

シミュレーション的手法による大気環境情報教育

—温室効果気体による地球温暖化の予測—

伊藤 朋恭*, 片山 紗織***, 伊藤 奈緒****

要 約

大学教育の場において地球環境問題の本質を理解し定量的に把握できる能力を育成する手段として、コンピュータによるシミュレーションが有益であるとの視点から、地球環境問題として最も関心の高い温暖化をとりあげ、温室効果気体による地表温度の変化を試算する簡便な方法を提案した。温室効果気体は他の気体の影響を受けないで、個々の寿命に応じて濃度が減衰すると考え、排出量をもとに濃度を算出し、さらに放射強制力を求めて温度変化を試算するやり方である。その結果、例えば今後100年間でさらに温度は1.5K上昇することなどが予測でき、排出量と共に寿命の長さが温暖化に対して大きな影響をもつことを示すことができた。

本法は簡便ではあるが、正確さを犠牲にしている面も多い。濃度変化を算出するときその気体の循環システム全体を考慮するとか、温度上昇により雲量が増加するなど温室効果の二次的効果も含めるなどすることにより、さらに精度の高いシミュレーションが可能であろうが、それに伴う労力の増加はかなり大きいであろう。

1. はじめに

大学教育の場での地球環境情報に関する本質的理解と定量的把握を進めることをねらいとして、著者の一人はこの数年来本誌上においてシミュレーションによる教育手法を提案してきた。これまで扱ってきた主な題材は、日射量¹⁾、海洋への二酸化炭素取込み量²⁾、日射量シミュレーション用ソフト³⁾、オゾン濃度の高度分布⁴⁾などであり、いずれもシミュレーションに必要なモデル化

にあたっては、対象となる複雑な事象をなるべく単純化し、数式的取扱いに長けていない学生でも扱うことができるように配慮してきた。今回の論文もその延長上にあり、現在地球環境問題として最も関心を集めている温室効果気体による地球温暖化に関して、単純化した予測手法を提案した。学生がこの方法を用いて温暖化の予測を行なう過程を通じて、定量的に物事を把握する能力の向上がはかれることを期待している。

IPCC (気候変動に関する政府間パネル) によ

*大妻女子大学 社会情報学部

**現在：栗原工業株式会社

***現在：株式会社ジオン商事

れば、地球の気温は20世紀に入ってから明らかに上昇をはじめ、2000年までにほぼ0.6K上昇していると見積もられている⁵⁾。ただこれら気温変動の要因は複雑で、必ずしも温室効果気体の濃度増加のみに起因するわけではない。人為的な要因としてほかに化石燃料やバイオマスの燃焼によるエアロゾルの発生があり、また自然起源として太陽活動の変動に基づく太陽放射の変化や爆発的な火山噴火による成層圏エアロゾルの生成などがある。しかもこれらの要因は必ずしも気温の上昇に寄与するわけではなく、低下にも寄与するといわれている。ただ全体的に見れば、20世紀の温暖化の主因が人間活動にあり、特に温室効果気体の人為的濃度増加が大きく寄与していることは間違いない⁵⁾。このことを背景として、本論文では過去四半世紀程度における温室効果気体による温度上昇の分析と、21世紀における人為的排出に基づく温度上昇の予測を行なう。

2. 温室効果気体

太陽エネルギーにより暖められた地表が宇宙空

間に向けて放出する赤外線は、大気圏を通過中に温室効果気体によって吸収される。これにより地球は保温されているが、人間活動により温室効果気体の濃度が増加すると、保温効果が高まるので地球が温暖化する。温室効果気体には、二酸化炭素など大気中濃度が比較的大きい気体と極微量しか存在しないがその影響が見過ごせないフロン類に大別することができる。ここでは、1990年時点の年間排出量、あるいは21世紀中に一度でも年間排出量が100ktを超えると予想される温室効果気体を対象として試算する。

試算対象の温室効果気体の一覧をその性質などと共に表1に示す。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、およびフロン7種類の合計10種類である。ただし、フロンのうちHFC-125とHFC-245caは、事実上これまでの使用実績がなく今後の年間排出量が100ktを超えると予想される気体なので、過去の温度上昇の評価には含めない。また二酸化炭素の寿命については、吸収ルートの違いを反映して不定⁶⁾、50~200年⁷⁾などとなっている資料が多いが、ここでは100年と仮定して試算を進める。この値は、公表されている地球温暖化指

表1 試算対象の温室効果気体

温室効果気体	化学式	寿命 ⁶⁾ (年)	産業革命 前濃度 ⁶⁾ (ppb)	現在濃度 (2000年) ¹⁵⁾ (ppb)	単位放射 強制力 (現濃度) ^{注1)} (Wm^{-2}/ppb)	放射強制力 (産業革命 前比) ^{注2)} (Wm^{-2})	分子量	濃度換算 係数 ^{注3)} (ppb/kt)
二酸化炭素	CO ₂	100 ^{注4)}	2.78E+05	3.70E+05	1.703E-05	1.801	44	1.26E-04
メタン	CH ₄	12	700	1,770	3.721E-04	0.492	16	3.45E-04
一酸化二窒素	N ₂ O	120	275	317	3.738E-03	0.163	44	1.26E-04
CFC-11	CCl ₃ F	50	0	0.264	0.22	0.058	137.5	4.02E-05
CFC-12	CCl ₂ F ₂	102	0	0.535	0.28	0.150	121	4.57E-05
CFC-113	CCl ₂ FCClF ₂	85	0	0.082	0.28	0.023	187.5	2.95E-05
HCFC-22	CHClF ₂	12	0	0.141	0.19	0.027	86.5	6.39E-05
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	33	0	0	0.20	0.000	120	4.60E-05
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	15	0	0.017	0.17	0.003	102	5.42E-05
HFC-245ca	CHF ₂ CF ₂ CH ₂ F	7	0	0	0.20	0.000	134	4.12E-05

注1：2000年時点で濃度が単位濃度（1 ppb）増加したときの放射強制力（表2の式から算出）

注2：産業革命前を基準としての2000年時点における放射強制力（表2の式から算出）

注3：重量を大気中濃度に換算するときの係数

注4：本文参照

数 (GWP) の値⁸⁾などから判断してもほぼ妥当であると考えられる。

3. 放射強制力と地表温度変化

3.1 放射強制力

温室効果気体の濃度の増加による温度（地表温度）の上昇を推定するために放射強制力という概念が使われる。地球のエネルギーは事実上すべて太陽放射によってまかなわれており、大気上端から入射する太陽エネルギーは、同じ量のエネルギーが大気上端を通じて宇宙へ放出されることによりバランスしている。もしこのような大気系の放射平衡が何らかの原因で崩れた場合、大気-地表面系は地表温度の変化などを通じて新しい放射平衡を実現するように応答する。このように、放射平衡からのずれがあたかも地表温度の変化を強制的に引き起こすと見なせるので、このずれを放射強制力と呼んでいる^{9,10)}。放射強制力は単位時間・単位面積あたりのエネルギー量変化なので、その単位は Wm^{-2} である。放射平衡のずれが起きる要因としては、温室効果気体・雲量・エアロゾルなどの量的変化、太陽活動の変化、大気や海洋循環の変化などがあるが、ここでは温室効果気体の量的変化のみを対象とする。

いま図1に示すように、始め地表温度 T_s 、温

室効果気体量 n の状態で地球大気系の放射収支がバランスしているとする、大気上端（今の場合は対流圏界面）において入射する太陽放射エネルギー F_i と地球外に出ていく放射エネルギー F_o は正確につり合っている。そのエネルギーの大きさは、太陽定数の4分の1に相当する 342Wm^{-2} である。この状態で温室効果気体の量を Δn 増加させ、系の平衡状態を乱したとする。温室効果気体は太陽放射に対しては事実上透明で吸収しないので F_i には変化を与えないが、地球が放出する赤外線に対しては吸収能力があるので、大気上端から宇宙に出ていく放射エネルギーは減少して $F_o - \Delta F$ となり、放射平衡の状態が破れる。この ΔF が、温室効果気体が増加したことに基づく放射強制力である¹¹⁾。温室効果気体の種類によって赤外線吸収能力と大気中濃度が異なるので、同じだけ濃度が増加しても気体により放射強制力の大きさは異なる。表1によれば、1ppbの濃度変化に伴う放射強制力の値（単位放射強制力）は、最大のCFC-12と最小の二酸化炭素とでは4桁の違いがある。

さて ΔF の放射強制力の存在下では大気系内でもより多くの赤外線エネルギーが吸収されるので、大気上端から地表方向への放射量は見かけ上増加することになる。これにより地表面の温度が上昇し、より多くの上向きエネルギーを放射して大気

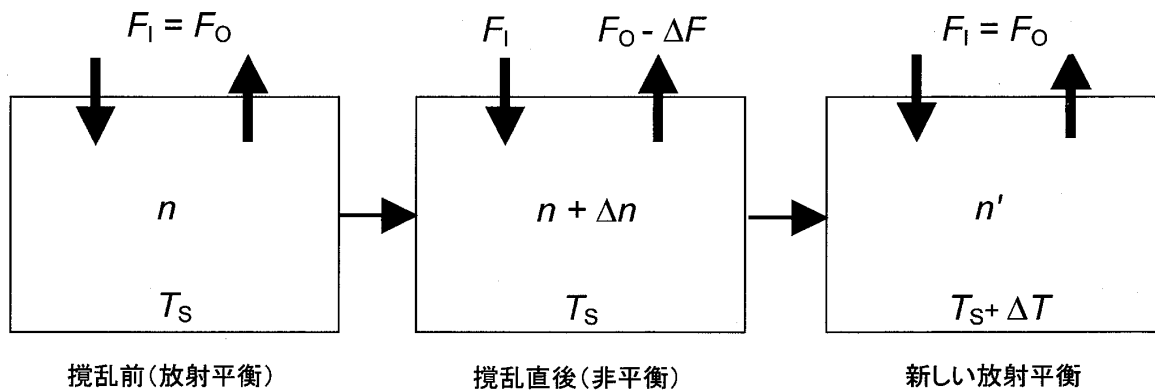


図1 放射強制力と地表温度変化（地表-大気系）

F_i : 入射する太陽放射, F_o : 放出される放射, ΔF : 放射強制力, T_s : 地表温度, ΔT_s : 地表温度変化, n : 気体の量, Δn : 気体の増加量, n' : 新平衡後の気体量

上端での放射収支をバランスさせるようになる。このようにして十分時間が経過した後には、地表温度が ΔT 上昇した新しい平衡状態に到達すると同時に、大気上端から散逸する放射も以前の F_0 に戻ることになる。なお、この状態では温室効果気体の量もその寿命によって決まる値 n' まで減少する。

以上のように放射収支の変化量として放射強制力 ΔF は定義されるが、この変化に対して再び放射収支が平衡に到達したときの地表温度変化 ΔT との間には、次のような直線関係の成立することが知られている⁸⁻¹¹⁾。

$$\Delta T = \lambda \Delta F \quad (1)$$

ここに λ は気候感度と呼ばれる定数である。この式自身は、大気-地表面系に放射エネルギーが加えられると地表温度が増加することを示しているが、この式により放射強制力の値を用いて地表温度の変化を求めることができる。

気候感度の値は、単純な1層大気モデルでは $0.30\text{K}(\text{Wm}^{-2})^{-1}$ の値が得られているが¹¹⁾、一般的には $0.3-1.4\text{K}(\text{Wm}^{-2})^{-1}$ 程度の大きさと言われ^{8,11)}、ここでは $0.52\text{K}(\text{Wm}^{-2})^{-1}$ の値を用いることとする¹²⁾。つまり放射強制力が 1Wm^{-2} だけ変化すると、温度が 0.52K 変化すると言うこ

とである。

3.2 放射強制力の表現式

放射強制力は濃度の関数であり、基準になる濃度からある濃度までの濃度変化に伴う放射強制力を求めることになる。本論文では特に断らない限り、基準濃度として表1に示す産業革命前濃度 (ppb) を用いる。

放射強制力と濃度変化との関係は、いわゆる放射伝達モデルを用いて求めることができるが¹³⁾、ここでは主に Hansen ら¹⁴⁾の結果を用いてまとめられた IPCC 報告書 (1990)¹³⁾の数式を採用する。表2にこれら数式の一覧を示す。濃度がもっとも大きい二酸化炭素では対数法則、極微量のフロン類では直線法則になるなど、物質により関数形が異なっている。なお、放射強制力に対する温室効果気体の赤外線吸収能力の違いは、これら数式中の係数に反映されている。

4. 瞬間的な排出に伴う温度上昇の経年変化

ある瞬間に温室効果気体が排出され大気中の濃度が増加すると、放射強制力により地表温度は上昇する。しかし、濃度は気体の寿命に応じて時間の経過と共に低下するので、温度上昇も次第に減

表2 放射強制力¹³⁾

気体	ΔF : 放射強制力 (Wm^{-2}), X : 成分濃度 (ppb), X_0 : 成分の産業革命前濃度 (ppb)
CO ₂	$\Delta F = 6.3 \times \ln(X / X_0)$ ・ $X < 1 \times 10^6 \text{ppb}$ に対して成立, $X_0: 2.78 \times 10^5 \text{ppb}$ (f-1)
CH ₄	$\Delta F = 0.036 \times (X^{0.5} - X_0^{0.5}) - [f(X, N_0) - f(X_0, N_0)]$ (f-2)
	・ $f(X, N_0) = 0.47 \times \ln[1 + 2.01 \times 10^{-5} \times (X \cdot N_0)^{0.75} + 5.31 \times 10^{-15} \times X \times (X \cdot N_0)^{1.52}]$ (f-3) ・ $X < 5000 \text{ppb}$ に対して成立, $X_0: 700 \text{ppb}$ ・ N_0 : N ₂ O の産業革命前濃度 (= 275ppb)
N ₂ O	$\Delta F = 0.14 \times (X^{0.5} - X_0^{0.5}) - [f(X, M_0) - f(X_0, M_0)]$ (f-4)
	・ $f(X, M_0) = 0.47 \times \ln[1 + 2.01 \times 10^{-5} \times (X \cdot M_0)^{0.75} + 5.31 \times 10^{-15} \times M_0 \times (X \cdot M_0)^{1.52}]$ (f-5) ・ $X < 5000 \text{ppb}$ に対して成立, $X_0: 275 \text{ppb}$ ・ M_0 : CH ₄ の産業革命前濃度 (= 700ppb)
フロン	$\Delta F = A (X - X_0)$ (f-6) ・ $X < 2 \text{ppb}$ に対して成立, $X_0: 0 \text{ppb}$ ・ 係数 A の値 ($\text{Wm}^{-2}/\text{ppb}$) CFC-11: 0.22, CFC-12: 0.28, CFC-113: 0.28, HCFC-22: 0.19, HFC-125: 0.20, HFC-134a: 0.17, HFC-245ca: 0.20

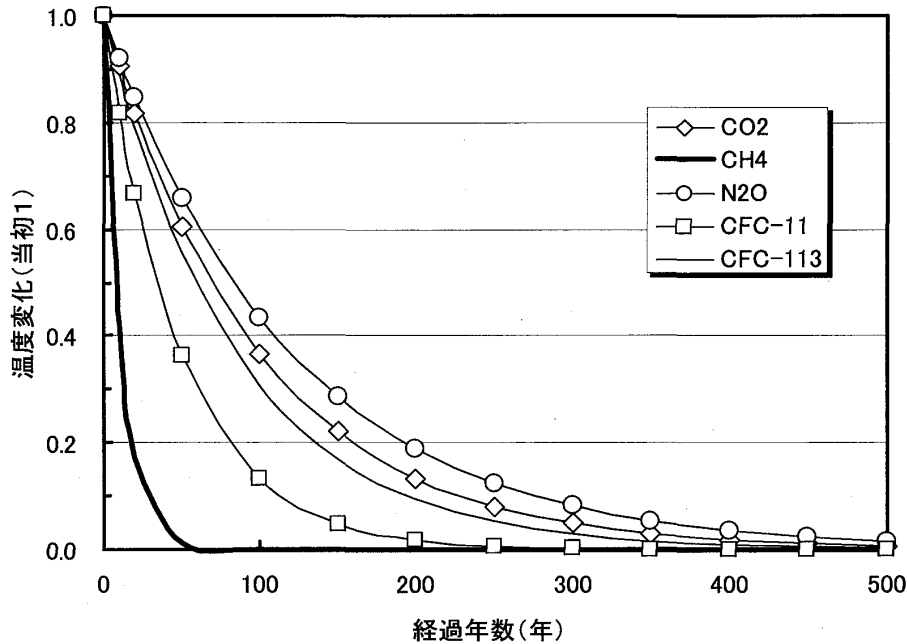


図2 初濃度 1 ppb 分による温度上昇の経年変化 (当初 1)

衰していく。つまり一定量の気体の排出に伴う地表温度上昇の影響は、各気体の放射強制力の大きさ以外に寿命によっても変化することになる。そこで、単位濃度 (1 ppb) の温室効果気体が排出されたときに、それに基づく地表温度の上昇がその気体の寿命によってどのように影響されるかを比較してみよう。温室効果気体の濃度は、1年経過するたびに前年の濃度の寿命 (年) 分の 1 だけ減少するとし、各濃度に対して表 2 の式を用いて放射強制力を求め、さらに温度変化を求める。いくつかの温室効果気体に対する 500 年間にわたる温度上昇の減衰の様子を図 2 に示す。この図では排出された瞬間の温度上昇をいずれの気体に対しても 1 とし、気体の種類による経年変化の違いを相対的に示している。1 ppb の排出に伴う実際の温度上昇の値は、表 1 の「単位放射強制力」の値に気候感度を乗じた値であり、最大の CFC-113 で 0.15K、最小の二酸化炭素で 8.8×10^{-6} K である。

図 2 によると、比較した 5 個の気体の中で寿命が最長 (120 年) の一酸化二窒素では 50 年経過後でも当初の温度上昇の 66% を維持しているのに対し、最短 (12 年) のメタンでは 1.3% まで低下してしまい事実上上昇前の温度に戻っている。一酸

化二窒素では 500 年後にようやく 1.5% まで低下する。いったん温室効果気体が排出されると、その寿命の長短に応じて温度上昇に与える将来的影響が大きく左右されることがわかる。

5. 過去の温度変化

5.1 過去の大気中濃度

過去に地表温度がどの程度上昇したかの実測値は、IPCC などの報告書⁵⁾により知ることができ、これら実測データでは温室効果気体ごとの内訳についての情報は得られない。地球温暖化に占める各温室効果気体の寄与の程度を知るためには、実測の大気濃度を用いて放射強制力を求め、気体ごとの温度変化を算出することが必要である。

ここでは実測濃度データとして温室効果ガス世界資料センター WDCGG¹⁵⁾ がインターネット上で公開しているデータを用いた。あまり古いデータは存在せず最も古い二酸化炭素でも 1969 年以降であるが、新しい方は 2003 年までのデータが利用可能である。測定地点としては北半球内ならどの地点でも濃度にあまり大きな違いはないのでアメリカ・ハワイの Mauna Loa とし、この地点での

データが欠けている CFC-113と HFC-134a についてはアイルランドの Mace Head のデータを採用した。フロン以外の気体では季節による濃度変動があるので、中央値に近い12月のデータを用いた。ちなみに表1に示す「現在濃度」は、このようにして得られた2000年時点の濃度である。

5.2 過去の温度変化に対する各気体の寄与度

各温室効果気体について、過去の濃度データを表2の各数式に代入することにより放射強制力の値を求め、その結果を(1)式に代入して温度変化を求めた。結果を図3に示す。二酸化炭素は、1969年時点で産業革命以前を基準としてすでに0.50Kの温度上昇をもたらしており、その後もほぼ直線的に増加し2003年では0.98Kと見積もられる。この値は、対象とした8種類の温室効果気体全体の上昇値1.46Kの67%を占める。2番目に大きいメタンについては1990年代に入ってから温度上昇が鈍っており、最近5年間に於いては0.26Kで横ばいの状態といえる。フロンは全部を合算して

も0.14K程度の寄与であるが、このうち特定フロン類 CFC に関してはモントリオール議定書7)の効果が顕著に現れて、すでに温度変化が減少に転じているか、横ばいになっている。

6. 将来の温度変化

6.1 温室効果気体の排出シナリオ

将来の温度変化の予測にあたっては2000年を起点とすることとし、100年後の2100年までの試算を行なう。そのためには温室効果気体の今後100年間にわたる排出予測量が必要である。この排出量から将来の大気中濃度を推定し、放射強制力と温度変化を求めることになる。もとより、人為的活動に基づく温室効果気体の排出量は、今後の人口増加率、経済成長率、技術開発など多数の相互に関連した因子により大きく変動するものであり、100年間にわたるその予測は容易ではないが、IPCCではいくつかの排出シナリオを作成してそれに基づいた人為的排出予測量を公表している。これらのシナリオ・データは、SRES（排出シナリオに関する特別報告）という名称で提供されており、現在バージョン1.1がインターネット上でも公開されている¹⁶⁾。

SRESシナリオは、排出量を支配する各種要因の違いにより、A1、A2、B1、B2の4つのシナリオファミリーに大別されるが、A1ファミリーはさらにエネルギー系の技術開発度の違いに応じてA1B、A1F1、A1Tの3つのシナリオグループに分かれる。これら6個のシナリオグループ(A1B、A2、B1、B2、A1F1、A1T)は、各々さらにいくつかのシナリオモデルから構成されており、合計40個のシナリオモデルが存在するが、表3に示すように各グループにはそのグループを代表する「標識シナリオ」が指定されている¹⁶⁾。本論文では、シナリオグループ中で中間的排出量を示すA1Bグループを標準的なシナリオと見なし、その標識シナリオである「A1AIM」モデルを用いて試算を進める。このA1Bシナリオグループは、高度経済成長が続き世界人口が21世紀半ばにピークに達した後に減少し、新

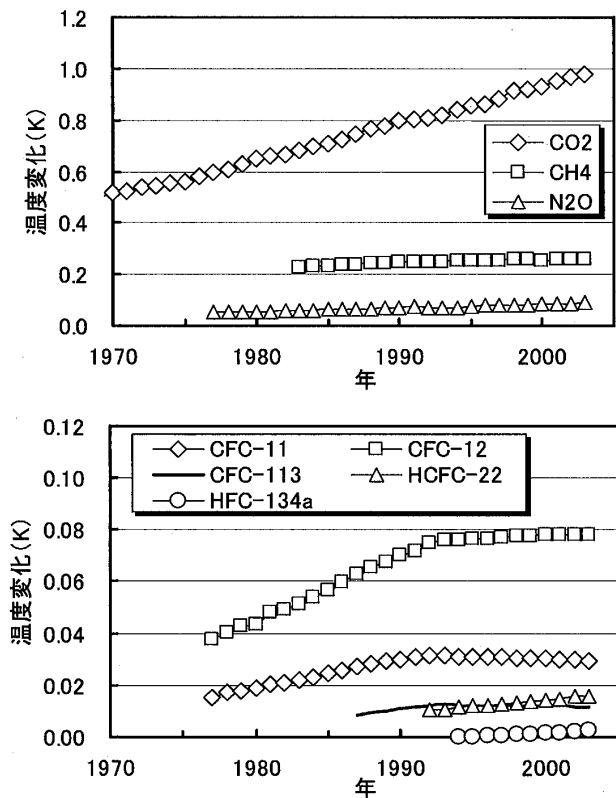


図3 過去の温度変化（産業革命前比）

表3 SRESの排出シナリオグループ¹⁶⁾

シナリオグループ	標識シナリオ	想定社会 ⁷⁾
A1B ^{注1)}	A1 AIM	高成長社会
A2	A2 ASF	多元化社会
B1	B1 IMAGE	循環型社会
B2	B2 MESSAGE	地域共存型社会
A1F1	A1G MINICAM	化石燃料依存型 高成長社会
A1T	AIT MESSAGE	高度技術指向型 高成長社会

注1：本試算で標準的に用いるシナリオグループであり、その標識シナリオで代表させる。

技術や高効率化技術が急速に導入される未来社会を想定しており、エネルギー源としては化石エネルギーと非化石エネルギーのバランスを重視している。それ以外のシナリオグループの内容説明は出典¹⁶⁾を参照願うこととするが、表3には各グループの特徴を端的に意味する社会の型⁷⁾を付記してある。

なお、フロンについてはシナリオファミリーが細分化されていないので、A1シナリオを採用する。

6.2 SRESの排出量データ

用いたSRESの人為的排出量データ¹⁶⁾を表4に示す。SRESのデータでは、2000年から2100年までの10年置きに温室効果気体の年間排出予測値（世界）が重量表示で与えられているが、本試算で用いるのは濃度なので、この表ではあらかじめ表1の「濃度換算係数」を用いて大気中濃度に換算した値で表示している。用いたA1Bシナリオでは、二酸化炭素は2050年に2000年の約2倍に相当する7,570ppb/年の排出を示した後減少に転じ、メタンも2030年をピークとして減少する。一酸化二窒素の排出量も2050年にピークとなるが、全期間を通じて排出量の増減は比較的緩やかである。なお、SRESの排出量データは10年刻みであるが、将来濃度および温度変化を実際に求める場合には1年ごとに毎年計算する必要があるため、その10年間では排出量が年とともに直線的に変化すると見なした。

6.3 将来の大気中濃度

上記で述べた人為的排出量のデータをもとに将来の大気中濃度を推定することになるが、その際SRESによる人為的排出以外に自然発生量も考慮する必要がある。フロンについては自然発生がな

表4 温室効果気体の人為的排出量¹⁶⁾（濃度換算値：ppb/年）

年	温室効果気体									
	CO ₂	CH ₄ ^{注1)}	N ₂ O ^{注1)}	CFC-11	CFC-12	CFC-113	HCFC-22	HFC-125	HFC-134a	HFC-245ca
2000	3.683E+03	1.114E+02	1.389E+00	3.893E-03	8.270E-03	1.394E-03	2.237E-02	0.000E+00	4.336E-03	0.000E+00
2010	5.025E+03	1.287E+02	1.394E+00	2.897E-03	6.063E-03	4.859E-04	2.630E-02	5.587E-04	9.522E-03	2.560E-03
2020	5.839E+03	1.452E+02	1.420E+00	1.128E-03	3.414E-04	0.000E+00	8.734E-03	1.246E-03	1.764E-02	4.142E-03
2030	6.691E+03	1.609E+02	1.455E+00	4.394E-04	1.919E-05	0.000E+00	4.228E-03	2.052E-03	2.789E-02	6.503E-03
2040	7.091E+03	1.581E+02	1.462E+00	1.713E-04	9.140E-07	0.000E+00	3.964E-03	2.849E-03	3.930E-02	9.150E-03
2050	7.569E+03	1.560E+02	1.470E+00	6.673E-05	0.000E+00	0.000E+00	1.482E-04	3.700E-03	5.046E-02	1.204E-02
2060	7.393E+03	1.415E+02	1.447E+00	2.613E-05	0.000E+00	0.000E+00	5.751E-06	4.304E-03	5.832E-02	1.440E-02
2070	7.266E+03	1.287E+02	1.424E+00	1.005E-05	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	4.491E-03	5.843E-02	1.413E-02
2080	7.015E+03	1.178E+02	1.409E+00	4.020E-06	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	4.600E-03	5.753E-02	1.361E-02
2090	6.607E+03	1.083E+02	1.401E+00	1.608E-06	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	4.646E-03	5.575E-02	1.286E-02
2100	6.231E+03	9.977E+01	1.394E+00	8.040E-07	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00	4.635E-03	5.313E-02	1.189E-02

注1：上記の人為的排出量以外に、自然発生量（ppb/年）としてメタン55.2、一酸化二窒素1.78⁹⁾を考慮する必要がある。

く、また二酸化炭素については本論文で用いる寿命の値が人為的排出を主対象とした値と見なせるので⁶⁾、SRESの人為的排出量をそのまま全排出量として扱うことができる。一方メタンと一酸化二窒素については自然発生量を考慮する必要があるが、報告されているデータにはかなりの幅がある。ここでは自然発生量としてメタンで55.2ppb/年、一酸化二窒素で1.78ppb/年⁹⁾とし、この一定値を毎年的人為的排出量に加算して全排出量とした。

さて、将来の起点である2000年についてはその大気中濃度として表1の実測濃度を用いる。それ以降の濃度については、既排出分の減衰と新規排出分の増加を考慮する必要があるが、1年後の2001年には、その気体の寿命分の1だけ2000年の濃度が減少する一方で、新たに2001年の全排出量（濃度換算の予測値）分が加わった値に変化すると見なすことができよう。このプロセスを毎年繰り返すことにより各年の大気中濃度を求めることができる。一般的にはある年（Y年）の濃度 X_Y は、その年の全排出量を H_Y 、気体の寿命を τ （年）として、前年濃度 X_{Y-1} を用いて以下のように表すことができる。

$$X_Y = X_{Y-1}(1 - \tau^{-1}) + H_Y \quad (2)$$

寿命による減少と新規排出量の量的バランスで、実際の大気中濃度が増加するか減少するかが決まることになる。

このようにして求めた将来濃度の予測値（ppb）によると、二酸化炭素では2000年の370,000から2100年の560,000まで単調に増加するが、メタンでは2000年の1,770からスタートし2050年の2,520で極大となり2100年には1,980まで減少する。特定フロンCFCではいずれも遅くとも2010年までに濃度減少に転じるが、それに代わって代替フロンのHFC-134aが大幅に増加し、2100年には現在の特定フロンの濃度を上回る0.82程度の濃度が予測されている。なお、これら各温室効果気体の濃度変化の傾向は、この後に示す温度変化（図4参照）の傾向と同じなので、全体の傾向把握にはそちらを参照願いたい。

6.4 温度変化の予測

前節で求めた温室効果気体の将来濃度から毎年の放射強制力を求め、気候感度を乗じて算出した温度変化の様子を図4に示す。上部はフロン以外の気体による結果であり、「合計」はフロンを含む全温室効果気体による温度上昇を示している。基準はあくまで産業革命前であり、合計で見ると2000年の1.41Kから2100年の2.89Kまで単調に増加しており、今後100年間でこれまでの温度上昇分と同じだけの温度上昇が見込まれる。二酸化炭素も合計と類似の曲線を描いて増加しているが、全体に占める比率は、2000年：66.2%、2050年：72.2%、2100年：79.5%と次第に大きくなっていく。このことは二酸化炭素の排出量削減が、今後ますます地球温暖化を緩和する鍵として重要になることを意味する。2番目に大きいメタンは2000年で18.2%の比率を占める。

図4の下部は、フロンの中で温度上昇への影響が相対的に大きい4個についての結果である。CFC-12は、その排出量が現時点でもすでに急速に減少しつつあるが、寿命が長いだけに2100年ま

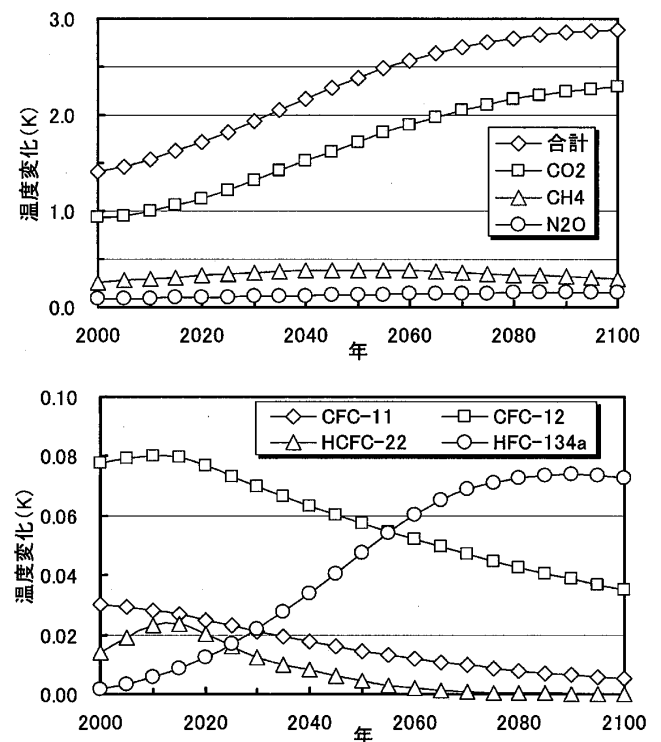


図4 将来の温度変化予測

での積算的影響（曲線から下の面積）ではフロン中で最大である。一方、今後排出量が急増すると見込まれている代替フロンHFC-134aについては、2050年以降はフロン中で最も大きな温度上昇をひき起こす可能性がある。

6.5 排出シナリオ間の比較

ここまではSRESの排出シナリオのうちA1Bシナリオグループについて試算を行ってきたが、ここで二酸化炭素を対象としてシナリオグ

ープ間の比較をしてみる。用いたのは表3に示す6個のシナリオグループ（その標識シナリオ）である。濃度に換算したこれらのシナリオに基づく排出量を表5に示すが、A1F1とA2は21世紀後半にいたっても排出量が大幅に増加するのに対し、B1はほぼ全期間を通じて最も少ない排出量となっている。

これらの排出量から求めた温度変化を図5に示す。二酸化炭素により産業革命前を基準として2000年時点で0.93Kの上昇がすでに存在するが、

表5 各シナリオに基づく二酸化炭素の排出量¹⁶⁾（濃度換算値：ppb/年）

年	シナリオグループ					
	A1B	A2	B1	B2	A1F1	A1T
2000	3.683E+03	3.683E+03	3.682E+03	3.682E+03	3.682E+03	3.682E+03
2010	5.025E+03	4.424E+03	4.287E+03	4.056E+03	4.495E+03	4.334E+03
2020	5.839E+03	5.661E+03	4.911E+03	4.181E+03	5.881E+03	4.740E+03
2030	6.691E+03	6.802E+03	5.133E+03	4.574E+03	7.480E+03	5.720E+03
2040	7.091E+03	7.426E+03	5.415E+03	4.939E+03	9.226E+03	5.844E+03
2050	7.569E+03	8.050E+03	5.216E+03	5.087E+03	1.104E+04	5.664E+03
2060	7.393E+03	8.850E+03	4.500E+03	5.308E+03	1.187E+04	5.258E+03
2070	7.266E+03	9.649E+03	3.779E+03	5.368E+03	1.260E+04	4.560E+03
2080	7.015E+03	1.073E+04	3.095E+03	5.613E+03	1.325E+04	3.705E+03
2090	6.607E+03	1.208E+04	2.458E+03	5.909E+03	1.313E+04	2.892E+03
2100	6.231E+03	1.344E+04	1.954E+03	6.154E+03	1.305E+04	1.996E+03

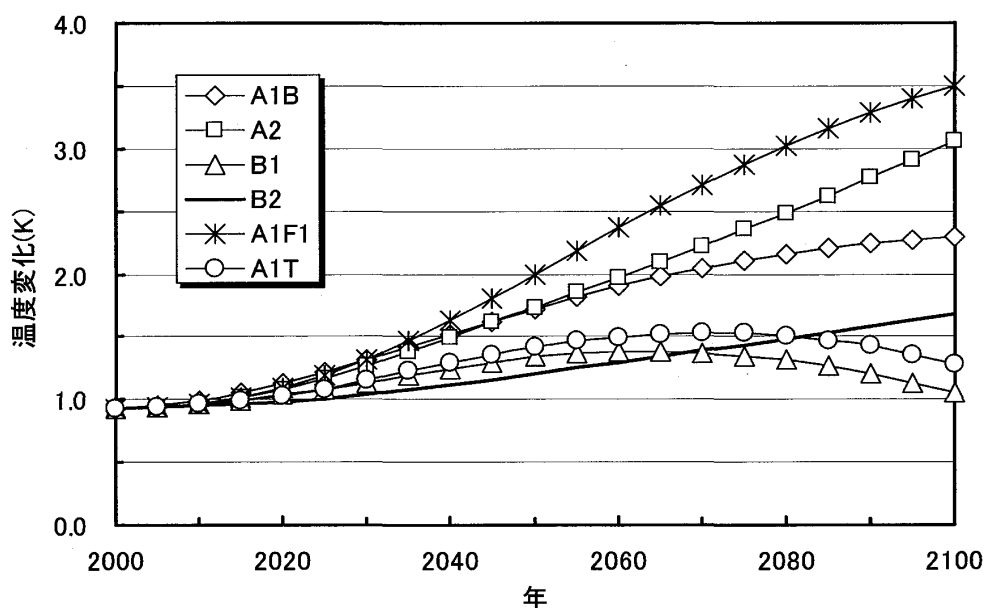


図5 排出シナリオによる温度変化の違い（二酸化炭素）

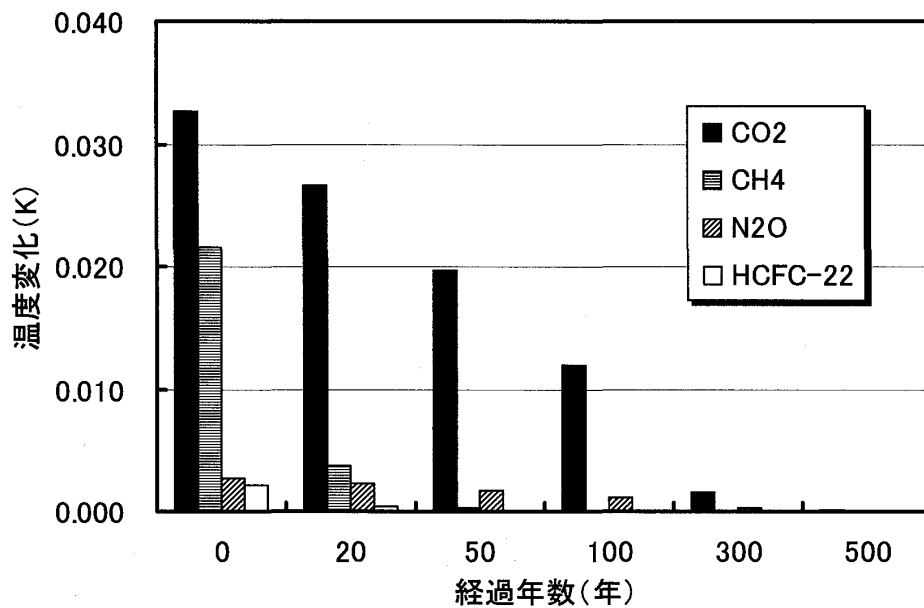


図6 2000年排出分による温度上昇の経年変化

シナリオの違いにより100年後の2100年の地表温度には2.5Kの開きが生じる。最も温度上昇の少ないB1では2100年の温度上昇が1.06K（二酸化炭素濃度384,000ppb）であり、2000年に比べても0.13Kしか上昇しない。逆に最も温度上昇が激しいのはA1F1の3.51K（同810,000ppb）であり、本試算で標準モデルとしたA1Bシナリオの2.29K（同560,000ppb）は両者のほぼ中間に位置する。ちなみにB1シナリオグループは地域間格差が縮小した循環型社会を想定しており、物質志向が減少しクリーンで省資源の技術が導入されるというものである。一方A1F1は、A1Bと同様に高成長社会を想定しているのであるが、エネルギー源としては化石エネルギー重視型であり、当然二酸化炭素の排出量は多くなる。

6.6 西暦2000年排出分による温度上昇の経年変化

ここである年に排出された温室効果気体による温度上昇が年数の経過と共にどのように低下していくかを見てみる。具体的には、表4に示したSRESの2000年の年間排出予測量に相当する温室効果気体がある瞬間に一気に排出されたとして、その後500年間にわたる温度変化の減衰の様子を求める。これまでの試算と異なり、自然発生分は

含まず、また2000年時点ですでに大気中に存在する温室効果気体や2001年以降に排出される気体による温度上昇は含めない。

図6から分かるように、1年分の瞬時的排出直後の温度上昇は全体（図6に示した気体以外も含む）で0.061Kであり、二酸化炭素が53.2%の比率を占めるが、メタンも35.2%と全体の3分の1を上回る比率を占めている。20年後には全体の温度上昇は0.035Kまで低下するが、その寿命の違いに応じて二酸化炭素の比率は76.9%まで増加し、メタンは逆に10.9%まで低下する。100年後にはメタンの寄与は事実上消滅し、一酸化二窒素が二酸化炭素に次ぐ寄与をするようになる。300年後でも0.019Kの温度上昇が残り、その84.7%が二酸化炭素の寄与である。

ある期間全体を通じての温度上昇の影響を分かりやすくするために、毎年の温度上昇値を積算したグラフを図7に示す。二酸化炭素では10年後、100年後の積算温度変化が各々0.310、2.06K・yrであり、排出後の10年間、100年間で平均0.0310、0.0206Kの温度上昇があることを示している。一方メタンについては、10年後、100年後の積算温度変化は0.144、0.248K・yrであり、平均0.0144、0.0025Kの温度上昇である。このようにメタンでは寿命の短いことを反映して、最初の10

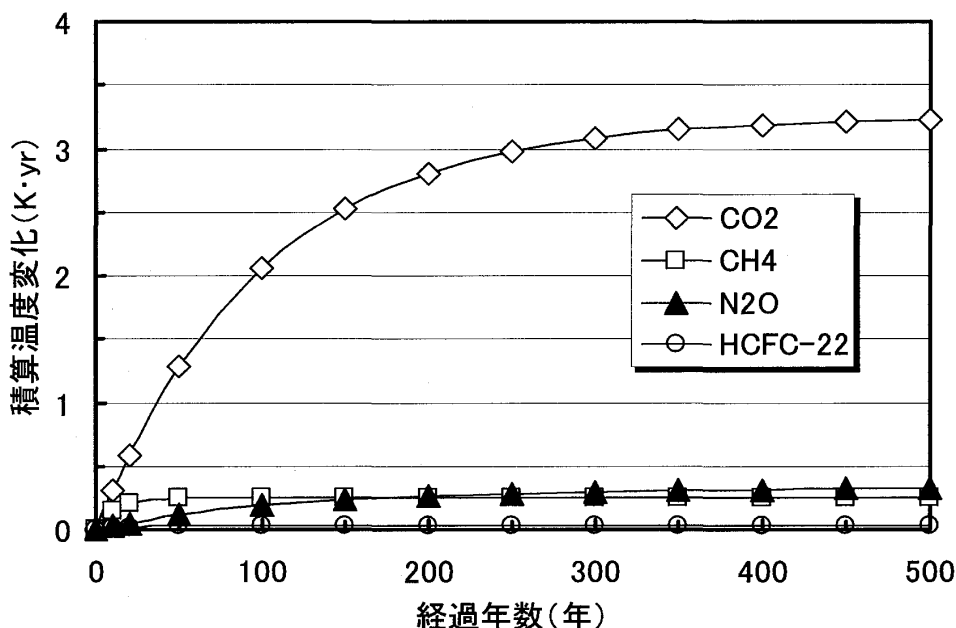


図7 西暦2000年排出分による積算温度変化

年間の平均温度上昇値に比べ100年間では6分の1に低下している。なお、500年後の全体の積算温度変化 $3.98\text{K}\cdot\text{yr}$ に占める二酸化炭素の比率は81.0%であり、2000年に排出された温室効果気体が地表温度上昇に与える500年間の影響の81%が二酸化炭素に起因することが分かる。

なお、図3・図4で示した2000年時点での実測濃度に基づく温度上昇では、二酸化炭素の比率は66.2%であり、図6で求めた53.2%よりもかなり大きい。これは、二酸化炭素の寿命が比較的長く過去から累積されてきた長期間の濃度で見ると二酸化炭素の比率が大きくなることと、最近ではフロンに代表されるような他の気体の寄与分が増加しているためである。

7. 考察

地球温暖化の程度を直接示す地表温度の変化は、(1)式により各温室効果気体の放射強制力によって決まり、放射強制力は表2によりその濃度によって決まる。したがって各気体の大気中濃度を知らなければ、温度変化を比較的容易に求めることができる。特に過去については、本試算で用いたWDCGG¹⁵⁾などの実測濃度データが

直接利用可能であり、これにより温室効果気体ごとの地球温暖化への寄与の大きさを算出することができた。このようにして求めた値は、IPCC報告書⁶⁾などの値とほぼ一致している(1990年時点の放射強制力の値と比較)。

ただここで注意を要することは、産業革命以降の実測温度上昇がおおよそ 0.6K ⁵⁾であるのに対して、本試算で求めた全温室効果気体に基づく過去の温度上昇が 1.46K と2倍以上大きいことである。これは、地表温度の変化に寄与する要因として、温室効果気体の濃度変化以外も考慮する必要があることを示している。実際太陽活動の変動による太陽放射の変化、噴火に基づく成層圏エアロゾルの生成、化石燃料とバイオマスの燃焼による対流圏エアロゾルの生成、土地利用の変化に基づくアルベド(太陽光に対する反射率)の変化などが放射強制力に影響を与えることが指摘されている⁵⁾。また本試算ではオゾンについては、他の温室効果気体に比べて見積もりの信頼性が薄いことを考慮して除外したが、成層圏・対流圏のオゾンも放射強制力に影響を与える⁵⁾。さらに、対流圏エアロゾルの存在は放射強制力に対する直接的効果以外に、雲の光学的特性の変化や雲量・寿命の変化を通じて間接的効果をひき起こす⁶⁾。特にこ

の対流圏エアロゾルの間接的効果については、まだかなり不明な部分が多いとは言え、これまでの二酸化炭素による温度上昇分を打ち消すほどの寒冷化を招くとも言われている⁹⁾。したがって、実測の地球温暖化の値を試算により再現するためにはこれら他の要素を考慮する必要があるが、温室効果気体自身が地球温暖化に与える役割を評価するには、本試算で得た放射強制力（したがって温度変化）の値はほぼ妥当であると見なせる。

将来的温度変化の予測にあたっては、過去の場合とは異なり大気中濃度が既知ではないので、先ず温室効果気体の排出シナリオに基づいて将来的な濃度変化を求めておき、さらに放射強制力および地表温度の変化を求めることになる。したがって排出量から最終的な温度変化にたどり着く過程でのモデル・試算方法の違いに応じて、試算結果に差異が生じる。事実、ここで用いたのと同じA1B排出シナリオに基づくIPCCの計算（気候モデル^{5, 7, 9, 17, 18)}を用いた煩雑な試算)によると、2000年から2100年間までの100年間の地表温度の上昇予測値は2.7Kであり⁵⁾、本試算で得た1.5K(図4参照)を大きく上回っている。ただこのIPCCの気候モデル計算においても、温度上昇値には1.1Kから5.6Kまでの幅があり、今回の単純な試算で得た予測値はその範囲に収まっているので、傾向を把握するには問題がないといえよう。

今回の試算で気候モデルを用いた高度な計算と差異が生じる一因は、排出量から濃度を算出する過程にある。大気成分の濃度はその発生源と消滅源の大きさに依存するので、その気体を消滅させるルートが複数あるときは、それらすべてを包含したモデルを作成して消滅源の大きさを決め、それをもとに濃度を求めることになる。しかしこれはかなり煩雑なので、本試算ではそのようなモデルを採用しないで「寿命」の概念を用いて非常に単純化している。この場合特に二酸化炭素のように寿命が大きく異なる複数の消滅経路がある場合の扱いが問題となる。二酸化炭素は、海洋表層への吸収および陸上植物による光合成を通じて速い速度で消滅する一方で、数年程度の寿命で同じ量

が再び大気圏へ戻ってくる。したがって本来の意味での消滅は、人為的濃度増加に伴って海洋表層へ吸収された二酸化炭素が中深層へ輸送されることによって生じると見なされており、その寿命は100年程度と見積もられる⁶⁾。本試算でもこの値を用いて減衰速度を求めているが、現実にはこれら2つの消滅ルートは相互に関連しており、単一の寿命を用いることに問題が残る。このため二酸化炭素の将来濃度予測値にもずれが生じ、同じ排出シナリオを採用しているにもかかわらず、気候モデルを用いた高度な計算では2100年の濃度が 7.0×10^5 ppb程度であるのに対して5)、本試算の結果は 5.6×10^5 ppbとなる。逆に、例えばCFC類は成層圏での光化学反応によってのみ消滅すると考えられており^{7, 10)}、単一の寿命を使った扱いに問題は生じない。

8. おわりに

今回の試算に当たっての主な前提は、個々の温室効果気体は独立しており他の気体の影響を受けないで消滅すること、消滅の寿命は気体ごとに単一の値を有すること、消滅の速度は大気中の濃度に比例し濃度は1年間に寿命分の1だけ減衰すること、などである。このような単純な扱いで容易に温室効果気体に基づく温度変化をシミュレーションすることができ、温暖化現象を定量的に理解することを狙いとした教育現場での活用が期待できる。ただ、一方ではその簡便さのために正確さについては犠牲にしている面が多いことも事実である。そこで地表の温度変化を引き起こす要因の複雑さと、今後さらに精度の高い試算を行なうために必要なポイントを整理しておく。

本来気候システムは、太陽放射をエネルギー源として、大気-海洋-陸上間で相互作用しながらエネルギーや物質の輸送が行なわれるダイナミックな連動系であり、温室効果気体のみを取り出してその寿命を用いて個々に温度変化を求めることは、本質的に困難とも言える。例えば、大気・海洋の温度が上昇すると、それに伴い大気・海洋の流れが変わり、これらの釣り合いにより新たな温

度分布が形成される⁷⁾。このような変化により大気中の水蒸気量や雲量などの気象学的な要素も変化するので、これらに基づく温暖化への二次的な影響も評価する必要がある^{11,20)}。具体的には温暖化により地表温度がわずかに上昇すると海洋からの水の蒸発が増加し、増加した水蒸気により温室効果がさらに強まるという正のフィードバック効果が作用するなどである。また、地球温暖化には太陽活動やエアロゾルの間接的効果など^{5,6)}、温室効果気体以外の寄与も無視できないことはすでに指摘した通りである。さらに濃度変化一つを見ても、例えばメタンの消滅速度は一酸化炭素やヒドロキシラジカルOHの濃度により変化することが知られており^{11,21)}、したがって寿命が他の気体の排出量や濃度の影響を受けることも考慮する必要がある。

上記の事情を反映して本格的なシミュレーションでは、先ず温室効果気体の将来濃度の予測は、海洋および陸による吸収などを総合的に考慮して行なわれ、例えば二酸化炭素では大気・海洋・陸上生物圏の間の移動をモデル化した炭素循環モデルを用いて予測される⁶⁾。次いでこのようにして得られた将来濃度を用いて、気候モデル^{5,7,9,17,18)}により大気・海洋・陸上の気候システムの平均的状态(気候)の予測を行うが⁷⁾、この予測値の一つとして地表温度が含まれる。実際に気候モデルを用いる際には、温室効果気体の濃度変化は大気系における放射伝達プロセスのパラメーターに反映させている⁷⁾。なお気候モデルとしては、当初は地球大気を水平方向に平均化して鉛直方向の変化のみを扱う1次元放射対流平衡モデル^{17,18,22)}が使われていたが、最近では地表面の違いや日射量の違いを採り入れて地域別に温度を予測できるように、全球の大気と海洋を3次元の格子で表した大気-海洋大循環モデルという3次元気候数値モデルが使われている^{5,7)}。ただしこれらのモデルは非常に複雑であり、計算を実行するには大量のコンピュータ資源を必要とするので、実際には簡略化したより単純なモデルもしばしば使われる⁵⁾。

参考文献

- 1) 伊藤朋恭, 2000年, シミュレーション的手法による地球環境情報の把握—日射量を題材として, 社会情報学研究, 9, 45-61.
- 2) 伊藤朋恭, 2001年, シミュレーション的手法による大気環境情報教育—二酸化炭素の海洋への取込み, 社会情報学研究, 10, 51-63.
- 3) 伊藤朋恭, 河西智子, 田口佳苗, 2002年, 日射量シミュレーション用ソフトの作成と大気環境情報教育, 社会情報学研究, 11, 13-26.
- 4) 伊藤朋恭, 鈴木紀子, 市倉真理子, 2003年, シミュレーション的手法による大気環境情報教育—オゾン濃度分布の試算, 社会情報学研究, 12, 59-72.
- 5) 気象庁・環境省・経済産業省翻訳・監修, 2002年, IPCC 地球温暖化第3次レポート—気候変化2001, 中央法規出版(原著: IPCC, Climate Change 2001—The Third Assessment Report of the IPCC, 2001).
- 6) 気象庁翻訳・編集, 1996年, IPCC 第2次報告書—地球温暖化の実態と見通し, 大蔵省印刷局(原著: IPCC, Climate Change 1995—The Science of Climate Change, 1996).
- 7) 不破敬一郎ほか編著, 2002年, 地球環境ハンドブック第2版, 朝倉書店.
- 8) 半田暢彦編, 1996年, 大気水圏科学からみた地球温暖化, 名古屋大学出版会.
- 9) 安成哲三ほか編, 1999年, 大気環境の変化, 岩波書店.
- 10) 秋元 肇ほか編, 2002年, 対流圏大気の化学と地球環境, 学会出版センター.
- 11) 近藤 豊訳, 2002年, 大気化学入門, 東京大学出版会(原著: D. J. Jacob, Introduction to atmospheric chemistry, 1999).
- 12) V. Ramanathan *et al.*, 1985, Trace gas trends and their potential role in climate change, *J. Geophys. Res.*, 90, 5547-5566.
- 13) 気象庁翻訳・編集, 1990年, IPCC 気候変動の科学的評価, 気象庁(原著: IPCC, Climate

- Change - The IPCC Scientific Assessment, 1990)
- 14) J. Hansen *et al.*, 1988, Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model, *J. Geophys. Res.*, 93, 9341-9364.
 - 15) WDCGG (温室効果ガス世界資料センター), 2004年, <http://gaw.kishou.go.jp>.
 - 16) SRES (排出シナリオに関する特別報告), 2004年, <http://sres.ciesin.org/>.
 - 17) 茅 陽一ほか編, 1991年, 地球環境工学ハン
ドブック, オーム社.
 - 18) 公害資源研究所編, 1990年, 地球温暖化の対
策技術, オーム社.
 - 19) 日本化学会編, 1991年, フロンの環境化学と
対策技術, 学会出版センター.
 - 20) 日本化学会編, 1990年, 大気の化学, 学会出
版センター.
 - 21) 気象庁編, 2001年, 気候変動監視レポート
2000, 財務省印刷局.
 - 22) 横山長之編, 1991年, 地球環境シミュレー
ション, 白亜書房.
-

Education on Atmospheric Environmental Information by Simulation Procedure : Prediction on Global Warming by Greenhouse Gases

TOMOYASU ITO*, SAORI KATAYAMA***, and NAO ITO****

**School of Social Information Studies, Otsuma Women's University*

***Present Affiliation : Kurihara Kogyo Co., Ltd.*

****Present Affiliation : Jione Co., Ltd.*

Abstract

Computer simulation is an effective technique for understanding the essence of atmospheric environmental problems and for increasing the ability quantitatively treating those phenomena in the education of information fields. As one of its application, we propose a simple simulation procedure to predict changes in global surface temperature due to greenhouse gases which is the most important environmental problem. This method is based on an idea that decreasing concentrations of each greenhouse gas proceeds without any influence of other gases and depends only on its specific lifetime. Concentration estimated from emission scenarios for each gas is used to evaluate radiative forcing and to predict temperature changes on the global surface. Typical results obtained have predicted that temperature rises further by 1.5 K after 100 years and is affected by not only emission amounts but also the lifetime of each gas.

The procedure proposed here is very simple, but it is also apparent that there are many problems as to its accuracy. For example, changes in concentration should be calculated by considering global circulating system of the gas, and secondary influences caused by greenhouse effects should be included to estimate global warming. Modification of the present procedure by adding these factors will lead to results with higher accuracy levels, but at the same time it needs very complicated time and effort.

Key Words (キーワード)

Global warming (地球温暖化), Greenhouse gas (温室効果気体), Carbon dioxide (二酸化炭素), Climate change (気候変化), Radiative forcing (放射強制力), Simulation (シミュレーション), Atmospheric environment (大気環境), Education in environmental information (環境情報教育)