roślin. Całkowita zawartość węgla w ekosystemie będzie zależała od równowagi pomiędzy wzrostem roślin (produktywność pierwotna) a tempem ich rozkładu. Eksperymenty w niższych szerokościach geograficznych (strefie gorącej i umiarkowanej) dały różne wyniki (przybliżone oszacowania dla gleb europejskich będą przedstawione w rozdziale 7), ale ekosystemy wysokich szerokości geograficznych, z powodu dużej ilości węgla w glebie, wykazują silną zależność między produktywnością a zawartością węgla w glebie. W 1981 r. Mack i jej zespół rozpoczęli jeden z najdłuższych trwających na Alasce eksperymentów,

polegający na dodawaniu składników odżywczych: 10 g azotu i 5 g fosforu na każdy metr kwadratowy rocznie, czyli pięć do ośmiu razy więcej, niż dostaje się do wilgotnych kwaśnych gleb w procesach naturalnych. Po dwudziestu latach trawiasta tundra, zdominowana przez tworzącą kępy wełniankę pochwowatą (*Eriophorum vaginatum*), zmieniła się w krzewiastą tundrę zdominowaną przez brzozę karłowatą (*Betula nana*). Zawartość węgla powyżej gruntu (w postaci roślin i ściółki) wzrosła znacznie; jednakże jego spadek w glebie był większy, tak duży, że każdy metr kwadratowy ekosystemu zawierał netto mniej o 2000 g węgla. (Azot w ekosystemie nie zmienił się tak znacznie, ale pod koniec eksperymentu był w znacznej części zmagazynowany nad ziemią w roślinach). Straty węgla sięgały w przybliżeniu 10% jego początkowej zawartości w ekosystemie. Ponieważ obecnie gleby zawierają około 1500 Gt C (dla porównania atmosfera zawiera 750 Gt C) i około 1/3 z tego zmagazynowana jest w glebach arktycznych i borealnych, to istnieje obawa, że ocieplenie tych gleb może spowodować uwolnienie znacznej ilości węgla do atmosfery. Ten zastrzyk węgla powiększy jego dopływ na skutek spalania paliw kopalnych i zmian sposobu użytkowania gleb. To może przyspieszyć proces ocieplenia.

Wracając do wspomnianych zróżnicowanych wyników zmian tempa uwalniania węgla w glebach stref umiarkowanej i gorącej, to do wyjaśnienia problemu może przyczynić się rozważenie różnych postaci węgla o różnych okresach obiegu. Model trzech zbiorników węgla, każdy o innym okresie obiegu, zaproponowano w 2005 r. (Knorr i in., 2005). Model ten zastosowano do danych z 13 wcześniej opublikowanych eksperymentów z ogrzewaniem gleb w strefach gorącej i umiarkowanej, trwających od 100 dni do dwóch lat. Otrzymano różne wyniki, ale co ważniejsze, spójne z wcześniej uzyskanymi. Zbiorniki węgla o szybszym obiegu węgla maskowały zmiany w zbiornikach o wolniejszych obiegach. Wyniki badań sugerują, że szybsze uwalnianie węgla z cieplejszych gleb może zachodzić przez wiele lat. To ostatnie spostrzeżenie wymaga jeszcze sprawdzenia, a jeśli ocieplenie będzie trwało nadal, będziemy mieli okazję się o tym przekonać.

Aby odnieść eksperyment z Alaski do obecnego wzrostu stężenia dwutlenku węgla w atmosferze i istniejących zbiorników węgla, ocieplenie w wysokich szerokościach może w pewnym okresie spowodować wzrost (wynikający głównie ze spalania paliw kopalnych) stężenia atmosferycznego dwutlenku węgla od połowy do dwóch razy w ciągu dwudziestu lat lub w dłuższym okresie. Jednakże sumaryczny wpływ zmian klimatu na zawartość węgla w glebie jest niepewny. Może okazać się, że ocieplenie uwalnia więcej węgla z gleb tundry, co zwiększy ocieplenie. (Jest to inny przykład dodatniego sprzężenia zwrotnego). Trójzbiornikowy model obiegu węgla, zastosowany do rzeczywistych wyników eksperymentu, sugeruje, że wzrost ilości węgla uwolnionego z gleby przy wzroście temperatury może wystąpić w glebach strefy umiarkowanej i gorącej, nie tylko w borealnych glebach wysokich szerokości (i o dużej zawartości węgla). Jak zobaczymy (p. rozdz. 7), może to niweczyć propozycje polityków z krajów strefy umiarkowanej wykorzystania gleb jako zbiornika węgla w celu zrównoważenia wzrostu atmosferycznego dwutlenku węgla, pochodzącego ze spalania paliw kopalnych. Warto jednak zauważyć, że istnieje mechanizm sprzężenia zwrotnego między stężeniem dwutlenku węgla w atmosferze i glebie, w którym pośredniczą zmiany temperatury, nawet jeśli precyzyjna siła tego sprzężenia nie jest jeszcze znana.

Tak przedstawia się ogólny obraz sprzężeń i przejść między stanami półstabilnymi. Jak należało się spodziewać, klimatolodzy kontynuują badania nad ujemnymi i dodatnimi sprzężeniami w systemie. Od połowy lat 80. XX w., gdy technologia informatyczna stała się na tyle doskonała, by umożliwić tworzenie modeli o odpowiedniej złożoności i uzyskać interesujące, nadające się do interpretacji wyniki, badania modelowe uzyskują wielomilionowe dotacje. Modele dobrze oddają ogólne cechy klimatu, ale znacznie gorzej szczegóły, zarówno w przestrzeni, jak i czasie. Niestety, czasem wyniki nie pasują do tego, co wiemy (p. rozdz. 5). Na przykład, w latach 90. XX w. modele słabo odtwarzały warunki klimatyczne w wysokich szerokościach (ocieplenie następowało tam znacznie szybciej, niż przewidują to modele). Modele z początku XXI w. uwzględniają niektóre procesy zachodzące w biosferze, ale wciąż nie są doskonałe. Jednakże stają się coraz lepsze, ich rozdzielczość rośnie (w pionie i poziomie) i uwzględniają coraz więcej cech i procesów działających w systemie ziemskim. Od końca lat 90. XX w. programiści stopniowo uwzględniają w modelach procesy biologiczne i dlatego wyniki są coraz bliższe rzeczywistości (wynikom eksperymentów). Biolodzy i geolodzy mają wiele do zrobienia, ponieważ zdarzenia klimatyczne często zaznaczają się w ekosystemie, czego ślady możemy znaleźć w zapisie geologicznym. Nie tylko dlatego, że różne gatunki żyją w odmiennych warunkach klimatycznych, ale także dlatego, że są modyfikowane przez długoterminowe zmiany klimatu (co widać np. w słojach drzew, wrócimy do tego w rozdziale 2).

Przed 1980 r. mieliśmy słabe pojęcie o tym, jak zmienia się klimat globalny, istniały nawet wątpliwości co do tego, czy się ociepla, czy ochładza. Gdy w latach 70. XX w. analizowano pierwsze rdzenie lodowe stwierdzono, że ostatnie zlodowacenie trwało 100 000 lat, a poprzedni interglacjał około 10 000 lat, że przejście między nimi było nagłe, a nie stopniowe. Dlatego wiedząc, że obecny interglacjał (holocen) trwa już około 10 000 lat, w latach 70. XX w. sądzono, że następne zlodowacenie się zbliża i cywilizacji zagraża raczej globalne ochłodzenie. Konieczne były badania, by ocenić siłę różnych czynników oddziałujących na klimat. W latach 80. XX w. uświadomiono sobie, że nasza planeta ogrzewa się. Gazy cieplarniane pochodzenia antropogenicznego dodano do czynników naturalnych powodujących ocieplenie, i okazały się one silniejsze, niż te powodujące ochłodzenie. Powstało pytanie, jak silnego ocieplenia możemy się spodziewać przy dwutlenku węgla emitowanym przez człowieka podczas spalania paliw kopalnych i jak to wygląda na tle zmian innych czynników decydujących o zmianach klimatu? Było to tematem pierwszego raportu IPCC opublikowanego w 1990 r.

1.6. Inne czynniki oddziałujące na klimat

Zmienność parametrów orbitalnych Ziemi opisana przez Milankovicia i zmiany zdolności odbijania promieniowania słonecznego (albedo) pokryw lodowych (i innych powierzchni) pokazują, że nie tylko gazy cieplarniane, ale też inne czynniki oddziałują na klimat. Poprzez mechanizm sprzężeń zwrotnych zwiększają lub zmniejszają rozmiar zmian. Także ich własna zmienność może wpłynąć na klimat. Jednakże większość klimatologów zgadza się, że antropogeniczny zastrzyk gazów cieplarnianych

jest podstawowym czynnikiem powodującym obecne ocieplenie. Nie znaczy to jednak, że można zlekceważyć inne, niezwiązane z gazami cieplarnianymi czynniki.

Kontrowersje budzi w szczególności jeden czynnik, choć zasadniczo istnieje zgoda, że jego wpływ ma mniejsze znaczenie niż gazy cieplarniane. Są nim zmiany ilości energii emitowanej przez Słońce lub zmiany intensywności promieniowania Słońca, które były główną przyczyną zmian klimatu w ciągu ponad trzech miliardów lat rozwoju biosfery ziemskiej. Jak zobaczymy w rozdziale 3, temperatura Słońca, które jest gwiazdą ciągu głównego, rośnie od setek milionów, czy miliarda lat. Jednakże w krótszej skali czasowej, setek i tysięcy lat, jest dość stabilna (ale nie całkowicie). W jeszcze krótszej skali obserwujemy wpływ na klimat plam słonecznych występujących w 11-letnim cyklu. Powoduje on jednak niewielkie wahania promieniowania rzędu 0,08%, zbyt małe, by spowodować znaczący efekt. Plamy na Słońcu mogą zmienić globalny klimat o 0,02 do 0,4°C. Zmiana aktywności plam słonecznych nie powoduje analogicznych wahań temperatury globalnej, ale może nakładać się na zmiany powodowane przez inne czynniki (Foukal i in., 2004).

Pytanie, czy Słońce jest odpowiedzialne za współczesne ocieplenie w znaczącym stopniu, pojawiło się ze względu na nieznacznie zwiększoną aktywność słoneczną w XX w. Przez znaczną część stulecia temperatura na Ziemi wzrastała lub spadała prawie synchronicznie ze zmianami aktywności słonecznej. Czy Mała Epoka Lodowa była związana z aktywnością słoneczną, postaramy się odpowiedzieć na to pytanie w rozdziałach 4 i 5.

Od 1978 r. potrafimy mierzyć aktywność słoneczną z satelity i korelować ją z liczbą plam słonecznych, które obserwujemy już od kilkuset lat. Związek nie jest wyraźny, ale istnieje. Jednakże obserwujemy jeszcze inną długoterminową (rzędu setek lat) składową słoneczną, której dokładna wartość nie jest znana, ale wiemy, że jest mniej więcej pięciokrotnie większa niż zmiany słoneczne spowodowane aktywnością plam. Ponadto wydaje się, że istnieje korelacja między temperaturą globalną a ilością promieniowania emitowanego przez Słońce (w rozdziale 4 pokażemy, że mogło to mieć pewien wpływ na Małą Epokę Lodową), ale nadal nie mamy pewności, czy związek ten jest rzeczywisty, częściowy, czy tylko przypadkowy?

W 2004 r. pięciorosowy zespół naukowców z Niemiec, Finlandii i Szwajcarii wykorzystał serię danych na temat zawartości izotopu węgla ^{14}C w pierścieniach drzew z okresu 11 000 lat (Solanki i in., 2004). Zawartość izotopu ^{14}C może posłużyć do datowania obiektów metodą radioaktywną, ponieważ ^{14}C powstaje w górnej atmosferze w mniej więcej stałym tempie. Następnie jest absorbowany przez żyjące organizmy i ulega powolnemu rozpadowi w tempie eksponencjalnym. Na podstawie stosunku pozostałej po rozpadowie ilości ^{14}C do ilości stabilnego izotopu ^{12}C można datować obiekty, aczkolwiek z pewnym błędem. W rzeczywistości ^{14}C nie jest produkowany w idealnie jednakowym tempie. Powstaje z azotu w wyższej warstwie atmosfery pod wpływem promieniowania kosmicznego; ilość promieniowania kosmicznego jest wskaźnikiem emisji Słońca. Licząc pierścienie przyrostowe drzew na kilku próbkach, można określić wiek poszczególnych pierścieni. Jest zatem możliwe ustalenie, czy w jakimś określonym momencie powstało więcej lub mniej ^{14}C w porównaniu z ilością, jaka byłaby produkowana, gdyby aktywność słoneczna była stała. Ocenę aktywności słonecznej dokonaną przez wspomniany zespół naukowców na

podstawie analizy ^{14}C potwierdziły dane o zawartości ^{10}Be (izotopu berylu) w antarktycznych i grenlandzkich rdzeniach lodowych. Ilość tego izotopu także jest związana z aktywnością słoneczną. Zbadano, że aktywność słoneczna pod koniec XX w. rzeczywiście była niespotykanej wysokości, co mogło przyczynić się częściowo do globalnego ocieplenia w tym okresie. Jednak nie była to raczej główna przyczyna ocieplenia (Solanki i in., 2004).

Istnieje wiele czynników oddziałujących na klimat. Niektóre z nich sprzyjają ociepleniu, inne nie. Jedne mają silny wpływ, inne słabszy. Gazy cieplarniane są silnym czynnikiem kształtującym klimat. Zmiany ilości energii emitowanej przez Słońce następują przez dziesiątki tysięcy lat, ale są raczej niewielkie. Ich efekt może nakładać się na zmiany klimatu wynikające z oddziaływania innych czynników i w ten sposób powodować niewielkie wahania (typu Małej Epoki Lodowej). Mało prawdopodobne jest jednak, by słabe czynniki (np. niewielki wzrost emitowanej energii słonecznej w XX w.) mogły wyjaśnić duże zmiany temperatury. Pamiętajmy jednak, że zmiany energii docierającej latem do półkuli północnej zgodnie z teorią Milankovicia są niewielkie. Jak zobaczymy w rozdziale 3 i 4, te małe zmiany promieniowania słonecznego mogą dać impuls większym zmianom zawartości gazów cieplarnianych: dwutlenku węgla i metanu, gdy Ziemia przechodzi z fazy glacialnej do interglacialnej (i odwrotnie). Oczywiście gazy cieplarniane nie są jedynym czynnikiem przyczyniającym się do współczesnego ocieplenia. Są inne, wzmacniające lub osłabiające to ocieplenie, a wzrost promieniowania słonecznego jest tylko jednym z nich. Wśród pozostałych można wymienić aktywność wulkaniczną, uwalnianie metanu przez oceany oraz cyrkulację oceaniczną i atmosferyczną wpływającą na klimat w skali regionalnej. Wrócimy do tego w dalszej części książki. Czynniki te mogą mieć pewien wpływ na zmiany obecnego klimatu, ale nie są dominujące. Nie można ich jednak całkiem pominąć, ponieważ, jak zobaczymy później, mogą odegrać poważną rolę w przyszłości, zwłaszcza zmiany cyrkulacji mogą wspomóc przejścia między półstabilnymi stanami klimatu.

1.7. Obieg wody, zmiany klimatu i życie organiczne

Jak wspomniano i do czego jeszcze później wrócimy, przy globalnym ociepleniu możemy spodziewać się większego parowania z powierzchni oceanów. Jest to przynajmniej w części potwierdzone przez modele klimatyczne dotyczące koncentracji pary wodnej w atmosferze. Spodziewamy się, że silniejsze parowanie spowoduje zwiększenie opadów (deszczu lub śniegu) oraz odpływu rzeczny. Ale czy istotnie?

System ziemski jest złożony. Życie biologiczne nie tylko pozostaje pod bezpośrednim wpływem zmian klimatu; również i ono, jak zobaczymy później, wpływa bezpośrednio i pośrednio na zmiany klimatu. Oczywiście nie wszystkie zmiany klimatu wiążą się z życiem biologicznym.

Po pierwsze, choć ocieplenie globalne powoduje wzrost parowania (nie zmieniając innych czynników, takich jak całkowite widmo promieniowania), nie oznacza to jeszcze większych opadów. Weźmy skrajny przykład. Wenus jest dużo cieplejsza od Ziemi i efekt cieplarniany na Wenus jest znacznie silniejszy. Temperatura na Wenus jest tak wysoka, że woda występuje w atmosferze jedynie w postaci pary wodnej. Ale