

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

**EFEKT CIEPLARNIANY A GLOBALNE ZMIANY
ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO**

Barbara Obrębska-Starkel i Leszek Starkel

Nr 4

1991



Z E S Z Y T Y

INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

P A N

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

**EFEKT CIEPLARNIANY A GLOBALNE ZMIANY
ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO**

Barbara Obrębska-Starkel i Leszek Starkel

Nr 4

1991

THE GREENHOUSE EFFECT
AND THE GLOBAL ENVIRONMENTAL CHANGES

Opracowanie wykonano w ramach prac Komitetu Narodowego
Programu IGBP – Global Change przy Prezydium
Polskiej Akademii Nauk

ZESZYTY

INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PAN

Redaguje zespół w składzie:

Teresa Kozłowska-Szczęsna (redaktor),

Alicja Breymeyer (zastępca redaktora),

Jerzy Grzeszczak,

Bronisław Czyż (sekretarz)

Opiniowała do druku:

doc. dr Janina Trepłńska

Adres redakcji:

00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30,

tel. 26 19 31, 26 83 29; telefax 48 22 267 267

Opracowanie redakcyjne:

Barbara Jaworska

Spis treści

	str.
Wprowadzenie (L. Starkel).....	5
1. Model funkcjonowania systemu klimatycznego (B. Obrębska-Starkel)	6
2. Obieg energii i materii (L. Starkel, B. Obrębska-Starkel)	12
3. Długo- i krótkoterminowe zmiany klimatu (L. Starkel, B. Obrębska – Starkel)	21
4. Narastanie ingerencji człowieka w środowisku przyrodniczym (L. Starkel) ..	26
5. Zmiany w atmosferze: efekt cieplarniany i dziura ozonowa (B. Obrębska – Starkel)	33
6. Scenariusze zmian klimatu (B. Obrębska – Starkel)	37
7. Skutki efektu cieplarnianego a kurczące się zasoby środowiska (L. Starkel, B. Obrębska – Starkel)	42
8. Skutki społeczno-ekonomiczne (L. Starkel)	50
9. Międzynarodowe programy badawcze (L. Starkel)	58
10. Ludzkość wobec efektu cieplarnianego (B. Obrębska – Starkel)	63
Summary	66
Literatura	67

Spis treści

Wprowadzenie (L. Stankiewicz) 5

1. Model funkcjonowania systemu tłumaczeniowego (II. Opatowska-Stankiewicz) 6

2. Ciągłe wyzwalanie i kontrola (II. Stankiewicz, II. Opatowska-Stankiewicz) 12

3. Ciągłe i kontrolowane wyzwalanie (II. Stankiewicz) 21

4. Ciągłe i kontrolowane wyzwalanie w kontekście psychologicznym (II. Stankiewicz) 26

5. Wzrost w atmosferze ciągłego wyzwalania i kontrolowania (II. Opatowska-Stankiewicz) 33

6. Ciągłe wyzwalanie i kontrolowanie (II. Opatowska-Stankiewicz) 37

7. Ciągłe wyzwalanie i kontrolowanie a kontrola nieciągłego wyzwalania (II. Stankiewicz, II. Opatowska-Stankiewicz) 42

8. Ciągłe wyzwalanie i kontrolowanie (II. Stankiewicz) 50

9. Ciągłe wyzwalanie i kontrolowanie (II. Stankiewicz) 58

10. Ciągłe wyzwalanie i kontrolowanie (II. Opatowska-Stankiewicz) 63

Składowe 66

Literatura 67

Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego

Wprowadzenie

Otoczający nas, wielowymiarowy świat przyrody jest trudny do ogarnięcia w różnorodności mechanizmów jego funkcjonowania. Ziemia jest potężnym laboratorium, w którym bezustannie odbywa się wymiana energii i obieg materii. A tymczasem już przyjrzenie się małemu skrawkowi przyrody wywołuje naszą fascynację funkcjonowaniem tych mechanizmów. Nawet wszelkie zaburzenia i odchylenia są jakby wkalkulowane w równowagę systemu globalnego.

Różnorodność przyrody i jej pozornie niezmiernie bogactwo odsuwały w cień przez stulecia pytanie o wyczerpywalność zasobów. Ale wraz z rewolucją przemysłową i eksplozją demograficzną zasoby zaczęły się gwałtownie kurczyć, w różnych regionach ziemi pojawiły się drastyczne braki wody, energii, żywności. Przyspieszone zostały wymiana energii i obieg materii, wprowadzono do obiegu nowe, kopalne lub sztuczne źródła energii oraz substancje. I wreszcie, poprzez nadprodukcję gazów szklarniowych sięgnięto po zaburzenie równowagi systemu klimatycznego Ziemi, a reakcjami termojądrowymi zagrożono istnieniu życia.

Podstawowym zadaniem społeczności światowej staje się zahamowanie degradacji przyrody. Aby to jednak uczynić, należy poznać mechanizmy zjawisk przyrodniczych, zrozumieć na czym polega zaburzenie wymiany energii i obiegu materii przez gospodarke człowieka.

Efekt cieplarniany istnieje w środowisku naturalnym, niezaburzonym wzrostem koncentracji CO₂ i innych gazów szklarniowych. Ale nasilenie się efektu cieplarnianego w wyniku działalności człowieka prowadzi do groźnych zaburzeń bilansu energetycznego. Nakładają się one na pasmo działań wywołujących degradację środowiska przyrodniczego.

W ostatniej dekadzie opracowywane są scenariusze zmian, toczą się dysputy, jaką skalę może osiągnąć ocieplenie klimatu, jak odbije się ono na rozkładzie i funkcjonowaniu ekosystemów. Jedno jest pewne — musimy być przygotowani na zmianę, a nawet więcej, już teraz musimy jej przeciwdziałać. Za 10-15 lat może być za późno, szczególnie w obszarach, które bez widocznych jeszcze skutków efektu cieplarnianego znalazły się na progu katastrofy ekologicznej.

Celem niniejszej pracy jest przybliżenie czytelnikowi tej tematyki: Jak funkcjonuje system ziemski? W jakim kierunku postępują jego przemiany? Jakie mogą być skutki przyrodnicze i konsekwencje gospodarcze i społeczne efektu cieplarnianego i towarzyszącej mu degradacji zasobów środowiska?

1. Model funkcjonowania systemu klimatycznego

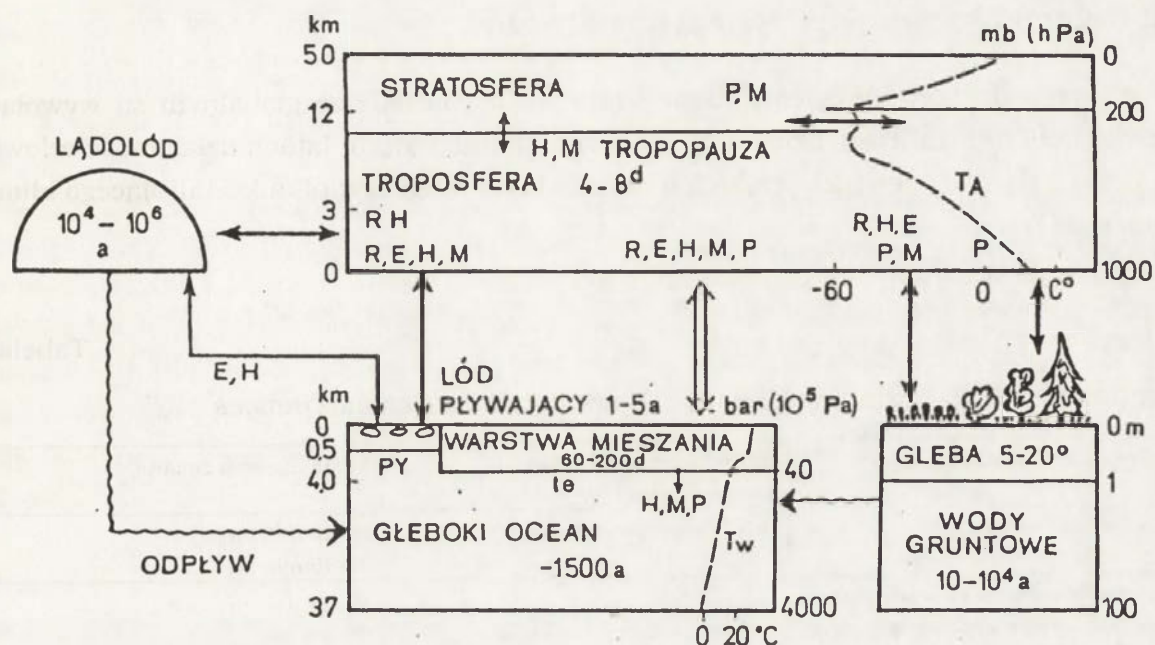
Efekty funkcjonowania atmosfery, których przejawy odnajdujemy w klimacie, dają odczucie ogromnej jej różnorodności i zmienności zależnie od miejsca i czasu. Zatem określając klimat należy przyjąć takie uogólnienia i uproszczenia, aby i ta różnorodność znalazła swój wyraz, poprzez ukazanie procesów fizycznych w atmosferze i ich związków z całym kompleksem środowiska Ziemi.

1.1 Klimat Ziemi jako produkt oddziaływania składowych środowiska przyrodniczego

W ostatnich kilku dziesiątkach lat jesteśmy świadkami jak ewoluuje pojęcie klimatu w związku z postępem badań modelowych środowiska przyrodniczego Ziemi. Do niedawna klimat charakteryzowano jako wieloletni stan pogód w danym miejscu. Obecnie zaś uwzględnia się mechanizmy, które decydują o jego powstaniu i funkcjonowaniu. Klimatologia współczesna tworzy fizyczną teorię klimatu, operując prawami fizyki, chemii i biologii przy objaśnianiu związków, jakie zachodzą między atmosferą a oceanem, powierzchnią lądu, roślinnością, pokrywą śnieżną i lodową (Flohn 1980 a; Karol 1988; Schönwiese, Diekmann 1990; ryc.1).

W ujęciach modelowych klimat traktuje się jako pewien układ strukturalny odnoszący się do długich okresów czasu, a powstały wskutek oddziaływań i sprzężeń zwrotnych między atmosferą a komponentami środowiska: hydrosferą, litosferą, kriosferą i biosferą. Głównym motorem decydującym o dynamice tego systemu jest energia, pochodząca z zewnątrz (z przestrzeni kosmicznej). Mianowicie, dopływ energii promienistej Słońca wyzwala wymianę energii i obieg materii w układzie Ziemia — atmosfera, objawiający się takimi procesami fizycznymi, jak parowanie i kondensacja, przekazywanie energii na drodze promieniowania, konwekcji i przewodzenia oraz ruchu mas powietrznych i wodnych. W kształtowaniu tych procesów mają swój udział siły grawitacji Ziemi i układu słonecznego.

W tworzeniu modelu systemu klimatycznego bierze się pod uwagę fakt, że o wymianie energii i materii — poza dopływem promieniowania słonecznego — decydują właściwości fizyczne litosfery, atmosfery i oceanu, procesy hydrologiczne, biologiczne, a nawet antropogeniczne. Dlatego ich charakterystyki traktuje się w modelu klimatycznym jako elementy wprowadzane do systemu (input) (Kozuchowski 1990). Po stronie wyjściowej modelu (output) uzyskujemy dane o klimacie w postaci informacji o stosunkach radiacyjnych, termicznych, wilgotnościowych itp. U podstaw takiego postępowania tkwi założenie, że



Ryc. 1. Model systemu klimatycznego i wzajemne oddziaływanie podsystemów (wg Flohn 1980a)

R — promieniowanie, H — ciepło, E — parowanie, P — wymiana masy, M — impulsy sił tarcia, TA i TW — profil temperatury w atmosferze i oceanie, te — termoklina, py — pycnoklina. Skala czasu: d — dni, a — lata, 1. oddziaływanie słabe, 2. oddziaływanie silne (strzałki podwójne)

Fig. 1. Model of the climatic system consisting of many interacting subsystems (Flohn 1980a)

R — radiation, H — heat, E — evaporation, P — matter cycling, M — impulses of friction forces, TA and TW — thermal profile in the atmosphere and ocean, te — thermocline, py — pycnocline. Time scales: d — days, a — years, 1. weak impact, 2. strong impact (doubled arrows)

w danym okresie i w danym miejscu system klimatyczny reprezentuje stan równowagi dynamicznej, będącej efektem ustalania się określonych związków pomiędzy elementami środowiska, które uwzględniliśmy na wejściu do systemu. Zmiany klimatyczne mogą pojawić się wówczas, gdy następuje zmiana relacji między składnikami systemu (zmiana o charakterze wewnętrznym), lub zmieniają się wpływy czynników zewnętrznych.

Komplikację w modelowaniu przyczyn zmian klimatu powoduje to, że przy tych samych relacjach między komponentami systemu możliwe jest istnienie różnych stanów równowagi dynamicznej, czyli może pojawiać się różny jakościowo klimat.

Wynika to między innymi z różnic masy, powierzchni i ogólnej pojemności cieplnej składników systemu klimatycznego, które — w związku z tym — z różną szybkością reagują na energię Słońca. I tak, bezwładność cieplna atmosfery i aktywnej warstwy lądów, uczestniczącej w wymianie ciepła z atmosferą, są zbliżone. Natomiast oceany, reprezentujące w stosunku do lądów większą masę i o około 2 rzędy wielkości wyższą pojemność cieplną reagują powoli i to tym wolniej, im wymiana cieplna sięga głębszych ich warstw. Tak więc, inercja cieplna opisanych środowisk powoduje, że reakcja na dany bodziec pojawia się w atmosferze w ciągu tygodni lub miesięcy, w powierzchniowej warstwie oceanu — po latach i dziesięcioleciach, zaś w głębinach oceanicznych — po upływie stuleci (Flohn 1980b; Karol 1988).

1.2 Czynniki kształtujące system klimatyczny

W przeważającej większości zmiany klimatu o charakterze globalnym są wywołane przyczynami naturalnymi. Dopiero w ostatnich kilkudziesięciu latach działalność człowieka, degradująca środowisko przyrodnicze, urosła do rangi czynnika kształtującego klimat Ziemi (tab. 1).

Tabela 1

Czynniki powodujące zmiany klimatu *Main controls of climatic changes*

Przyczyny zmian klimatu	Konsekwencje dla systemu klimatycznego	Skala czasowa zmian
Czynniki tektoniczne	Ruchy skorupy ziemskiej	30-40 mln lat 10-15 mln lat
Czynniki astronomiczne. Długookresowe zmiany elementów orbity ziemskiej (kształtu, elipsy, nachylenia płaszczyzny równika ziemskiego do ekliptyki)		90 tys. lat 40 tys. lat
Czynniki astrofizyczne. Zmiany aktywności Słońca. Zmiany aktywności geomagnetycznej Ziemi	Cykliczność w przebiegu ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza	Cykliczność 11-22 lata, 35 letnia (?) 90-110 letnia
Czynniki geofizyczne. Ruch obrotowy Ziemi (wahania prędkości kątowej i wędrówka osi obrotu w globie ziemskim — nutacja)	Tworzenie się pływów biegunowych, zmiany w poziomie oceanu światowego, w tym prądów morskich	Cykl 14,4 miesiąca (swobodna nutacja). Cykl roczny, powodujący sezonowe zmiany rozkładu masy atmosfery Ziemi
Czynniki sejsmologiczne. Pyłowe i gazowe. Erupcje wulkaniczne	Zmiany w dopływie promieniowania i rozkładzie temperatury powietrza	
Czynniki antropogeniczne	Zmiany chemizmu atmosfery, wywołujące zmiany w transmisji i reemisji promieniowania. Zmiany podłoża atmosfery, przekształcenia naturalnego obiegu wilgoci. Przyrost średniej temperatury powietrza.	

Określenie roli czynników, generujących zmiany klimatu wymaga wyjaśnienia, co rozumie się przez czynniki zewnętrzne i wewnętrzne w stosunku do systemu klimatycznego. Otóż, termin „zewnętrzny” (Schönwiese 1979) nie musi oznaczać, że czynnik ten jest wyłącznie pochodzenia pozaziemskiego. Ważne jest natomiast, że między danym czynnikiem a systemem klimatycznym nie istnieje sprzężenie zwrotne. Do takich czynników należą na przykład erupcje wulkaniczne, które dostarczając pyłów i gazów do troposfery i stratosfery powodują deficyt promieniowania, a następnie — ochładzanie. Wpływają one na klimat, lecz klimat nie warunkuje działalności wulkanów. Podobnie należy rozumieć rolę klimatotwórczą spełnianą przez konfigurację lądów i mórz, lub skład chemiczny atmosfery.

Pierwszoplanowym zewnętrznym czynnikiem pozaziemskim są zmiany w dopływie energii słonecznej do górnej granicy atmosfery (Kislov 1989). Miara tej aktywności jest tzw. stała słoneczna, reprezentująca umownie strumień energii słonecznej na jednostkę

czasu i powierzchni ($1367 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) na górnej granicy atmosfery. W przebiegu sekularnym stała słoneczna waha się w granicach 0,3%.

W badaniach dziejów klimatu zmiany stałej słonecznej są wykrywalne poprzez śledzenie związków w układzie Słońce — Ziemia, ważnych dla rozwoju procesów pogodowych i klimatu. Najwięcej uwagi poświęca się tu plamom słonecznym jako znamionom aktywności słonecznej, określonym numerycznie jako liczby Wolfa. Pojawiają się one okresowo, co wykazano metodami bezpośrednimi i wpływają na cykliczność zjawisk w środowisku biotycznym i abiotycznym. Przejawia się to w około jedenastoletnich cyklach aktywności słonecznej i ich wielokrotności, które są widoczne w wieloletnim przebiegu elementów klimatu i w rozwoju roślinności (np. roczne przyrosty drzew). H.H. Lamb (1977), E.P. Borisenkov (1982) i inni stosują podział naturalnych czynników powodujących zmiany klimatyczne:

- na czynniki astronomiczne, związane ze zmianą parametrów orbity ziemskiej, nachyleniem osi ziemskiej i procesami w systemie słonecznym, a w tym przede wszystkim na Słońcu,
- na czynniki geofizyczne, uwarunkowane takimi właściwościami Ziemi jak: jej masa, szybkość ruchu obrotowego, pole grawitacyjne i magnetyczne, wewnętrzne źródła ciepła i skład atmosfery w procesie jej ewolucji,
- na czynniki cyrkulacyjne, związane z procesami wewnątrz atmosfery.

W kształtowaniu współczesnych zmian klimatu największą rolę odgrywa zmiana chemizmu atmosfery wywołana przez człowieka. Natomiast czynniki wymienione wyżej określają tło i kierunek naturalnych zmian klimatu. I tak, analiza astronomicznych czynników, koncentrujących się głównie wokół zmian parametrów orbity Ziemi i warunkujących dopływ energii słonecznej pozwala wnioskować, że przebieg naturalnych procesów zmierza ku nowej epoce lodowej, a związane z tym osłabienie promieniowania całkowitego odbywa się z szybkością 0,2 - 0,4% na tysiąclecie. W prognozowaniu klimatu jawi się dylemat, która z tendencji zmian klimatycznych: ochładzanie czy ocieplanie będzie decydowała o przyszłości systemu klimatycznego środowiska przyrodniczego i ludzkości.

1.3 Numeryczne metody prognozowania zmian klimatycznych

Odpowiedź na pytanie jakie będą losy klimatu w przyszłości jest trudna. Jeśli sięgniemy do wyników instrumentalnych badań meteorologicznych i spróbujemy określić na ich podstawie tendencje zmian klimatycznych w przyszłości, to te około dwustuletnie serie okazują się zbyt krótkie, by mogły tę kwestię rozwiązać. Podobnie dzieje się nawet wtedy, gdy przedłużymy ciąg obserwacji instrumentalnych na podstawie różnych danych pośrednich (np: przyrostów drzew, zapisów historycznych w kronikach, wyników badań archeologicznych), gdyż wnikając w przeszłość mamy coraz uboższe i coraz mniej pewne informacje. Ponadto w krótkim okresie czasu trudno jest — zważywszy zmienność klimatu — odróżnić okresowe fluktuacje od wyraźnych jego zmian. Toteż, gdy zawodzą obserwacje ilościowe i eksperymenty laboratoryjne, zwracamy się ku modelowaniu matematycznemu. Model jest bowiem mniej lub bardziej wyidealizowaną wizją systemu

klimatycznego, w której bierze się pod uwagę stan systemu ze względu na działanie czynników wewnętrznych i zewnętrznych. System klimatyczny opisuje się szeregiem równań, które pozwalają symulować mniej lub bardziej skomplikowane zjawiska. Oczywiście, przy bardzo uproszczonych modelach, przewidywanie stanu systemu klimatycznego jest bardzo ograniczone. Modele klimatyczne, aby spełniać swoje zadanie winny być jak najbardziej zbliżone do rzeczywistości, którą odtwarzają i wówczas też będą mogły służyć wiarygodnej prognozie (Schönwiese, Diekmann 1990). W systemie klimatycznym podstawowym procesem jest wymiana energii w przestrzeni między niejednorodną powierzchnią podłoża, złożoną z kontynentów i wód a aktywną atmosferą. Modele można więc uporządkować wedle stopnia komplikacji przy określaniu wymiany energii (Dickinson 1989; Jakubiak 1990), tzn. zależnie od metod parametryzacji, czyli od ilości uwzględnianych parametrów i sposobu ich przedstawiania za pomocą równań matematycznych.

Najprostszy „zerowymiarowy” model klimatu, tzn. bez rozwiązań w czasie i przestrzeni stanowi model bilansu energetycznego, wyprowadzony na podstawie globalnej, średniej temperatury powierzchni Ziemi, zależnej od równowagi między pochłoniętym promieniowaniem słonecznym a długofalowym wypromieniowaniem Ziemi. Do prostych modeli klimatu należą także modele jednowymiarowe bilansujące energię i modele radiacyjno-konwekcyjne. Pierwsze z nich składają się z zespołu równań bilansujących zależność temperatury od szerokości geograficznej. Uwzględniają one tylko zróżnicowanie czynnika energetycznego na kuli ziemskiej w kierunku N - S, podczas gdy w kierunku W - E wartości te są uśrednione. Natomiast modele radiacyjno — konwekcyjne włączają również zmiany efektu cieplnego w profilu wysokościowym atmosfery. Jest to więc ocena roli czynników termodynamicznych, przejawiających się w istnieniu prądów strumieniowych i średnich ruchów południkowych.

Do modeli o największym stopniu komplikacji należą trójwymiarowe modele ogólnej cyrkulacji (GCM). Z nimi wiążą naukowcy największe nadzieje na rozwiązanie prognoz klimatu w przyszłości i zarazem na odtwarzanie jego przeszłości. Zasady konstruowania tego typu modeli polegają na wprowadzeniu sieci czasowo-przestrzennej i na rozwiązywaniu równań ruchu i zachowania energii cieplnej oraz form transportu pary wodnej. Model musi też zawierać ściśle określone warunki brzegowe jak na przykład, temperaturę powierzchni oceanu, lub poziom koncentracji CO₂ w atmosferze. Wyniki tego modelowania dają zarys ogólny różnic regionalnych i uwzględniają w pewnej mierze reakcję systemu klimatycznego na zmiany temperatury, wilgotności, chmur i opadów. Odpowiadają więc one najbardziej warunkom rzeczywistym współczesnego klimatu.

1.4 Niedoskonałości w modelowaniu klimatu

Opisane modele ogólnej cyrkulacji odznaczają się szeregiem mankamentów, których listę wymieniają C.D.Schönwiese i B.Diekmann (1990):

- niedokładnie odwzorowują warunki cyklu hydrologicznego, gdyż biorą pod uwagę głównie oddziaływanie chmur konwekcyjnych na procesy energetyczne w systemie klimatycznym,
- niedokładnie ujmują zróżnicowanie powierzchni kontynentów, szczególnie w gó-

rach, co przy sieci o wymiarach boków rzędu kilkuset kilometrów powoduje pomijanie szeregu zjawisk „podskalowych”,

- operują zbyt uproszczonym submodelem oceanu, w którym pomijają warunki cyrkulacji, a w tym przede wszystkim ruchy pionowe wód oraz prądy oceaniczne,
- uwzględniają kriosferę o stałych warunkach brzegowych, mało zwracając uwagi na różnice sezonowe, związane z topnieniem lodów i zamarzaniem wód.

Czy wobec wszystkich powyższych zastrzeżeń modele ogólnej cyrkulacji atmosfery winno się rozwijać? S.H.Schneider (1990) wskazuje, że ich udoskonalanie winno prowadzić poprzez:

- 1) wykorzystanie bardziej skomplikowanych i wrażliwych modeli poszczególnych komponentów systemu klimatycznego, z którymi współdziała atmosfera,
- 2) zastosowanie szybszej techniki obliczeniowej i zarazem pojemniejszej pod względem pamięci, wobec ogromnej ilości wprowadzanych danych wejściowych.

O przyszłości tych modeli decyduje sprawdzalność (walidacja) uzyskanych na ich podstawie prognoz. Obecnie istnieją następujące metody weryfikacji skuteczności symulowanych przez modele warunków klimatycznych:

- kontrolowanie danych o krótkoterminowych zjawiskach natury fizycznej, uzyskanych z modelu na podstawie zmienności sezonowej, obserwowanej we współczesnym klimacie,
- testowanie reakcji indywidualnych komponentów systemu klimatycznego (oceanów, lodów itd.) na dopływ promieniowania i porównywania tych wyników z danymi z obserwacji satelitarnych,
- porównywanie codziennych wyników prognozy numerycznej dla punktów sieci modelu z danymi obserwacji naziemnych, aby ustalić wiarygodność modeli w stosunku do dobowej zmienności elementów pogody,
- sprawdzanie zdolności modelu do symulacji warunków klimatu przeszłego (COH-MAP 1988).

S.H.Schneider (1990) podaje, iż pierwsze efekty takich testów w odniesieniu do paleoklimatycznych i sezonowych symulacji warunków klimatycznych potwierdziły znaczenie modeli matematycznych jako narzędzia badawczego. Uzasadnia to przekazanie już teraz społeczeństwu informacji o możliwościach zmian w systemie klimatycznym, mimo że submodele funkcjonowania poszczególnych składników systemu klimatycznego i efekty ich współdziałania będą dopracowywane przez dziesiątki lat. Niemniej ważne jest uświadomienie ludzkości, że narastają problemy natury społeczno-technicznej, które — z pewnością — będzie ona musiała rozstrzygnąć: czy społeczeństwa mają się adaptować, czy też zapobiegać tym zmianom. Ludzkość potrzebuje czasu na wypracowanie odpowiedniej strategii działań gospodarczych. I chociaż w kręgach naukowych i decyzyjnych trwa nie ustająca dyskusja jakie będą losy Ziemi i jej mieszkańców, to można uznać, że postulowane zmiany w wykorzystaniu zasobów energetycznych, redukcja zanieczyszczeń powietrza, powstrzymanie trzebieży lasów tropikalnych będą przeciwdziałać zagrożeniu bytu społeczeństw i wcześniej czy później, będą musiały być przez ludzkość podjęte.

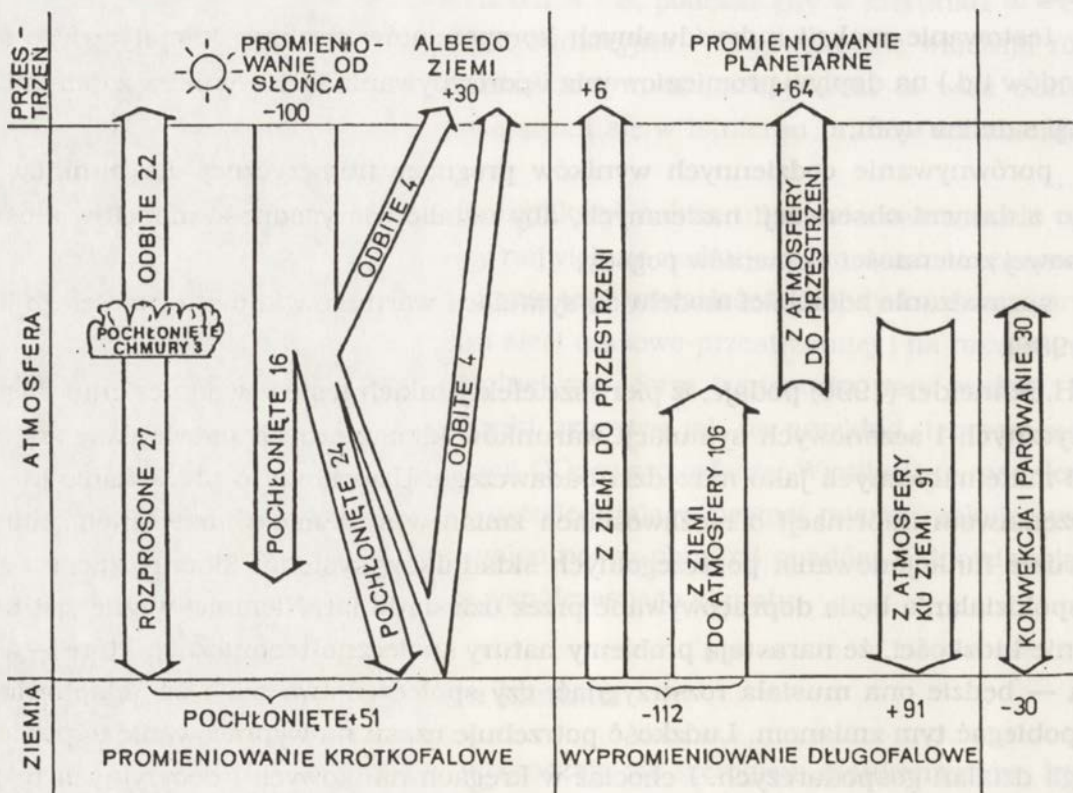
2. Obieg energii i materii

System Ziemi otwarty jest na przestrzeń pozaziemską, skąd otrzymuje stale dostawy energii słonecznej, a równocześnie w jego obrębie odbywa się wymiana energii i obieg materii pomiędzy lądami, oceanami i atmosferą. Nośnikami energii są różne rodzaje promieniowania i przepływ wody, który warunkuje odprowadzanie substancji mineralnych z lądów do oceanów.

2.1 Wymiana energii promienistej i ciepła

Bilans energetyczny systemu Ziemia — atmosfera składa się po stronie przychodowej z dopływu energii słonecznej w postaci promieniowania krótkofalowego (poniżej $3 \mu\text{m}$) i utraty promieniowania długofalowego Ziemi po stronie rozchodowej. Na powierzchni Ziemi wskutek znacznie niższej temperatury od powierzchni Słońca (odpowiednio 288 K i 6000 K) zachodzi transformacja promieniowania krótkofalowego na długofalowe. Bilans energii Ziemi należy więc rozpatrywać w odniesieniu do zakresu fal krótkich i długich. Oto niektóre jego cechy (całość prezentuje ryc.2).

Na górnej granicy atmosfery zysk promieniowania jest określony przez stałą słoneczną, której wartość przyjmujemy za odpowiednik 100 jednostek. Promieniowanie krótko-



Ryc. 2. Bilans energii systemu Ziemia — atmosfera. Wszystkie dane odniesione są do stałej słonecznej równej 100 (Goody, Walker 1978, Schönwiese i in. 1979)

Fig. 2. Balance of the energy budget of the Earth-atmosphere system. All data are referred to the solar constant equal to 100 units (Goody and Walker 1978, Schönwiese et al. 1979)

lowe jest przewodzone przez atmosferę, z czego aż 55 jednostek dociera do powierzchni Ziemi w postaci promieniowania całkowitego (bezpośredniego i rozproszonego). Z tej ilości 4 jednostki promieniowania ulegają odbiciu, powraca ono do przestrzeni kosmicznej. Atmosfera pochłania 16 jednostek promieniowania z tego zakresu fal, zaś rolę absorbentów spełniają przede wszystkim para wodna, a poza tym pyły, ozon, metan, związki azotu i chlorofluorowodory. Ponadto w procesie pochłaniania biorą udział kropelki wody, z których zbudowane są chmury. Powierzchnia chmur odbija około 2 jednostek promieniowania krótkofalowego. Cząsteczki gazów atmosferycznych rozpraszają promieniowanie słoneczne (6 jednostek). Albedo systemu Ziemia — atmosfera, na które składa się promieniowanie odbite od powierzchni Ziemi, chmur i górnej granicy atmosfery, stanowi 30 jednostek.

Zakładając, że Ziemia spełnia warunki ciała doskonale czarnego o średniej temperaturze powierzchni około 288 K, uzyskujemy zgodnie z prawem Stefana-Boltzmann'a równoważnik promieniowania długofalowego równy 142 jednostkom, 6 jednostek zostaje utraconych z powierzchni Ziemi przez wypromieniowanie w podczerwieni bezpośrednio w przestrzeń pozaziemską poprzez „okna” atmosferyczne. Natomiast atmosfera traci w ten sposób aż 64 jednostki!

Dla bilansu energii systemu Ziemia — atmosfera ważne jest, że między powierzchnią Ziemi a atmosferą trwa nieustannie wymiana promieniowania długofalowego. Mianowicie, ze 106 jednostek tego promieniowania, przekazanego z powierzchni Ziemi do atmosfery, powierzchnia Ziemi zyskuje ponownie od atmosfery 91 jednostek, jako promieniowanie zwrotne. Ostatecznie po zbilansowaniu promieniowania na powierzchni Ziemi, nadwyżka jej energii stanowi 30 jednostek. Ta właśnie nadwyżka jest wyrównywana przez strumień turbulencyjny ciepła odczuwalnego (jawnego) i utajonego, skierowanego do atmosfery i z powrotem. Należy pamiętać, że wskutek parowania wody i nagrzewania powierzchni więcej energii dostaje się do atmosfery w postaci ciepła warunkującego zmianę fazy wody (ciepło utajone) aniżeli w postaci ciepła odczuwalnego (Simmons, Bengtsson 1987; Lockwood 1984; Crowe 1987).

Bilans cieplny Ziemi odznacza się układem strefowym: obszary o nadwyżkach ciepła leżą wokół równika, obszary o niedoborach — przy biegunach Ziemi. Powstający poziomy gradient termiczny na jednostkę szerokości geograficznej wywołuje cyrkulację atmosferyczną i mas wodnych w oceanach. Według J. Klečka (1988) 1/6 energii pozyskanej od Słońca przez system Ziemia — atmosfera jest spożytkowana na uruchamianie powietrza i wody, dzięki czemu odbywa się wymiana ciepła w skali globalnej. Jednocześnie dla utrzymania równowagi cieplnej Ziemi z jej otoczeniem we wszechświecie tyle samo energii promieniowania długofalowego jest przekazywane z powierzchni Ziemi, chmur i cząstek pary w powietrzu do przestrzeni pozaziemskiej. Tę równowagę cieplną może zaburzyć człowiek poprzez dostawę zanieczyszczeń do atmosfery i zmianę jej radiacyjnych właściwości.

Dobowe i roczne amplitudy temperatury powietrza zależą od szerokości geograficznej oraz od rozkładu lądów i mórz. Odzwierciedlają one cechy rozkładu promieniowania różnicowego czyli salda promieniowania Ziemi. Ogólnie wartości tego promieniowania obniżają się od szerokości podzwrotnikowych ku biegunom. Jednakże wskutek silnego pochłaniania

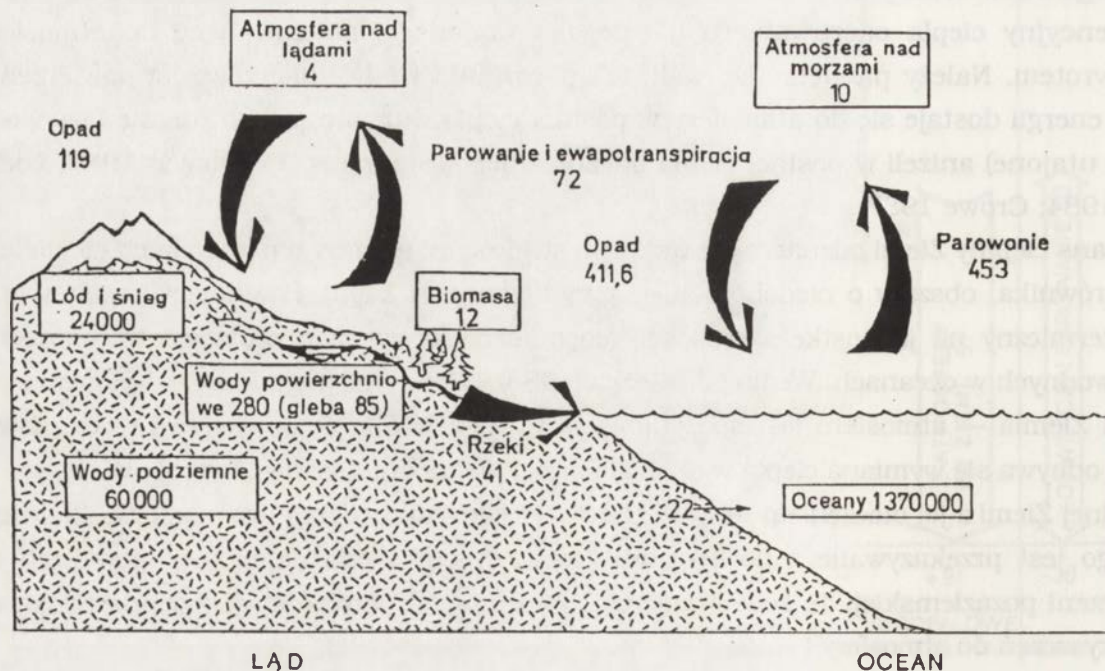
promieniowania słonecznego przez oceany, promieniowanie różnicowe na danej szerokości geograficznej jest 1,5 - 2 razy wyższe niż nad lądami. Na kontynentach zaś promieniowanie to jest niższe na obszarach suchych w porównaniu z obszarami wilgotnymi, gdyż brak chmur sprzyja wysokiej utracie promieniowania długofalowego z powierzchni Ziemi (Barry, Chorley 1976).

Duże są również różnice w rozkładzie przestrzennym natężenia strumienia ciepła utajonego i jawnego. Zwraca uwagę największe zużycie ciepła na parowanie w zwrotnikowych i podzwrotnikowych rejonach oceanów. Na lądach strumień ciepła utajonego ma wyższe natężenie w rejonach gorących i wilgotnych niż w suchych. Największe natężenie strumienia ciepła jawnego jest typowe dla pustyń zwrotnikowych, zaś najniższe — nad ciepłymi prądami w oceanach.

Według M.J.Budyki (1975) ingerencja człowieka w wymianę energii w skali globalnej następuje poprzez zmiany charakteru podłoża atmosfery na lądach, a w tym — wielkości albedo. Dotyczy to wylesienia dużych powierzchni w strefie umiarkowanej i równikowej oraz zmian w obiegu wilgoci (sztuczne nawadnianie).

2.2 Obieg wody

Nieodłączną częścią funkcjonowania geosystemów jest obieg wody, której zasoby na kuli ziemskiej według różnych autorów sięgają 1386-1405 mln km³. Z tego około 97 % zmagazynowane jest w oceanach, a niecałe 2 % w lodowcach (Lvovič 1974, Shiklomanov 1990; ryc.3).



Ryc. 3. Model globalnego obiegu wody między atmosferą, lądami i oceanami (Lvovič i in. 1974)

W ramkach podano zbiorniki wodne, strzałkami przepływy w skali rocznej (wartości w tysiącach km³)

Fig. 3. Model of the global hydrological cycle between the atmosphere, continents and oceans (Lvovič et al. 1974)

Water reservoirs are given in frames, arrows mark the yearly water discharge (values in the thousands of km³)

Zasoby wód słodkich poza lodowcami szacowane są na 10.5 mln km³. Z nich jedynie 200 tys km³ zgromadzone jest w jeziorach, podobna wartość w zmarzlinie (300 tys km³), a znacznie więcej w wodach gruntowych. Biosfera zatrzymuje 1.2 tys km³, zaś w atmosferze stale znajduje się około 13-14 tys km³ wody. W corocznym obiegu między atmosferą, lądem a oceanem bierze udział około 550-620 tys km³ (wg różnych źródeł), czyli około 0.047 % wód kuli ziemskiej. Z tej wielkości odpływ rzeczny do oceanów stanowi ułamek nie przekraczający 8 %. Czas obiegu wody w różnych środowiskach jest różny: wymiana wody w roślinie i atmosferze następuje w ciągu kilku dni, w glebie w ciągu tygodni i miesięcy, wymiana wód gruntowych odbywa się w ciągu lat, a pełna wymiana wody w oceanach (gdyby ją stopniowo wprowadzano do obiegu) wymagałaby 4 tysięcy lat (tab.2). Istotne zmiany w obiegu wody zostały wywołane działalnością człowieka. Obszary np. nawodnień przekroczyły już wartość 2,7 mln km², a w sztucznych zbiornikach wodnych zmagazynowane jest 10% odpływu rzek (Walling 1987; Shiklomanov 1990).

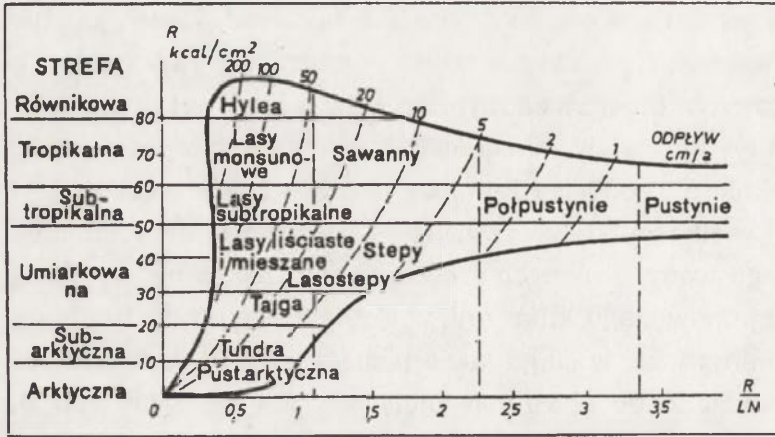
Tabela 2

Szybkość wymiany wody (Lvovič 1974) *Activity of water exchange (Lvovič 1974)*

Składniki hydrosfery	Pojemność tys. km ³	Składniki bilansu rocznego tys. km ³	Szybkość wymiany wody w latach
oceany	1.370.000	452	3.000
wody gruntowe (w strefie aktywnej)	60.000 (4.000)	12 (12)	5.000 (330)
lodowce	24.000	3	8.000
jeziora (wody powierzchniowe)	280	39	7
rzeki	1.2	39	0.031
woda glebowa	80	80	1
para wodna	14	525	0.027
razem	1.454.000	525	2.800

Obieg wody jest zróżnicowany w skali stref klimatycznych i regionów fizyczno-geograficznych. Rozkład opadów wiąże się z układami cyrkulacji atmosferycznej i przebiegiem górskich barier. Bilans cieplny, wysokość opadów i odpowiadające im zbiorowiska roślinne decydują o bilansie wodnym obszaru, o udziale w nim ewapotranspiracji i odpływu. Miernikami charakteryzującymi reżim hydrologiczny są: współczynnik odpływu (stosunek odpływu do opadu) i radiacyjny wskaźnik suchości (stosunek potencjalnego parowania do opadu). Ten drugi wskaźnik autorstwa A.A.Grigoreva i M.J.Budyki (Budyko 1977) różnicuje obszary lądów na regiony z nadwyżkami i deficytami wody oraz dobrze odzwierciedla rozkład zbiorowisk roślinnych i produkcję biomasy (ryc.4). Zbiorowiska leśne na kuli ziemskiej układają się w 2 strefach nadwyżek wody: wysokich opadów i wysokich temperatur strefy tropikalnej oraz przeciętnych opadów i niższych temperatur strefy umiarkowanej.

Obieg wody w skali zlewni jest złożony: możemy mówić o prostej wymianie wody między atmosferą a glebą i rośliną na powierzchni płaskiej, o obiegu tzw. małym i obiegu



Ryc. 4. Klimatyczne uwarunkowanie stref roślinnych i odpływu wody
Na osi pionowej wielkość bilansu ciepłego, a na poziomej współczynnik suchości (Grigorev, Budyko, Lvovič i in. — por. Budyko 1977)

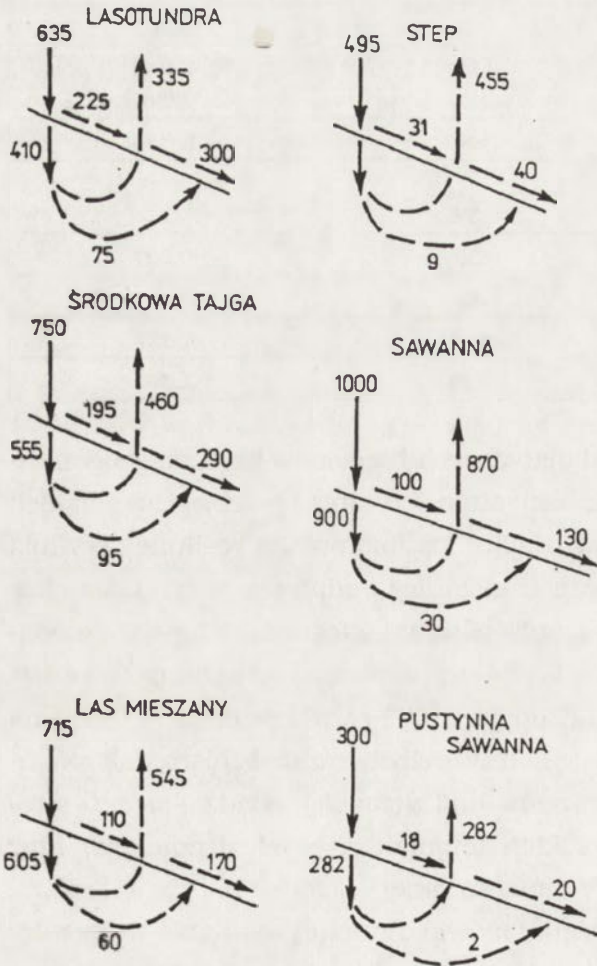
Fig. 4. Vegetational and water discharge zones depending on the climate

Values of the heat budget are given on the ordinate and those of the aridity index by Grigorev, Budyko and Lvovič et al. — cf. Budyko 1977 — on the abscissa

większym (dłuższym por. ryc. 5). Obieg mały obejmuje rozdział opadu na zatrzymanie przez roślinność i infiltrację w glebę, jej zużycowanie przez ewapotranspirację i na spływ powierzchniowy. Obieg większy odbywa się dłużej i w obrębie całej zlewni, a elementami kształtującymi odpływ są obok spływu powierzchniowego, zasilanie zbiorników wód gruntowych i oddawanie przez nie wody do rzek.

W oceanach odbywa się również wymiana mas wodnych zarówno w strefie falowania i brzegowej (wymiana z lądem), jak i w skali całych akwenów poprzez prądy morskie, które

przenoszą masy wodne, a wraz z nimi energię cieplną — często do innych stref klimatycznych. Ta część obiegu wody i energii stała się ostatnio przedmiotem szczegółowych badań oceanologicznych i klimatologicznych.



Ryc. 5. Obieg wody w różnych strefach klimatyczno-roślinnych wg Chernogaewej (1971) i Lvoviča (1974)

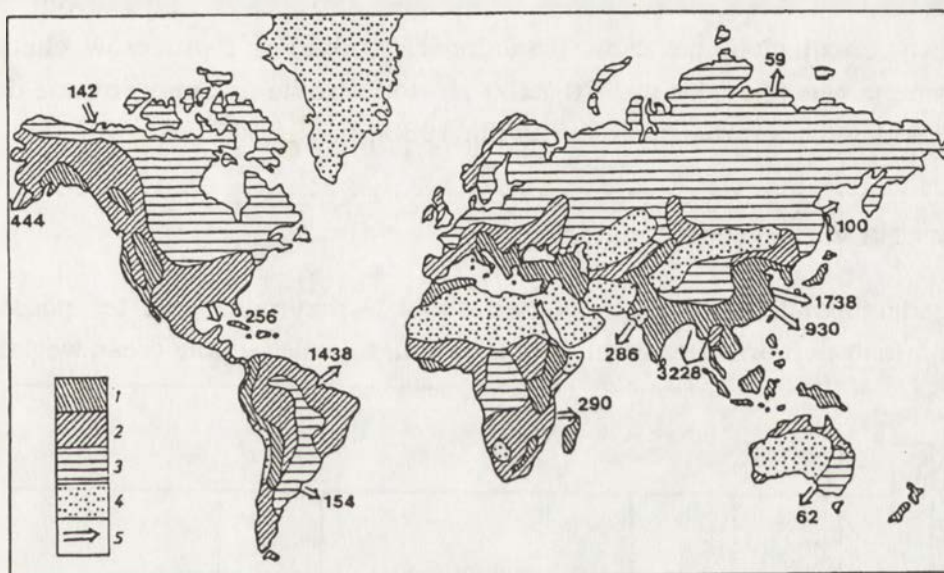
Wyróżniono opad, infiltrację, parowanie, spływ powierzchniowy, spływ gruntowy, odpływ rzeczny w mm w skali rocznej

Fig. 5. Hydrological cycle in different climatic — vegetational zones according to Chernogaeva (1971) and Lvovič (1974)

Precipitation, infiltration, evaporation, surface runoff, ground flow, river discharge are distinguished in mm per year

2.3 Obieg substancji mineralnych

Obok wprowadzonych do obiegu substancji pochodzenia pozaziemskiego (meteoryty) i ziemskiego, jak produkty wybuchów wulkanicznych, podstawowy obieg substancji mineralnych pomiędzy lądami, oceanami i atmosferą odbywa się za pośrednictwem wód płynących, lodowców i wiatru. Oblicza się, że rzeki corocznie unoszą w formie rumowiska maksymalnie do $22 \cdot 10^9$ ton substancji mineralnych (Lvovič 1974, Walling 1987), około $3.7 \cdot 10^9$ ton substancji rozpuszczonych (Milliman, Meade 1983), a lodowce przemieszczają do oceanów dalsze $2 \cdot 10^9$ ton. Łączna masa materiałów odprowadzanych z kontynentów przekracza $27 \cdot 10^9$ ton (Garrels, Mac-Kenzie 1971), w czym mieszczą się też pyły przenoszone eolicznie (ryc.6).



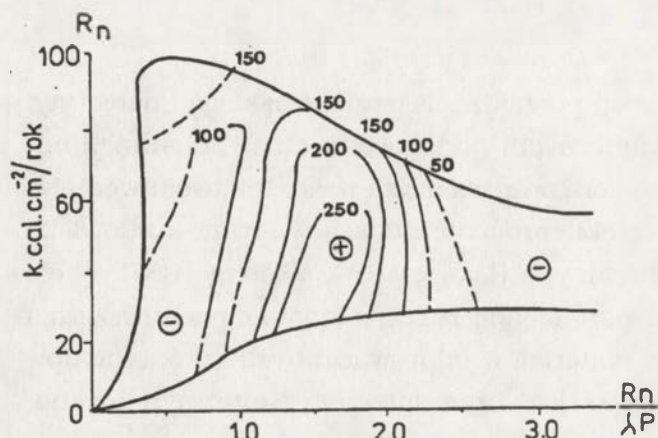
Ryc. 6. Rozkład odprowadzania zawiesiny z lądów do mórz (Walling 1987, Milliman, Meade 1983, zmienione)

1 = ponad $500 \text{ t km}^{-2} \text{ rok}^{-1}$, 2 = 50 - 500 t, 3 = poniżej 50 t, 4. lodowce i pustynie, 5. wielkość odprowadzania zawiesiny w mln ton

Fig. 6. Global pattern of the suspended sediment yield from continents to seas (Walling 1987, Milliman, Mead 1983, changed)

1 = above $500 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, 2 = 50 - 500 t, 3 = below 50 t, 4. permanent ice and deserts, 5. value of the yearly yield of suspended load in millions of tons

Denudacja w obrębie lądów jest w rzeczywistości znacznie wyższa ze względu na depozycję materiału już u podnóży stoków, a następnie w dnach dolin rzek i w basenach bezodpływowych. G.N.Golubev (1982) szacuje rozmiary erozji wodnej gleb na ponad $90 \cdot 10^9$ ton rocznie. Obraz denudacji jest wyraźnie zróżnicowany przestrzennie. Zasadnicze różnice obserwujemy między różnymi strefami roślinnymi. Największe wartości transportu rumowiska występują w obszarach półsuchych, gdzie w warunkach naturalnych przekraczają 250 t km^{-2} na rok (ryc.7), natomiast na gruntach uprawnych są o 1-2 rzędy wyższe.



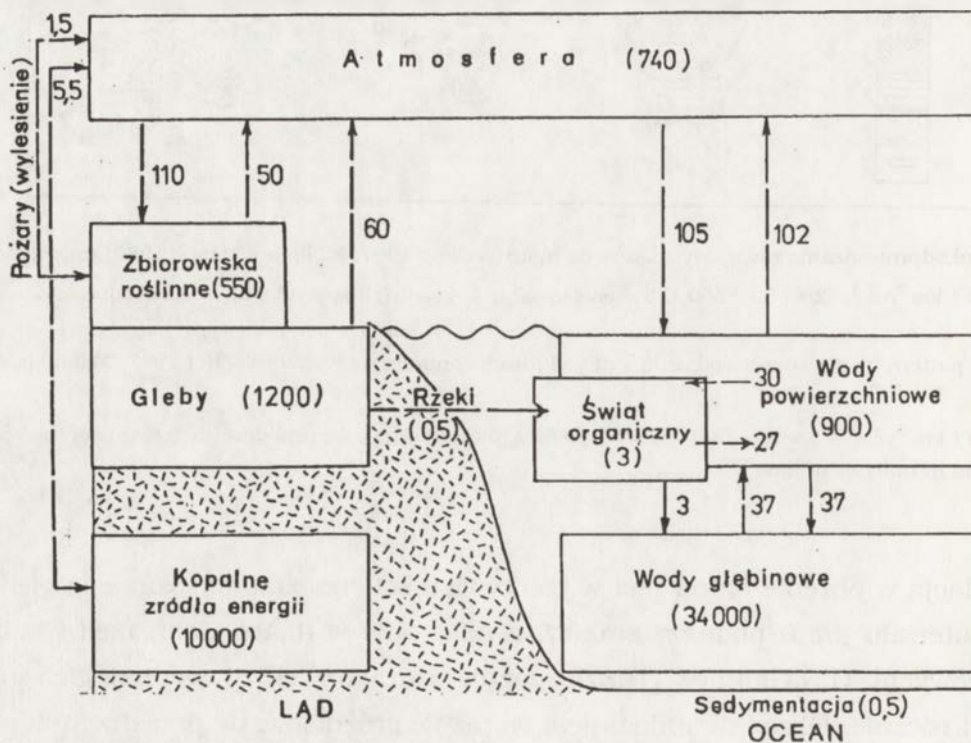
Ryc. 7. Globalne zróżnicowanie transportu zawiesziny w tonach z 1 km² na rok na tle diagramu Budyki ukazującego relacje bilansu ciepłego (R_n) i wskaźnika suchości (R_n/P) — wg Golubeva 1982

Fig. 7. Global picture of the transport of the suspended sediment in tons from one square kilometer per year with Budyko's diagram as a background showing the relationship between the heat budget (R_n) and aridity index (R_n/P) — according to Golubev 1982

Doprowadzanie do morza nie jest nawet w części równoważone przez przenoszenie aerosoli z mórz na lądy. Aerosole pochodzą przeważnie z procesów naturalnych. Są to bowiem produkty erozji gleb, pożarów, działalności wulkanów i procesów chemicznych. Szacowane są one w ciągu roku na $770-2200 \cdot 10^6$ ton. Źródła antropogeniczne dostarczają jedynie $185-115 \cdot 10^6$ ton rocznie (Kudrna i in. 1988), tj. 7-12 %.

2.4 Obieg węgla w przyrodzie

Węgiel, jeden z najpospolitszych pierwiastków w przyrodzie jest też podstawowym składnikiem substancji organicznych. W obiegu znajduje się jedynie część węgla; przeważnie



Ryc. 8. Model obiegu węgla w przyrodzie (Moore, Bolin 1988)

Cyfry w nawiasach podają zasoby węgla w mld. ton, strzałki i cyfry — coroczne przepływy węgla między strefami

Fig. 8. Model of the global cycle of carbon in nature (Moore, Bolin 1988)

Numbers in braces indicate the carbon resources in gigatons, arrows and numbers show the every year fluxes of carbon between zones

zająca część jest zmagazynowana w skałach osadowych w postaci węgla kamiennego, węglowodorów i skał węglanowych. Są one obecnie wprowadzone do obiegu wraz z rosnącym zapotrzebowaniem na energię i surowce. Największym rezerwuarem węgla są oceany, gdyż zasoby węgla w wodach głębokich szacowane są na 34 000 mld ton, w wodach powierzchniowych na 900 mld t (ryc.8). W porównaniu z tym pokrywy glebowe magazynują 1200 mld t, biomasa lądowa 550 mld t, a w atmosferze w postaci gazowej znajduje się około 740 mld t. Roczna wymiana między atmosferą a lądami sięga 110 mld t, co stanowi około 5 % zasobów lądowo-atmosferycznych. Z tego 60 mld t zużywane jest corocznie na produkcję biomasy. Człowiek wprowadza rocznie do atmosfery około 7-8 mld t, z czego 1.5 mld pochodzi ze spalania i rozkładu biomasy, a 5.5 t ze spalania kopalnych surowców — wykorzystywanych jako źródła energii (Kudrna i in.1988). Z tej wielkości około 50 % akumulowane jest w atmosferze, około 30% wiązane jest w oceanach, a pozostała nadwyżka jest prawdopodobnie zużywana na zwiększenie zasobów biomasy.

Globalne zasoby biomasy roślinnej szacowane są na 2400 mld t (Kovda 1978) i odnawiane corocznie przez produkcję netto sięgającą 232,5 mld t. Wiązanie węgla przez fotosyntezę kompensuje straty, które powodowane są konsumpcją i działalnością rozkładających mikroorganizmów. Te ostatnie stanowią jedynie 10% wagi substancji organicznej corocznie przez nie przerabianej.

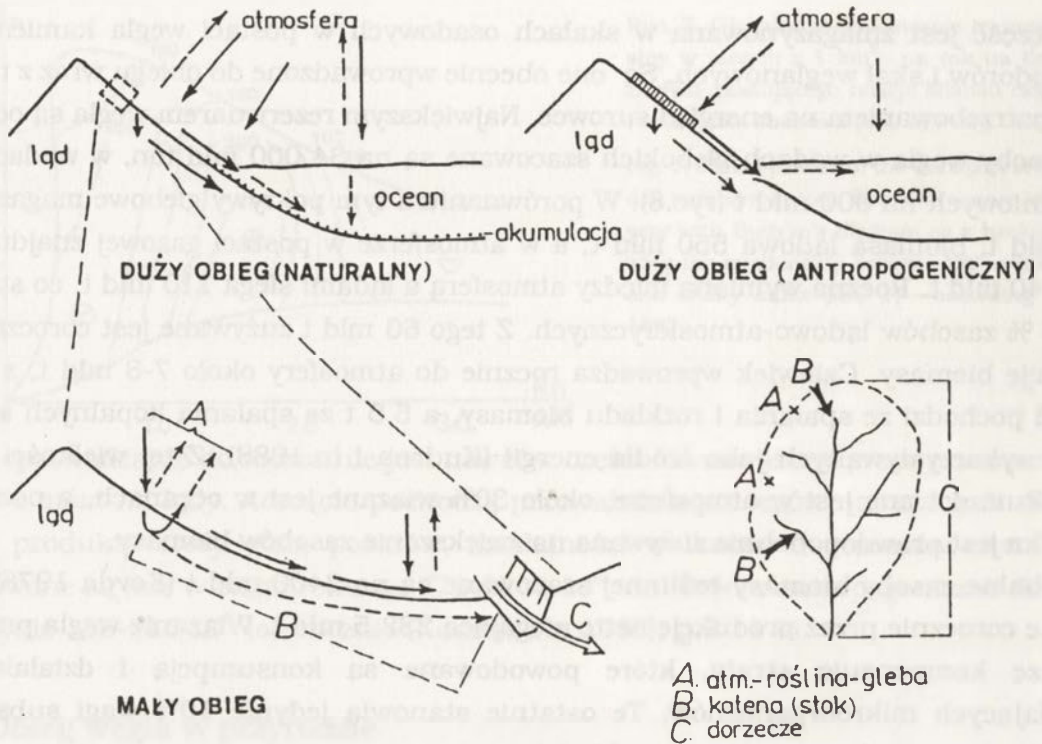
2.5 Skale obiegu

Omówione obiegi energii, wody, substancji mineralnych i węgla ukazują, jak wielkie są zasoby naszej planety, a równocześnie jak te obiegi są zróżnicowane i jak małe procentowo ilości biorą udział w corocznym krążeniu. Należy również pamiętać, że dzisiejsze wielkości np. odpływu rzek czy dostawy CO₂ do atmosfery są zawyżone przez ingerencję człowieka, który przyspieszył obieg, a także wprowadził nowe surowce, dotąd kopalne (np. węgiel, ropa, metale).

W zależności od stref klimatycznych i skali ingerencji człowieka różne regiony ziemi wykazują dodatni lub ujemny bilans ciepła, wody czy produkcji biomasy. Na ogół w przestrzeni przejście to jest stopniowe, o bardzo niskich gradientach zmian, ale niekiedy istnieją obok siebie tereny kontrastowo różne.

Na kontynentach rzeźba powierzchni ziemi i woda po niej spływająca grawitacyjnie (zarówno powierzchniowo jak i podziemnie) ukierunkowują przemieszczanie substancji od najwyższych części lądów do głębin oceanicznych. Woda płynąca spełnia dla lądów rolę krwioobiegu. Dlatego przy wymianie energii i obiegu materii możemy mówić o różnych skałach przestrzennych.

Najprostszym układem jest wymiana ciepła, wody, substancji mineralnych i organicznych w układzie pionowym powietrze-roślina-gleba (ryc.9A). Przykładem może być płaska równina, która otrzymuje określone ilości energii słonecznej i opadu atmosferycznego. Promienie słoneczne ogrzewają glebę, woda w nią infiltruje, sprzyjając pionowemu przemieszczaniu substancji rozpuszczonych. W procesie fotosyntezy następuje wiązanie składników pochodzących z gleby i powietrza, nadwyżki wody oddawane są w procesie ewapotranspiracji.



Ryc. 9. Skale obiegu materii i wymiany energii: globalna (naturalna i ze źródeł antropogenicznych), oraz w zakresie wymiany pionowej (między atmosferą, rośliną i glebą), kateny stokowej i dorzecza

Fig. 9. Scale of matter cycling and heat exchange: global (natural and from anthropogenic sources), as well as that referred to the vertical exchange between the atmosphere, plant, and soil in the slope catena and drainage area

Nachylone fragmenty powierzchni łądu wymuszają równocześnie przemieszczanie grawitacyjne części substancji w dół stoku (ryc.9B). W czasie ulew czy roztopów część wody spływa podziemnie i zwykle wypływa na powierzchnię u podnóża stoku. Im stoki bardziej strome, mniej przepuszczalne podłoże, uboższa pokrywa roślinna, tym większy jest spływ wody i odprowadzanie (głównie mechaniczne) produktów wietrzenia podłoża poza stoki. Niekiedy akumulacja następuje już u podnóża stoku.

Rzeki łączące się w systemy rzeczne są naturalnymi arteriami odprowadzania nie tylko wody ale i substancji z łądów do oceanów lub bezodpływowych basenów (Schumm 1977; Starkel 1990; ryc.9C). Na ogół jednak wielkości odprowadzania są znacznie wyższe w odcinkach źródłowych dolin o bardziej stromych stokach i wyższych opadach, niż w odcinkach środkowych. Dolne biegi rzek często, w wyniku małych spadków i przeciążenia rzek są obszarami akumulacji niesionego rumowiska i znacznej retencji wód gruntowych. W klimacie tropikalnym te nadwyżki są wykorzystywane w zwielokrotnionej produkcji biomasy.

Inaczej przebiega wymiana energii i obieg materii w strefach wybrzeży (Bird 1986). Tu następuje bezpośrednia wymiana między łądem a morzem. Dotyczy to nie tylko dostawy wód i rumowiska z łądu. To ostatnie albo buduje wkraczające w morze platformy delt, albo odprowadzane jest daleko podmorskimi kanionami. Ta wymiana dotyczy również abrazyjnej i akumulacyjnej działalności fal morskich, jak też transportu eolicznego z łądu do morza i z morza na łąd.

3. Długo- i krótkoterminowe zmiany klimatu

System klimatyczny Ziemi nie jest stabilny, wykazuje szereg na ogół rytmicznych zmian, których geneza w większości została już dobrze rozpoznana (Lamb 1977; Bradley 1985). Przyczyny zmian pogody i klimatu są różnorodne. Rytm dobowy wyznaczany jest ruchem Ziemi dookoła osi, a pory roku ruchem obrotowym. Zmiany promieniowania słonecznego są przyczyną cyklicznych zmian w termice o długości 11, 22, 35, 90 i 180 lat. W rdzeniach lodowych zapisane są też cykle 400-letnie i dłuższe (Goudie 1977).

Zmianami klimatycznymi w skali całego czwartorzędu rządzą zgodnie z teorią Milankoviča cykliczne wahania w dostawie energii słonecznej wywołane zmianami orbity Ziemi: kształtu orbity (mimośrodu) o cyklu około 90 tys. lat, nachylenia równika ziemskiego do ekliptyki o cyklu 41 tys. lat i precesji punktów równonocy o cyklu 21 tys. lat (Lamb 1977). Niewątpliwą rolę w zmianach globalnych temperatury odgrywają też wahania przezroczystości atmosfery i obecności pyłów. R.A. Bryson (1989) wykazał, że ostatnia transgresja lądolodów na półkuli północnej, a także drobne oscylacje w okresie ich recesji, pokrywają się czasowo z fazami wielkich wybuchów wulkanicznych. Jest intrygującym faktem, że obliczone przez A. Bergera (1981) zmiany insolacji w górnym czwartorzędzie wykazują w niskich szerokościach rytm zbliżony do zjawiska precesji, zaś w wysokich do cyklu 41 tys. lat.

Obok tego w historii geologicznej Ziemi zarejestrowane są zmiany o znacznie dłuższych rytmach 30-40 mln lat i dłuższe, które tłumaczone są ruchami skorupy ziemi i fazami górotwórczymi, powodującymi zmiany w cyrkulacji atmosfery i bilansie promieniowania (tab. 1).

3.1. Metody badań zmian klimatycznych

Przy odtwarzaniu dziejów klimatu stosujemy metody bezpośrednie, oparte na fizycznych pomiarach instrumentalnych elementów meteorologicznych i na danych pośrednich, uzyskanych przez nauki pomocnicze względem klimatologii.

Dane bezpośrednie dostarczają najdokładniejszych informacji o regionalnych i globalnych tendencjach zmian klimatu pod warunkiem, iż są to serie ciągle, jednorodne, o określonej dokładności pomiarów. Zwłaszcza w stosunku do nich rozwinęto metody opracowań statystycznych w klimatologii, mające na celu określenie prawdopodobieństwa występowania zjawisk pogodowych, uśrednianie danych i numerycznych metod filtrowania średnich, aby określić tendencje w przebiegu czasowym szeregów. Analiza długoletnich serii danych klimatycznych wymaga też statystycznej oceny zmienności i częstości w szeregach, określania rozkładów badanych zmiennych oraz cykliczności wahań. Główną metodą przy badaniu mechanizmów zmian klimatu jest korelacja i regresja. Przy stosunkowo krótkich seriach obserwacyjnych należy rozpatrywać reprezentatywność próbek losowych, do których te serie należą względem całej zbiorowości. Jedynie w przypadku zmian klimatu, uwarunkowanych przyczynami natury astronomicznej, można dokładnie prognozować ich tendencję.

Dane klimatologiczne mogą być poszerzone dzięki tzw. danym pośrednim, jak serie pomiarów wysokości stanów wód na rzekach i ciągi obserwacji fenologicznych, zapisy i ocena jakościowa ekstremalnych zjawisk pogodowych, dane o zachowaniu się lodowców i zjawisk hydrologicznych, kopalne szczątki roślin i zwierząt (np. prawo-i lewoskrętne muszki małych małży — zależnie od temperatury wód).

Ekstrapolacja ciągów jest możliwa dzięki danym paleoklimatycznym, wzajemnie się uzupełniającym, które przedłużają skalę czasową zmian klimatu (Bradley 1985). I tak, zastosowanie metod odtwarzania temperatury na podstawie zawartości izotopów ^{18}O i ^{16}O w lodach polarnych, w osadach morskich i jeziornych pozwoliło utworzyć serię danych o warunkach cieplnych dłuższą o setki, a nawet o kilka milionów lat. Szeregi przyrostów drzew wespół z wynikami badań pyłkowych i układu warstw w osadach jeziornych powiększają ciąg danych pośrednich o warunkach termicznych i wilgotnościowych klimatu o około 10 000 lat. Badanie typów gleb kopalnych, chociaż mniej przydatne przy określaniu wieku, odtwarza cechy termiczno-wilgotnościowe klimatu. Podobne informacje są uzyskiwane metodami geomorfologicznymi, określającymi zasięgi obszarów jednocześnie zlodowaconych, zmiany systemów koryt rzecznych, położenie linii brzegowych, czy zasięg wieloletniej marzłoci.

3.2. Długookresowe zmiany klimatu

Podstawą rekonstrukcji zmian klimatu w skali geologicznej są z jednej strony obliczenia astronomów i fizyków atmosfery oraz towarzyszące im modele zmian oparte o modele cyrkulacji atmosfery (GCM), a z drugiej badania osadów, których wiekową sekwencję można określić stosunkowo precyzyjnie (CLIMAP 1976, COHMAP 1988). Szczególnie dokładnych informacji dostarczają badania zmian zawartości izotopów ^{18}O i ^{13}C w rdzeniach lodowych i osadach głębokowodnych, składu pęcherzyków powietrza w lodach (Oeschger i in. 1989; ryc.10), a także korelowane z nimi osady jeziorne, zmiany gęstościowe słoń drzew, diagramy pyłkowe i otwornicowe, czy wreszcie zawartości pyłu w oceanach (Bradley 1985). Rekonstrukcje te obarczone są jeszcze licznymi niejasnościami, jako że modele nie biorą dotąd pod uwagę złożonej redystrybucji ciepła przez cyrkulację oceaniczną (m.in. zjawiska El Niño) czy asymetrii istniejącej pomiędzy obydwoma półkulami (Mörner 1984). Porównując wyniki badań należy uwzględnić opóźnienia w reagowaniu różnych systemów na zmiany klimatu (Starkel 1977; Bradley 1985). Zarejestrowany w badaniach izotopowych wzrost temperatury nie oznacza, że następowało gwałtowne stopnienie wielkiej czasy lądolodu czy szybkie wkroczenie lasów (Ralska-Jasiewiczowa 1983). Lądolody półkuli północnej nie zanikały równocześnie, a każdy gatunek drzewa cechowało różne tempo migracji (Delcourt, i in. 1983).

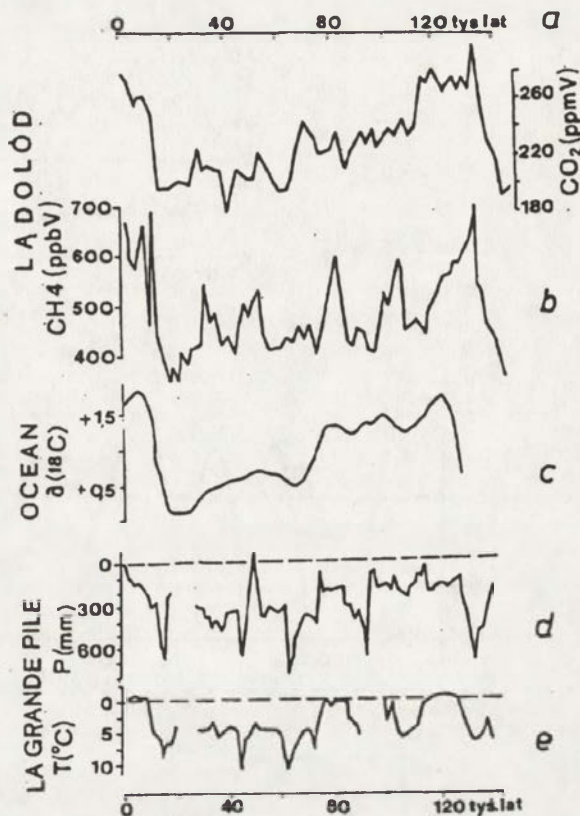
Szczególnie wnikliwej analizie poddano zmiany w ciągu ostatnich 18 000 lat tj. od maksimum ostatniego zlodowacenia (CLIMAP 1976; COHMAP 1988; ryc.10). Okazało się z obliczeń, że 18 000 lat temu średnia temperatura globu obniżyła się o około 3°C i towarzyszył temu spadek koncentracji CO_2 do 180-200 ppm. Temperatura oceanów była wówczas średnio o $2,3^{\circ}$ niższa, a obszarów polarnych do 10° niższa. Opady atmosferyczne

Ryc. 10. Zmiany zawartości CO₂, CH₄ i rekonstrukcje składników klimatu w ostatnich 130 tysiącach lat (wg różnych autorów — za Oeschgerem IGBP-12, 1990)

a — zmiany zawartości CO₂, b — zmiany zawartości CH₄ w pęcherzykach powietrza w lodach Antarktydy (Barnoli i in. 1987), c — zmiany ¹⁸O w osadach głębokowodnych (wg SPEC-MAP — Imbrie 1984), e i f — rekonstrukcja opadów i temperatury (jako odchylenie od współczesnych wartości) dla profilu Grand Pile we wschodniej Francji (Griot i in. 1989)

Fig. 10. Changes in CO₂ and CH₄ concentrations, and the reconstruction of the climatic components during the last 130.000 years (according to different authors — after Oeschger — IGBP- 12, 1990)

a — changes in CO₂ concentration, b — changes in CH₄ contents in air bubbles in the Antarctic ice cores (Barnoli and others 1987), c — changes of ¹⁸O in the deep water sediments (from SPECMAP-Imbrie 1984), e and f — reconstruction of precipitation and temperature (shown as deviations from the contemporary values) for the Grand Pile profile in Eastern France (Griot et al. 1989)

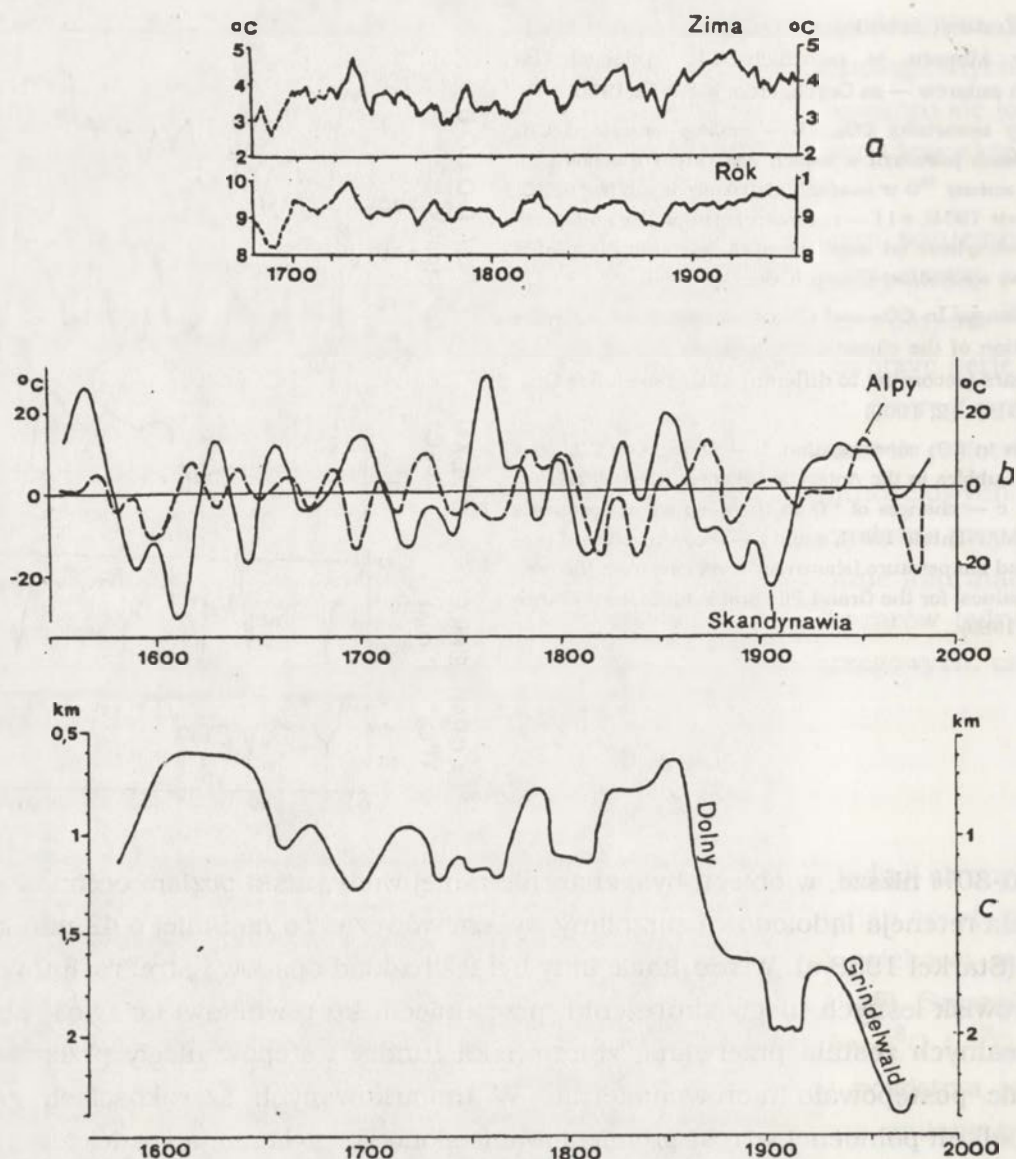


były o 20-30% niższe, w obiegu było znacznie mniej wody, niski poziom oceanów rekompensowała retencja lądolodów i zmarzliny wyższa wówczas co najmniej o 42 mln km³ niż obecnie (Starkel 1988 a). W rezultacie inny był też rozkład opadów i stref roślinnych, arealy zbiorowisk leśnych uległy skurczeniu, przesunięciu ku równikowi i ciągłość strefy lasów borealnych została przerwana, zbiorowiska tundry i stepów uległy przemieszaniu. Ocieplenie postępowało nierównomiernie. W umiarkowanych szerokościach geograficznych półkuli północnej wzrost promieniowania słonecznego latem, a spadek zimą spowodował kontynentalizację klimatu u schyłku plejstocenu, a wzrost opadów nastąpił dopiero u progu optimum klimatycznego holocenu (COHMAP 1988, Starkel 1988 a). W ciągu holocenu następowały kilkakrotne wahania temperatury i wilgotności, a od 5-4 tys lat temu w wyższych szerokościach rysuje się tendencja ku ochładzaniu (Lamb 1977).

Długookresowa prognoza oparta na zmianach parametrów orbity ziemskiej sugeruje, że w najbliższych tysiącletniach możemy oczekiwać zmniejszenia dostawy energii słonecznej.

3.3. Krótkookresowe zmiany klimatu

Rozwiązując ten problem najczęściej opieramy się na fluktuacjach elementów klimatu z roku na rok. Badamy ich intensywność, częstość poszczególnych zdarzeń, zasięgi geograficzne oraz koincydencję zjawisk zazwyczaj geograficznie odległych. Poszukujemy mechanizmów wywołujących tę zmienność. Wiele nadziei wiąże się z analizą danych z okresu badań instrumentalnych i to ze stacji reprezentujących nie zaburzone przez człowieka środowisko (np. na szczytach górskich).



Ryc. 11. Zmiany klimatyczne i towarzyszące im w okresie ostatnich 400 lat:

a — średnie 10-letnie temperatury dla Anglii (Manley 1948) A1 — zimy, A2 — roku; b — zmiany gęstości drewna świerka i jodły w Alpach (B1) i sosny w północnej Skandynawii (B2); c — wahania czoła lodowca Grindenwald w Alpach (b i c wg różnych autorów — za IGBP-12)

Fig. 11. Climatic changes, and the characteristics and phenomena connected with them during the last 400 years:

a — mean temperature for decades in England (Manley 1948), A1 — for the winter, A2 — for the year; b — changes in wood density for spruce and fir trees in the Alps (B1), as well as for pine trees in northern Scandinavia (B2); c — glacier margin fluctuations in Grindenwald in the Alps (b and c according to various authors — after IGBP-12)

Istnieje bogata literatura dotycząca przede wszystkim fluktuacji temperatury powietrza (rzadziej opadów i ciśnienia atmosferycznego) w okresie ostatnich 200 - 300 lat. Na podstawie obserwacji, odpowiednio „wygładzonych” statystycznie, analizuje się serie lat cieplejszych i chłodniejszych od średniej temperatury wieloletniej, typuje się fazy wilgotne, lub suche. W ten sposób — pośrednio — zmierzamy do uchwycenia przesłanek zmian bilansu cieplnego w systemie Ziemia-atmosfera i dowodów na zmianę charakteru ogólnej cyrkulacji atmosferycznej (Barry, Chorley 1976).

Frapujące są zmiany stosunków termicznych w ostatnim tysiącleciu w Europie (ryc.11). Na podstawie serii obserwacji temperatury z Centralnej Anglii od połowy XVII w. skonfrontowanej z wynikami obserwacji zmian zasięgów lodowców w Alpach, Skandynawii i na Grenlandii oraz z wynikami badań dendrochronologicznych i historycznych, dotyczących rozmieszczenia osadnictwa, zasięgów upraw itp., mówi się o istnieniu tzw. małej epoki lodowej (Lamb 1977, Grove 1988). Kłopoty zaczynają się wówczas gdy trzeba określić jej granice czasowe, ponieważ trudno jest odróżnić zmiany o charakterze globalnym od zmienności klimatycznej w skali regionalnej. Schönwiese (1979) przedstawia dyskusję na temat globalnych zmian temperatury powietrza w zależności od charakteru danych źródłowych dla poszczególnych regionów półkuli północnej. Podkreśla on, że współczesny system klimatyczny wykazuje amplitudy wieloletnich wahań temperatury w okolicach podbiegunowych dwu — czterokrotnie wyższe niż w szerokościach umiarkowanych, zaś w okolicach równika określane jako 1/3 - 1/4 amplitud w strefie umiarkowanej.

Niewątpliwie na podstawie instrumentalnych danych klimatologicznych można mówić o wyraźnym ociepleniu na półkuli północnej od końca XIX wieku do lat pięćdziesiątych XX w., a następnie o obniżaniu się temperatury po roku 1970 i ponownym ociepleniu w końcu lat 80-tych. Opady odznaczają się inną cyklicznością niż temperatura, ale dla Europy ważne jest, że wysokie maksima temperatury zbiegły się w latach pięćdziesiątych XX w. z minimum opadów (susze). Ekstrapolacja danych klimatycznych za pomocą badań izotopów tlenu z rdzeni lodowych z Grenlandii, Kanady i Arktyki umożliwiła m.in. analizę trendów zmian klimatu w skali ostatniego tysiąca lat (Oeschger, Langway 1989). W ich świetle zmieniły się poglądy na trwanie małej epoki lodowej. We wcześniejszych badaniach na podstawie źródeł pośrednich H.H.Lamb (1977) przypisywał jej okres od 1550 do 1700 r., zaś H.Flohn od 1550 do 1850 r.. Natomiast z analizy serii tysiącletniej H.H.Lamb wysnuwa wniosek, że po optimum klimatycznym średniowiecza (950 - 1200 r.) nastąpiła późnośredniowieczna zmiana klimatu (1200 - 1400 r) ku małej epoce lodowej, która najszybciej ujawniła się na obszarach polarnych spadkiem temperatury oraz wzrostem burzliwości w atmosferze. Mała epoka lodowa nie była okresem o idealnie stabilnych tendencjach termicznych i występowały w niej krótkotrwałe wzrosty temperatury (np. około 1820 r.). Jej powstanie tłumaczy się nasiloną częstością erupcji wulkanicznych, które zmieniały zawartość aerozolu w atmosferze w okresie nawet kilkunastu lat i oddziaływały w skali globalnej. Dla klimatotwórczej roli wulkanów za najważniejsze uważa się zakłócenia w przebiegu procesów fizycznych, chemicznych i fotochemicznych, tudzież zmniejszenie koncentracji ozonu w stratosferze i wzrost stężenia CO₂, przez co zmieniają się warunki wymiany energii w systemie Ziemia — atmosfera. Ogólnie jednak oddziaływanie wulkanów na klimat jest zdominowane przez osłabienie dopływu promieniowania do powierzchni Ziemi, co wywołuje z kolei długotrwałe zachwianie równowagi w funkcjonowaniu systemu klimatycznego (Bryson 1989; Kożuchowski 1990).

Opisane wieloletnie zmiany temperatury nie odznaczają się jednakowym nasileniem na całej kuli ziemskiej. Przewaga wpływów klimatu morskiego na półkuli południowej powoduje „tłumienie” wahań temperatury. Woda odznacza się wyższą pojemnością cieplną

od ładu i dlatego na półkuli południowej zmiany insolacji słonecznej wywołują słabsze zmiany w przebiegu temperatury. Zatem ewidentny spadek temperatury w latach 1940 - 1970 w wielu rejonach półkuli północnej, na półkuli południowej był niemal niezauważalny, co mogły częściowo spowodować skutki erupcji wulkanicznych, skoncentrowane wyłącznie na półkuli północnej.

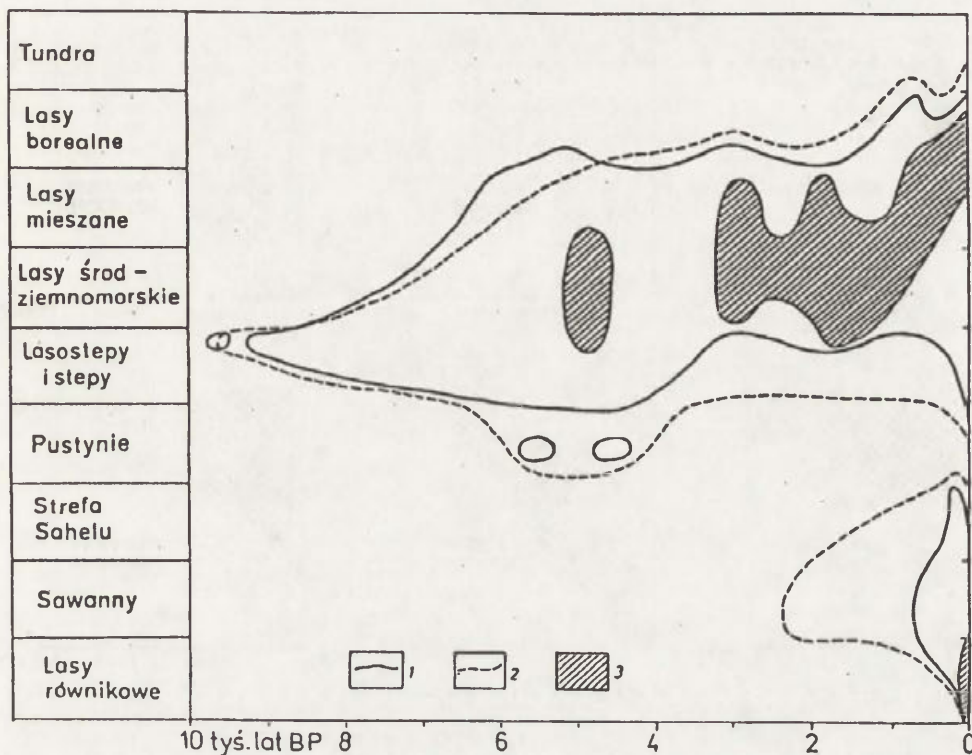
Różnice pojawiania się zmian klimatycznych w czasie i przestrzeni są widoczne również w skali kontynentów. I tak, na przykład, wahania klimatu zaobserwowane po roku 1864 w Skandynawii dały znać o sobie jako znacznie słabsze z opóźnieniem 15-20 lat. Przy analizie serii pomiarów instrumentalnych wiele uwagi poświęca się zmianom w dopływie energii słonecznej spowodowanym zmianami aktywności słonecznej (przebiegiem konwekcyjnego transportu masy i energii z wnętrza Słońca na zewnątrz). Plamy i rozbłyski słoneczne, pojawiające się średnio w cyklu jedenastoletnim, powodują zaburzenia w polu magnetycznym Ziemi. Powyżej 60° szerokości geograficznej w niskich warstwach jonosfery widoczne są zorze polarne, następuje też zmiana w składzie chemicznym powietrza i w bilansie cieplnym stratosfery. Korelacja zjawisk meteorologicznych z cyklem aktywności słonecznej nie dała jednoznacznych wyników (Barry, Chorley 1976). Najistotniejsze związki z plamami słonecznymi dotyczą pola ciśnienia atmosferycznego w wysokich szerokościach geograficznych (Trepieńska 1988). Ogólnie jednak aktywność Słońca tylko w 10 - 20% wpływa na zmiany pogody i klimatu. Zmiany aktywności słonecznej mogą mieć wówczas znaczenie dla procesów energetycznych w systemie klimatycznym, gdy wykazuje on chwiejność (Kozuchowski 1990).

Krótkookresowe zmiany klimatu powstają również pod wpływem ingerencji człowieka w obieg wilgoci (gospodarka wodna) i w wymianę energii (konsumpcja energii) oraz pod wpływem antropogenicznego przekształcania podłoża atmosfery, tj. lokalnych zmian jego albedo. Także dostawa pyłów i gazów do atmosfery zmienia jej skład chemiczny, warunki fotochemiczne i fizyczne, przez co następują zmiany w bilansie energii promienistej i cieplnej oraz zaburzenia w obiegu materii. Są także wahania określane jako samowzbudne (Budyko 1977) oraz wynikające z pewnych warunków. Na przykład, utrzymujące się niskie temperatury w sezonie zimowym powodują długie zaleganie pokrywy śnieżnej na dużych obszarach i zmianę albedo, co zakłóca bilans cieplny.

4. Narastanie ingerencji człowieka w środowisku przyrodniczym

4.1. Rewolucja rolnicza

Rozpoczęcie uprawy roślin i udomowienie zwierząt u progu holocenu, w pierw na Bliskim Wschodzie, a potem w innych regionach globu (Kozłowska 1972; Roberts 1989) wyznacza początek nowego etapu zmian środowiska, polegającego na czynnej eksploatacji zasobów i degradacji naturalnych ekosystemów. Początkowo objęła ona obszary lasostepu, wkraczając z kolei w strefy leśne: śródziemnomorską, następnie umiarkowaną, w nie-



Ryc. 12. Ingerencja człowieka w środowisko naturalne w ciągu holocenu w przekroju Europa — Afryka (Starkel 1988c)

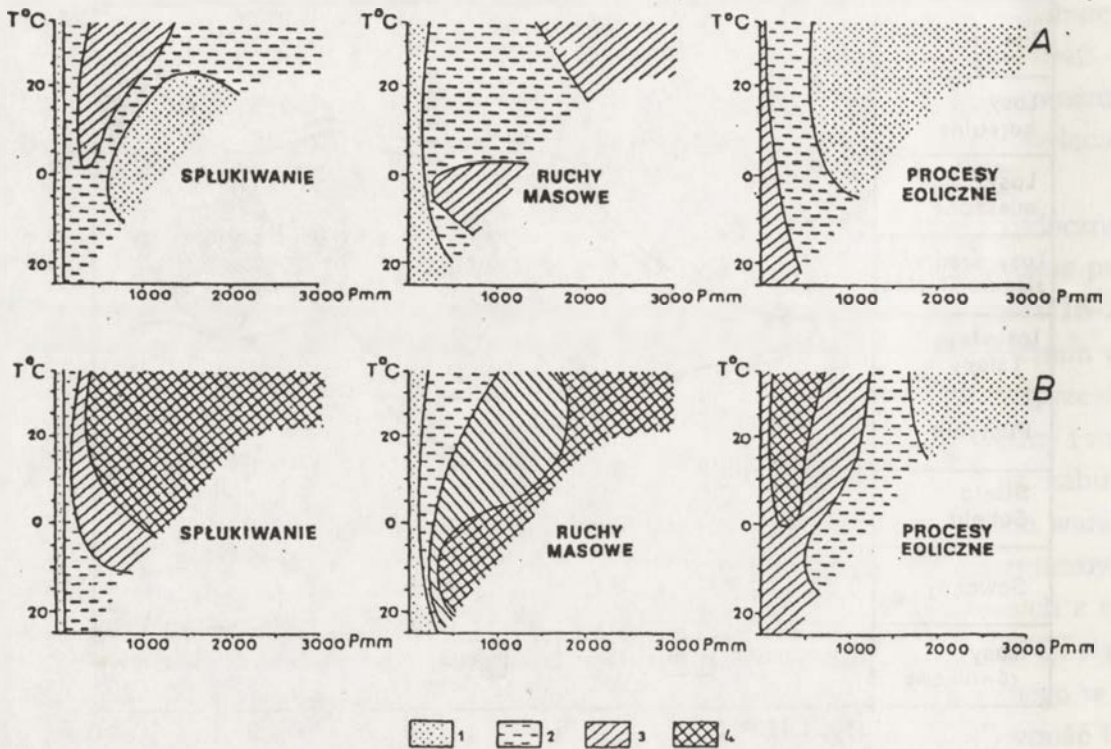
1. zasięg uprawy roli, 2. zasięg wypasu bydła, 3. obszary i okresy intensywnego rolnictwa

Fig. 12. Human interference in the natural environment during the Holocene in the Europe — Africa cross-section (Starkel 1988c) 1. range of land under cultivation, 2. range of grazing, 3. areas and periods of intensive cultivation

wielkim stopniu tropikalną, a równocześnie na obszary stepowe i półpustynne, gdzie na czoło wysunęła się hodowla (ryc.12). Wzdłuż wielkich tranzytowych rzek strefy suchej już około 3000 lat p.n.e. rozpoczęło się nawadnianie pól uprawnych, któremu towarzyszyło zasalanie gleb. Istotną rolę odegrało odkrycie drewnianego pługa, który w okresie rzymskim zaczął być zastępowany pługiem żelaznym. Początkowo uprawy ograniczały się do wypalania i karczowania małych poletek, u schyłku neolitu powszechna już była w Europie Środkowej uprawa przemienna tj. przenoszono się z uprawami z miejsca na miejsce wraz z postępującą degradacją gleby (Kruk 1980). Na żyznych glebach np. w obszarach lessowych doprowadziło to do stopniowego, zniszczenia pierwotnej szaty roślinnej.

Efektom rozwoju rolnictwa i hodowli stała się stopniowa degradacja naturalnych geosystemów. Wycięcie lasu spowodowało zmiany mikroklimatu, stosunków wodnych i glebowych. Brak pokrywy roślinnej w obszarach deficytów wody wywołał wysuszenie gleb i wzrost działalności deflacyjnej wiatru, która nawet w warunkach polskich może przemieszczać na powierzchni 1 km² do 20 tys.t gleby (Gerlach 1976). Ograniczenie ewapotranspiracji i sam brak roślinności spowodowały na stokach wzrost spływu powierzchniowego wody, splukiwania gleby i spływów błotnych (ryc.13). Rozmiary spływu i splukiwania wzrosły o 2-3 rzędy wielkości (Gil 1979).

Znalazło to odbicie w tworzeniu w dnach dolin i u podnóży stoków pokryw zmywowych, o miąższości do kilku metrów (Starkel 1988c), a w obszarach górskich — w większej często-



Ryc. 13. Zmiany natężenia procesów rzeźbotwórczych w różnych strefach klimatycznych w warunkach naturalnych i zniszczenia naturalnych ekosystemów (Starkel 1988c)

Natężenie: 1. słabe, 2. umiarkowane, 3. silne, 4. bardzo silne, T – temperatura powietrza, P – opad

Fig. 13. Changes in the intensity of relief modeling processes in the different climatic zones under natural conditions and the destruction of natural ecosystems (Starkel 1988c)

Intensity: 1. weak, 2. moderate, 3. strong, 4. very strong, T – air temperature, P – precipitation

tliwości powodzi i dziczeniu koryt rzek, przeciążonych rumowiskiem. Profile osadów jeziornych i stanowiska archeologiczne pokazują, że reakcja na zmiany w wyniku wylesienia jest natychmiastowa (Roberts 1989, Starkel 1989). Natomiast na nizinach po wylesieniu nastąpiło podniesienie się poziomu wód gruntowych, poziomu jezior i zabagnienie.

Zmiany te są wyraźnie widoczne we wszystkich strefach klimatycznych. Ich efektem w skali globalnej stało się przesunięcie obszarów maksymalnej denudacji (erozji) wodnej ze strefy półsuchej do pozbawionych lasów stref wilgotnych, leśnych, a maksymalnej denudacji eolicznej ze strefy pustynnej do półsuchej (Golubev 1982; Starkel 1988c; ryc.13). W strefie śródziemnomorskiej na wylesionych stokach górskich, pozbawionych gleby, rozwinęły się badlandy i skaliste pustynie, a lasy zastąpiła krzaczasta makkia. W wyniku nadmiernego wypasu granice sawanny i stepu w Afryce uległy przesunięciu — obszary pustyń rozszerzyły się (Goudie 1977). W oceanicznym klimacie Wysp Brytyjskich wylesienie stoków górskich w ciągu tysiącleci doprowadziło do rozwoju torfowisk i wrzosowisk — często są to już zmiany nieodwracalne, szczególnie gdy nałożyły się na to fazy ochłodzeń i zwilgoceń klimatu (Starkel 1977; Roberts 1989).

Na obszarze południowej Polski stopień wylesienia nie był tak znaczny. Według obliczeń H. Maruszczaka (1988) wzrastał on od 30% u progu tysiąclecia do 50% w XIV wieku i 80% w wieku XIX.

Unowocześnianie technologii oraz wzrost liczby ludności, a w końcu ekspansja kolonialna, doprowadziły w skali globalnej do gwałtownego rozszerzenia się areałów upraw i hodowli z wyłączeniem jak na razie lasów równikowych i strefy borealnej. Efektem tego stało się w skali regionalnej przyspieszenie wymiany energii i obiegu materii i zmiana produktywności ekosystemów.

4.2. Rewolucja przemysłowa

Zaburzenie równowagi geosystemów osiągnęło inny wymiar wraz z rozwojem przemysłu, produkcją nowych surowców, odkryciem nowych źródeł energii i towarzyszącą temu eksplozją demograficzną. Ostatnie dwieście lat charakteryzuje nie tylko przyspieszenie obiegu, ale i wprowadzenie do obiegu nowych energii, substancji i zanieczyszczeń. W skali globalnej uległy zmianom: bilans cieplny, wodny oraz bilans węgla w przyrodzie.

Ludność świata wzrosła z 1440 mln w 1875 roku do 4 mld w 1975, a w roku 2075 osiągnie 10 mld. (Surprising futures 1987). Wylesienie postępuje nadal. W XIX wieku wzięto pod uprawę olbrzymie połacie Ameryki Północnej, co znalazło swój wyraz zarówno w akumulacji miedzi jak i w burzach pyłowych (Bennett 1939). W obecnym stuleciu podobne zmiany obserwujemy w strefie lasostepu i stepu w Związku Radzieckim (Sobolew 1948). Przeludnienie powoduje dziś karczowanie resztek lasów w krajach południowo-wschodniej Azji i Afryki. Ginie zamieniony na plantacje tropikalny las Amazonii — największy producent tlenu. W raporcie G.Barneya (1980) podano, że w latach 1975-2000 przy wzroście ludności o 55 % nastąpi wzrost nawodnień o 22%, pogłowia bydła o 32 %, a równocześnie pustynie rozszerzą się o 62% i zmniejszy się areał lasów o 17 %.

Zasadnicze zmiany następują w stosunkach wodnych. Woda stała się najbardziej deficytowym surowcem w wielu regionach ziemi, rośnie zapotrzebowanie na wodę pitną, przemysłową, dla rolnictwa. Jedną z przyczyn deficytu jest wzrost powierzchni nawodnień z 473 tys. km² w roku 1900 do 2720 tys.km² w 1990 (Shiklomanov 1990). Około 10% rocznego odpływu rzek świata, w niektórych regionach zaś ponad 50% odpływu, pobieranych jest przez człowieka, z tego 60% na irygację. Szczególnie w obszarach suchych maleją przepływy rzek i opada katastrofalnie poziom jezior (Morze Kaspjskie, Aralskie, jez.Sewan). W zbiornikach retencyjnych magazynowane jest dziś już 9.6% odpływu rocznego rzek (Gregory, Walling 1987). W rejonie Sahary eksploatowane są nieodnawialne zbiorniki wód gruntowych datowanych na kilka, a nawet kilkadziesiąt tysięcy lat (Sonn-tag i in. 1980). W krajach boomu gospodarczego (np. Bliskiego Wschodu) odsala się wodę morską.

Równocześnie postępuje zanieczyszczenie wód (Lvovič 1974; Dynowska 1988), prowadząc do degradacji życia biologicznego nie tylko w samych rzekach i jeziorach, ale i w przybrzeżnych wodach oceanów.

Skala erozji gleb osiągnęła wartości dawniej nie notowane. G.N.Golubev (1982) szacuje w skali globu co najmniej 5-krotny jej wzrost w stosunku do warunków w naturalnych ekosystemach. Szczególnie częste stały się zjawiska katastrofalne, powodujące niespoty-

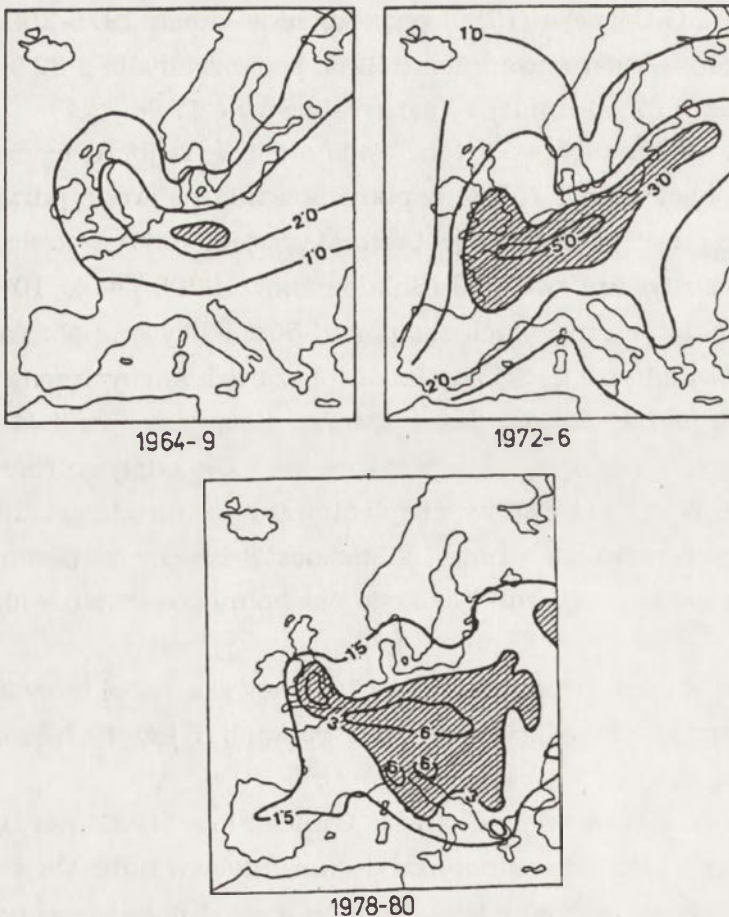
kane natężenie osuwisk, powodzi, huraganów, erozji wodnej i wietrznej (Starkel 1972; Gregory, Walling 1987).

Największe zmiany nastąpiły jednak w obiegu biogeochemicznym. Zachwiana została równowaga, pojawiły się w obiegu niespotykane dotąd substancje. Przemysł produkuje olbrzymie ilości odpadów. W latach 1975-2000 nastąpi wzrost ilości odpadów o 25 %. Znaczna część zanieczyszczeń oddawana jest do atmosfery, pozostała — przeważnie do wód powierzchniowych i gruntowych. Roczna produkcja aerosoli przez procesy naturalne (obejmujące sole oceaniczne, eshalacje wulkaniczne, pożary i produkty erozji gleb), szacowana jest na 770-2200 mln ton rocznie (Kudrna 1988). Ze źródeł antropogenicznych pochodzi dodatkowe 185-415 mln ton rocznie. Są wśród nich gazy o różnym czasie trwania, w tym gazy cieplarniane, o których będzie mowa osobno. Wystarczy stwierdzić, że stężenie CO_2 w atmosferze wzrosło średnio z 280 ppm w 1800 roku do 353 ppm w 1990 roku.

Zwiększona koncentracja SO_2 powoduje w Europie Środkowej masowe wymieranie lasów (Kozłowski 1991 — ryc.14). Opad SO_2 na obszarze Polski przekracza często 160 kg na 1 ha (Józefaciuk, Kern 1988). Aby zrównoważyć pH gleb niezbędne jest wapnowanie w granicach 140 kg CaO na 1 ha. Wzrost kwasowości obserwuje się również w zbiornikach jeziornych całej północnej Europy; proces ten zastąpił poprzednio powszechną eutrofizację.

Szczególnie groźne są emisje metali ciężkich, w tym: miedzi, ołowiu, rtęci, niklu i in. (Nriagu, Pacyna 1988; tab.3). Ich emisja ze źródeł naturalnych była nieznaczna (np. ołowiu, miedzi) — została ona

przez przemysł z wielokrotnością. W niektórych regionach przemysłowych skażenia powietrza, wód i gleb zagrażają życiu. Należałoby wstrzymać konsumpcję wody i produkcję rolną (Kozłowski 1983, 1991). W ilastych glebach są to już często zmiany nieodwracalne.



Ryc. 14. Wielkość koncentracji SO_2 w opadzie w latach 1964-69 i 1972-76 (w mg/litr — wg Wallena 1982- por. Fenhan 1989) i wielkość opadu siarki w latach 1978-80 $\text{gm}^{-2}\text{rok}^{-1}$ (Stigliani 1990)

Fig. 14. Concentration of SO_2 in precipitation in the years 1964-1969 and 1972-1976 (mg/l — according to Wallen 1982-see: Fenhan 1989) and the value of a wet deposition of sulphur in $\text{gm}^{-2}\text{year}^{-1}$ in the years 1978-1980 (Stigliani 1990)

Tabela 3

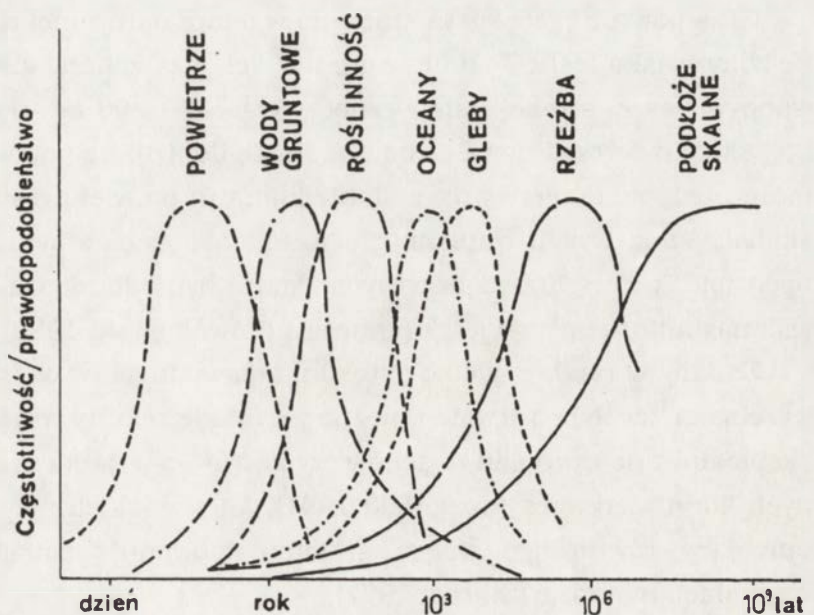
Emisje metali śladowych (Nriagu, Pacyna 1988) w tys. ton rocznie
Emission of trace metals (Nriagu, Pacyna 1988) in thousands of tons by year

		Emisja ze źródeł naturalnych do atmosfery	Emisja ze źródeł antropogenicznych do atmosfery	Emisja do ekosystemów wodnych	Emisja do gleby
antymon	Sb	2,6	3,5	18,0	26,0
arsen	As	12,0	19,0	42,0	82,0
kadm	Cd	1,4	7,6	9,1	22,0
miedź	Cu	28,0	35,0	112,0	971,0
ołów	Pb	12,0	332,0	138,0	759,0
mangan	Mn	317,0	38,0	263,0	1669,0
rtęć	Hg	2,5	3,6	6,5	6,3
nikiel	Ni	29,0	52,0	114,0	294,0
selen	Se	10,0	6,3	41,0	41,0
wanad	V	28,0	86,0	33,0	128,0
cynk	Zn	45,0	132,0	237,0	1322,0
chrom	Cr	43,0	31,0	143,0	898,0

4.3 Odnawialność zasobów

Badanie zmian w przeszłości, zarówno sprzed jak i z okresu ingerencji człowieka w środowisku przyrodniczym, rzuca światło na odnawialność zasobów przyrody. Wszystkie elementy środowiska powstawały w różnym czasie, potrzebnym do ich ukształtowania, często w warunkach odmiennych od dzisiejszych. Dlatego odbudowa niektórych zdegradowanych składników geosystemu wymaga długiego okresu, a często jest ona niemożliwa (Bartkowski 1975; Starkel 1988 b), Mówimy o zmianach niedwracalnych (ryc.15).

Wiek skał podłoża, budujących powierzchnię ziemi może być bardzo różny, może nawet przekraczać 1-2 miliardy lat. Obok tego, na przykład na obszarze Polski mamy utwo-



Ryc. 15. Czas tworzenia i odnawialność zasobów środowiska przyrodniczego, wskazujące na współistnienie różnowiekowych składników we współczesnych geosystemach

Fig. 15. Time of the formation and regeneration of the natural environment resources indicating the coexistence of the components of different age in contemporary ecosystems

ry polodowcowe czy lessowe o miąższościach idących w dziesiątki metrów, których wiek wynosi 13 - 25 tysięcy lat.

Wiek form rzeźby również bywa różnorodny. Starsze zrównania Wyżyny Małopolskiej powstały przed dziesiątkami milionów lat, stoki gór i wyżyn w ostatnich stuleciach rozczłonkowane są przez wąwozy i osuwiska.

Współcześnie istniejące gleby mogą mieć założenia bardzo stare. Większość polskich gleb zaczęła się tworzyć przeważnie u schyłku ostatniego glacjału (Kowalkowski 1988).

Naturalna szata roślinna naszej strefy klimatycznej była kształtowana przez tysiąclecia (Ralska-Jasiewiczowa 1983), ale liczne istniejące dziś plantacje leśne powstały często w ciągu ostatnich 50-100 lat na opuszczonych gruntach ornych.

Elementy środowiska wodne i klimatyczne wiążą się ze współczesną cyrkulacją mas powietrznych i krążeniem wody. Krążenie wody w gruncie, zależnie od przepuszczalności podłoża, może trwać od tygodni do wielu lat. Trwałość wielu składników powietrza bywa bardzo krótka. Liczne gazy są bezpośrednio związane przez rośliny czy glebę i akumulowane lub przekazywane z powrotem do atmosfery.

Traktując elementy środowiska przyrodniczego jako zasoby potrzebne do jego funkcjonowania, a także niezbędne gospodarce człowieka, stawiamy sobie często pytanie jaka jest ich odnawialność, czy zachodzące zmiany można cofnąć, zatrzymać, czy są one nieodwracalne (Bartkowski 1975). Najprostszym teoretycznie zabiegiem jest zahamowanie zanieczyszczeń powietrza przez ograniczenie emisji i stosowanie odnawialnych źródeł energii takich jak woda, słońce, wiatr czy fale morskie (Lysen, w: Okken i in. 1989). Stosunkowo proste do usunięcia jest zanieczyszczenie wód płynących. Gorzej, gdy w grę wchodzi skażenia zbiorników retencyjnych, zarówno powierzchniowych jak i podziemnych (Bartkowski 1975; Kozłowski 1991). Również procesy nawadniania i ograniczania dopływu do jezior, wywołują dziś zmiany nieodwracalne. Zanieczyszczenie gleb metalami w przypadku gleb ilastych o małej przepuszczalności można traktować jako trwałe w skali co najmniej stuleci.

Czas powrotu geosystemów do w miarę naturalnej równowagi jest różny. Zniszczone zbiorowiska leśne — o ile w grę nie wchodzi zmiany chemiczne — mogą być odbudowane w naszej strefie klimatycznej w ciągu 50-200 lat. Jeśli gleby uległy zmyciu aż do litej skały, wówczas nowa gleba powstanie dopiero po ponownym zwietrzeniu, co niekiedy może nastąpić dopiero przy zmianie klimatu, po wielu tysiącach lat. Przykładem tego są skaliste stoki wyżyn wapiennych. Natomiast gleba zmyta, rozwinięta na utworach luźnych (piaskach, glinach lessowych), może być odbudowana w ciągu nawet kilkuset lat, jeśli nastąpi utrwalenie jej roślinnością (Kowalkowski 1988).

Zmiany w rzeźbie, glebie i stosunkach wodnych w obszarach górniczych (zapadliska, wyrobiska, zwały) są trwałe i można jedynie je rekultywować. Podobnie nieodnawialne są eksploatowane złoża glin, piasków czy żwirów, z wyjątkiem surowców pobieranych z czynnych koryt rzecznych (Kozłowski 1991). Ale i w takich przypadkach pobór materiału, zaburzający równowagę całego systemu, powoduje zmianę w procesach korytowych z agradacji na erozję (Starkel 1977).

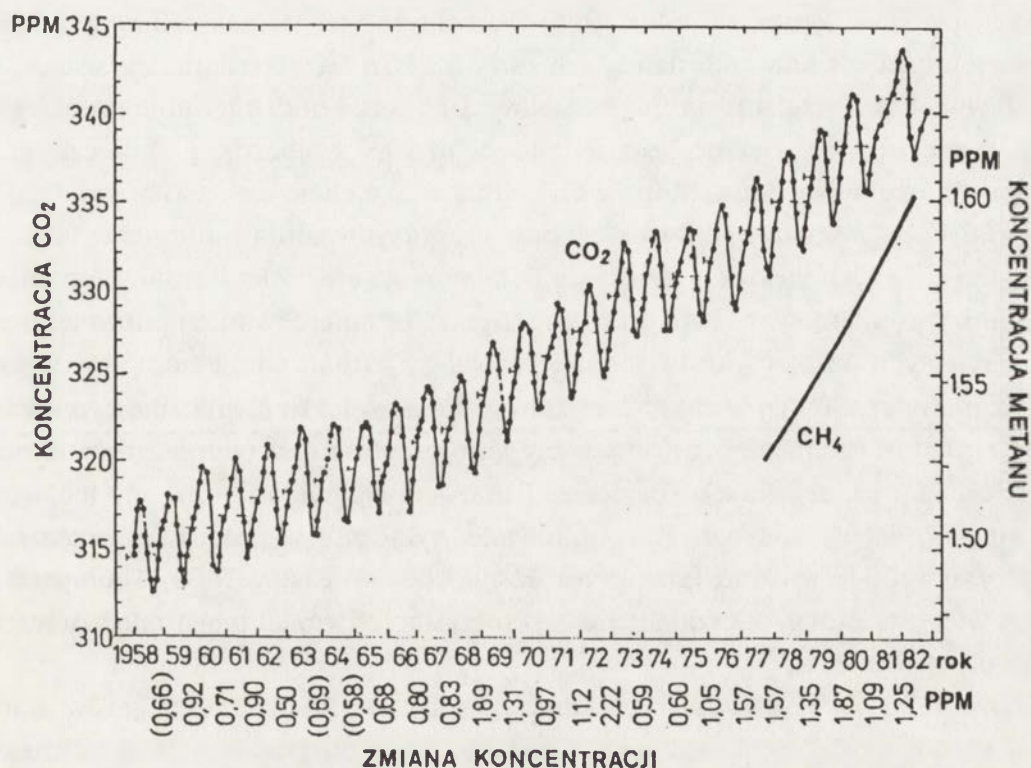
5. Zmiany w atmosferze: efekt cieplarniany i dziura ozonowa

Poznanie charakteru i mechanizmów rozwoju tych dwóch zjawisk, zależnych od składu chemicznego powietrza ma kluczowe znaczenie dla badań ekologicznych i zasobów środowiska przyrodniczego w skali globalnej. Współczesne studia dotyczące oceny i prognozy zmian efektu cieplarnianego Ziemi są daleko bardziej zaawansowane aniżeli studia dotyczące koncentracji ozonu w stratosferze.

5.1 Rola CO₂ i gazów śladowych w kształtowaniu reżimu termicznego Ziemia — atmosfera

Efekt cieplarniany (szklarniowy) systemu Ziemia — atmosfera istnieje w systemie klimatycznym w naturalnych warunkach bez ingerencji człowieka, zaś antropopresja powoduje zmiany w jego natężeniu (Parlow 1991/1992).

Na strukturę termiczną atmosfery — przede wszystkim — ma wpływ obecność pary wodnej, dwutlenku węgla, ozonu i gazów śladowych takich jak metan i podtlenek azotu (ryc.16, tab.4). Zawartość pary wodnej podlega dużym zmianom w atmosferze przede wszystkim w zależności od temperatury powietrza i dlatego cechuje ją układ strefowy na kuli ziemskiej. Wszystkie wymienione gazy przewodzą swobodnie krótkofalowe promienio-



Ryc. 16. Wzrost zawartości CO₂ wg pomiarów Obserwatorium Mauna Loa na Hawajach (1958-1982) i zawartości CH₄ (od 1970 roku) wg Keelinga, Etheridge'a i in. (za Watsonem i in. 1990)

Fig. 16. Increase of CO₂ concentration according to the measurements executed at Mauna Loa Observatory on the Hawaii Islands (1958-1982), and of the CH₄ concentration (since 1970) after Keeling, Etheridge and others (according to Watson et al. 1990)

Tabela 4

Zmiany koncentracji optycznie aktywnych domieszek gazowych (Watson i in. 1990 i in. źródła)

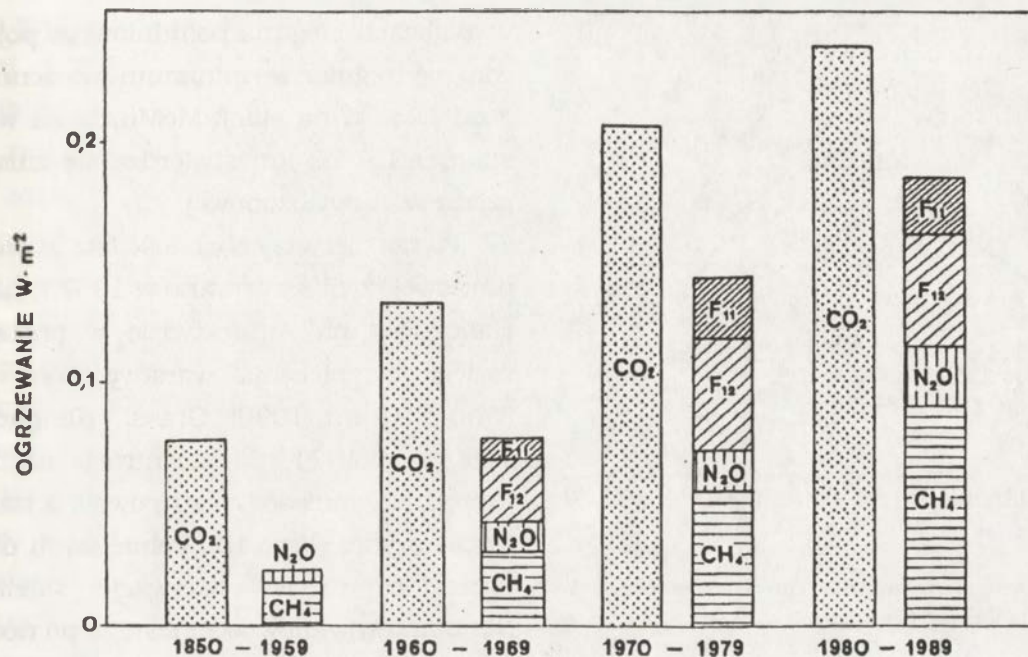
Changes in the concentration of the optically active admixtures of gases (Watson et al. 1990, and other sources)

okres	(CO ₂)ppm	(CH ₄)ppm	(N ₂ O)ppb	CFC-11 ppb	CFC-12 ppb
przed rewolucją przemysłową	280	0.8	288	0	0
1990 rok	353	1.72	310	0.28	0.48
prognoza 2050	400-600	2.1-4.0	350-450	0.7-3.0	2.0-4.0

wanie słoneczne, absorbują zaś długofalowe wypromieniowanie Ziemi, szczególnie w paśmie 12 do 29 μm . Dzięki temu od atmosfery płynie w kierunku powierzchni Ziemi strumień promieniowania długofalowego. Zatem obecność pary wodnej i gazów śladowych w atmosferze powoduje, że powierzchnia Ziemi ma temperaturę o 33°C wyższą aniżeli wówczas, gdyby efekt szklarniowy nie istniał. Średnia temperatura +15°C (288 K) w przyziemnej warstwie powietrza umożliwia rozwój życia.

Współczesne zmiany chemizmu atmosfery, zauważalne szczególnie w okresie po 1850 r. (ryc.16,17) spowodowały, że pojawił się szereg pytań o tempo i skutki wzrostu koncentracji omawianych gazów w związku z działalnością rolniczą i przemysłową oraz trzebieżą lasów równikowych (Flohn 1983; Schneider 1989; Grassl, Klingholz 1990). Do ważnych cech gazów śladowych należy ich zdolność rozprzestrzeniania się w całej atmosferze, aktywność bez względu na miejsca powstania, oraz oddziaływanie na obieg energii i to tym silniejsze, im większa jest ich koncentracja. Najbardziej skutecznym gazem szklarniowym jest para wodna, która w 65% stanowi o efekcie cieplarnianym. CO₂ kształtuje go w 25%, zaś wspólnie te dwa gazy oraz chmury decydują o nim aż w 90%. Wzrost stężenia jednego z tych gazów, a zwłaszcza CO₂ wzmacnia efekt cieplarniany, ponieważ intensyfikuje wypromieniowane z powierzchni Ziemi i promieniowanie ponownie kierowane w dół z przyległych do niej warstw atmosfery. Należy jednak pamiętać, iż różne gazy śladowe w rozmaity sposób wpływają na kształtowanie się efektu cieplarnianego i w żadnym wypadku efekt ten nie może być traktowany jako prosta suma tych skutków. Rola poszczególnych gazów zależy od ich trwałości. I tak — na przykład — freony (chlorowcopochodne węglowodorów nasyconych), emitowane wyłącznie w procesach przemysłowych mogą utrzymywać się w atmosferze przez 15 do 100 lat (Kislov 1989; Thompson 1989). Wszystkie więc działania zmierzające do ograniczenia ich emisji mogą mieć znaczenie dopiero po upływie stulecia.

E.Parlow (1991/1992) rozpatruje kombinowane skutki działania gazów śladowych w kształtowaniu efektu cieplarnianego. Charakteryzuje on tzw. potencjał efektu cieplarnianego, mierzony w odniesieniu do 1 molekuli CO₂. Tak więc 1 molekula CH₄ jest równoważna z działaniem 32 molekuł CO₂, podczas gdy 1 molekula freonu 12 — aż z 17 000 CO₂. Znaczy to, że gazy śladowe występujące w znikomo małych ilościach mogą mieć ogromne znaczenie dla wymiany energii w systemie Ziemia — atmosfera (ryc.17).



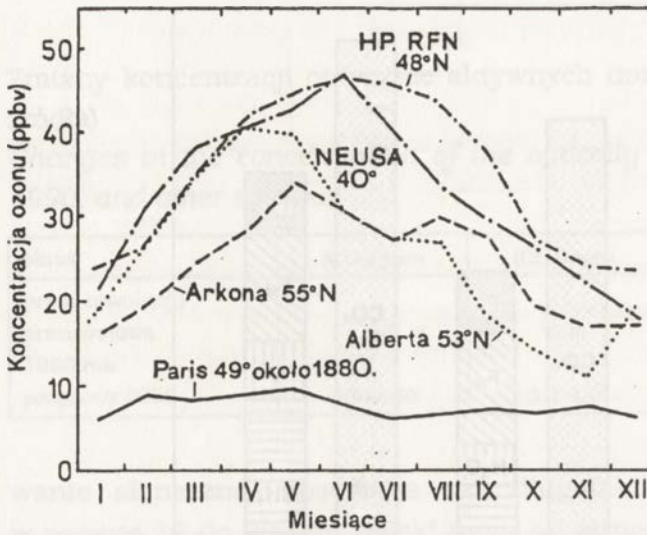
Ryc. 17. Dekadowy wzrost ocieplania wskutek rosnącej koncentracji gazów powodujących efekt cieplarniany (Hansen i in. 1988)

Fig. 17. Increase of warming from decade to decade caused by the growing concentration of gases producing the greenhouse effect (Hansen et al. 1988)

Z faktu, że mimo tych zmian w troposferze, bilans cieplny systemu Ziemia-atmosfera nie podlega transformacji, można wnioskować, że ocieplenie w przyziemnej warstwie jest kompensowane ochładzaniem stratosfery (Schönwiese, Diekmann 1990). W całości wywołuje to jednak znaczną chwiejność całej atmosfery. Pojawiają się też różnice regionalne w kształtowaniu strumieni ciepła jawnego i utajonego w troposferze związane z rozkładem lądów i oceanów. Prawdopodobnie rozwijają się też sprzężenia zwrotne, gdyż wzrost stężenia CO₂ powoduje wzrost temperatury i wzrost parowania nad oceanami, a wywołany tym rozwój chmur „wycisza efekt cieplarniany”. Jakie jest natężenie tych wszystkich oddziaływań i jak zaważą one na ostatecznym natężeniu efektu cieplarnianego — oto zagadnienia do rozwiązania przez różnego typu modele matematyczne.

5.2 Zaburzenia w bilansie ozonu w górnej troposferze i stratosferze

Ozon w atmosferze zajmuje specjalne miejsce wśród gazów śladowych (Schirmer i in. 1989). Jest on trójatomową postacią tlenu. Powstaje w czasie reakcji fotochemicznych, uwarunkowanych promieniowaniem ultrafioletowym. W przekroju pionowym atmosfery tworzy on tzw. ozonosferę w warstwie 15-30 km. Ze wzrostem szerokości geograficznej ku biegunom poziom zalegania tej warstwy obniża się, przy czym rośnie w niej ogólna zawartość ozonu (Parlow 1991/1992). Ilość ozonu jest większa nad Arktyką, aniżeli nad Antarktydą. Decyduje o tym rozmieszczenie lądów i cyrkulacja atmosferyczna. W szerokościach umiarkowanych i polarnych występują wyraźne wahania sezonowe w granicach 25-30%, a maksima koncentracji ozonu przypadają na wiosnę (ryc.18), jednakże od roku 1975



Ryc. 18. Sezonowe zmiany zawartości ozonu O₃ w różnych regionach półkuli północnej (wg różnych autorów — za Watsonem i in. 1990)

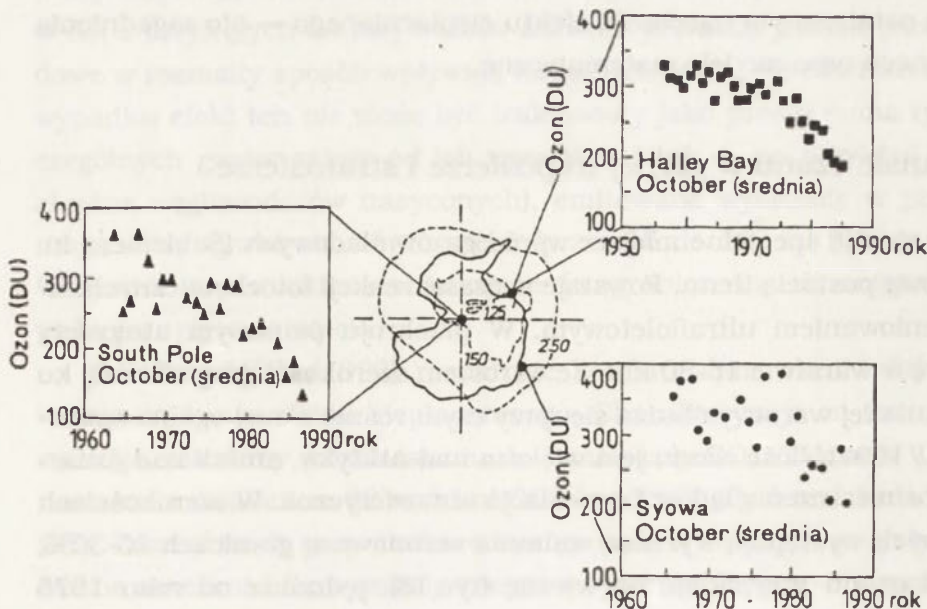
Fig. 18. Seasonal variation of the O₃ — concentration in the different regions of the northern hemisphere (according to various authors — after Watson et al. 1990)

objaśniających zmniejszenie koncentracji ozonu oddziaływaniem procesów dynamicznych w stratosferze nad Antarktydą w momencie rozpadu wiru polarnego i przebiegiem reakcji fotochemicznych pomiędzy freonami a cząsteczkami metanu, w których tworzą się związki wywołujące katalityczny rozpad ozonu (Dziewulska-Łosiowa 1991).

Badania satelitarne i naziemne wykazały, że dziura ozonowa nad Antarktydą zmienia swe natężenie zgodnie z dwuletnim cyklem zmian temperatury powietrza. W roku 1988 koncentracja ozonu była wyższa aniżeli w latach 1987 i 1989, odznaczających się wyjątko-

w okolicach bieguna południowego pojawia się regularne minimum wiosenne, a od 1986 r. na stacji McMurdo na wysokości 15- 20 km stwierdza się zniszczenie warstwy ozonowej.

Po raz pierwszy obecność tzw. „dziury ozonowej” zaobserwowano w 1957 r. nad Halley-Bay na Antarktydzie w postaci rozległego „spłycenia” warstwy ozonowej (Watson i in. 1990; Grassl, Klingholz 1990). Od 1971 r. koncentracja ozonu zaczęła się obniżać, zrazu powoli, a następnie szybciej (ryc.19). Pełniejszych danych dostarczyły obserwacje satelity Nimbus. Prawidłowością jest, że po nocy polarnej w końcu sierpnia, gdy rozpoczyna się dopływ promieniowania, zawartość ozonu spada. Na temat przyczyn tego zjawiska istnieje szereg hipotez



Ryc. 19. Zmiany zawartości ozonu na obszarze Antarktydy — w jednostkach Dobsona (DU) — za IGBP 12 1990 (wg NRC 1989)

Fig. 19. Variation of the O₃ concentration in the Antarctic area — in Dobson's units (DU) — after IGBP 1990 (according to NRC 1989)

wo głębokim spadkiem zawartości O₃. W rejonie bieguna północnego ubytki ozonu są słabiej zaznaczone, ponieważ temperatura powietrza zimą rzadko spada do -80°C i nie rozwijają się tam chmury stratosferyczne, zawierające związki azotu, które biorą udział w reakcjach chemicznych prowadzących do rozpadu ozonu (Grassl, Klingholz 1990). W szerokościach umiarkowanych w ciągu ostatnich 20 lat ubytek ozonu w stratosferze wynosi około 0,5% na rok, a towarzyszy mu podobny co do wielkości wzrost koncentracji ozonu w troposferze (Schirmer i in. 1989).

Ozon troposferyczny jest gazem szklarniowym. Stanowi on 10% ogólnej ilości ozonu w atmosferze. Powstaje wskutek reakcji fotochemicznych zachodzących w smogu, w którym obecne są węglowodory i tlenki azotu NO_x. Rozkład tego ozonu w przekroju południkowym wykazuje wyraźne maksimum koncentracji (około 40 ppb) między 60° a 70°N, co dowodzi silnego oddziaływania emisji przemysłowej. W okolicach równika stężenie to wynosi 10 ppb (Parlow 1991/1992). Na półkuli północnej zaznaczają się wahania sezonowe stężenia ozonu troposferycznego z maksimum na wiosnę. W stosunku do wyników badań prowadzonych pod Paryżem w latach 1876-1916 (stężenie O₃ około 10 ppb) obserwuje się obecnie wzrost koncentracji ozonu troposferycznego. Od roku 1970 przybywa rocznie średnio 0,5-1,0% ogólnej jego ilości. Prognozuje się jednak przyrost nawet 3% rocznie. Modele teoretyczne sugerują, że wzrost koncentracji ozonu w troposferze może być związany z reakcją na wzrost koncentracji tlenków azotu i węglowodorów.

6. Scenariusze zmian klimatu

Problem prognozowania klimatu w przyszłości jest w centrum zainteresowania licznych specjalistów. Pragną oni odpowiedzieć, jakie będą zmiany elementów klimatu w skali regionalnej, a także jaka będzie zmienność warunków pogodowych, a w tym zjawisk ekstremalnych, wpływających na działalność gospodarczą człowieka. Podstawową formą scenariuszy są ujęcia opisowe w postaci — na przykład — map dla pór roku, ukazujących rozmiary zjawisk i sugerujących alternatywne strategie gospodarcze (Kellog, Schware 1981). Są one oparte na eksperymentach modelowych i na badaniach paleoklimatu.

6.1 Scenariusze klimatyczne oparte na analogiach

T.M.L.Wigley i in. (1989) wymieniają przykłady ociepleń w przeszłości, które mogą pomóc przy określaniu stosunków klimatycznych będących rezultatem wzmoczonego efektu szklarniowego. Są to:

- zbiory danych dotyczących temperatury powietrza z anomalnie ciepłych lat w stosunku do średniej z okresu badań instrumentalnych, bądź rozkłady przestrzenne temperatury powietrza w pojedynczych, skrajnie ciepłych latach,
- rekonstrukcje regionalne paleoklimatu, lub klimatu w odległej przeszłości (ostatni

interglacja 125 000 lat temu, optimum klimatyczne 9000 - 6000 lat temu i ciepły okres średniowiecza w latach 800 - 1200 (Budyko, Izrael 1987),

— prognozy teoretyczne oparte na modelach dynamiki atmosfery i związkach korelacyjnych między parametrami klimatu.

Najwięcej nadziei na uzyskanie rzetelnych wyników wzbudza odtwarzanie temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego i opadów na podstawie doboru danych z lat ciepłych i chłodnych, przy czym dąży się do tego, by określenie „ciepły” i „chłodny” mogły odnosić się do globalnej temperatury powietrza. Skromne rozmiary banków danych powodują, że często ograniczamy się do średnich rocznych, lub średniej temperatury zimy, bądź lata dla półkuli północnej. Szereg scenariuszy opracowano na podstawie analizy ocieplenia klimatu w pierwszej połowie XX w. i analizy temperatury w najcieplejszym (1934-1953) i najchłodniejszym (1901-1920) dwudziestolecu na półkuli północnej. Stwierdzono wówczas na podstawie średniej rocznej temperatury, że w okresie cieplejszym temperatury zimy były niższe od średniej z pięćdziesięciolecia i szczególnie bardziej zmienne. Natomiast opady były niższe wiosną i latem, a wyższe jesienią i zimą aniżeli obecnie. W tym czasie w Ameryce Północnej sezonowe wahania opadów były mniejsze niż w Europie, a temperatura wykazywała powszechny wzrost z wyjątkiem szerokości 50° - 60°N.

Podstawowym mankamentem tej grupy scenariuszy jest uwzględnienie stosunkowo małych zmian temperatury w porównaniu ze zmianami oczekiwanymi przy wzroście koncentracji CO₂ i gazów szklarniowych oraz trudności w określaniu reakcji oceanów i brzeżnych partii kriosfery przy prognozowanym ociepleniu, dla którego ocieplenie z pierwszej połowy XX w. może być tylko wskazówką jakich zmian należy się spodziewać w fazie wstępnej.

W tej dziedzinie badań ścierają się dwa poglądy. Uważa się, że analogi klimatyczne nie mogą być w pełni wykorzystywane do określania klimatu przyszłości, ponieważ nie poznaliśmy dobrze zmian klimatu w przeszłości. Z drugiej strony badania modelowe wpływu zmian stałej słonecznej oraz wzrostu koncentracji CO₂ wykazały zbliżony rozkład charakterystyk klimatycznych przy powierzchni Ziemi w poszczególnych strefach geograficznych i w przebiegu czasowym. I dlatego lansuje się pogląd, że — bez względu na genezę transformacji — przestrzenny charakter zmian klimatycznych bywa jednakowy. Zostało to potwierdzone przez zgodność zmian temperatury dla pór roku i strefowości zjawisk termicznych (w przedziałach co 30° szerokości geograficznej), uzyskanych w modelu ogólnej cyrkulacji przy dwukrotnym wzroście koncentracji CO₂ z rozkładem temperatury w pierwszej połowie XX wieku. Ciągłe jednak budzi obawy fakt, że określenie regionalnego rozkładu obszaru z tendencją do ocieplenia i ochłodzenia może zależeć od wyboru okresu przyjętego do analizy. Inną kwestią jest reakcja termiki powietrza na skokowy wzrost stężenia CO₂. Wobec tych wszystkich niepewności należy pamiętać, że scenariusze klimatyczne nie służą bezpośrednio prognozie warunków klimatycznych, lecz mają dawać prawdopodobny obraz przyszłości i stwarzać podstawy do tworzenia strategii gospodarczych (Wigley i in. 1989). W związku z tym przyjęto, że scenariusze dla podwojonego udziału CO₂ w powietrzu winny zawierać następujące informacje (Kellog, Schware 1981):

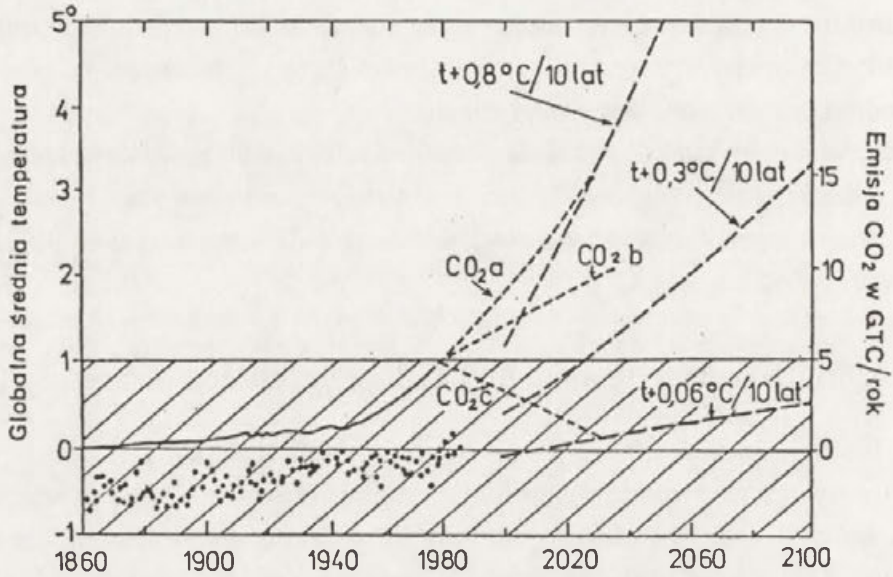
- regionalne i sezonowe charakterystyki rozkładu przestrzennego (najczęściej na mapach) średniej temperatury, opadów i wilgotności gleby z wyróżnieniem obszarów cieplejszych i chłodnych, oraz suchych i wilgotnych,
- zmienność z roku na rok tych elementów i zmienność zjawisk skrajnych (jak susze, powodzie, długie okresy ciepła i chłodu, rozmieszczenie lodowców),
- krytyczną ocenę zmienności rozkładów założonych w scenariuszu dla różnych elementów klimatu.

6.2 Zmiany klimatu w świetle modeli globalnej cyrkulacji atmosfery (GCM)

Opisując historię badań efektu cieplarnianego M.D.H.Jones i A.Henderson-Sellers (1990) zwracają uwagę na swoistą dychotomię działań człowieka. Mianowicie, rzeczywisty eksperyment, który prowadzi ludzkość odbywa się w rzeczywistej atmosferze i polega na stopniowym wzroście gazów szklarniowych. Natomiast modele klimatyczne, które tę rzeczywistość opisują, interpretując i prognozując przyszłość systemu klimatycznego, operują natychmiastową skokową zmianą stężenia gazów szklarniowych — na przykład — podwojeniem zawartości dwutlenku węgla. Modele klimatyczne globalnej cyrkulacji atmosfery są modelami przyczynowo-skutkowymi, odtwarzającymi uproszczone zasady funkcjonowania systemu klimatycznego, przede wszystkim w odniesieniu do długoterminowo reagujących składników systemu, jak ocean i lody morskie. Słaba jest też w nich parametryzacja warstwy granicznej atmosfery oraz cyrkulacji stratosferycznej (Dickinson 1989). Siatka o bokach w przybliżeniu 500 x 500 km wychwytuje skomasowany efekt zjawisk subskalowych, jak np. burzliwość pogody, ale nie pozwala na prognozowanie klimatu w skali regionalnej. Wyniki takiego modelowania nie zadowolają planistów i decydentów, ale też nie takie jest ich zadanie. Winny one przedstawiać statystykę zdarzeń pogodowych, opartych na dużych zbiorowościach danych, przewidywać tendencje zmian temperatury w skali globalnej.

Ograniczeniem dla współczesnego modelowania jest konieczność prowadzenia ogromnej liczby obliczeń dla każdego kroku czasowego oraz mały zakres pamięci komputerów i niedostateczna szybkość ich pracy. Wprawdzie w Goddard Institute for Space Studies opracowano już zasady szybkiego modelowania („GiSS transient model”), które naśladują stopniowe narastanie koncentracji CO₂, lecz wymagają one tak wiele czasu, iż operacje takie należą do rzadkości.

Najczęściej stosuje się modelowanie oparte na podwojeniu stężenia CO₂ względem 260-280 ppm w roku 1850, przyjmowanego jako tło zmian. R.E.Dickinson (1989) zestawił wyniki różnych modeli cyrkulacji i wykazał, że są one trudne do porównania i dalekie od jednoznacznej prognozy wielkości ocieplenia i jego zróżnicowania w czasie i przestrzeni (ryc.20). Temu zagadnieniu była poświęcona międzynarodowa konferencja klimatyczna w Villach w 1985 r., na której zaakceptowano jako prawdopodobne ocieplenie globalne w granicach 1,5° - 4,5°C, natomiast prognozę rzędu 0,2°C uznano za zaniżoną ze względu na niedocnienie roli oceanu (Schönwiese, Diekmann 1990). Osiągnięcia tej ekwiwalentnej temperatury efektu cieplarnianego można spodziewać się w roku 2030.



Ryc. 20. Wzrost emisji CO₂ i wzrost temperatury w ostatnich 120 latach oraz scenariusze zmian w następnych stuleciach (Jaeger 1988, Climate Change 1990 i inne źródła)

Zaszrafowano zasięg naturalnych oscylacji temperatury powietrza (bez efektu szklarniowego)

Fig. 20. Increases of the CO₂ emission, and of temperature during the last 120 years, as well as the scenarios of the climatic changes expected in the coming century (Jaeger 1988, Climate Change 1990 and other sources)

The hachure marks the range of the natural oscillations of air temperature (excluding the greenhouse effect)

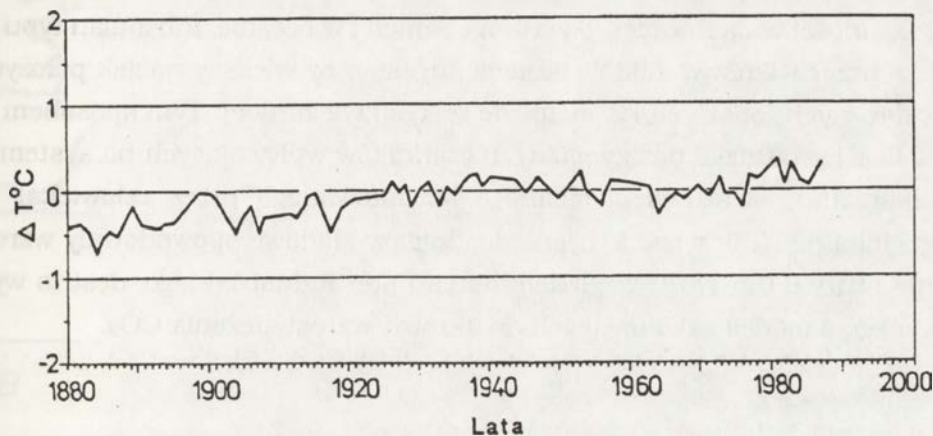
W wielu opracowaniach syntetycznych (Schneider, Londer 1984; Schönwiese, Diekmann 1990) odnoszących się do różnych etapów modelowania powtarzają się następujące prawidłowości rozkładu przestrzennego termicznych skutków efektu cieplarnianego. W strefie równikowej efekt ten będzie o połowę słabszy (3°C) w porównaniu z okolicami podbiegunowymi (7°C). Wewnątrz tropików będzie się rozwijać konwekcja, zwiększone parowanie i nastąpi wzrost opadów, co w konsekwencji spowoduje częstsze powodzie i nasilenie erozji (Grassl, Klingholz 1990). Natomiast w szerokościach polarnych większej stabilności atmosfery towarzyszyć będzie osłabiony transport pary wodnej. Pojawią się też obszary — takie jak wnętrze Grenlandii, dla których prognozuje się ochłodzenie, a nie ocieplenie. Okolice bieguna północnego doznają wyraźniejszych efektów ocieplenia (zmiany w zasięgu lodów) aniżeli Antarktyda, na której — przy ogólnie niskich temperaturach tła termicznego — wzrost temperatury o kilka stopni nie będzie miał znaczenia. Najwyżej mogą wzmóc się opady śnieżne na obrzeżu Antarktydy. Natomiast usytuowanie tego ładu wokół bieguna wraz z opływającymi go prądami morskimi nadal utrudniać będzie procesy wymiany ciepła w oceanie między szerokościami umiarkowanymi a polarnymi.

W szerokościach umiarkowanych skutki efektu cieplarnianego będą się różnić między zimą (maksymalne natężenie) a latem (natężenie najslabsze). W lecie najlepiej zauważalne będą między 60° a 80°N, w zasięgu najintensywniejszego topnienia pokrywy lodowej i śnieżnej. W ogóle, w dziedzinach klimatu morskiego ocieplenie będzie mniejsze niż nad kontynentami (Kanada, Syberia).

W Środkowej i Północnej Europie nastąpi przekształcenie charakteru cyrkulacji. Dla strefy 40°-60°N ocieplenie osiągnie 5° w zimie i 2°C latem. W lecie system suchych wiat-

rów z rejonów podzwrotnikowych nasunie się do basenu morza Śródziemnego i przyniesie suchą i gorącą pogodę. Przewiduje się w miarę upływu czasu ekspansję tej strefy klimatycznej ku północy (por. ryc.22).

W wyższych szerokościach przyrost temperatury będzie większy, ale — przy chłodniejszym tle termicznym — parowanie będzie niskie, opady śniegu w zimie będą słabe, w związku z czym nastąpi słaby rozwój lodów morskich, pojawią się partie oceanów i mórz wolne od śniegu i lodów.



Ryc. 21. Wzrost temperatury globalnej w okresie 1880-1987 (Hansen, Labedeff 1988 — za Interim Report 1990)

Fig. 21. Increase of the global temperature during the period 1880 - 1987 (Hansen, Labedeff 1988 — after Interim Report 1990)

Jednakże te globalne prognozy wymagają szeregu uzupełnień. Znane są na przykład, asynchroniczne tendencje w przebiegu wiekowym temperatury w Europie i Ameryce Północnej (Mitchell 1967; Schönwiese 1979), stwierdzone na podstawie danych instrumentalnych. W okresie 1900 - 1940, kiedy według uśrednionych danych globalnych panował trend ku ocieplaniu się klimatu przeciwna tendencja ku oziębianiu wystąpiła w Kanadzie, południowej Eurazji i na półkuli południowej, zaś w czasie ochłodzenia lat 1940 - 1960 w USA, w kanadyjskich prowincjach nadmorskich oraz na pacyficznym wybrzeżu Azji narastała tendencja do ocieplania. Współczesne badania wymagają również określenia związków między zjawiskami klimatycznymi odległymi w przestrzeni (telekoneksja), które tworzą strukturę geograficzną zmian temperatury w ciągu dziesięcioleci (Trenberth 1990), jak na przykład zmiany w układach ciśnienia na północnym Pacyfiku w nawiązaniu do kształtowania się interakcji między atmosferą a oceanem w szerokościach tropikalnych oraz do zjawiska El Niño. Zatem wielu badaczy podchodzi bardzo krytycznie do danych ze scenariuszy klimatycznych, uważając je za przybliżone. Niemniej C.-D.Schönwiese i B.Diekmann (1990) zestawiają następujące wskaźniki potwierdzające przejawy efektu cieplarnianego:

- średnia temperatura przy powierzchni ziemi na półkuli północnej wzrosła w ostatnim stuleciu o $0,7^{\circ}\text{C}$, towarzyszył jej globalny trend $0,6^{\circ}/100$ lat (ryc.21),
- w Arktyce ($65-85^{\circ}\text{N}$) wzrost ten średnio sięgał $1,7^{\circ}\text{C}$, zaś w zimie nawet 4°C ,
- istnieją dowody na podniesienie się w ciągu stulecia średniego poziomu oceanu o 10-20 cm,

— w okresie 1965-1985 stwierdzono spadek temperatury w stratosferze na półkuli północnej koło $0,5^{\circ}\text{C}$ (na 24 km wysokości n.p.m).

Są też fakty zaprzeczające tendencjom ku ociepleniu. Są to mianowicie:

— obniżka średniej globalnej temperatury na powierzchni morza po 1940 r. W XX w. jedyne okresy spadku pokrycia przez lody odnosiły się do lat 1925-1935 i 1960-1975, a od 1985 r. pokrywa lodowa w Arktyce rozrasta się,

— statystyczna istotność trendów, związanych z efektem cieplarnianym jest dość niska. Wzrost temperatury lub podnoszenie się poziomu morza mogą być równie dobrze skutkiem słabnięcia działalności wulkanicznej, zjawisk na Słońcu i w oceanie, lub zmian typu cyrkulacji.

W sytuacji przeciwieństwa faktów istnieją sugestie, by większy nacisk położyć na rozwój modeli statystycznych, opartych na metodzie regresji wielorakiej. Tym sposobem można bowiem ustalić ilościowo udział poszczególnych czynników wpływających na system klimatyczny (np. wulkanizmu, efektu cieplarnianego kształtowanego przez człowieka) na zmiany temperatury globalnej. Tak właśnie oceniono, że gazy śladowe spowodowały wzrost średniej rocznej temperatury o $0,5-1,0^{\circ}\text{C}$ względem okresu pre- industrialnego. Jest to wynik zbliżony do uzyskanego z modeli zakładających dwukrotny wzrost stężenia CO_2 .

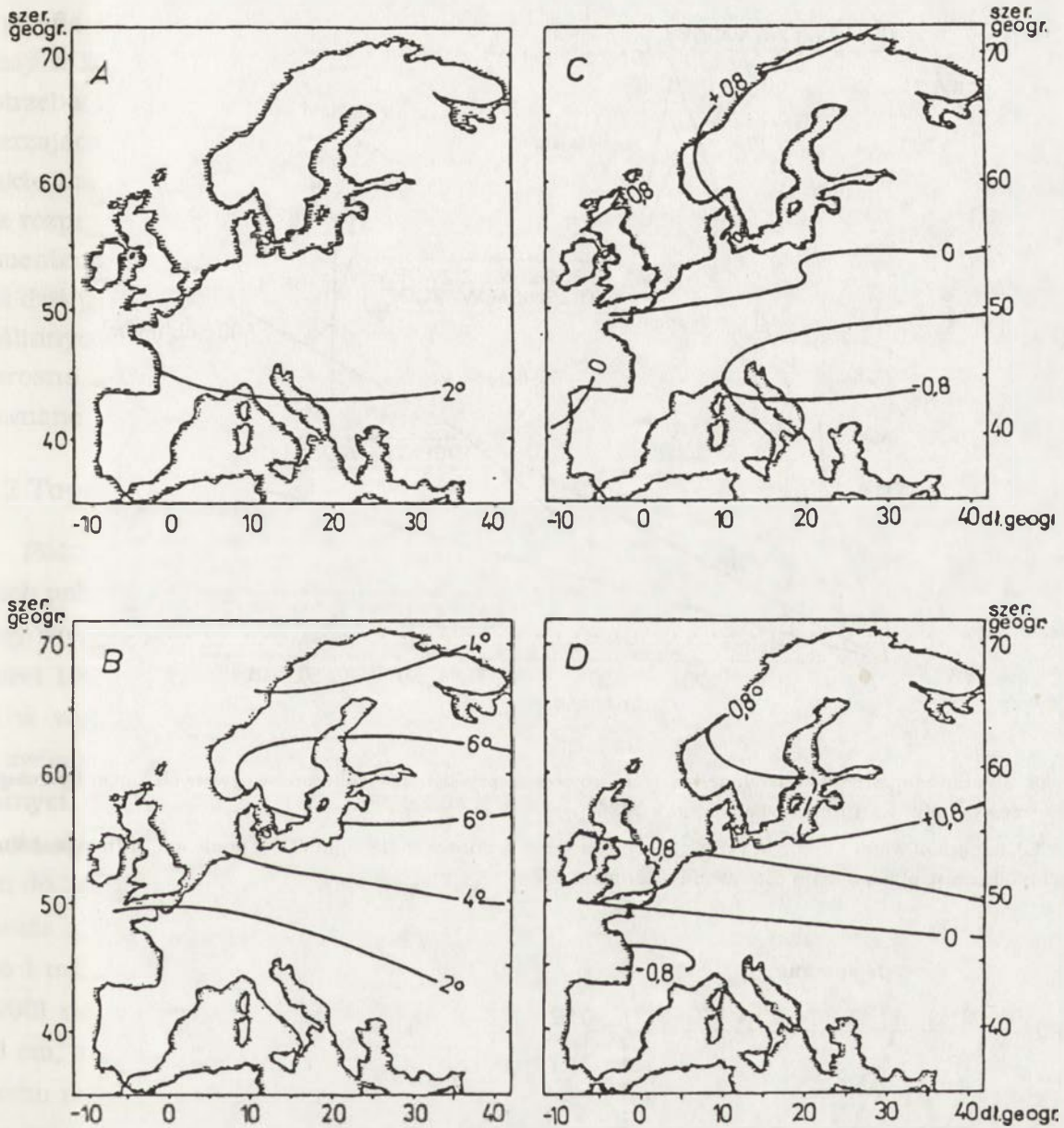
7. Skutki efektu cieplarnianego a kurczące się zasoby środowiska

Oczekiwany wzrost temperatury wywoła zmiany w obiegu wody i materii, w produktywności ekosystemów oraz doprowadzi do przesunięcia stref przyrodniczych i podniesienia się poziomu oceanów.

7.1 Zmiany hydrologiczne

Zmiany w rozkładzie opadów i parowania, prognozowane w oparciu o modele globalnej cyrkulacji atmosfery (GCM) wskazują, że pogłębi się kontrast w bilansie wodnym stref suchych i wilgotnych. Na obszarze Europy przy podwojeniu zawartości CO_2 w atmosferze możemy oczekiwać wzrostu opadów zimą (od 20 mm na południu do 50 mm na północy), natomiast latem jedynie na północy możliwy jest nieznaczny wzrost w granicach 20 mm, a na południu spadek (Hulme i in. 1990; ryc.22). Również prawdopodobieństwo spadku sum opadów na południu będzie większe, a także wzrośnie tam zmienność opadów letnich z roku na rok, co spowoduje większe niebezpieczeństwo susz. Równoczesny wzrost parowania odbije się na zmianie odpływu rzek. Jedynie na północy Rosji I.A. Shiklomanov (1990) przewiduje wzrost odpływów, natomiast w strefie suchej obniżą się one o 40-70%. W Europie północno-wschodniej można oczekiwać, że łagodne zimy będą sprzyjały retencji gruntowej i wyrównaniu przepływów rzek (Falkenmark 1990).

Dla Wołgi odwadniającej strefy lasów i lasostepu I.A. Shiklomanov (1990) obliczył spadek rocznego odpływu z 187 do 165 mm przy wyraźnym spadku odpływu letniego (o blisko 40%) a także wiosennego, natomiast prognozuje wyraźny wzrost odpływu zimowego (o 60%).

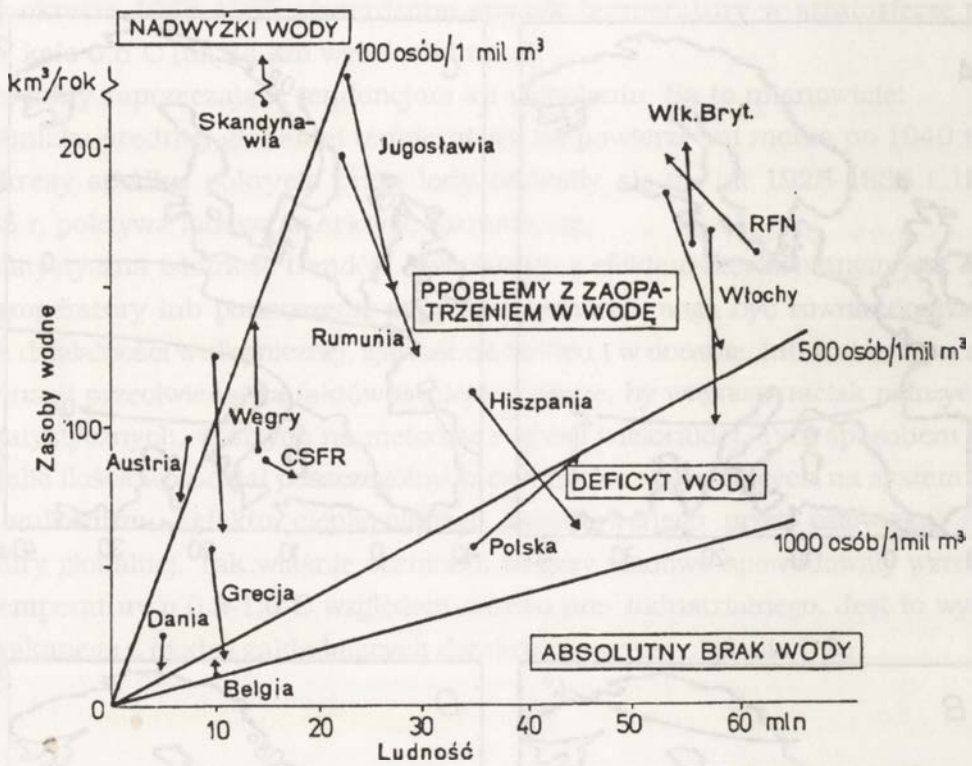


Ryc. 22. Tendencje zmian temperatury lata (A) i zimy (B) w °C oraz zmian wysokości opadu lata (C) i zimy (D) w mm/dzień – w przypadku podwojenia zawartości CO₂ (Scenariusz UKMO – wg Brouwer, Falkenmark 1989)

Fig. 22. Tendencies in the changes of summer (A) and winter (B) air temperature in °C and in the changes of precipitation in summer (C) and winter (D) in mm/day – due to doubling the CO₂ concentration (scenario UKMO – according to Brouwer, Falkenmark 1989)

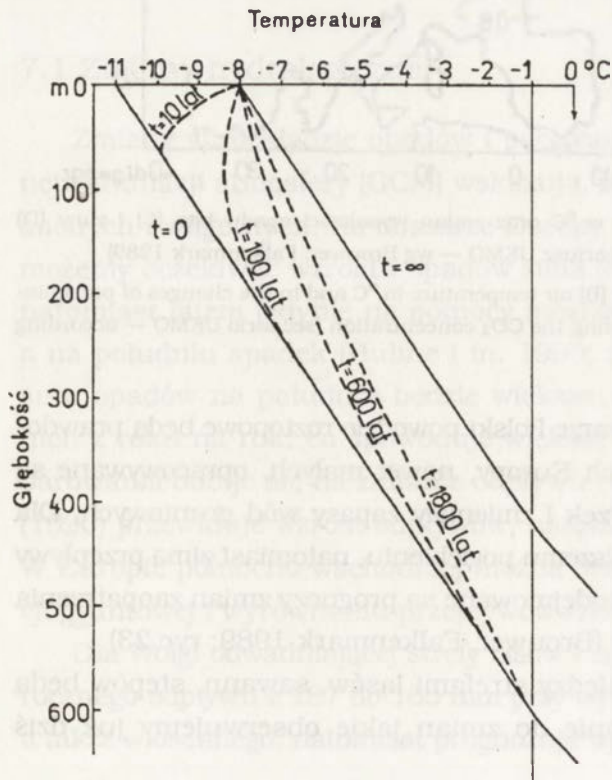
W wyniku wzrostu temperatur zimy na obszarze Polski powodzie roztopowe będą prawdopodobnie należały do rzadkości. W wielu krajach Europy, nawet małych, opracowywane są prognozy jak będą kształtowały się przepływy rzek i zmieniały zapasy wód gruntowych. Dla rzek Belgii obliczono, że letnie nizinowe ulegną dalszemu pogłębieniu, natomiast zimą przepływy średnie i maksymalne wzrosną. W tej sytuacji podejmowane są prognozy zmian zaopatrzenia w wodę poszczególnych państw i kontynentów (Brouwer, Falkenmark 1989; ryc.23).

Szczególnie strefy graniczne – ekotony między strefami lasów, sawann, stepów będą narażone na gwałtowne przesunięcia, podobnie do zmian jakie obserwujemy już dziś



Ryc. 23. Zmiany zaopatrzenia w wodę wybranych krajów europejskich w wyniku przewidywanych zmian hydrologicznych i wzrostu ludności (Brouwer, Falkenmark 1989)

Fig. 23. Changes of water supply in some chosen European countries in the light of the predicted hydrological alterations and increase of population (Brouwer, Falkenmark 1989)



Ryc. 24. Wpływ ocieplenia na degradację zmarzliny — prawdopodobieństwo profilu termicznego po 10, 100, 600 i 1800 latach (Osterkamp 1984)

Fig. 24. Impact of the warming on the degradation of the permafrost — probability of the thermal profile after 10, 100, 600 and 1800 years (Osterkamp 1984)

w strefie Sahelu (Rapp 1987). Trzeba bowiem pamiętać, że do wyprodukowania 1 t biomasy w klimacie wilgotnym zużywane jest 200 m³ wody, natomiast w klimacie suchym potrzeba aż 1 000 m³. Zmiany w obszarach rolniczych o deficycie wody, zwłaszcza w rozszerzającej się strefie półsuchej, prowadzić będą nieuchronnie do wzrostu zasolenia gleb. Także na równinnych obszarach Europy południowej i południowo-wschodniej już obecnie rozprzestrzeniają się różne odmiany gleb słonych (Szabolc 1990). Innym strefowym elementem zmian będzie degradacja wieloletniej zmarzliny (Osterkamp 1984), która i tak już dziś postępuje w przyspieszonym tempie w wyniku niszczenia naturalnych zbiorowisk roślinnych i związanego z tym zaburzenia bilansu termicznego gruntu (ryc.24). Zapewne wzrosną współczynniki odpływu rzek syberyjskich, ale staną się one niekiedy bardziej wyrównane wskutek powstania nowych zbiorników jeziornych w obniżeniach łańcuchowych.

7.2 Topnienie łądolodów i podnoszenie się poziomu oceanów

Różnorodne są scenariusze wpływu ocieplania na topnienie czasz lodowych w regionach polarnych i wysokogórskich. O ile w górach możemy oczekiwać przesunięcia się granicy wiecznego śniegu o 600-700 m w górę przy wzroście temperatury o 3.8°C (Ozenda, Borel 1990), a zatem i przyspieszonej w stosunku do obecnej recesji lodowców górskich, to w wysokich szerokościach geograficznych topnienie może być ograniczone, także w związku z możliwym wzrostem opadów atmosferycznych (por.rozdz. 6.1). Zestawienie różnych scenariuszy w raporcie US Department of Energy (1985; Kozarski 1988) wskazuje, że do roku 2100 przewidywane jest podniesienie poziomu oceanu światowego od 56 cm do 345 cm (przy rocznym wzroście o 0.2 do 0.8 cm), a za najbardziej prawdopodobny uważa się wzrost o około 160 cm. Udział Antarktyki w tym wzroście może być znaczący (do 1 m), ale zarazem jest on najmniej pewny. Według J.Oerlemansa (1989, por.Boorman 1990) ostatnie scenariusze przewidują do połowy przyszłego stulecia wzrost o jedynie 33 cm, a do roku 2100 dwukrotnie wyższy. W prognozach tych tylko połowa wzrostu poziomu morza związana jest z topnieniem łądolodów, a druga połowa z termiczną ekspansją mas oceanicznych. Należy pamiętać, że w konkretnych przypadkach wpływ wzrostu poziomu morza na strefy wybrzeży może być powiększony przez częstsze cyklony tropikalne, wzmożenie się dynamiki mas powietrza w szerokościach średnich i zachwianie systemu cyrkulacji monsunowej, szybkości wiatrów i wahań pływów morskich, tym bardziej, że przewiduje się również, że pogoda w następnym stuleciu będzie bardziej niestabilna. Szczególnie duże zagrożenie będzie niosło podniesienie poziomu morza dla obszarów nisko położonych, gdzie przeważa obniżanie skorupy ziemskiej, a osady delt ulegają kompaktacji. Procesy subsydencji gruntu przyspieszane są tu eksploatacją wód gruntowych, a także ropy i gazu (np.delta Padu). Równocześnie obszary nizin nadmorskich kurczą się wskutek morskiej abrazji, która nie jest rekompensowana dostawą z łądu m.in. wskutek zatrzymywania rumowiska rzecznoego w zbiornikach wodnych. Delt wielkich rzek zagrożone są też rozprzestrzenianiem się słonych bagien, związanych z przenikaniem słonych wód.

7.3 Zmiany w ekosystemach

Reakcja ekosystemów na globalne zmiany klimatu jest zależna od przebiegu interakcji między biotycznymi a abiotycznymi czynnikami środowiska i uwarunkowana procesami o różnym czasie trwania i zasięgu przestrzennym (Davis 1988). Zmiana klimatu globalnego powoduje zmiany w świecie roślin, które z kolei oddziałują na warunki bytowania zwierząt, zaś w całości zmiany te wpływają na człowieka, determinując jego zachowanie (m.in. sposób wyżywienia i działalność).

Najczęściej scenariusz zmian funkcjonowania ekosystemów wskutek globalnych zmian klimatu konstruuje się dla podstawowych stref roślinności (Kellog 1987; Shugart i in. 1989), porównując efekty modelowania klimatu z danymi o paleoklimacie. Szczególną uwagę zwraca się na optimum klimatyczne 8000 - 5000 lat temu, z którego pochodzą dane palynologiczne, pozwalające aproksymować rozmiary ocieplenia i rozkład opadów. Przy podwojeniu koncentracji dwutlenku węgla wzrost temperatury powietrza będzie następował z prędkością 0,1 - 0,8°C/10 lat (Jaeger 1988; Davis 1988). Jest to tempo zmian, którego nie znamy z minionych epok. Oznaczałoby ono bowiem w Ameryce Północnej wzrost temperatury o 5°C i przesunięcie ku biegunowi izoterm do 2090 roku o 500 km. Żaden ze znanych nam gatunków nie przemieszczał się z taką szybkością. W Uniwersytecie Minnesota w Minneapolis przetestowano warunki migracji gatunków drzew północno-amerykańskich u schyłku plejstocenu i stwierdzono, że przy wzroście temperatury o 3° - 5°/1000 lat buki zmieniały swój zasięg o 20 km/100 lat, inne gatunki o 25 - 40 km/100 lat, zaś najszybciej adaptowała się jodła w północno-zachodniej Kanadzie - 200 km/100 lat.

Wynika z tego wniosek, że tempo zmian w środowisku abiotycznym będzie znacznie wyprzedzać zdolności adaptacyjne gatunków do kolonizowania nowych obszarów. Przy tworzeniu scenariuszy przemian ekosystemów pod wpływem ocieplenia pomocne mogą być badania gatunków ekspansywnych, których właściwości genetyczne sprzyjają życiu nawet w warunkach katastrofalnych. Potrzebna jest także wiedza o funkcjonowaniu środowiska w tych nowych, potencjalnych siedliskach ekosystemów.

Spośród gatunków szybko adaptujących się do warunków zaburzonego środowiska duże znaczenie będą miały drzewa o szerokim zakresie tolerancji na warunki siedliskowe, które mogą szybko się rozmnażać i produkować nasiona nadające się do transportu na duże odległości. W północno-zachodniej Europie taką rolę mogą spełniać topola i olsza. Natomiast w tej konkurencji całkowicie będą eliminowane świerk (*Picea abies*) i jodła (*Abies alba*) (Solomon, Leemans 1990).

O strefowości krajobrazów Ziemi decydować będą takie procesy ekologiczne, jak sukcesja roślin, obieg środków troficznych, rozmieszczenie gatunków i migracje oraz składniki środowiska — rzeźba i gleba. Zróżnicowana reakcja gatunków na zmiany klimatu może powodować, że współcześnie istniejące zbiorowiska roślinne będą się rozpadać i powstaną nowe kombinacje gatunków, dostosowanych do nowych warunków klimatycznych.

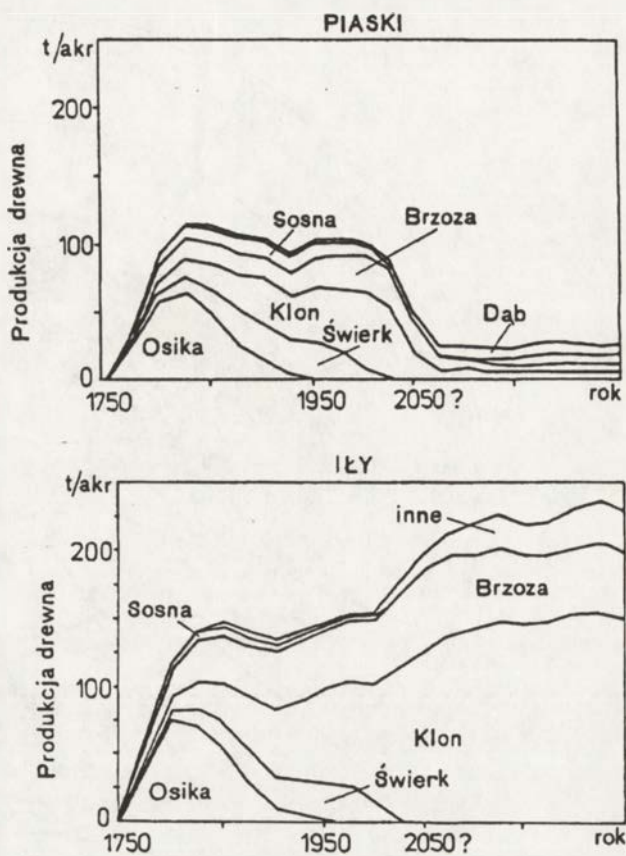
Ten typ reakcji został uwzględniony w modelu prognostycznym dynamiki lasów w północnej Minnesocie, opracowanym przez J.Pastora i W.M.Posta (1988) dla gleb piaszczystych i ilastych przy uwzględnieniu dominujących na nich gatunków drzew (ryc.25).

Założenia wstępne obejmowały podwojenie zawartości CO₂ w ciągu 100 lat i współczesne rozmieszczenie w przestrzeni. Porównywano produkcję biomasy w zależności od rozwoju efektu szklarniowego i wykazano szybszy przyrost biomasy w lasach zrzucających liście na glebach o wyższej zdolności do magazynowania wody (iły), natomiast na piaskach — zastępowanie zbiorowisk lasów liściastych przez karłowate lasy sosnowo-dębowe.

Inna interpretacja zmian w ekosystemie lasu borealnego wskazuje na sukcesję w pierwszej fazie lasów brzoźowych, które są zdolne zasiedlać kwaśne gleby, odziedziczone po lesie iglastym i przyspieszać cykle biogeochemiczne (Kojima 1991). Natomiast po upływie 300 - 500 lat możliwe byłoby opanowanie tych siedlisk przez lasy zrzucające liście.

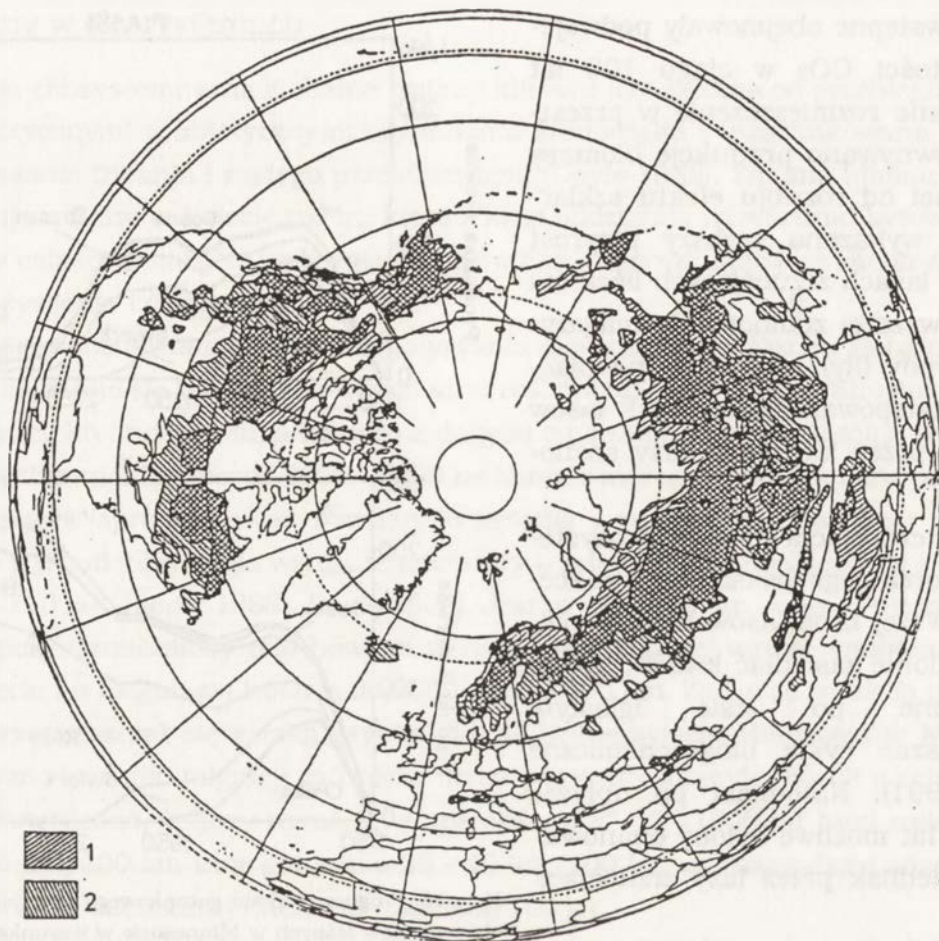
W wielu modelach symulacyjnych oceniających reakcję stref roślinnych na ocieplenie klimatu przyjmuje się uznawaną obecnie prostą zależność między roślinnością a klimatem. Jako punkt odniesienia wykorzystuje się często klasyfikację stref życiowych Holdridge'a, interpretującą strefowość roślinności zależnie od gradientów biotemperatury i stosunku między ewapotranspiracją a parowaniem. W modelu takim przewidziano skurczenie się powierzchni lasów borealnych o 37% i tundry o 32% oraz ekspansję formacji stepowych (ryc.26; Solomon, Leemans 1990; Melillo i in.1990). Podobny model rozmieszczenia stref roślinności dla Związku Radzieckiego został opracowany przez A.A.Velichko (1990).

Dla Europy model symulacyjny zmian stref roślinnych skonstruowano na podstawie trójwymiarowego modelu cyrkulacji ogólnej z Goddard Institute for Space Studies. Przy podwojeniu koncentracji CO₂ zakłada się zmiany w zdolności do współzawodnictwa poszczególnych gatunków roślin. Przyjmuje się, że większa zmienność w przebiegu temperatury i opadów, przejawiająca się występowaniem zjawisk ekstremalnych (przymrozków, susz, huraganów, burz) może odgrywać większą rolę w kształtowaniu ekosystemów leśnych aniżeli zmiana wartości średnich elementów klimatu. Destabilizacja ekosyste-



Ryc. 25. Prognoza składu gatunkowego i produkcji biomasy ekosystemów leśnych w Minnesocie w warunkach podwojenia CO₂ na glebach piaszczystych i ilastych (Pastor, Post 1988)

Fig. 25. Prediction of the species composition and biomass production of forest ecosystems on sand and clay soils under the conditions of CO₂ doubling (Pastor, Post 1988)



Ryc. 26. Zasięg strefy borealnych lasów (wg definicji ciepłych i wilgotnościowych parametrów strefowych Holdridge'a): współczesny (2) i przewidywany (1) przy podwojeniu zawartości CO₂ w atmosferze (Solomon, Leemans 1990)

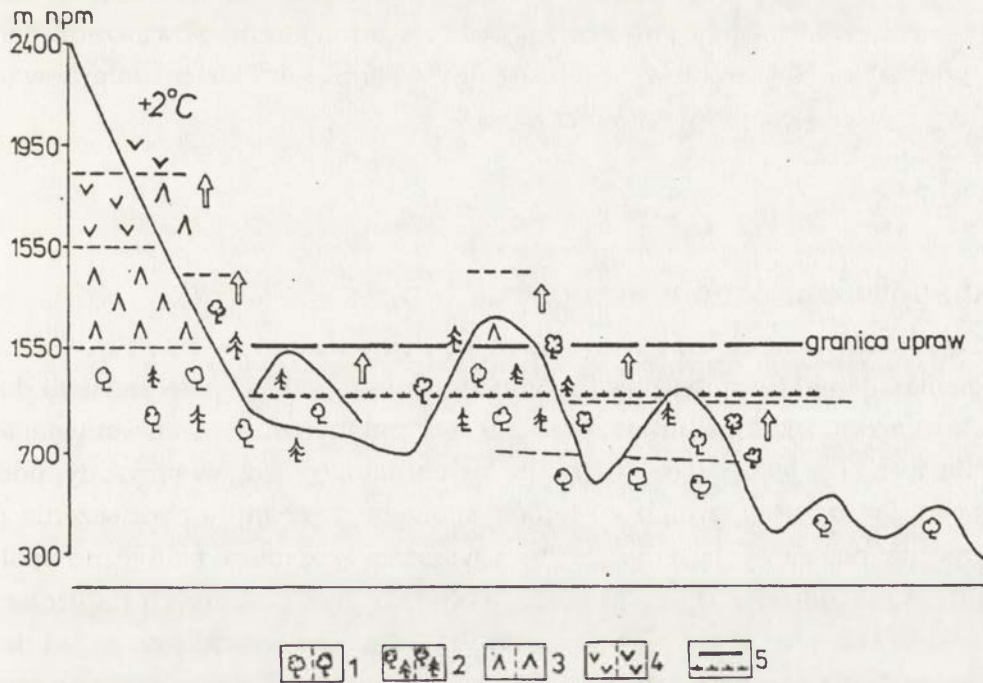
Fig. 26. Range of the boreal forests (according to the hygrothermal zonal parameters by Holdridge): at present (2) and that predicted (1) for the doubling of the CO₂ contents in the atmosphere (Solomon, Leemans 1990)

mów, ich rozdrobnienie, mogą czynić je bardzo wrażliwymi na gwałtowne bodźce klimatyczne, pożary, choroby spowodowane przez grzyby i szkodniki. Te silne zaburzenia w środowisku mogą przyspieszyć sukcesję lasów, ale i zmienić ich skład gatunkowy i wiekowy.

P.Ozenda i J.L.Borel (1990) podają, że teoretyczny wzrost średniej rocznej temperatury o 1°C spowoduje przesunięcie ku północy każdej strefy roślinności o 200 km i o 180 m w górę — każdego piętra roślinnego. Przyczyni się do tego rozszerzenie zasięgu klimatu śródziemnomorskiego, który spowoduje rozprzestrzenienie się ku wyższym szerokościom zbiorowisk wiecznie zielonych lasów dębowych i twardolistnych zarośli. W Europie Centralnej zaznaczy się intensyfikacja cech klimatu oceanicznego, zaś utrudnieniem dla sukcesji ekosystemów będą zmiany zasobów wodnych gleby (Brouwer 1988), powodujące na południu wzrost działalności wiatru, a na północy — erozji wodnej.

W Alpach przewiduje się wzrost temperatury rzędu 3,8° - 2,5°C przy przeciętnym tempie 0,2°C/10 lat. Zmiany klimatu ujawniają się zwłaszcza w zmianie stosunku między

opadami a ewapotranspiracją. Istnieje prawdopodobieństwo dużej zmienności lokalnej w kształtowaniu sum rocznych opadów. Przy założeniu uporządkowanego przesunięcia pięter klimatycznych przyjmuje się, że zmiana ich zasięgu w Alpach może nastąpić o 150 - 180 m (przy ociepleniu o 1°C, hipoteza minimum), aż do 700 m przy ociepleniu 3,8°C (hipoteza maksimum). Schemat przemieszczenia pięter klimatycznych w polskich Karpatach, oparty na zmianie średniej rocznej temperatury o 2°C (ryc.27) sugeruje podniesienie granicy rolno-leśnej o około 400 m, zaś górnej granicy lasu o 300 m.



Ryc. 27. Zmiany pięter klimatyczno-roślinnych i uprawowych w Karpatach w przypadku wzrostu średniej temperatury roku o 2°C

Na uproszczony przekrój Karpat (na osi Tatry — Kraków) naniesiono piętra współczesne (po wewnętrznej stronie profilu) i położenie pięter przewidywane. 1. piętro lasów mieszanych, 2. regel dolny, 3. regel górny, 4. piętro kosówki, 5. granica upraw.

Fig. 27. Changes in the climatic-vegetational zones in the Carpathian Mtns. due to the increase of the mean annual air temperature by 2°C

On the simplified Carpathian cross-section (along the axes of the Tatra Mtns - Cracow) there are marked the contemporary vertical zones (on the internal side of the profile) and the predicted ones 1. mixed forest vertical zone, 2. lower forest vertical zone, 3. upper forest vertical zone, 4. dwarf — pine vertical zone, 5. limit of cultivation.

Przy tworzeniu scenariuszy zmian charakteru i rozmieszczenia roślinności wyłaniają się istotne pytania (Davis 1988);

1. jak nowe związki klimatu, roślinności i gleb mogą odbić się na produkcji pierwotnej netto,

2. jaka będzie rola ekosystemów w magazynowaniu węgla.

Ważne są też kwestie jakie będą skutki nowej organizacji jednostek krajobrazowych:

— czy układ ekosystemów wpłynie na przeżycie i rozmieszczenie gatunków,

— czy rozdrobnienie ich będzie sprzyjać sukcesji gatunków, czy powstaną nowe szlaki migracyjne,

— jak interakcje między gatunkami oddziaływać będą na ich przetrwanie i zasięgi przestrzenne.

Jeszcze trudniejsze jest przewidywanie skutków globalnego ocieplenia w ekosystemach morskich, ponieważ brak jest danych o skutkach ocieplenia klimatu w przeszłości. Najpowszechniejszy jest pogląd, że ocieplenie powierzchniowych warstw oceanu wywoła ekspansję planktonu ku biegunowi, lecz i tu niewiadomo, jakie będzie opóźnienie tej reakcji. Przyjmuje się także, że wzrost temperatury wód i wzrost sum opadów zmieni charakter wymiany pionowej wód między powierzchnią oceanu a termokliną. Ocieplenie i spadek zasolenia wód mogą w Arktyce wpływać na zmniejszenie powierzchni lodów i na pełniejszy kontakt między wodami arktycznymi i wodami szerokości umiarkowanych, co może zwiększyć produkcję pierwotną planktonu.

8. Skutki społeczno-ekonomiczne

Efekt cieplarniany i towarzyszące mu zmiany zmuszają dziś społeczeństwa do przewidywania skutków i działania albo aprobującego zmiany albo przeciwstawiającego się zmianom. Zagadnienie jest palące w sytuacji kurczenia się zasobów przyrody, podwojenia liczby ludności świata w ostatnich 40 latach, olbrzymiej presji do podnoszenia poziomu życia, wprowadzania nowych technologii, a wreszcie przemian polityczno-społecznych (wzrost kontrastów między krajami Północy i Południa przy malejących napięciach w układzie Zachód — Wschód). Z gąszcza aktualnych problemów wybraliśmy zagadnienia kluczowe, od których rozstrzygnięcia będzie zależało, jak potoczą się losy zarówno otaczającej nas przyrody jak i gatunku ludzkiego.

8.1 Gospodarowanie energią

Współcześnie zużytkowanie energii przekracza 15 terawatów (TW.), a w połowie XXI wieku wzrośnie prawdopodobnie do 25-30 TW. 84 % energii pochodzi obecnie ze źródeł kopalnych (węgiel, ropa, gaz), ale w krajach uprzemysłowionych ten udział sięga 95%, zaś w krajach rozwijających się spada do 55%. Ze źródeł odnawialnych (energia słoneczna, nuklearna, wodna, wietrzna, spalanie biomasy) pochodzi jedynie 16% energii (Jacobson, Price 1990). W ciągu najbliższego półwiecza, licząc się z wyczerpaniem złóż ropy i gazu i bazując głównie na węglu doprowadzimy do wzrostu koncentracji CO₂, przekraczając dwukrotną wartość w porównaniu z okresem przed rewolucją przemysłową (ryc.28). Jedyłą nadzieją na naprawę sytuacji jest przejście na źródła energii odnawialnej zarówno bezpośredniej (słonecznej, nuklearnej) jak i pośredniej (wodnej, wietrznej, fal morskich, biomasy), (Lysen [w]: Okken i in. 1989). Z obliczeń wynika, że niemal całkowite przejście na energię słoneczną i nuklearną do roku 2040 spowodowałoby spadek emisji CO₂, ograniczając tym samym wzrost koncentracji do 400 ppm. (ryc.28). Ale taka całkowita zmiana jest mało prawdopodobna. Dużym sukcesem byłoby zahamowanie powiększania emisji.

Zmniejszenie emisji do 50% w stosunku do 1990 roku w ciągu 60 lat oznaczałoby utrzymanie się najwyższej koncentracji na poziomie 420 ppm. (Watson i in. 1990; tab.5).

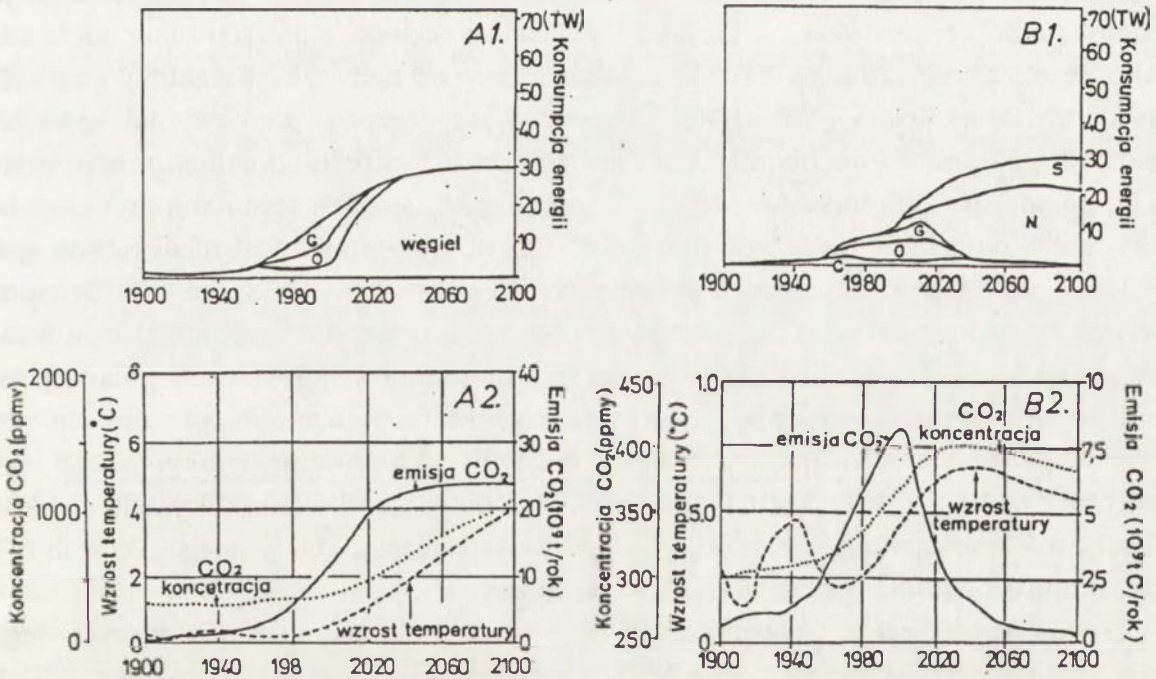
Tabela 5

Zmiany koncentracji (CO_2) w latach 1990-2050 wg różnych scenariuszy zmian wielkości emisji (wg danych Watsona i in. 1990)

Changes in the concentration of (CO_2) in the year 1990-2050 according to different scenarios of the changes in the magnitude of emission (after Watson et al. 1990)

Zmiana emisji w stosunku do koncentracji w 1990 roku	Przewidywana koncentracja (CO_2) w 2050 roku w ppm
coroczny wzrost o 2%	530-600
bez zmian	480
stopniowe ograniczenie do 50%	420
szybkie ogranicz. o 60-80%	353 (bez wzrostu)

Równocześnie niezbędne są zmiany technologii produkcji, przestawienie się na kierunki przemysłu i środki transportu mało energochłonne, jak i na poszukiwania sposobów tańszego pozyskiwania energii odnawialnej. Jest to ogromne pole do działania dla przemysłu energetycznego. Poglądy na ten temat są podzielone.



Ryc. 28. Scenariusze zmian produkcji i konsumpcji energii oraz zmian CO_2 i temperatury powietrza (Niehaus 1979 — por. Berger 1981)

A — z wykorzystaniem maksymalnym węgla, ropy i gazu; B — z rosnącym wykorzystaniem energii nuklearnej i słonecznej. Skróty literowe: C — węgiel, G — gaz, O — ropa, N — energia nuklearna, S — energia słoneczna.

Fig. 28. Scenarios of the changes in energy production and consumption, as well as the CO_2 and temperature alterations (Niehaus 1979 — cf. Berger 1981)

A — with the maximum use of coal, oil and gas, B — with the growing consumption of nuclear power and solar energy. Letter shortenings: C — coal, G — gas, O — oil, N — nuclear power, S — solar energy.

Toczy się zażarta dyskusja między zwolennikami a przeciwnikami energii jądrowej. Zwolennicy energii jądrowej uważają, że w sytuacji wyczerpywania się złóż ropy i gazu, a także przy coraz trudniejszym pozyskiwaniu węgla, jedynie około 4 TW będzie można pokryć wykorzystując energię słońca, wody i biomasy. Dlatego postulują, że conajmniej 2 TW (Höfele 1989) będą musiały być wytworzone dodatkowo przez reaktory atomowe, przy równoczesnym wzroście pozyskiwania energii z węgla. Natomiast przeciwnicy energii jądrowej, argumentując przykładem katastrofy w Czarnobylu w 1986 roku uważają, że należy przede wszystkim zahamować emisję CO₂, na co jedynym sposobem jest ograniczenie marnotrawstwa energii i wprowadzenie technologii mało energochłonnych.

8.2 Gospodarka rolna i leśna

Zmiana temperatury, pociągająca za sobą wydłużenie okresu wegetacyjnego i wzrost ewapotranspiracji, wymaga innego spojrzenia na zasoby leśne i na produkcję rolną.

Wstrzymanie wylesień w strefie tropikalnej, a także borealnej jest nie tylko wskazane ze względu na ograniczenie erozji gleb i uregulowanie gospodarki wodnej, ale przede wszystkim ze względu na konieczność obniżenia koncentracji CO₂ w atmosferze, co można osiągnąć przez powiększenie wiązania węgla w biomasy. Nadwyżka 1,5-2 gigaton węgla w atmosferze, otrzymana z rachunku bilansowego, może być i prawdopodobnie jest wchłaniana poprzez zwiększoną produktywność ekosystemów lądowych i morskich. Obliczono, że zalesienie 3700 tys. km² może „skonsumować” nadwyżkę 1 gigatony węgla (Okken i in. 1989; Melillo i in. 1990). Oznacza to konieczność zaprzestania wylesiania Amazonii, południowo-wschodniej Azji i lasów Afryki. W strefie borealnej, przesuwał się ku północy (ryc.26) należy się liczyć w ekosystemach leśnych ze zmianą produkcji biomasy, która na gruntach ilastych może wzrosnąć do 50%, natomiast niewątpliwie spadnie więcej niż o połowę na glebach piaszczystych (Pastor i Post 1988; ryc. 25). Być może, że dążąc do tworzenia nowych systemów równowagi w przyrodzie trzeba będzie stosować przewóz nasion i siewek np. jodły i świerka na nowe stanowiska w strefie polarnej, zadbać o zachowanie obszarów przyrody chronionej, by mogły być one ostojami dla wielu mniej ekspansywnych gatunków i by ocalić bogactwo i różnorodność flory. Ważne też są stałe prace w dziedzinie tworzenia banków danych dotyczących charakterystyki struktury i składu roślinności w nawiązaniu do warunków środowiska abiotycznego. Pozwoli to na ocenę stopnia i tempa przekształceń ekosystemów.

Osobnej troski wymaga zwiększenie zasobów ekosystemów morskich, których degradacja postępuje obecnie szczególnie szybko w zanieczyszczonej strefie wybrzeży (Global Change Report Nr14 1990). Należy się liczyć też, że zmiany temperatury wód wywołują zmiany w liczebności różnych gatunków ryb (m.in. sardynek, łososi) i małży, a więc będzie to miało konsekwencje dla rybołówstwa, handlu i wyżywienia ludzkości.

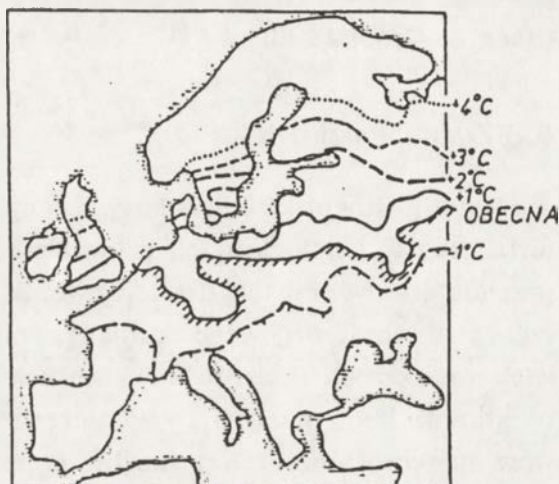
Obecnie szczegółowe studia prowadzone są nad zmianą produkcji rolnej w różnych strefach klimatycznych (Parry i in. 1988; Carter i in.1990). Na obszarze Eurazji i Ameryki Północnej zasięgi upraw ulegną przesunięciu ku północy. Wzrost produkcji będzie zapewne początkowo szybki, jako że będą to często świeżo wzięte pod uprawę gleby zasobne w środki

troficzne, ale mając słabo wykształcony profil mogą ulegać degradacji stosunkowo szybko. Szczególnie perspektywiczny wydaje się wzrost hodowli w klimacie wilgotnym, gdzie podniesie się produkcja siana (np. Islandia). Granice poszczególnych upraw np. zbóż, kukurydzy będą przesuwają się na północ przeciętnie o 200 - 300 km wraz ze wzrostem temperatury o kolejny 1°C . W przypadku kukurydzy jej pochod przez Europę rodkową obserwujemy już w ostatnich dekadach (ryc.29). Natomiast południowo-wschodnia granica upraw w Europie będzie również ulegała przesunięciu. Bedzie ona sprzężona z procesem nieodwracalnego zasolenia gleb (Szabolcs 1990).

Na obszarach suchych na pierwsze miejsce wysuwa się zagrożenie irygacji i postępującego za nią zasolenia gleb. Doprowadziło to do ograniczenia uprawy ziemi, a także hodowli w całym pasie pustyń, półpustyń, stepów i suchych sawann. Zahamowanie rozszerzenia się strefy Sahelu byłoby możliwe jedynie poprzez stworzenie innej perspektywy gospodarowania dla koczujących i osiadłych plemion (Rapp 1987).

W obecnej sytuacji seria kilku lat wilgotnych powoduje wzrost produkcji biomasy, a co za tym idzie wzrost pogłowia bydła i liczby ludności, a następujące potem nieuchronnie lata suche przynoszą klęskę głodu i ekspansję pustyni. Nawadnianie obszarów suchych jest zabiegiem nie tylko kosztownym ale małoefektywnym. Jeśli do wyprodukowania 1 t biomasy w klimacie wilgotnym zużywane jest 200 m^3 wody, to w suchym aż pięciokrotnie więcej. Znane z Azji Środkowej spadki przepływów rzek, obniżanie poziomu jezior i wyczerpywanie zbiorników wód gruntowych (Shiklomanov 1990) zmuszają do co najmniej drastycznego ograniczenia uprawy ziemi jedynie do wysokoproduktywnych gospodarstw, jeśli chcemy zapobiec całkowitemu zaniechaniu uprawy. Podejmowane akcje zalesień w strefie suchej (np. w Izraelu), mające na celu zmianę reżimu spływu i parowania oraz ograniczenia erozji gleb muszą być przeprowadzone z dużą ostrożnością, aby nie wyczerpać całkowicie zasobów wód podziemnych, potrzebnych dla celów pozarolniczych.

W obecnej chwili najszybciej postępuje degradacja lasów i rozszerzanie areałów upraw w wilgotnej strefie tropikalnej. Do krajów wysoko rozwiniętych eksportowane są stąd cenne gatunki drewna, podobnie jak i produkty plantacji. W krajach przeludnionych np. w Indiach resztki lasów karczowane są na opał i budulec, natomiast powstające pola uprawne niszczone są szybko przez powodzie, erozję wodną, wietrzną, osuwiska (Starkel 1972; Ives, Messerli 1987). Jak zahamować ten proces? Należy dos-



Ryc. 29. Scenariusz przesuwania północnego zasięgu upraw kukurydzy w Europie w warunkach zmiany średniej temperatury roku od -1°C do $+4^{\circ}\text{C}$ w stosunku do temperatury współczesnej (Carter i in. 1990)

Fig. 29. Scenario of the shifting of the northern limit of maize cultivation in Europe under the conditions of the changes in the mean annual temperature from -1°C to $+4^{\circ}\text{C}$ in reference to the present temperature (Carter et al. 1990)

tarczyć ludności taniej energii z innych źródeł. Wstrzymać import drewna z krajów tropikalnych.

Osobnej troski wymagają strefy wybrzeży, szczególnie przeludnionych delt rzecznych (Bangladesz), niegdyś pokryte tropikalną dżunglą. Gwałtowne wylewy wód morskich i rzek powodują olbrzymie zniszczenia. Zagrożenie tych obszarów będzie wzrastało wraz z powolnym podnoszeniem się poziomu oceanu światowego i częstą w tych obszarach subsydencją. Zagadnienia te są szczególnie wnikliwie badane na obszarze Holandii, gdzie już dziś obserwujemy zmianę w zbiorowiskach roślinnych bagien nadmorskich i polderów (Boer, de Groot 1990).

8.3 Zdrowie człowieka

Zmiany stosunków termicznych i opadowych trudno oceniać z punktu widzenia komfortu odczuć fizjologicznych człowieka. Niewątpliwie spowodują one zmianę stylu życia, przełamią nawyki w dziedzinie żywienia. Będą rezultatem postępującej urbanizacji i tworzenia słabo bodźcowego klimatu pomieszczeń, w których człowiek będzie spędzał większość czasu. Ponadto w niektórych regionach na kuli ziemskiej prognozowane zmiany klimatu będą oznaczać wzrost częstości pogód ekstremalnych, a zatem nasilenie objawów meteorotropowych i możliwość wzrostu śmiertelności w grupie ludzi starszych i chorych na choroby serca i krążenia (Schutz der Erde 1991). Zmiany stosunków cieplnych i wilgotnościowych spowodują również rozszerzenie się ku północy zasięgu chorób infekcyjnych, przenoszonych przez zwierzęta lub wirusy.

Jednakże zdrowotność ludzi zależy przede wszystkim od stopnia zanieczyszczenia powietrza oraz wzrostu natężenia promieniowania UV-B w troposferze, wskutek zmniejszonej koncentracji ozonu w stratosferze. W takich warunkach wzrost stężenia substancji utleniających, takich jak O₃, w przygruntowej warstwie powietrza wpływa na zapadalność na chroniczny bronchit i astmę oskrzelową oraz zapalenie oczu. Przypuszcza się też, że sprzyja on zachorowaniom na raka płuc.

Stosunkowo mało wiemy jakie mogą być dla ludzkości skutki ubywania ozonu w stratosferze, a jeszcze trudniej oceniać je ilościowo, ponieważ wnioskujemy o nich na podstawie eksperymentów laboratoryjnych na zwierzętach i porównawczych studiów epidemiologicznych. Reakcja organizmu człowieka na UV nie przebiega liniowo, gdyż wrażliwość skóry na to promieniowanie zależy od bardzo wielu czynników. Ogólnie przyjmuje się, że działanie nadmiernej dawki ultrafioletu powoduje schorzenie skóry, oczu i osłabienie systemu immunologicznego. Krótkotrwały efekt ekspozycji na nadmiar ultrafioletu jest przyczyną tzw. ślepoty śniegowej, zaś długotrwały — sprzyja powstaniu rozmaitych form zaćmy. Agencja ochrony środowiska USA szacuje, że ubytek 1% ozonu w stratosferze daje wzrost częstości przypadków katarakty o 0,3-0,6% w populacji chorych na tę chorobę. Ponadto 1% przypadków efektywnego promieniowania UV-B podnosi o 2,9% częstość przypadków raka skóry, zaś 1% ubytku ozonu w stratosferze odpowiada wzrostowi o 2% częstości melanomy. Statystyki australijskie podają, że w latach 1930- 1987 śmiertelność z powodu melanomy wzrosła o 22% wśród mężczyzn i o 17% wśród kobiet.

Na zdrowotność ludzi wpłynie także jakość i ilość wody pitnej i gospodarczej. Na terenach, gdzie wystąpią ograniczenia jej ilości — z reguły — pojawi się także pogorszenie jakości wskutek zwiększonego stężenia soli i przekroczenia standardów zawartości substancji toksycznych. Szczególnie duże problemy dla zdrowia wywołują zmiany klimatu na obszarach pól suchych i na wybrzeżach, objętych częstymi powodziąmi.

8.4 Zmiany układów gospodarczych, społecznych i politycznych świata

Analiza wzrostu ludności, areałów użytków rolnych, produkcji energii, rolnictwa i przemysłu (tab.6) poucza, że utrzymując obecny trend zmian za 100 lat staniemy w obliczu podwojenia liczby ludności, degradacji zasobów biosfery i gleb, dotkliwego deficytu wody, a równocześnie ocieplenia nakładającego się na ten stan i powodującego przemieszczanie się stref klimatyczno-przyrodniczych ziemi, a częściej totalną degradację środowiska wielu regionów niż wzrost ich produktywności. Dlatego podejmowane są liczne studia nad scenariuszami, jak stawić czoło tym zmianom poprzez transformację układów gospodarczych i społecznych (Burton i in. 1978; Surprising futures 1987; Swedish perspectives 1988; Parry i in. 1988; Barbier i Pearce 1990). Można z tymi zmianami współżyć jak czynią to społeczeństwa prymitywne, przedprzemysłowe; można regulować te zmiany (ryc.29) jednocześnie adaptując się do nich (np. zmieniając charakter upraw) albo je modyfikując poprzez redukcję emisji CO₂ czy wprowadzanie nowych odmian roślin. Wreszcie można im aktywnie przeciwdziałać poprzez np. budowę zbiorników wodnych, nawodnienie gruntów, wykorzystanie nowych źródeł energii czy budowanie tam wydzierając morzu łąd (przykład Holandii).

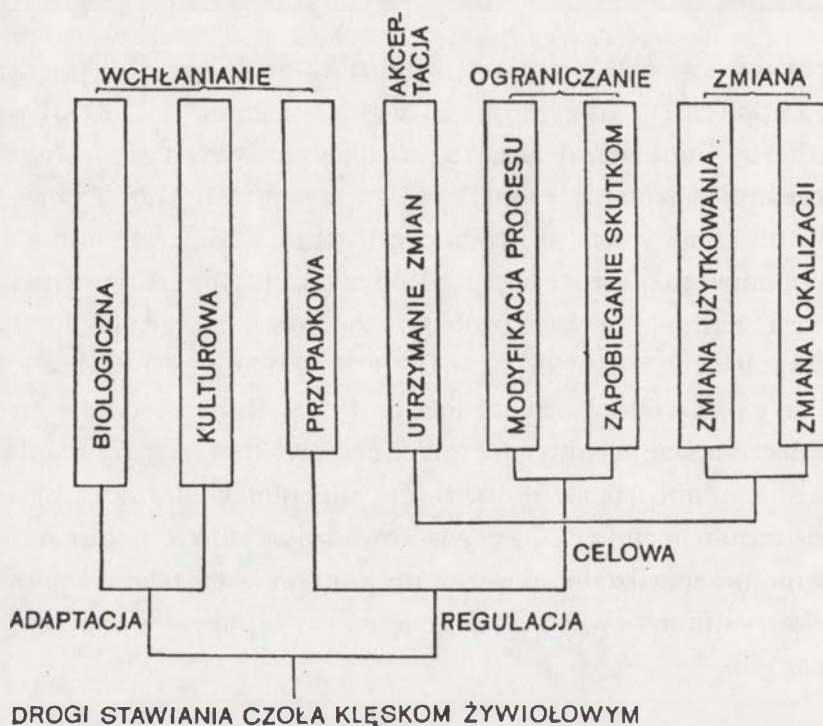
Tabela 6

Globalne zmiany ludności i gospodarki (1775 - 2075) (wg Surprising futures 1987)
Global changes in population and economy (1775 - 2075) (after Surprising futures 1987)

	1775		1875		1975		2075	
	świat	Europa	świat	Europa	świat	Europa	świat	Europa
ludność (w mld)	880	140	1440	250	3976	472	10000	690
użytki rolne (mln.ha)	brak danych	brak danych	784	127	1506	143	1807	132
produkcja rolnicza (w mld ton zboża)	brak danych	brak danych	65	41	356	77	1353	100
wykorzystanie energii (w gigawatach)	brak danych	brak danych	340	240	8300	2500	48300	11400
produkcja przemysłowa (rok 1913 = 100%)	2	2	23	16	1190	630	brak danych	brak danych

Ostatnie stulecie charakteryzowało doraźne przeciwstawianie się negatywnym skutkom, rozwiązujące trudne problemy gospodarcze i społeczne w skali jednego kraju czy dorzecza. Polityka taka okazała się bardzo krótkowzroczna, zaburzając całą wymianę energii i obieg materii tak w danym regionie, jak i w obszarach sąsiednich, wreszcie w skali globalnej. Dlatego dziś niezbędne jest preferowanie kierunków działań gospodarczych, nastawionych na

akceptację zmian, a co najwyżej na modyfikowanie ich. Mówimy często o polityce ekorozwoju, tj. rozwoju gospodarczego, zgodnego z zasobami, równowagą i kierunkami przeobrażeń przyrody (sustainable development — por. Kozłowski 1991). Polityka ta wymaga nie tylko dostępnych zasobów, a przy ich kurczeniu — zmiany produkcji. Musi być też brane pod uwagę przesuwanie się osrodków produkcji i konsumpcji w skali globalnej, wzajemne oddziaływanie na siebie obszarów nie tylko sąsiednich, ale nawet odległych (ryc.30).

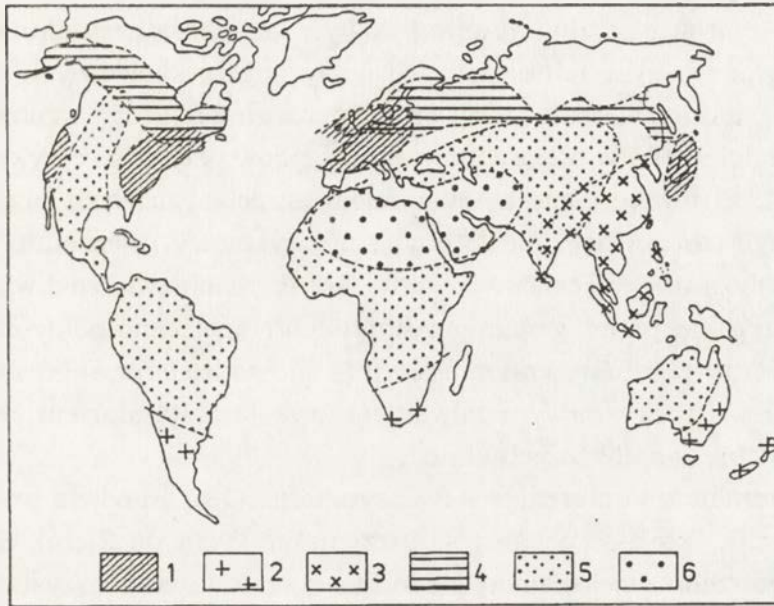


Ryc. 30. Różne drogi przeciwstawiania się klęskom żywiołowym i degradacji środowiska (wg różnych źródeł, m.in. Burtona i in., 1978)

Fig. 30. Different ways of struggling against elemental disasters and degradation of the environment (according to different sources, among others Burton et al. 1978)

Zmiany te pociągną za sobą trudne do przewidzenia dziś zmiany socjalne i polityczne, może nawet przemieszczenia całych grup ludzkich. Dlatego trzeba przewidzieć perspektywnie te zmiany, aby nie tyle (albo nie tylko) starać się im przeciwdziałać, bo to może okazać się nierealne, ale je regulować poprzez globalne plany zagospodarowania przestrzennego czy poprzez międzynarodowe porozumienia (Jacobson, Price 1990). Spróbujemy rozważyć kilka przykładów (ryc.31).

Zapotrzebowanie na żywność i opał będzie narastało szczególnie w krajach eksplozji demograficznej — Azji Południowo-Wschodniej, a także w szeregu państw Afryki i Ameryki Łacińskiej. Co najmniej połowa tej ludności żyje dziś na granicy głodu, połowa tych obszarów narażona jest na pogłębiające się susze lub katastrofalne powodzie. A tymczasem naprawa równowagi ekosystemów tropikalnych prowadzi poprzez ograniczenie ingerencji człowieka. Aby to uczynić należy zwielokrotnić wydajność produkcji rolnej na ograniczonych obszarach, dostarczyć ludności taniej energii, a także ułatwić emigrację z obszarów zagrożenia.



Ryc. 31. Obszary zagrożeń i ekspansji gospodarczej w warunkach ocieplenia klimatu

1. regiony przemysłowe o wysokiej technologii i zanieczyszczone, 2. regiony potencjalnego rozwoju, 3. regiony potencjalnej wysokiej technologii i eksplozji demograficznej, 4. obszary ekspansji rolnictwa, 5. regiony narastającej degradacji zasobów i eksplozji demograficznej, 6. obszary pustynne, załamania się gospodarki po wyczerpaniu zasobów (ropy, gazu, wody)

Fig. 31. Threatened areas and those of the economical expansion under the conditions of the climatic warming

1. industrial regions with a high technology, polluted, 2. regions of a potential development, 3. potential regions of high technology and demographic explosion, 4. areas of agricultural expansion, 5. regions of a growing degradation of resources and demographic explosion, 6. areas of deserts and economic collapse after exhaustion of resource (of oil, gas and water)

Kraje arabskie boomu gospodarczego, związanego ze złożami ropy i gazu, ulegającymi w ciągu dziesięcioleci wyczerpaniu, staną się nagle niemal ubogimi. Co więcej, wyczerpią się zasoby nieodnawialne wód gruntowych, słone gleby przestaną produkować. Nie będzie środków na odsalanie wody morskiej. Powstaje perspektywa ekspansji terytorialnej tych narodów w obszary żyzne, bogate. Polityczne hasła będą mogły być łatwo dorobione.

Postęp technologiczny wschodniej Azji, Europy i Ameryki Północnej może pogłębiać kontrast między tzw. Północą a Południem, tym bardziej, że ocieplenie klimatu stworzy perspektywy przesuwania się rolnictwa ku północy, co nadal będzie sprzyjać nadprodukcji żywności. Powstaje pytanie czym w perspektywie będzie mogło handlować ubogie Południe z bogatą Północą? Kryzys ekologiczny może doprowadzić do narastania napięć, co będzie sprzyjać eksplozji haseł nacjonalistycznych, nienawiści rasowej czy religijnej.

Autorzy „Surprising Futures” (1987) snują wizje rozwoju świata w następnym stuleciu i dostrzegają różne scenariusze zmian, a wśród nich możliwości przesunięcia się centrów rozwoju gospodarczego świata do Azji wschodniej i południowej. Wiele z tych krajów z Japonią na czele już dziś opracowuje coraz to bardziej nowoczesne technologie i dzięki zarówno pracowitości, jak i wspaniałej organizacji należy do czołówki światowej. Słabo zaludnione Kanada i Syberia będą niewątpliwie obszarami ekspansji gospodarczej i demograficznej.

Powstaje problem — jak kierować tymi zmianami w skali globalnej, by hamując degradację zasobów przyrody i ograniczając negatywne działanie efektu cieplarnianego —

równocześnie nie doprowadzić do światowej wojny o nieobliczalnych skutkach. Potrzebna jest ścisła współpraca wszystkich organizacji politycznych, społecznych i gospodarczych wszystkich krajów, ustanowienie nowych praw i porozumień. Potrzebą chwili staje się wychowanie całych społeczeństw w poszanowaniu zasobów przyrody, z wykorzystaniem narodowych tradycji, a równocześnie ze złamaniem istniejących złych przyzwyczajęń (np. eksploatacji dżungli tropikalnej). Ale to chyba nie wystarczy. Niezbędne jest rozważenie „na zimno” przez bogate społeczeństwa faktu, że aby zachować zachwianą równowagę przyrody i uchronić się przed globalnym konfliktem społeczno-politycznym stanie się niezbędne nie dawanie jałmużny krajom Południa, ale podzielenie się czy to w geście braterstwa czy z dalekowzrocznym wyrachowaniem, wysokim standartem życia, z ryzykiem jego obniżenia u siebie w najbliższych latach.

Międzyparlamentarna konferencja w Waszyngtonie (1990) podjęła problem tzw. kontrolowanego rozwoju, którego celem jest utrzymanie życia na Ziemi. Stwierdzono, że „... podstawowe potrzeby zwiększającej się ludności oraz dążenia wszystkich ludzi do zaspokojenia swoich aspiracji... wymagają szczególnie w rozwijających się regionach świata kontynuowania postępu gospodarczego”. Przewiduje się działania międzynarodowe, przyjmując jako zasadę, że żaden naród lub grupa narodów nie będą mogły rozwiązać w pełni swoich problemów środowiskowych bez współpracy międzynarodowej i że środki na ochronę środowiska muszą być sprawiedliwie dzielone między wszystkie narody Ziemi.

9. Międzynarodowe programy badawcze

Od trzech dziesięcioleci podejmowane są zorganizowane akcje i programy międzynarodowe mające na celu poznanie mechanizmów powodujących kurczenie się zasobów przyrody, zanieczyszczenie środowiska, wreszcie zmiany klimatu. Agendami ONZ, które stale zwracały uwagę na degradację środowiska i starały się jej przeciwdziałać były i są UNEP — Program Środowiskowy Narodów Zjednoczonych i FAO — Organizacja do Spraw Wyżywienia i Rolnictwa Narodów Zjednoczonych. Organizacją bijącą na alarm była Międzynarodowa Unia Ochrony Przyrody i Zasobów Naturalnych (IUCN), która w latach siedemdziesiątych opracowała światową Strategię Ochrony Przyrody (1985).

W ramach UNESCO — Organizacji Narodów Zjednoczonych do Spraw Oświaty, Nauki i Kultury powstały międzynarodowe programy badawcze o rozległej tematyce. Od 1965 roku rozpoczęła działalność Międzynarodowa Dekada Hydrologiczna (IHD), przekształcona potem w międzynarodowy program hydrologiczny (IHP), badający zmiany zasobów wodnych kuli ziemskiej. W ramach programu Człowiek i Biosfera (MaB) badane są od 1971 roku przekształcenia różnych typów ekosystemów pod wpływem działalności człowieka. JOC — Komisja Oceanograficzna, przekształcona w 1980 roku w CCCO — Komitety Zmian Klimatu i Oceanów prowadzi badania nad wymianą energii i obiegiem materii w oceanach. Towarzyszy mu COMAR — program skupiony na strefach wybrzeży. Zagadnienia ewolucji środowiska w niedawnej przeszłości są podejmowane przez niektóre

problemy badawcze w ramach IGCP — Międzynarodowego Programu Korelacji Geologicznej jak np. zmian klimatu, stosunków wodnych, ekosystemów w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym.

Zmiany klimatu od dawna były w zasięgu zainteresowań Światowej Organizacji Meteorologicznej WMO. Skupieni w niej klimatologowie i fizycy atmosfery starają się wyjaśnić mechanizmy zmian klimatu i ich współczesne tendencje. Z inspiracji WMO powstał w 1980 roku Światowy Program Klimatyczny (WCRP), którego jednym z celów jest poznanie mechanizmów tzw. efektu cieplarnianego i przeciwdziałanie mu, jak też zagadnienie tzw. dziur ozonowych.

Zainteresowanie niektórych krajów doprowadziło do pogłębionych badań nad zmianami klimatu. W USA powstały duże zespoły badawcze analizujące, poprzez konstruowanie modeli, mechanizmy zmian klimatu. Są one sponsorowane przez NASA i inne organizacje. M.in. zbudowano modele cyrkulacji atmosfery (najbardziej znany GCM — General Circulation Model) i potwierdzono słuszność hipotezy Milankoviča o cykliczności zmian klimatu. Doceniając znaczenie badań nad przeszłością, stanowiącą klucz do zrozumienia dzisiejszych tendencji, skoncentrowano się na rekonstrukcji warunków klimatycznych wprawdzie dla fazy maksimum ochłodzenia ostatniego zlodowacenia 18 ka BP (CLIMAP 1976), a następnie zmian następujących w przekrojach czasowych co 3 tysiące lat (COHMAP 1988). Tendencje degradacji zasobów przyrody, wiodące ku katastrofie ekologicznej, naświetla raport dla prezydenta USA o zmianach globalnych (Barney i in. 1980). Równolegle w innych krajach rozwijały się prace badawcze dotyczące kierunków globalnych przemian klimatu i ich efektów jak np. w Wielkiej Brytanii (Lamb 1977 i in.) i Związku Radzieckim (Lvovic 1974; Budyko 1977).

Pod presją uczonych jak i krajów rozwijających się zagadnieniom środowiska przyrodniczego i degradacji jego zasobów nadała rangę Konferencja ONZ w Sztokholmie na temat Środowiska Naturalnego Człowieka w 1972 roku.

Zasadniczą rolę w rozwoju globalnego spojrzenia na otaczającą przyrodę odegrał Międzynarodowy Komitet Unii Naukowych ICSU, Zasadniczą rolę w rozwoju globalnego spojrzenia na otaczającą przyrodę odegrał Międzynarodowy Komitet Unii Naukowych ICSU, skupiający nauki ścisłe i częściowo techniczne (bez społeczno-ekonomicznych). W ramach ICSU w 1969 roku rozpoczął działalność SCOPE — Komitet Naukowy Problemów Środowiska, współpracujący, a niekiedy konkurujący z MaB. Ze względu na wagę zmian zachodzących i zarejestrowanych we wrażliwej strefie polarnej, szczególną uwagę zwrócił na nią SCAR — Komitet Badań Antarktycznych i znacznie młodszy Komitet Badań Arktyki. Rola zmian w dopływie energii z zewnątrz systemu ziemskiego badana jest przez STEP — Program Badań Energii Słonecznej i Ziemskiej. W końcu — jesienią 1984 roku — z inicjatywy uczonych amerykańskich powstała idea badań zmian globalnych (IGBP), niżej szczegółowo omówiona.

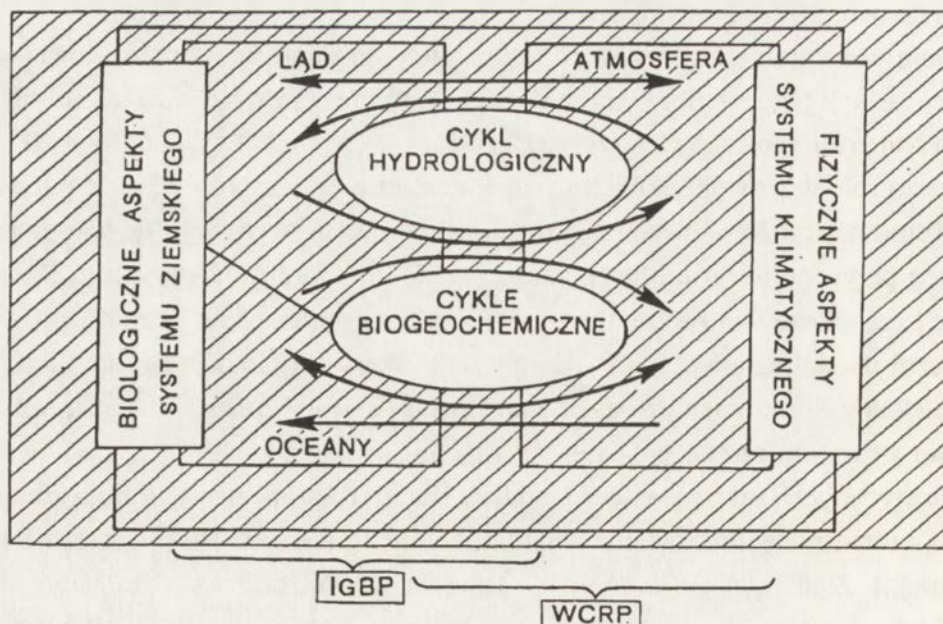
WMO-wski program klimatyczny dał początek wspólnej akcji naukowej ONZ i WMO. Na szczeblu służb i agencji rządowych powstał IPCC — Międzyrządowy Panel Zmian Klimatu, który koncentruje swą działalność na pięciu krytycznych polach badań: kontrola gazów cieplarnianych przez system ziemski, rola chmur w promieniowaniu, zmiany dłu-

gookresowe w rozkładzie opadów i parowania, rola oceanów w transporcie i magazynowaniu ciepła, procesy energetyczne i biochemiczne zachodzące w ekosystemach. W nawiązaniu do tej tematyki powstały programy eksperymentalne, sponsorowane przez rządy, jak GEWEX — Eksperyment Globalnych Zmian Energii i Obiegu Wody, WOCE — Eksperyment Globalnej Cyrkulacji Oceanicznej czy też TOGA — Wymiany między oceanami strefy tropikalnej a globalną atmosferą.

W grudniu 1985 roku powołano specjalny komitet ICSU do spraw Międzynarodowego Programu Badań Globalnych Zmian Geosfery-Biosfery (IGBP — Global Change). Cel programu sformułowano w sposób następujący:

„Opisać i zrozumieć interakcję procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych regulujących cały system ziemski, jedyne środowisko życia, zmiany zachodzące w tym systemie i sposób, w jaki zależą one od działalności człowieka”.

W sytuacji działania dziesiątek programów, zazwyczaj osobno analizujących podsystemy atmosfery, oceanów i lądów — do wypełnienia istniejących luk i zintegrowania badań, uznano za istotne badanie wzajemnych związków między hydrosferą, litosferą, biosferą i atmosferą (ryc.32). Nacisk położono na konstruowanie modeli i scenariuszy zmian, gdyż często nie jesteśmy w stanie dziś przewidzieć ich tempa i kierunków. Projekt programu przygotowywano przez 4 lata i ostatecznie zatwierdzono w 1990 roku, powołując szereg grup roboczych, a następnie problemów węzłowych, które będą realizowane w dekadzie 1991-2000 przez zespoły uczonych. Uczestniczą w nich poszczególne kraje, w których powołano komitety narodowe IGBP. Postawiono szereg kluczowych pytań, na które mają odpowiedzieć programy węzłowe (wg. raportu IGBP-12 z 1990 roku):



Ryc. 32. Model procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących między lądem, oceanem i atmosferą oraz programów badających te relacje: IGBP (Międzynarodowy Program Geosfery- Biosfery) i WCRP (Światowy Program Klimatyczny)

Fig. 32. Model of the physical, chemical and biological processes occurring between continents, oceans concerning the relationships: IGBP and WCRP

1. Jak jest regulowany chemizm atmosfery ziemskiej i jaką rolę spełniają procesy biologiczne w produkcji i pochłanianiu gazów śladowych? Odpowiedzi na te pytania poszukuje się w dwóch realizowanych programach: IGAC — Chemizmu Globalnej Atmosfery i STIB — Interakcji między Stratosferą i Troposferą a Biosferą.

2. Jak biogeochemiczne procesy w oceanach wpływają i reagują na zmiany klimatu? Badania w tym zakresie prowadzi szeroko rozbudowany program JGOFS — Przepływów Energii i Materii w Oceanach oraz GOEYS — Badań Strefy Eufotycznej Oceanów.

3. Jak zmiany użytkowania ziemi wpływają na zasoby wybrzeży i jak zmiany poziomu morza i klimatu zmieniają ekosystemy brzegowe? Badania w tej dziedzinie, uwzględniające perspektywę podniesienia poziomu morza, skoncentrowane są w programie LOICZ — Interakcji Lądu i Oceanu w Strefie Wybrzeży.

4. Jakie istnieją współzależności między roślinnością a procesami fizycznymi obiegu wody? W programie BAHC — Biosferyczne Aspekty Cyklu Hydrologicznego uwaga skupiona jest na złożoności obiegu wody w zależności od stref roślinnych i zmian użytkowania w wyniku ingerencji człowieka.

5. Jak zmiany globalne klimatu odbijają się na ekosystemach lądowych? Pytanie to rozważane jest przez ekologów, rolników i leśników skupionych w programie GCTE — Zmiany Globalne i Ekosystemy Lądowe. Zagadnienie wymierania gatunków i zmniejszania się różnorodności biologicznej będzie badane w programie GCEC — Zmiany Globalne i Złożoność Ekologiczna.

6. Jakie były istotne zmiany klimatu i środowiska w przeszłości i ich przyczyny? Zagadnienia paleoklimatyczne i paleoekologiczne, wyrosłe z badań epoki czwartorzędu kontynuowane są w programie PAGES — Zmiany Globalne w przeszłości. Szczególna uwaga jest zwracana na zmiany długofalowe klimatu w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym i na zmiany krótkookresowe ostatnich 2000 lat, gdy na naturalne wahania zaczęła nakładać się rosnąca ingerencja człowieka.

7. Jak zintegrować naszą wiedzę o elementach systemu ziemskiego i ująć ją syntetycznie w układzie numerycznym tak, aby umożliwić prognozowanie? To trudne zadanie integracji metod i wyników badań podjął program GAIM — Globalnej Analizy, Interpretacji i Modelowania.

Obok tych programów węzłowych istnieje zespół badawczy systemów Zbierania Danych i Informacji (GIS), którego celem jest ujednoczenie metod zbierania i rozpowszechniania informacji, otrzymanych zarówno za pomocą pomiarów naziemnych jak i satelitarnych. Wreszcie w zamyśle jest powołanie sieci Regionalnych Ośrodków Badawczych (RRC) dla szkolenia kadr specjalistycznych, zapewnienia równomierności obserwacyjnej i przetwarzania danych w różnych częściach globu.

Program IGBP jest potężną machiną organizacyjną, skupia tysiące uczonych, którzy często uczestniczą w programach cząstkowych, regionalnych. Ma więc on charakter jakby potężnego parasola, rozpiętego nad badaniami zmian środowiska przyrodniczego. Do programu światowego z badań krajowych włączone są w zasadzie jedynie te prace, które zmierzają do zrozumienia globalnych zmian, a swym zakresem przekraczają zaintereso-

wania poszczególnych dyscyplin. Nie oznacza to jednak, że współpraca odbywa się bez konkurencji i dublowania problematyki. Szczególnie wymaga uzgodnienia stosunek do Międzynarodowego Panelu Zmian Klimatu (IPCC), a także niejasna jest sprawa udziału nauk społecznych.

Z programem IGBP wiążą się inicjatywy regionalne, dotyczące na ogół stref klimatycznych i kontynentów. Szereg badań na temat zmian klimatu wspiera Europejska Fundacja Nauki (ESF), związana ze Wspólnotą Europejską. Europejski zasięg ma też program rządu holenderskiego LICC — Krajobrazowo-Ekologiczne Efekty Zmian Klimatu. Organizowane są zespoły europejskie poświęcone przemianom różnych typów geosystemów: wybrzeży, rzek, bagien, wydm, wysokich gór (Boer, de Groot 1990).

Wśród nauk społecznych i ekonomicznych zagadnienie kurczenia się zasobów i zagrożenia katastrofą ekologiczną dyskutowane było od dawna, najczęściej w aspekcie eksplozji demograficznej, braków żywności i energii, zrównoważonego i kontrolowanego rozwoju (sustainable development). W ostatnim dziesięcioleciu szczególną aktywnością w tej dziedzinie wykazały się kraje skandynawskie. W 1987 roku ukazały się materiały konferencji na temat zmian w przyszłym stuleciu (Surprising Futures 1987). Międzynarodowa Rada Nauk Społecznych (ISSC) podjęła zagadnienia związane z odpowiedzialnością społeczeństw na globalne zmiany przyrody i przystąpiła w latach 1988-90 do formułowania założeń programu badawczego nazwanego HCGC — Społeczne Aspekty Zmian Globalnych. Celem programu ma być określenie wkładu działalności człowieka w obliczu zmian (Jacobson, Price 1990). Wymaga bowiem rozważenia, w jakim stopniu należy przekształcać układ, czy można zahamować zmiany, szczególnie efekt cieplarniany, rozwijające się dziury ozonowe, degradację gleb, wód i świata organicznego. Wysunięto szereg zagadnień, które mają stać się przedmiotem zintegrowanych badań. Określenie skali użytkowania zasobów wymaga badań demograficznych, a także badań w zakresie rozwoju technologii i lepszego wykorzystania surowców. Niezmiernie złożone jest zagadnienie reagowania społeczeństw na zachodzące zmiany. Określenia wymaga rola różnych struktur społecznych i państwowych w obliczu zmian. W skali regionalnej i globalnej muszą być dokonane zmiany użytkowania ziemi, które niesie za sobą zmiana klimatu i degradacja zasobów przyrody. Również w skali globalnej należy ocenić zasoby energii, oczekiwane zmiany źródeł zaopatrzenia i jej konsumpcji. Z udziałem nauk technicznych ma być stworzony program rozwoju technologii, który uwzględni postulaty ekorozwoju tj. rozwoju gospodarczego zgodnego z utrzymaniem równowagi w przyrodzie. Trzeba również przeprowadzić rachunek ekonomiczny proponowanych scenariuszy zmian, uwzględniający istniejące i przewidywane konfiguracje polityczne na świecie.

Kurczenie się zasobów środowiska, rozprzestrzenianie się strefy pustyń, coraz częstsze w skutkach katastrofalne powodzie, trzęsienia ziemi, susze czy huragany w obszarach przeludnionych pobudzają także zainteresowanie ruchów ekologicznych partii zielonych i innych. W 1990 roku odbyła się międzyparlamentarna konferencja poświęcona zagrożeniom światowego środowiska naturalnego, która uchwaliła deklarację dotyczącą ochrony jego zasobów. Wcześniej w 1987 roku została podpisana w Montrealu

konwencja na temat odnowy warstwy ozonowej, zmuszająca rządy do ograniczenia produkcji szkodliwych i niszczących ozon związków chemicznych.

W 1992 roku odbędzie się w Brazylii Konferencja ONZ na temat: Środowisko a Rozwój. W ramach przygotowań do tej konferencji wszystkie organizacje i programy światowe jak IPCC, IGBP — opracowują raporty o stanie środowiska, o drogach zapobieżenia zmianom. Ma być uchwalona tzw. Karta Ziemi, program ochrony środowiska na XXI wiek, podpisana konwencja klimatyczna i konwencja na temat ochrony biologicznego zróżnicowania ekosystemów. Wśród tematów, które będą poruszane, znajdują się też zagadnienia morskich i lądowych zasobów wodnych, wylesienia i pustynnienia, biotechnologii wykorzystania odpadów, ochrony substancji toksycznych. Te wszystkie działania, aby nie być tylko pozornymi, muszą uwzględniać problemy dotąd nie rozwiązane w skali globalnej: eksplozji demograficznej, podniesienia poziomu oświaty oraz przepaści ekonomicznej, społecznej i ekologicznej między krajami Północy i Południa, która nie wypełnia się a raczej pogłębia.

Udział Polski w rozwiązywaniu problemów globalnych jest jak dotąd niewielki (Starkel 1989). Nie było u nas tradycji spojrzenia globalnego na środowisko przyrodnicze. Ze względu na swe położenie centralne w Europie wyniki badań nad transformacją geosystemów mają istotne znaczenie w sytuacji postępującej od południa Europy arydizacji i kwaśnych deszczów, obejmujących środkową i północną Europę. Wymaga to zmian strukturalnych w polskim rolnictwie, leśnictwie i gospodarce wodnej, a technologicznych zmian — w przemyśle. Południowo-zachodnia Polska jest idealnym laboratorium dla badań zmian zachodzących w zdegradowanych ekosystemach w warunkach przewidywanych zmian klimatu (Kozłowski 1991).

Uczni polscy są też aktywni zarówno w badaniach obszarów polarnych, szczególnie czułych na zmiany globalne, strefy suchej jak też coraz silniej zanieczyszczonych akwenów morskich. Również ostatnie polskie odkrycia w zakresie zmian środowiska w ostatnich kilkunastu tysiącach lat wnoszą nowe fakty do poznania zmian klimatu i nakładają się na gospodarczej działalności człowieka.

10. Ludzkość wobec efektu cieplarnianego

Globalne zmiany klimatu i ich skutki to nie tylko problem do zgłębienia dla przyrodników i ekonomistów, ale to także konieczność stworzenia opinii publicznej i społecznej świadomości o odpowiedzialności za przyszłość Ziemi i przyszłych pokoleń (O'Riordan, Rayner 1991). Ocieplenie wywołane wzmożonym efektem szklarniowym zmienia układ sił na arenie międzynarodowej i tworzy nowe grupy zwycięzców i pokonanych (Maunder 1991). Wymaga także od poszczególnych społeczeństw wytypowania na różnych płaszczynach — w skali regionalnej i lokalnej — innych społeczności, z którymi mogą obecnie i w przyszłości współzawodniczyć w dziedzinie polityki, gospodarki i kultury. Jest to ko-

nieczność tworzenia modeli ekonoklimatycznych przez poszczególne narody i ich związki — dla współczesności i przyszłości.

Wprawdzie decydenci i politycy przypatrują się bardzo krytycznie efektom modelowania zmian klimatycznych, to jednak w wielu krajach narasta przekonanie, że należy podjąć środki zaradcze, aby zapobiec katastrofalnym zmianom klimatycznym.

Tabela 7

Scenariusze ograniczania efektu cieplarnianego Drugiej Światowej Konferencji Klimatycznej, Genewa 1990

Scenarios of the limitation of the greenhouse effect presented by the Second World Climatic Conference, Geneva 1990

Scenariusz	Zapotrzebowanie na energię w 2100 r.	Wykorzystywanie paliw kopalnych	Lasy tropikalne	Emisja metanu	Emisja (N ₂ O)	Emisja freonów	Termin podwojenia (CO ₂)	Wzrost temperatury globalnej w 2100 r.
I. Business as usual (wzrost koncentracji gazów szklarniowych bez zmian)	1200 Exa-joule	90% (+10% źródła odnawialne)	dalsza trzebież	dwukrotnie większa	wzrost o 35%	wzrost o 130%	2060 r.	3 - 9°C
II. Umiarkowane powstrzymanie efektu cieplarnianego	600 Exa-joule	zastępowanie węgla gazem ziemnym	powoli słabnąca trzebież	wzrost o 45%	wzrost o 10%	wzrost o 200%	2100 r.	
III. Polityczny program uderzeniowy (Crash Program) czyli zmniejszenie emisji CO ₂ o 30% do roku 2050	400 Exa-joule w 2050 r. lub 300 Exa-joule w 2100 r.		50% mniejszy wyręb już od 2000 r.	słaby wzrost do 2050 r.	wzrost minimalny	wzrost 40% do 2100 r.	wzrost CO ₂ o 30% do 2050 r., lecz następnie do 2100 r. spadek o 40%	
IV. Pełne zahamowanie emisji gazów szklarniowych	350 Exa-joule w 2030 r.							

Uwaga:

Symulację wykonano przy założeniu 10,4 mld ludności w roku 2100. Dane zaczerpnięte z podręcznika H. Graßl, R. Klingholz (1990)

Obok przedsięwzięć naukowych i naukowo-gospodarczych przedstawionych w dwóch rozdziałach poprzednich, próba syntetycznego spojrzenia na sposoby zapobieżenia katastrofalnym zmianom klimatu została zaprezentowana na Drugiej Światowej Konferencji Klimatycznej w Genewie w listopadzie 1990 r. Punktem wyjścia dla scenariuszy były następujące założenia: w roku 1850 stężenie CO₂ w niezaburzonej atmosferze stanowiło 280 ppm, obecnie wynosi ono 352 ppm, zaś po uwzględnieniu skumulowanego działania wszystkich gazów szklarniowych uzyskujemy wartość równoważną 420 ppm CO₂. Jest to zatem półmetek na drodze do podwojenia koncentracji CO₂. Na tym etapie ludzkość może zastosować 4 etapy strategii (tab.7)

Scenariusz I — działanie jak dotychczas („Business as usual”). Podwojenie koncentracji CO₂ według skumulowanego działania wszystkich gazów szklarniowych nastąpi w roku 2030, zaś przy tym samym poziomie emisji - czterokrotny wzrost koncentracji CO₂ przypadnie w roku 2100.

Scenariusz II — umiarkowane powstrzymywanie ocieplenia. Nastąpić powinna zmiana rodzaju paliw w energetyce i użycie gazu ziemnego zamiast węgla; natomiast — mimo wcielania w życie zasad Protokołu Montrealskiego o ograniczeniu emisji freonów — freon 22 będzie nadal emitowany bez ograniczeń.

Scenariusz III — polityczny program uderzeniowy („Crash Program”) — zmniejszenie emisji CO₂ o 30% do roku 2050, o 40% do 2100 roku, czyli do poziomu niższego niż w 1990 roku.

Scenariusz IV — pełne zahamowanie emisji gazów szklarniowych ze sztucznych źródeł. Ten scenariusz nie ma jednak realnych podstaw urzeczywistnienia, ponieważ wymaga natychmiastowego wyłączenia dostawy gazów szklarniowych. W takiej sytuacji ceny paliw uległyby podwojeniu lub potrojeniu. Trzeba by zlikwidować całkowicie emisję freonów i rozwinać nowe technologie chłodzenia, rozpylania substancji itp.. Mimo to jeszcze do 2030 roku następowałby w atmosferze wzrost koncentracji gazów szklarniowych ze względu na długotrwałość ich istnienia i osiągnąłby 170% wartości dla okresu pre-industrialnego. W rezultacie przy końcu realizacji scenariusza temperatura globalna spadłaby do podobnego poziomu jak w końcu XIX wieku.

Wedle współczesnych tendencji najbardziej realistyczny jest scenariusz I, co nie napawa poczuciem bezpieczeństwa. Jednakże nadzieje na porozumienie między państwami pozwalają myśleć o wdrażaniu scenariusza II. Scenariusze klimatyczne rodzą przekonanie, że przy konsekwentnych działaniach można będzie się uporać ze skutkami antropogenicznymi efektu szklarniowego względnie szybko, o ile ludzkość zdobędzie się na wspólne decyzje i będzie zgodnie współpracować usuwając zagrożenie dla bytu przyszłych pokoleń.

Autorzy wyrażają serdeczne podziękowanie Paniom: doc. dr hab. Janinie Trepieńskiej za uwagi merytoryczne i redakcyjne, mgr Marii Klimkowej — za wykonanie czystorysów rycin, zaś mgr Alicji Grzyborowskiej i mgr Marcie Bąbce — za przepisanie tekstu na dyskietkach.

The greenhouse effect and the global environmental changes

(Summary)

The present work is addressed to those numerous naturalists, scientists and specialists in socio-economical problems, as well as to politicians who are interested in the global changes of climate and natural environment. It presents the actual state and progress of the research on the impact of the greenhouse effect on the changes of the Earth's natural environment on a global scale. The authors used the rich literature sources relating to the influence of the human activity on the changes of the climatic system. As the starting point they accepted the model of climatic system by Flohn and presented its components and controls as well as the temporal scales of their processes and interactions. Another basic element of discussion which formed the background of the environmental changes consisted in the characterization of the features of the contemporary energy exchange and matter cycling scaled for the great spatial units such as oceans, continents and the atmosphere, as well as within the limits of ecosystems. For these natural conditions the authors described the causes of appearance of the climatic changes. They also determined the long term and short term climatic changes. There are shown the methods of investigations of the climatic changes and the numerical methods of their evaluation and foreseeing including the critical estimation of the results obtained.

Next, in the historical perspective there are presented some results of the human interference in the environment caused by the neolithic and the industrial revolutions. The first one brought about a degradation of the ecosystems; the other introduced in a short time a big rate of chemical matter and pollutions into the atmosphere. The results of such activity brought an increase of the greenhouse effect and some changes in the energy exchange and matter cycling in the Earth-atmosphere system and some disorders in the ozone equilibrium in the upper troposphere and stratosphere. As the guiding information on the future climate there served some scenarios of the climatic changes which had developed on the basis of the climatic analogues from different periods in the past, and on the global circulation models (GCMs). In every case the reality and significance of this information was verified, and there were listed the arguments making the forecast proveable or erroneous. Attention is also paid to the regional differentiation of the results of the greenhouse effect, especially in Europe. These results are also described in relation to the environmental resources and to the different aspects of the socio-economic activity. The climatic changes are interpreted in this way as one of the basal problems to be solved by mankind nowadays as the necessity to prevent the degradation of the natural resources with the purpose to guarantee proper conditions of existence for the coming generations. At the end there are described the research programs in order to learn the essence of the environmental changes and strategies to prevent them. There are also given some proposals of international collaboration according to the recommendations of the Second World Climatic Conference in Geneva in 1990, and there are pointed the main directions for the management of the greenhouse effect and its results in the coming future.

Literatura

- Barbier E.B., Pearce D.W., 1990, *Uncertainty, irreversibility and decision making about the socio-economic consequences of climatic change*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds) *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 347- 360.
- Barney G. et al., 1985, *The Global report to The President. Entering the twenty-first century*, Washington.
- Barry R.G., 1984, *Possible CO₂ — induced warming effects on the cryosphere*, *Climatic changes on a yearly to millennial basis*, Mörner N.A. and Karlen W. (eds), 571-604.
- Barry R.G., Chorley R.J., 1976, *Atmosphere, weather and climate*, 3rd ed., Methuen.
- Bartkowski T., 1975, *Ochrona zasobów przyrody i zagospodarowanie środowiska geograficznego*, PWN, Warszawa-Poznań.
- Bennett H.H., 1939, *Soil conservation*, New York, London.
- Berger A., 1981, *Climatic variations and variability: fact and theories*, Reidel Publ. Comp.
- Bird E.C.F., 1986, *Potential effect of sea level rise on the coast of Australia, Africa and Asia*, [in:] Titus J.G.(ed) *Effects of changes in stratospheric ozone and global climate*, UNEP/USA,EPA, Washington D.C.
- Boer M.M. and de Groot R.S.(eds), 1990, *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam.
- Boorman I.A., 1990, *Impact of sea level changes on coastal areas*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam 379-391.
- Borisenkov E.P., 1982, *Klimat i dejatelnost' Čeloveka*, Nauka.
- Bradley R.S., 1985, *Quaternary Paleoclimatology*, Allen and Unwin, 1-472.
- Brouwer F., 1988, *Determination of broad scale land use changes by climate and soils*, IIASA, Laxenburg.
- Brouwer F., Falkenmark M., 1989, *Climate — induced water availability changes in Europe, environmental monitoring and assessment*, 13, 75-98.
- Bryson R.A., 1989, *Late quaternary volcanic modulation of Milankovitch climate forcing*, *Theoretical and Applied climatology*, 39, 115-125.
- Budyko M.J., 1975, *Klimat i życie*, PWN, Warszawa.
- Budyko M.I., 1977, *Globalnaja ekologija*, Izd. Mysl', Moskwa.
- Budyko M.J., Izrael J.A. (red.), 1987, *Antropogennoe izmenenie klimata*, *Gidrometeoizdat*, Leningrad.
- Budyko M.I., 1980, *Klimat w prošlom i buduščem*, *Gidrometeoizdat*.
- Burton I., Kates R.W., White G.F., 1978, *The environment as hazard*, Oxford Univ. Press.
- Carter T.R., Parry M.L., Porter J.H., 1990, *Effects of climatic changes on agricultural potential in Europe*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S.(eds), *Landscape-ecological impact of climate change*, IOS Press, Amsterdam, 327-346.
- Chernogaeva G.M., 1971, *Water balance of Europe*, Acad. of Sc. of the USRR, Institute of Geography and Soviet Geophysical Committee, Moskwa.
- CLIMAP Project Members, 1976, *The surface of the ice-age Earth*, *Science*, 191, 1131-1144.
- Climate Change*, 1990, The IPCC Scientific Assessment edited by Houghton J.T., Jenkins G.J., Ephraums J.J., Cambridge Univ. Press.
- COHMAP members, 1988, *Climatic changes of the last 18 000 years: observations and model simulations*, *Science*, 241, 1043-1052.
- Crowe P.R., 1987, *Problemy klimatologii ogólnej*, PWN, Warszawa.
- Davis M.B., 1981, *Quaternary history and the stability of forest communities*, [in:] West D.C., Shugart H.H. and Botkin D.B. (eds), *Forest succession: concepts and applications*, Springer Verlag, New York, 132-153.

- Davis M.B., 1988, *Ecological systems and dynamics*, [in:] *Toward an understanding of Global Change, Initial priorities for U.S. contributions to the International Geosphere - Biosphere - Program*, National Academy Press, Washington D.C., 69-106.
- Delcourt H.R., Delcourt P.A., Webb III Th., 1983, *Dynamic plant ecology: The spectrum of vegetational change in space and time*, *Quat. Sc. Reviews*, vol.1, 153-175.
- Dickinson R.E., 1989, *Kak izmientisa klimat? Klimatičeskaja sistema i modelirovanije klmata buduščego*, [w:] *Parnikovyj efekt, izmenenie klmata i ekosistemy*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 242-304.
- Dynowska I., 1988, *Przemiany stosunków wodnych*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. Starkel L., Wszechnica PAN, 137-153.
- Dziewulska-Łosiowa A., 1991, *Ozon w atmosferze*, PWN, Warszawa.
- Falkenmark M., 1990, *Hydrological shifts as part of landscape-ecological impact of climate change*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climate change*, IOS Press, Amsterdam, 194-217.
- Fenhan J. et al. 1989, *Environmental models: Emissions and consequences*, Elsevier, Amsterdam.
- Flohn H., 1973, *Globale Energiebilanz und Klimaschwankungen*, Bonn, Meteorol. Abhandl. (Sonderheft).
- Flohn H., 1980a, *Geophysikalische Grundlagen einer anthropogenen Klimamodifikation*, Veröff. Joachim Jungins-Ges. Wissensch., vol.64, Hamburg.
- Flohn H., 1980b, *Modelle der Klimaentwicklung im 21. Jahrhundert*, [w:] *Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft* (red. Oeschger H., Messerli B., Svilar M.), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 3-17.
- Flohn H., 1983, *Carbon dioxide current views and development in energy/climate research*, Reidel, Dordrecht, 299-314.
- Garrels R.M., Mac-Kenzie F.T., 1971, *Evolution of sedimentary rocks*, Norton, New York.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*, Pr. Geogr. IG PAN 122, 1-106.
- Gil E., 1979, *Typologia i ocena środowiska geograficznego okolic Szymbarku*, Dok. Geogr. IG PAN 5.
- Gleick P.H., 1989, *Climate change, hydrology and water resources*, *Reviews of Geophysics* 27, 3, August, 329-344.
- Global Change Report 14, 1990, *Coastal ocean fluxes and resources*, Stockholm.
- Golubev G.N., 1982, *Soil erosion and agriculture in the world: an assessment and hydrological implications*, [in:] *Recent development in the explanation and prediction of erosion and sediment yield*, IAHS Publ. 137, 261-268.
- Goody R.M., Walker J.C.G., 1978, *O atmosferach*, PWN, Warszawa.
- Goudie A.S., 1977, *Environmental change*, [in:] *Contemporary problems in geography*, Oxford.
- Grassl H., Klingholz R., 1990, *Wir Klimamacher*, Fischer S., Frankfurt am Main.
- Gregory K.J., Walling D.E. (eds), 1987, *Human activity and environmental processes*, Wiley J.
- Grigorev A.A. and Budyko M.I., 1956, *On regularities of the geographical zonality (in Russian)*, *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 110, 1.
- Grove J.M., 1988, *The Little Ice Age*, Methuen, London.
- Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., Russell G., 1981, *Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide*, *Science*, 213, 957-966.
- Hansen J., Lebedeff S., 1988, *Global surface air temperatures: Update Trough 1987*, *Geophysical Research Letters*, 15, 4, April.
- Hulme M., Wigley T.M.L. and Jones P.D., 1990, *Limitations of regional climate scenarios*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 111-128.
- IGBP-Global Change, 1990, *The Initial Core Projects*, Report No 12. Interim Report, 1990, National Energy Strategy, US Department of Commerce.
- Ives J.D. and Messerli B., 1989, *The Himalayan dilemma, reconciling development and conservation*, UN Univ. and Routledge, London.
- Jacobson H.K., Price M.F., 1990, *A framework for research on the Human Dimensions of Global Environmental Change*, ISSC - UNESCO series: 3, 1-71.
- Jaeger J., 1988, *Developing policies for responding to climatic change*, World Climate Program Impact Studies, WMO/TD No 225, Geneva.
- Jakubiak B., 1990, *Modele klimatu*, [w:] *Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*, red. Kożuchowski K., Wyd. UŁ., Łódź, 78-97.

- Jones M.D.H., Henderson-Sellers A., 1990, *History of the greenhouse effect*, Progress in Physical Geography, 14, 1, 1-18.
- Józefaciuk Cz., Kern H., 1988, *Zagrożenie zasobów glebowych kraju*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. Starkel L., Wszechnica PAN, 155-183.
- Karol I.L., 1988, *Vvedenie v dnamtku klmata zemli*, Gidrometeorizdat, Leningrad.
- Kellog V., 1987, *Posledstwija izmenenija klmata i strategija dejstvij*, [w:] *Uglekisluj gaz w atmosfere*, Mir, Moskwa, 389-424.
- Kellog W.W., Schwart R., 1981, *Climate change and society. Consequences of increasing atmospheric carbon dioxide*, Westview Press, Boulder, Colorado.
- Kislov A.V., 1989, *Teorija klmata*, Izdat. Moskovskogo Universiteta, Moskwa.
- Kojima S., 1991, *Responses of the boreal coniferous forest of Hokkaido Islands, Japan to possible climatic change*. International Conference on Climatic Impact on the Environment and Society (CIES), University of Tsukuba, Ibaraki, Japan, 1991.
- Kleček J., 1988, *Makrosystém Zeme a jeho sféry*, [w:] *Biosféra a lidstvo*, red. Kudrna K., Academia, Praha, 49-221.
- Kovda V.A., 1978, *Zemelnye resursy mira, ich ispolzovanija i ochrana*, Izdat. Nauka, Moskwa.
- Kowalkowski A., 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. Starkel L., Wszechnica PAN, 45-85.
- Kozarski S., 1988, *Wahania klimatyczne, historia, hipotezy, przewidywania*, Seria Wykłady Inaugur., UAM Poznań, Nr 27, 1-12.
- Kozłowska A., 1972, *Rola roślin uprawnych w historycznym rozwoju kultury materialnej Polski*, [w:] *Szata roślinna Polski*, t.I, 571-608.
- Kozłowski S., 1983, *Przyrodnicze uwarunkowania gospodarki przestrzennej*, Ossolineum.
- Kozłowski S., 1991, *Gospodarka a środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., 1990, *Przyczyny zmian klimatu*, [w:] *Materiały źródłowe do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych*, red. Kożuchowski K., Wyd. UŁ, Łódź, 203-266.
- Kruk J., 1980, *Gospodarka w Polsce południowo-wschodniej w V - III tysiącleciu p.n.e.*, IHKM PAN, Ossolineum.
- Kudrna K. (ed.), 1988, *Biosféra a lidstvo*, Akademie, Praha.
- Lamb H.H., 1977, *Climatic history and the future*, *Climate: Present, Past and Future*, vol.2, London Methuen.
- Lockwood J.G., 1984, *Procesy klimatotwórcze*, PWN, Warszawa.
- Lvovič M.I., 1974, *Vodnye resursy mira i ich buduščie*, Mysl', Moskwa.
- Lysen E.H., 1989, *The potential of renewable energy to reduce CO₂ emissions*, [in:] Okken P.A., Swart R.J. and Zwerwer S., (eds), *Climate and Energy*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 78-94.
- Manley G., 1958, *Temperature trends in England 1968-1957*, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, 9, Vienna, 413-433.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. Starkel L., Wszechnica PAN, 109-135.
- Maunder W.J., 1991, *Regional and national responses to climate change: implications, risks and opportunities, and what each nation needs to do*, Proceedings of the CIES, Tsukuba, Jan. 28 - Feb. 1, 1991.
- Melillo J.M., Callaghan T.V., Woodward F.J., Salati E., Sinha S.K., 1990, *Effects on ecosystems*, [w:] *Climate change*. The IPCC Scientific Assessment, Cambridge Univ. Press, 287-310.
- Międzyparlamentarna Konferencja w Waszyngtonie 1990, 1991, *Zagrożenie światowego środowiska naturalnego*, PIG i SGGW, Warszawa.
- Milliman J.D. and Meade R.H., 1983, *World-wide delivery of river sediment to the oceans*, Journal of Geology, 91, 1, 1-21.
- Mitchell J.M., jr, 1967, *Climatic variation (instrumental data)*, [w:] *The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology* Fairbridge R.W., (ed.), Reinhold Publ. Corp. New York, Amsterdam, London, 211-213.
- Mitchell J.M., jr, 1980, *History and mechanism of climate*, [w:] *Das Klima. Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*, red. Oeschger H., Messerli B., Svilar M., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Moore B., Bolin B., 1988, *The oceans, carbon dioxide and global change*, Oceanus, 29, 4, 9-15.
- Mörner N.A., 1984, *Planetary, solar, atmospheric, hydrospheric and endogenous processes as origin of climatic*

- changes on the Earth*, [in:] Mörrner N.A., Karlen W. (eds) *Climatic changes on a yearly to millenium basis*, Reidel Publ. 483-507.
- NRC, 1989, *Global change and our common future*, Washington, Defries R. and Malone T.F. (eds), National Academy of Sciences, Washington.
- Nriagu I.O., Pacyna J.M., 1988, *Quantitative assessment of worldwide contamination of air, water and soils with trace metals*, *Nature*, 333, 134-139.
- Oerlemans J., 1989, *A projection of future sea level rise*, *Climate Change*.
- Oeschger H., Langway Jr.C.C. (eds), 1989, *The environmental record in glaciers and ice sheets*, Wiley J., Chichester.
- Okken P.A., Swart R.J., Zwerver S. (eds), 1989, *Climate and energy: The feasibility of controlling CO₂ emissions*, Kluwer Academy Publication, Dordrecht.
- O'Riordan T., Rayner S., 1991, *Risk management for global environmental change*, *Global Environmental Change*, March 1991, 91-108.
- Ozenda P., Borel J.L., 1990, *The possible responses of vegetation to a global climatic change*, Scenarios for Western Europe, with special reference to the Alps, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 221-249.
- Parlow E., 1991/1992, *Aktuelle Klimaprobleme*, Vorlesungsskript, Geographisches Institut, Universität Basel (maszynopis).
- Parry M.L., Caster T.R., Karijn N.T. (eds), 1988, *The impact of climatic variations on agriculture*. vol.1, Assessments in cool temperate and cold regions, Kluwer Academy Publication, Dordrecht.
- Pastor J. and Post W.M., 1988, *Response of northern forest to CO₂ - induced climate change*, *Nature*, 334, 55-58.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1983, *Isopolen maps for Poland: 0-11 000 years BP*, *New Phytologist*, 94, 133-175.
- Rapp A., 1987, *Desertification*, [in:] Gregory K.J., Walling D.E., Wiley J., (eds), *Human activity and environmental changes*, 425-443.
- Robersts N., 1989, *The Holocene, an environmental history*, Basil Blackwell, Oxford.
- Rosswall T., 1991, *Greenhouse gases and global change: international collaboration*, *Environmental Science and Technology*, vol. 25, No 4, 567-573.
- Sadowski M., 1981, *Światowy program klimatyczny - cele i zadania*, *Przegląd Geofizyczny*, 26, 1-2, 3-13.
- Schirmer H., Buschner W., Cappel A., Matthäus H.G., Schlegel M., 1989, *Wie funktioniert das Wetter und Klima*.
- Schneider S.H., 1987, *Klimamodelle*, *Spectrum der Wissenschaft*, Heidelberg, Juli.
- Schneider S.H., 1989, *Veränderungen des Klimas*, *Spectrum der Wissenschaft*, Heidelberg, November.
- Schneider S.H., 1990, *The global warming debate heats up: an analysis and perspective*, *Bulletin American Meteorological Society*, 71, 9, September, 1292-1304.
- Schneider S.H., Londer R., 1984, *The coevolution of climate and life*, *Sierra Club Books*, San Francisco.
- Schönwiese C.-D., 1979, *Klimaschwankungen*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Schönwiese C.-D., Diekmann B., 1990, *Der Treibhauseffekt, Der Mensch ändert das Klima*, Rowohlt, Reinbek bei Hamburg.
- Schumm S.A., 1977, New York, *The fluvial system*, Wiley J.
- Schutz der Erde, Eine Bestandsaufnahme mit Vorschlägen zu einer neuen Energiepolitik*, 1991, Teilband II, *Economia Verlag*, Bonn, Verlag Müller C.F., Karlsruhe.
- Shiklomanov I.A., 1990, *Global water resources*, *Nature and Resources*, 26, 3, 34-43.
- Shugart G.G., Antonowskij M.J., Jarvis P.G., Sanford A.P., 1989, *Uglekisljy gaz, izmenenie klimata i lesnie ekosistemy*, [w:] *Parnikovyj effekt, izmenenie klimata i ekosystemy*, *Gidrometeoizdat*, Leningrad, 513-547.
- Simmons A.G., Bengtsson L., 1987, *Modell obščej cirkulacii atmosfery: celi ich sozdaniija i ispolzovanije dla izučenija klimata*, [w:] *Globalnyj klimat*, red. Houghton G.T., *Leningrad Gidrometeoizdat*, 94-149.
- Sobolev S.S., 1948, *Razvittie eroziennyh processov na teritorii evropejskoj časti SSSR i bor'ba s nimi*, t. I, Moskwa-Leningrad.
- Solomon A.M., Leemans R., 1990, *Climatic change and landscape-ecological response: issues and analysis*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 293-316.

- Sonntag C., Klitzsch E. and Lochnert E.P., 1980, *Isotopic identification of Saharian groundwaters, groundwater formation in the past*, *Palaeogeography of Africa*, 12, 159-171.
- Starkel L., 1972, *The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the Lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, *Geogr. Polonica*, 21, 103-147.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1988a, *Global paleohydrology*, *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, sec. Earth Sciences*, 36, 1, 71-89.
- Starkel L. (red.), 1988b, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum.
- Starkel L., 1988c, *Działalność człowieka jako przyczyna zmian procesów denudacji i sedymentacji w holocenie*, *Przegląd Geogr.*, 60, 3, 251-265.
- Starkel L., 1989, *Globalne zmiany geosfery-biosfery, Stan perspektywy, program badań*, *Nauka Polska*, 4-5, 39-45.
- Starkel L., 1990, *Fluvial environment as an expression of geoecological changes*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 79, 133-152.
- Starkel L., 1991, *Globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, *Rocznik PAU, Rok 1990/1991*, Wyd. Secesja, Kraków, 65-90.
- Stigliani W.M., 1990, *Climate change and its potential effects on the retention and release of hazardous chemicals in soils and sediments*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 361-378.
- Surprising futures, 1987, *Notes from an International Workshop on Long-Term World Development*, Frübergh Manor, Sweden, January 1986, 87:1, 1-128.
- Swedish Perspectives on Human Response to Global Change*, 1988, *Forskningsradsmannen*, Svedin U., Heurling B., (eds), report 88; 3, 1-119.
- Szabolcs I., 1990, *Effects of predicted climatic changes on European Soils, with particular regard to salinization*, [in:] Boer M.M. and de Groot R.S. (eds), *Landscape-ecological impact of climatic change*, IOS Press, Amsterdam, 177-193.
- Światowa Strategia Ochrony Przyrody*, 1985, tłum. z ang. i wyd. z 1980 roku, Liga Ochrony Przyrody, Warszawa.
- Thompson R.D., 1989, *Short-term climatic change: evidence, causes, environmental consequences and strategies for action*, *Progress in Physical Geography*, 13, 3, 315-347.
- Toward an understanding of global change*, 1988, Initial priorities for U.S. contributions to the IGBP, National Academy Press, Washington.
- Trenberth K.E., 1990, *Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere*, *Bulletin American Meteorological Society*, vol. 71, 7, 988-993.
- Trepińska J., 1988, *Wieloletni przebieg ciśnienia i temperatury powietrza w Krakowie na tle ich zmienności w Europie*, *Rozpr. habilit. UJ*, 140, Kraków.
- Turner M.G., Gardner R.H., O' Neill R.V., 1989, *Potential responses of landscape structure to global environmental change*, [w:] *Landscape-ecological impact of climatic change*, Lunteren, The Netherlands.
- U.S. Department of Energy, 1985, *Glaciers, ice sheets and sea level: effect of a CO₂ - induced climatic change*, Report of a Workshop held in Seattle, Washington, Sept. 13-15, 1984, DOE(EV) 60235-1.
- Velichko A.A., 1987, *Relationship of climatic changes in high and low latitudes of the earth during the late Pleistocene and Holocene*, [in:] Pecsli M., Velichko A.A. (eds), *Paleogeography and Loess*, Akademiai Kiado, Budapest, 9-26.
- Walling D.E., 1987, *Hydrological and fluvial processes: revolution and evolution*, [in:] Clark M.J., Gregory K.J., Gunnell A.M. (eds) *Horizons in Physical Geography*, Macmillan, 106-120.
- Watson R.T., Rodhe H., Oeschger H., Siegenthaler U., 1990, *Greenhouse gases and aerosols*, [in:] *Climate Changes*, The IPCC Scientific Assessment, Houghton J.T., Jenkins G.J., Ephraums J.J. (eds), Univ. Press, 1-40, Cambridge.
- Wigley T.M.L, Jones Ph.D., Kelly P., 1989, *Empirické studie klimata*, [w:] *Parnikový efekt, změny klimata i ekosystemy*, Leningrad, Gidrometeoizdat, 305-359.
- WMO, 1989, *Scientific assessment of stratospheric ozone 1989*, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report 20, Geneva.

Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

1. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA — Antropoklimat Polski, Warszawa 1991
2. G. WĘCŁAWOWICZ — Zróżnicowanie społeczno-przestrzenne w aglomeracji warszawskiej (1978 i 1988), Warszawa 1991
3. P. EBERHARDT — Rozmieszczenie i dynamika ludności wiejskiej w Europie Środkowo-Wschodniej w XX w., Warszawa 1991

PL - ISSN 0867-6836

WYDAWNICTWA IGI PZ PAN, WARSZAWA

<http://rcin.org.pl>