

温室効果ガス排出に伴う気温・海水位上昇の簡易推計モデルについて

松岡 譲¹・川口 洋平²

¹正会員 工博 京都大学大学院工学研究科(〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

²京都大学大学院工学研究科(〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

我々は気候変動の推計を簡易に行うモデルを開発した。このモデルは、温室効果ガスの大気中濃度を算定するサブモデル、放射強制力の変化を算定するサブモデル、気候変動サブモデル及び気温上昇及び海面上昇を算定するサブモデルから構成されており、温室効果ガス排出量を入力として、地球平均の気温・海水位の変化量を算出することが出来る。このモデルを用い将来推計を行ったところ、2050年には0.8℃~2.1℃、6 cm~48 cmの上昇、2100年には1.3℃~4.7℃、13 cm~97 cmの上昇結果を得た。

Keywords: Climate change, Climate model, Temperature change, Sea level rise

1. 研究の背景と目的

人間活動に伴う温室効果ガスの排出は、今後数百年の地球の気候に大きな影響を及ぼす。この因果関係を模試する方法として大循環モデル (GCM) が開発されているが、極めて過重な計算労力を必要とすること、広範囲な分野に跨る関連事象の報告や推測をその都度取り込み評価するには重厚過ぎより簡易なかつ鳥瞰性に富む方法が望まれること、などの欠点をもつ。

簡易気候モデルは、これらの欠点を補完するモデルとして開発されてきた。IPCCでは、21世紀の気候変動見通しを簡易気候モデルを用いて策定している。気候変動問題を影響、対策などの広範囲な視野から統合評価する目的をもって発達してきた統合評価モデル (IAM) は、その中核の一部として簡易気候モデルを据えている。簡易気候モデルの考え方は古くからしばしば行われてきたが、GCMを補完する立場に立ち、主対象を温室効果ガス増加に伴う気候変動にあて、モデル化範囲を気候分野に限定したものとしては、Schlesingerら¹⁾、Wigleyら²⁾、IPCC³⁾及びFuglestad⁴⁾などを挙げることができる。またIAMの一部として発達したもの、AIM⁵⁾などがある。著者ら⁶⁾は、IAM開発の一部として簡易気候モデルを開発・使用してきたが、いずれも開発時点での知見を組み込んだものであり、最近の知見に基づく更新と見直しが必要となっていた。特に、IPCCの評価報告書などで整理・評価されつつある放射強制力に関する新規知見への対応、京都議定書で取り上げられた広範囲な温室効果ガス種への対応は、その代表的なものである。これらの観点から、本研究では、現在時点で入手可能な情報を整理し、現在までの知見に整合したIAMなどのサブモデルとして使用可能な簡易気候モデルを開発した。このようなモデルの整備により、21世紀における

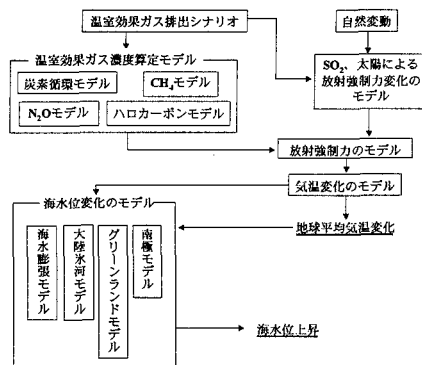


図-1 気候変動モデルの概要

気候変動の見通しを得たり、気候安定化に到達する温室効果ガス排出経路探索が可能となる。

2. 気候変動のモデル

図1に、本論文で開発したモデルの概要を示す。モデルは、温室効果ガスの大気中濃度を算定するサブモデル、放射強制力の変化を算定するサブモデル、気候変動サブモデル及び気温上昇及び海面上昇を算定するサブモデルから構成されている。

(1) 炭素循環サブモデル

本モデルでは炭素循環部分のサブモデルとして、Joos⁸⁾らの推計法を採用する。この方法は、海洋

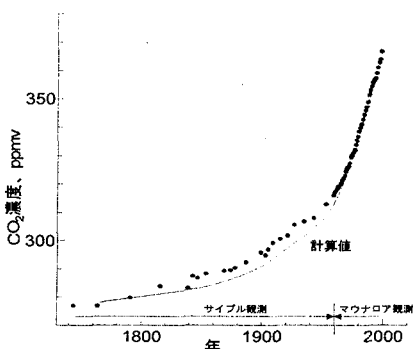


図-2 CO₂濃度の変化

大循環モデルなど既存の炭素循環モデル計算結果を区分的なパルス応答関数で近似し、さらに生物圏炭素循環応答を組み合わせたものである。IPCC⁹⁾では第2次評価報告書策定の際の標準モデルとして本モデルを用いた。まず、時間 t の海洋表層の無機炭素濃度変化量 $\Delta \sum CO_2$ を次式(1)で表現する。

$$\Delta \sum CO_2 = \sum CO_2(t) - \sum CO_2(t_0) = \frac{a}{h} \int_{t_0}^t f_{at}(t') r_s(t-t') dt' \quad (1)$$

ここに、 $\Delta \sum CO_2$ は表層水中無機炭素の変化量 [$\mu \text{mol kg}^{-1}$]、 a は変換係数 ($a = 1.722 \times 10^{17} [\mu \text{mol} \cdot \text{m}^3 \text{ppm}^{-1} \text{kg}^{-1}]$)、 h は混合層深さ ($h=75 \text{ m}$)、 $f_{at}(t)$ は大気から海洋への炭素フラックス [$\text{ppmv y}^{-1} \text{m}^2$] である。混合層から中層海洋への炭素取り込みを示す混合層応答関数 $r_s(t)$ は、HILDA モデル¹⁰⁾と適合するように定めた式⁹⁾を用いる。CO₂ 肥肥沃化効果に関してはこれを $f_{fer}(t)$ [GtCy^{-1}] とし、大略して純一次生産の増大による項 Δf_{npp} [GtCy^{-1}] 及び同化した炭素の再放出の項 Δf_{decay} [GtCy^{-1}] から構成されると想定する。 $f_{npp}(t)$ について Enting ら¹¹⁾の次式(2)を採用する。

$$\Delta f_{npp}(t) = 60 \text{GtCy}^{-1} \times \beta_{fer} \ln\left(\frac{CO_{2,a}(t)}{278 \text{ppm}}\right) \quad (2)$$

ここに、 $CO_{2,a}$ [ppmv] は大気 CO₂ 濃度、 β_{fer} は肥肥沃化係数と述される定数である。 $\Delta f_{decay}(t)$ は Bern 炭素循環モデル¹²⁾及び HILDA モデル¹⁰⁾の組み合わせの場合、解析的に表現でき、次式(3)、(4)となる。

$$\Delta f_{decay}(t) = \int_{-\infty}^t \Delta f_{npp}(t') \cdot r_{decay}(t-t') dt' \quad (3)$$

$$r_{decay}(t) = 0.70211 \exp(-0.35t) + 0.013414 \exp(-t/20) - 0.71846 \times \exp(-55/120t) + 0.0029323 \exp(-t/100) \quad (4)$$

これらを使用すると、 $CO_{2,a}$ の変化は次式(5)で表現できる。

$$\beta_{CO_2} \frac{d}{dt} CO_{2,a} = \frac{E_{CO_2}(t)}{\beta_{CO_2}} - f_{as}(t) \cdot A_{oc} - f_{fer}(t) \quad (5)$$

ここで、 β_{CO_2} は単位換算係数 [$2.123 \text{GtC ppmv}^{-1}$]、 A_{oc} は海洋面積 ($3.62 \times 10^{14} \text{m}^2$)、 $E_{CO_2}(t)$ [GtC y^{-1}] は CO₂ 排出量である。式(5)において、 $f_{as}(t) \cdot A_{oc}$ は、CO₂ の海洋への吸収分を表す。 $f_{as}(t)$ は、大気、海洋の CO₂ 分圧差に依存すると考え次式(6)で表現する。

$$f_{as}(t) = k_g (CO_{2,a} - CO_{2,s}) \quad (6)$$

ここに、 k_g はガス交換係数 ($[\text{y}^{-1} \text{m}^{-2}]$ 、本計算では $A_{oc} k_g = 1/9.06 \text{ y}^{-1}$ とする)、 $CO_{2,s}$ は海洋表層水中無機炭素との CO₂ 平衡分圧 [ppmv] である。 $CO_{2,s}$ と $\Delta \sum CO_2$ の関係は、 $CO_{2,s}$ が 1320 ppmv 以下で、気温 T [$^{\circ}\text{C}$] が $17.7^{\circ}\text{C} \sim 18.3^{\circ}\text{C}$ の範囲のとき、0.1% 以内の誤差で、以下の式(7)のように近似できる¹³⁾。

$$\begin{aligned} CO_{2,s} = & (1.5568 - 1.3993 \times 10^{-2} \times T) \times \Delta \sum CO_2 \\ & + (7.4706 - 0.20207 \times T) \times 10^{-3} \times (\Delta \sum CO_2)^2 \\ & - (1.2748 - 0.12015 \times T) \times 10^{-5} \times (\Delta \sum CO_2)^3 \\ & + (2.4491 - 0.12639 \times T) \times 10^{-7} \times (\Delta \sum CO_2)^4 \\ & - (1.5468 - 0.15326 \times T) \times 10^{-10} \times (\Delta \sum CO_2)^5 \end{aligned} \quad (7)$$

以上の式(1)~(7)を連立し解くことによって大気中濃度 $CO_{2,a}$ を算出する。

本モデルでは計算開始年を 1765 年とし、これ以前は大気・植生間の炭素循環は平衡であったと想定し、 $\Delta f_{npp} = \Delta f_{decay} = 0$ と仮定する。CO₂ 排出量は工業起源分については Marland ら¹⁴⁾を、土地利用変化分については Enting ら¹¹⁾が Houghton による値を外挿したデータを用いた。これによれば、1990 年排出量は 7.8GtCy^{-1} となり、IPCC など想定する基準値より若干大きくなるが、これらの値に基づいた炭素循環モデルの詳細な挙動解析が行われたこと¹⁰⁾も考慮しそれらとの比較が容易などの理由からこれを採用した。肥肥沃化係数 β_{fer} について IPCC⁹⁾では 0.38 とし、Joos ら⁸⁾は 0.287 とするが、本研究では 1990 年の観測濃度 353.32 ppmv ¹⁵⁾と合致する値として $\beta_{fer} = 0.3288$ とした。図 2 は本モデルによって算出した 1765~1990 年の CO₂ 濃度値及び観測値を比較したものであり、実線は計算値を、黒点は観測値(1958 年以前はサイプル基地¹⁶⁾、以降はマウナロアでの観測値¹⁶⁾)を示したものである。

(2) CH₄, N₂O, ハロカーボン類の大気濃度算定サブモデル

本計算では、CO₂ 以外の温室効果ガスとして CH₄, N₂O, ハロカーボン類を取り扱う。このうち、ハロカーボンとしては、今後の 100 年程度の間における気候への影響を考え、表 1 に示す 26 種を取り上げた。ガス i の大気中濃度 c_i [ppbv あるいは pptv] の算定は、次式(8)に基

表-1 ハロカーボン類の一覧

No	ガス名	化学式	分子量	α_{BC} Wm ¹ ppbv ⁻¹	時定数 τ_i y	排出量・濃度 換算係数 β_i Gg pptv ⁻¹	GWP (100年)
クロロフルオロカーボン							
1	CFC-11	CCl ₃ F	137.4	0.25(b)	45 (b)	23.2	4600
2	CFC-12	CCl ₂ F ₂	120.9	0.32(b)	100 (b)	27.5	10600
3	CFC-113	CCl ₂ FCClF ₂	187.4	0.3(b)	85 (b)	51.3	6000
4	CFC-114	CClF ₂ CClF ₂	170.9	0.31(b)	300 (a)	42.3	9800
5	CFC-115	CF ₃ CClF ₂	154.5	0.26(b)	1700 (a)	19.2	7527
6	HCFC-22	CHClF ₂	86.5	0.22(b)	11.8 (b)	14.9	1900
7	HCFC-123	CF ₃ CHCl ₂	152.9	0.2(b)	1.4 (a)	25.6	120
8	HCFC-141b	CH ₃ CCl ₂ F	116.9	0.14(b)	9.2 (b)	19.8	700
9	HCFC-142b	CH ₃ CClF ₂	100.5	0.2(b)	18.5 (b)	16.8	2300
ハイドロフルオロカーボン							
10	HFC-23	CHF ₃	70.0	0.2(b)	243 (b)	11.9	9440
11	HFC-32	CH ₂ F ₂	52.0	0.13(b)	5.6 (a)	9.7	880
12	HFC-125	CHF ₂ CF ₃	120.0	0.23(b)	32.6 (a)	22.4	5800
13	HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	102.0	0.19(b)	13.6 (b)	18.1	1600
14	HFC-143a	CF ₃ CH ₃	84.0	0.16(b)	53.5 (d)	15.0	5400
15	HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	66.0	0.13(b)	1.5 (a)	11.9	190
16	HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	170.0	0.3(b)	36.5 (a)	31.6	3800
17	HFC-245ca	CH ₂ FCF ₂ CHF ₂	134.0	0.23(b)	6.6 (a)	24.8	720
18	HFC-43-10mee	CF ₃ CHFCF ₂ CF ₃	252.0	0.4(b)	17.1 (a)	45.3	1700
クロロカーボン							
19	CH ₃ CCl ₃		133.4	0.06(b)	4.8 (b)	33.1	140
20	CCl ₄		153.8	0.1(b)	35 (b)	17.5	1820
ブromoカーボン							
21	Halon-1211	CF ₂ BrCl	165.4	0.3(b)	11 (b)	16.9	1300
22	Halon-1301	CF ₃ Br	148.9	0.32(b)	65 (b)	27.7	6900
全フッ化物物質							
23	SF ₆		146.1	0.52(b)	3200 (a)	26.3	22200
24	CF ₄		88.0	0.08(b)	50000 (a)	15.9	5700
25	C ₂ F ₆		138.0	0.25(b)	10000 (a)	24.2	11400
26	C ₄ F ₁₀		238.0	0.35(b)	2600 (a)	42.0	8600

(a) IPCC (1996)による

(b) WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion, 1999による

表-2 CH₄, N₂O の β 及び τ

ガス種	パラメーター	備考
濃度換算係数 β		
CH ₄	2.78 TgCH ₄ ppbv ⁻¹	2.75 (Osborn ら, 1994)
		2.78 (IPCC, 1996)
N ₂ O	4.8 TgN ₂ O ppbv ⁻¹	4.81 (IPCC, 1996)
時定数 τ		
CH ₄	$\tau_{OH, 1990}=9.85$ y	$\tau_{OH}=9.6$
	$\tau_{strat}=120$ y	$\tau_{strat}=120$
	$\tau_{soil}=160$ y	$\tau_{soil}=160$
	$m=0.323$	$\tau_{1990}=8.6$ (Prather, 1999)
		$\tau_{soil}=150$
		$\tau_{atm}=9.08$
N ₂ O	120 y	120 (IPCC, 1997)

づいた。

$$\frac{dc_i}{dt} = \frac{E_i(t)}{\beta_i} - \frac{c_i}{\tau_i} \quad (8)$$

ここに、 $E_i(t)$ は排出量を表わし、CH₄, N₂O では [Tg y⁻¹]、ハロカーボンでは [Gg y⁻¹] の単位とする。 β_i は排出量・濃度の換算係数を、 τ_i は時定数 [y] を表わす。これらの値は

IPCC⁹⁾, WMO¹⁷⁾ 及び Prather¹⁸⁾ などを参照し表 1 及び表 2 に記す値を標準値とした。 τ_i は、温度や大気の酸化力に依存するが、本計算ではメタンを除いて一定値と仮定した。メタンの時定数 τ_{CH_4} に関しては、対流圏での OH 反応を主体とする時定数を τ_{i-OH} 、成層圏での分解を表わす時定数を τ_{strat} 及び土壌への吸収を表わす時定数を τ_{soil} として、

$$\frac{1}{\tau_{CH_4}} = \frac{1}{\tau_{i-OH}} + \frac{1}{\tau_{strat}} + \frac{1}{\tau_{soil}} \quad (9)$$

の関係を仮定する¹⁹⁾。 τ_{i-OH} は対流圏 OH 濃度に依存しており、OH 濃度は CH₄, CO, NO_x, NMHC 濃度に依存することが知られているから、メタン濃度が大きく変化すると推測される今後数百年の濃度算定を行うためにはこれに対する依存性も組み入れる必要がある。本モデルでは、これらの効果を Osborn ら¹⁹⁾ の取り扱いにならない次式(10)で表現する。

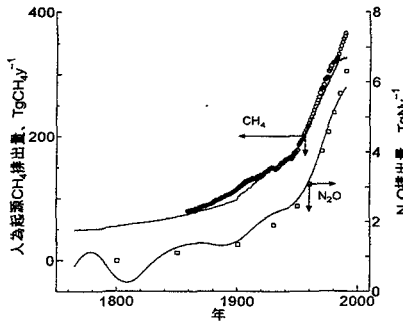


図-3 本モデルによる CH_4 、 N_2O 排出量の計算値と社会・経済的統計に基づく推計値 (Stern ら, 1996, Kroeze ら, 1999) との比較

$$\tau_{1-OH} = \tau_{1-OH,1990} \left(\frac{C_{CH_4}}{C_{CH_4,1990}} \right)^m \quad (10)$$

ここに、 $\tau_{1-OH,1990}$ 及び c_{1990} は、1990 年の τ_{1-OH} [y] 及びメタン濃度 [ppbv]、 m はメタン濃度変化に対する時定数変化の感度を示す定数である。IPCC⁹⁾ では、 τ_{1-OH} 及び τ_{atm} を集約表現した際の 1990 年時点の時定数を 8.6 y とし、メタン濃度に対する感度を 0.30 とした。これらを参照し、本推計では式(9)の τ_{atm} 及び τ_{atm} を 120 y 及び 160 y とし、 $\tau_{CH_4,1990} = 8.6$ y とする値として $\tau_{1-OH,1990} = 9.85$ y とし、21 世紀の SRES 4 排出シナリオ²⁰⁾ 下にて上記の集約感度が 0.3 となる $m = 0.323$ を採用した。ここに SRES シナリオとは、IPCC により 21 世紀中の GHG 排出シナリオとして策定されたものであり、将来の社会経済システムの想定の違いにより A1, A2, B1 及び B2 の 4 つの排出シナリオがある。

CH_4 、 N_2O 、ハロカーボン類に関する濃度推計式(8)は、1990 年以降の将来推計作業のみに使用し、それ以前の放射強制力推計には式(8)によらず濃度値を直接用いる。これは、歴史的観測値としては排出量よりも大気濃度の方が信頼性が高いと考えるためである。本計算で設定したパラメーター及び式(8)を使用して推計した 1765～1990 年の CH_4 及び N_2O の人為起源排出量を図 3 に示す。図にて、実線は報告されている濃度推計値から本モデルにより算定した値であり、自然起源排出量を控除したものである。黒丸は比較のために社会・経済統計などから推計、報告されている値を示す。

(3) 放射強制力のサブモデル

CO_2 による放射強制力は Hansen ら²¹⁾ にない次式(11)で表す。

$$\overline{\Delta Q_{CO_2}} = Q_{2x} \cdot \log_2 \frac{CO_{2,x}(t)}{CO_{2,0}(0)} \quad (11)$$

ここに、 $\overline{\Delta Q_{CO_2}}$ は CO_2 による放射強制力 [Wm^{-2}]、

$CO_{2,0}(0)$ は大気 CO_2 濃度の基準値 [ppmv]、 $Q_{2x}(t)$ は CO_2 濃度 2 倍時の放射強制力 [Wm^{-2}] である。また、上付きバーは全球平均値を示す。 CH_4 と N_2O の放射強制力については効果ある波長が一部重なっており、これを考慮する必要がある。これらを考慮し、Hansen ら²¹⁾ は次式(12)、(13)を提案した。

$$\overline{\Delta Q_{CH_4}} = \alpha_{CH_4} \{ \sqrt{C_{CH_4}} - \sqrt{C_{CH_4,0}} \} - \{ f(C_{CH_4}, C_{N_2O,0}) - f(C_{CH_4,0}, C_{N_2O,0}) \} \quad (12)$$

$$\overline{\Delta Q_{N_2O}} = \alpha_{N_2O} \{ \sqrt{C_{N_2O}} - \sqrt{C_{N_2O,0}} \} - \{ f(C_{CH_4,0}, C_{N_2O}) - f(C_{CH_4,0}, C_{N_2O,0}) \} \quad (13)$$

ここに、 $\overline{\Delta Q_{CH_4}}$ は CH_4 による放射強制力 [Wm^{-2}]、 $\overline{\Delta Q_{N_2O}}$ は N_2O による放射強制力 [Wm^{-2}]、 C_{CH_4} は大気中の CH_4 濃度 [ppbv]、 $C_{CH_4,0}$ は大気中の CH_4 濃度の基準値 [ppbv]、 C_{N_2O} は大気中の N_2O 濃度 [ppbv]、 $C_{N_2O,0}$ は大気中の N_2O 濃度の初期値 [ppbv] であり、 $f(C_{CH_4}, C_{N_2O})$ は次式(14)で表現される。

$$f(C_{CH_4}, C_{N_2O}) = 0.47 \ln(1.0 + 2.01 \times 10^{-5} \cdot Z^{0.75} + 5.31 \times 10^{-15} \cdot C_{CH_4} \cdot Z^{1.52}) \quad (14)$$

ここに、 $Z = C_{CH_4} \cdot C_{N_2O}$ である。係数 Q_{2x} 、 α_{CH_4} 、 α_{N_2O} は Myhre ら^{22), 23)} の値を参照し、それぞれ 3.0776 Wm^{-2} 、 $0.036 \text{ Wm}^{-2} \text{ ppbv}^{-1}$ 及び $0.12 \text{ Wm}^{-2} \text{ ppbv}^{-1}$ とした。ハロカーボン類による放射強制力 Q_{HC} [Wm^{-2}] は

$$\overline{\Delta Q_{HC}} = \sum_{HC} \alpha_{HC} \cdot c_{HC} \quad (15)$$

で記す。ここに、 c_{HC} [ppbv] はハロカーボン類濃度を、 α_{HC} [$\text{Wm}^{-2} \text{ pptv}^{-1}$] は係数であり、表 1 に使用した α_{HC} 値を示す。

成層圏オゾン変化による放射強制力の変化は IPCC⁹⁾ にない次式(16)で表現する。

$$\overline{\Delta Q_{O_3S}} = - \left(0.000552 \cdot \sum (N_{Cl} c_{HC})^{1.7} + 3.048 \sum (N_{Br} c_{HC}) \right) \times 10^{-3} \quad (16)$$

ここに、 $\overline{\Delta Q_{O_3S}}$ は成層圏オゾン濃度変化により発生する放射強制力 [Wm^{-2}] であり、 N_{Cl} はハロカーボン分子中の塩素数、 N_{Br} は臭素数である。対流圏オゾン変化による放射強制力 $\overline{\Delta Q_{O_3T}}$ はメタン濃度変化による影響及び NO_x 、 CO 及び VOC 排出などの影響を考慮して次式(17)で計算した。

$$\overline{\Delta Q_{O_3T}} = \alpha_{O_3T} (c_{CH_4} - c_{CH_4,0}) + \overline{\Delta Q_{O_3T, NO_x}} \quad (17)$$

ここに、 α_{ox} は IPCC³⁾ による 8.62×10^{-5} [$\text{Wm}^{-2}\text{ppbv}^{-1}$] とした。また、 $\overline{\Delta Q_{O_3T,NOx}}$ は 1990 年以後では 0.32 Wm^{-2} とし、それ以前については Goldewijk らが推計した NOx 排出量²⁴⁾に比例すると考えた。成層圏水蒸気変化がもたらす放射強制力 $\overline{\Delta Q_{H_2O}}$ [Wm^{-2}] は、Fuglestad ら⁴⁾ にならう

$$\overline{\Delta Q_{H_2O}} = 0.05 \alpha_{CH_4} \left(\sqrt{c_{CH_4}} - \sqrt{c_{CH_4,0}} \right) \quad (18)$$

とした。硫酸エアロゾルは散乱・吸収過程により大気放射収支に直接的な効果を及ぼすとともに、雲の構造や放射特性を変化させることによって間接的な効果を及ぼす。IPCC³⁾ はこれらの効果を次式(19)により取り扱った。

$$\overline{\Delta Q_{s,d}} = \overline{\Delta Q_{s,d,1990}} \frac{E_{SO_2,ant}}{E_{SO_2,ant,1990}},$$

$$\overline{\Delta Q_{s,ind}} = \overline{\Delta Q_{s,ind,1990}} \frac{\ln \left(1 + \frac{E_{SO_2,ant}}{E_{SO_2,nat}} \right)}{\ln \left(1 + \frac{E_{SO_2,ant,1990}}{E_{SO_2,nat}} \right)} \quad (19)$$

ここに、 $\overline{\Delta Q_{s,d}}$ は直接効果による放射強制力 [Wm^{-2}]、 $\overline{\Delta Q_{s,d,1990}}$ は 1990 年における $\overline{\Delta Q_{s,d}}$ 、 $E_{SO_2,ant}$ は SO_2 の人為起源排出量 [TgS y^{-1}]、 $E_{SO_2,ant,1990}$ は 1990 年における $E_{SO_2,ant}$ 、 $\overline{\Delta Q_{s,ind}}$ は間接効果による放射強制力 [Wm^{-2}]、 $\overline{\Delta Q_{s,ind,1990}}$ は 1990 年における $\overline{\Delta Q_{s,ind}}$ を示し、 $E_{SO_2,nat}$ は自然起源の SO_2 排出量 (36.5 TgS y^{-1}) を示す。 $\overline{\Delta Q_{s,d,1990}}$ としては -0.4 Wm^{-2} を、 $\overline{\Delta Q_{s,ind,1990}}$ には -0.8 Wm^{-2} を使用した。

放射強制力の発生には以上に記したもののほかに化石燃料燃焼に伴う煤煙によるもの、バイオマス燃焼により発生するエアロゾルによるもの、火山噴火に伴うもの、太陽放射の変化に伴うものなどがある。化石燃料起源の煤煙に伴う放射強制力変化 $\overline{\Delta Q_{FF}}$ [Wm^{-2}] については、式(19)と同様に考え、煤煙発生量に比例すると仮定した。バイオマス燃焼によるエアロゾルの効果 $\overline{\Delta Q_{BB}}$ はブラックカーボンにより 0.2 Wm^{-2} ²⁵⁾、有機炭素により $-0.04 \sim -0.09 \text{ Wm}^{-2}$ 程度と推定されている。これらのことから $\overline{\Delta Q_{BB,1990}} = 0.14 \text{ Wm}^{-2}$ とし、1890 年～1989 年に関しては HYDE データベース²⁴⁾ によるバイオマス燃焼量に比例するものとした。1765 年～1890 年については、1765 年にて 0 となるような線形補間を行った。

火山噴火による成層圏エアロゾル増加に伴う放射強制力変化 $\overline{\Delta Q_{vol}}$ については、Sato ら²⁶⁾ による成層圏エアロゾルによる $0.55 \mu\text{m}$ の光学的厚さ τ_i の推計値を使用し、 Wm^{-2} で表わした $\overline{\Delta Q_{vol}}$ が τ_i の 30 倍であるとの Lacis ら²⁶⁾ による簡易推計式を用いた。Sato ら²⁶⁾ の推計値は 1850 年以降をカバーしている。それ以前については、

表-3 放射強制力の推計

	本計算		現状推定値 [Wm^{-2}]
	1990	2000	IPCC(1996)
温室効果ガス			2.45(10%)
CO ₂	1.27	1.50	1.56
CH ₄	0.47	0.51	0.47
N ₂ O	0.11	0.14	0.14
HCS	0.28	0.34	0.28
成層圏オゾン	-0.14	-0.15	-0.10(200%)
対流圏オゾン	0.40	0.41	0.40(50%)
硫酸エアロゾル			
直接効果	-0.40	-0.39	-0.40(200%)
間接効果	-0.80	-0.79	0～1.50
化石燃料起源スス	0.14	0.14	-0.20(300%)
バイオマス燃焼	-0.20	-0.20	-0.20(300%)
太陽放射	0.30	0.30	0.20

表-4 1990 年以前の放射強制力推計に使用したデータ一覧

要因	備考
CO ₂ 排出量	Enting ら(1994)
CH ₄ 濃度	Etheridge ら(1998)
N ₂ O濃度	Machida ら(1995), IPCC(1990)
NOx排出量	Goldewijk ら(2000)
バイオマス燃焼量	Goldewijk ら(2000)
SO ₂ 排出量	Lefohn ら(1999)
ハロカーボン	人為起源 365 TgS y ⁻¹
火山噴火による成層圏光学厚さ	自然起源 WMO(1999)
太陽放射変化	Sato ら(1993), Lamb(1970) Lean ら(1995)

Lamb²⁸⁾ による DVI(dust veil index) を利用し、Sato らの推計と重なる 1850 年～1884 年にて両者間の回帰関数を求め 1850 年以前を外挿した。1990 年以後の将来値については、根拠を持った推計が存在しない。Sato ら²⁶⁾ による 1850 年～1989 年の τ_i の平均値は 0.01213 であったから、これまで平均して 0.36 Wm^{-2} ($=0.01213 \times 30$) の冷却効果が働いていたことになる。しかるに、この効果が計算期間中、火山活動の変化を考慮せず、平均的に働くと仮定するならば、全期間に渡ってこの項を除いても結果はほとんど同じになるはずである。実際、将来排出シナリオ下での 2100 年時点の気温上昇値(対 1990 年値)を算定してみると、1) 1990 年以前については Sato ら²⁶⁾ に基づく τ_i を、1991 年以降は $\tau_i = 0.01213$ とする場合と、2) 全期間を通じて $\overline{\Delta Q_{vol}} = 0$ とする場合は、ほとんど同じ値となった。これらの理由から将来推計を行うにあたっては、全期間を通じて $\overline{\Delta Q_{vol}} = 0$ と仮定した。

太陽放射の変化による放射強制力 $\overline{\Delta Q_{solar}}$ は、Lean ら²⁹⁾ による推計値を使用し、1990 年以降は最近値である 0.3 Wm^{-2} が続くことと仮定した³⁾。鉱物ダスト及び土地利用改変による効果は考慮していない。

以上をまとめ、1990 年、及び 2000 年での本計算による放射強制力の計算値及び IPCC 報告値³⁾を一覧したものを表 3 に示す。

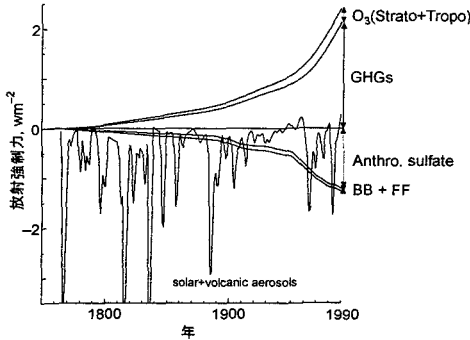


図-4 放射強制力の変化

以上より、本計算では全放射強制力 $\overline{\Delta Q_{total}}$ を次式で表現している。

$$\begin{aligned} \overline{\Delta Q_{total}} = & \overline{\Delta Q_{CO_2}} + \overline{\Delta Q_{CH_4}} + \overline{\Delta Q_{N_2O}} + \overline{\Delta Q_{HC}} + \overline{\Delta Q_{O_3S}} + \overline{\Delta Q_{O_3T}} + \overline{\Delta Q_{H_2O}} \\ & + \overline{\Delta Q_{s,d}} + \overline{\Delta Q_{s,ind}} + \overline{\Delta Q_{FF}} + \overline{\Delta Q_{BB}} + \overline{\Delta Q_{solar}} + \overline{\Delta Q_{vol}} \quad (20) \end{aligned}$$

式(20)右辺の各項の大きさは地域的に偏りを持つ。既知の研究などから北南両半球の陸、海での放射強制力の全球平均値に対する比 $r_{i,k}^{(h)}$ (ここに^(h)は半球の別を表し、 $h=n$ で北半球を、 s で南半球を示す)を推定し、各半球の陸面 ($k=l$)あるいは海面 ($k=o$)の放射強制力 $\Delta Q_k^{(h)}$ は次式(21)で表現した。

$$\Delta Q_k^{(h)} = \sum_i \overline{\Delta Q_i} \cdot r_{i,k}^{(h)} + \Delta Q_{vol}^{(h)} \quad (21)$$

ここで、 $\overline{\Delta Q_i}$ は要因 i (火山噴火を除く)により発生する放射強制力の全球平均値である。

また $\Delta Q_{vol}^{(h)}$ については、各半球別に推計された光学的厚さから算定したものをを用いる。

図4は、計算開始年である1765年から1990年までの放射強制力を表4のデータに基づき要因別に算出したものである。GHGsはCO₂、CH₄、N₂O及びHCによる放射強制力の和を、O₃(Strato+Tropo)は成層圏及び対流圏におけるオゾン濃度変化に基づく放射強制力の和を、Anthro. sulfateは人為起源SO₂排出に基づく間接的及び直接的な放射強制力を、BB+FFはバイオマス及び化石燃料燃焼から発生するブラックカーボン及び有機カーボンエアロゾルによる放射強制力を示す。Solar + volcanic aerosolsは、太陽放射及び火山噴火による成層圏エアロゾル変化に起因するものである。全4者については1950年頃を境に増大が大きくなる単調な増加曲線であり、最後の自然由来の放射強制力変化は大きく変動しており、特に19世紀及び1970年以降に激しい極値を持っている。

(4) 気温変化のサブモデル

本モデルでは、地球の平均気温の変化を湧昇拡散型の海洋を持ったエネルギーバランスによって求めている。このモデルでは両半球における陸地・海洋地域を区別しながら、これらの地域間のエネルギー収支を基本としている。海洋は、深さ h_m の混合層、その下部の熱拡散がある中層海洋 ($H - h_m$ の厚さを持つ)及び湧昇部分を持つものとする。陸・海間、ならびに両半球間における熱移動は総括的な移動係数で表現する。この種のモデルは、温室効果ガスの排出がもたらす気候変動の推計を行うのにしばしば用いられてきた (Schlesinger ら¹⁾, Wigley ら²⁾, IPCC³⁾)。

北・南両半球の海・陸の熱バランスを定式化するに当たり、1)大気、陸地の熱容量は海洋に比べて無視でき、2)陸地と陸上大気及び海洋と海上大気間の熱移動係数は気候感度に比べてはるかに大きく、3)北・南両半球間の熱交換は主として海上付近大気の混合を通じて行われる、との仮定を行う。

1), 2)から、陸地の熱バランスは平衡状態と考えると、次のようになる。

$$\sigma_l^{(h)} \{ \Delta Q_l^{(h)} - \lambda_l \Delta T_l^{(h)} \} = k_l \{ \Delta T_l^{(h)} - \Delta T_m^{(h)} \} \quad (22)$$

ここで、 $\sigma_l^{(h)}$ は北半球 ($h=n$) 及び南半球 ($h=s$) の陸地面積比 [—], $\Delta Q_l^{(h)}$ は各半球の陸上放射強制力 [Wm^{-2}], λ_l は陸面での気候感度 [$Wm^{-2}C^{-1}$], $\Delta T_l^{(h)}$ は各半球陸面の気温上昇量 [$^{\circ}C$], k_l は海・陸熱移動係数 [$Wm^{-2}C^{-1}$], $\Delta T_m^{(h)}$ は各半球海洋混合層の水温上昇量 [$^{\circ}C$] である。式(22)から、 $\Delta T_l^{(h)}$ 及び陸地から海洋への熱フラックス $F_l^{(h)}$ [Wm^{-2}] は次式(23)になる。

$$\Delta T_l^{(h)} = \frac{k_l \Delta T_m^{(h)} + \Delta Q_l^{(h)} \sigma_l^{(h)}}{k_l + \lambda_l \sigma_l^{(h)}}$$

$$F_l^{(h)} = k_l \{ \Delta T_l^{(h)} - \Delta T_m^{(h)} \} = \frac{\sigma_l^{(h)} k_l \{ \Delta Q_l^{(h)} - \lambda_l \Delta T_m^{(h)} \}}{k_l + \lambda_l \sigma_l^{(h)}} \quad (23)$$

海洋混合層の熱バランスは次のように書き下すことが出来る。

$$\sigma_0^{(h)} \rho C h_m \frac{d\Delta T_m^{(h)}}{dt} = \sigma_0^{(h)} \{ \Delta Q_0^{(h)} - \lambda_0 \Delta T_m^{(h)} \} + F_l^{(h)} - F_{ns}^{(h)} - F_m^{(h)} - F_d^{(h)} \quad (24)$$

ここに、 $\sigma_0^{(h)}$ は各半球の海面面積比 ($=1 - \sigma_l^{(h)}$, [—]), ρ は海水密度 [gm^{-3}], C は海水比熱 [$Wyg^{-1}C^{-1}$], h_m は混合層厚 [m], t は時間 [y], $\Delta Q_0^{(h)}$ は海上放射強制力 [Wm^{-2}], λ_0 は海面での気候感度 [$Wm^{-2}C^{-1}$], $F_{ns}^{(h)}$ は他半球に流出するエネルギーフラックス [Wm^{-2}], $F_m^{(h)}$ は混合層から中層海洋へのエネルギーフラックス [Wm^{-2}], $F_d^{(h)}$ は高緯度での海水潜り込みに伴う流出エネルギーフラックス [Wm^{-2}] である。

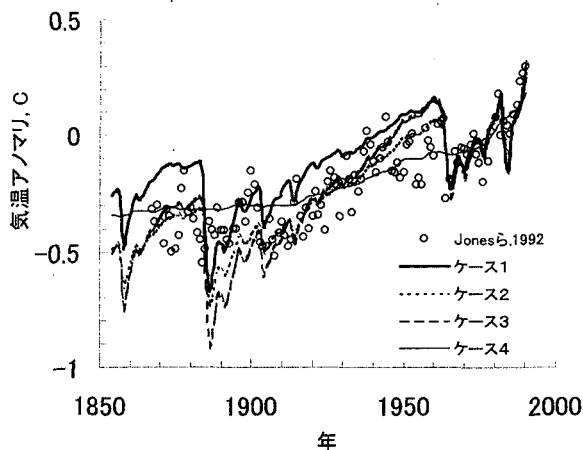


図-5 気温の変化

表-5 気温推計に用いたパラメーター標準値

変数	単位	値	備考
n	—	40	
H	m	$3900 + h_m$	
Δt	y	0.1~1	
Δz_i ($i=2, 3, \dots, n$)	m	100	
Δz^*	m	50	$0.5x_2$
ρ	gm^{-3}	1.026×10^6	
C	$\text{W y g}^{-1} \text{C}^{-1}$	0.123787×10^6	$4.1856 \times 0.9333 = 3.9064 \text{ W s g}^{-1} \text{C}^{-1}$
σ_0^*	—	0.58	
σ_0^*	—	0.79	
σ_1^*	—	0.42	
σ_i^*	—	0.21	
h_m	m	90	60~90m (IPCC, 1997)
w_0	m y^{-1}	-4.0	
ΔT_{id}	$^{\circ}\text{C}$	7.17	$\Delta T_m^{(h)} = 2.15^{\circ}\text{C}$ で30%の減少(Raper and Cubach, 1996)
κ	$\text{m}^2 \text{y}^{-1}$	3155.76	$= 1.0 \text{ cm}^2 \text{s}^{-1}$ 0.6~1.0 $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
k_0	$\text{W m}^{-2} \text{C}^{-1}$	1.0	} 0.5~1.0 $\text{W m}^{-2} \text{C}^{-1}$
k_1	$\text{W m}^{-2} \text{C}^{-1}$	1.0	
λ_1	$\text{W m}^{-2} \text{C}^{-1}$	1.4333	} $Q_{\lambda, \alpha \alpha} \approx 3.7083 \text{ W m}^{-2}$ (Myhre et al., 1998)
λ_0	$\text{W m}^{-2} \text{C}^{-1}$	1.4333	

中層海洋における熱移動は次の一次元移流伝熱方程式で記述する。

$$\frac{\partial \Delta T_0^{(h)}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\kappa \frac{\partial \Delta T_0^{(h)}}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z} (w \Delta T_0^{(h)}) \quad (25)$$

ここに、 $\Delta T_0^{(h)}(t, z)$ は水深 z [m]での海水温上昇量 $^{\circ}\text{C}$ 、 κ は熱伝導係数 $[\text{m}^2 \text{y}^{-1}]$ 、 $-w$ は湧昇速度 $[\text{m y}^{-1}]$ である。式(25)は $z = [h_m, H]$ で定義され、 $z = h_m$ (混合層との境界)及び $z = H$ (底層との境界)での境界条件は

$$\sigma_0^{(h)} \rho C \left[w \Delta T_0^{(h)} - \kappa \frac{\partial \Delta T_0^{(h)}}{\partial z} \right]_{z=h_m} = F_m^{(h)},$$

$$\sigma_0^{(h)} \rho C \left[w T_0^{(h)} - \kappa \frac{\partial \Delta T_0^{(h)}}{\partial z} \right]_{z=H} = -F_d^{(h)} \quad (26)$$

とする。式(24)中のエネルギーフラックス $F_{ns}^{(h)}$ 及び $F_d^{(h)}$ は以下のように記述する。

$$F_{ns}^{(h)} = k_0 \{ \Delta T_m^{(h)} - \Delta T_m^{(h')} \},$$

$$F_d^{(h)} = -\sigma_0^{(h)} \rho C \pi w^{(h)} \Delta T_m^{(h)} \quad (27)$$

ここに、 k_0 は半球間の熱移動係数 $[\text{W m}^{-2} \text{C}]$ 、 h' は $h = n$ のとき s 、 $h = s$ のとき n を表わし、 π は海水潜り込みに伴う熱輸送の効率[-]である。計算にあたっては、式(25)を差分近似し求解する。式(25)中の湧昇速度 $(-w)$ は温度

表-6 海水位変化の推計に用いたパラメーター標準値

		標準値	低位値	中位値	高位値
山岳氷河・氷帽	τ_s [y]	100	105-195 (150)	70-130 (50)	35-65 (50)
	β_s [C ⁻¹]	0.54	0.2-1.1 (0.27)	0.3-1.4 (1.05)	0.4-1.7 (1.05)
	$H_{s,0}$ [cm]	50		40-60	
グリーンランド氷床	β_g [cm y ⁻¹ C ⁻¹]	0.03	0.01	0.03	0.05
南極氷床	$\Delta\beta_s$	0.01	-0.04	0.01	0.06
	$\beta_{s,i}$ [cm y ⁻¹ C ⁻¹]	-0.03	-0.045	-0.03	-0.015
	$\beta_{s,j}$ [cm y ⁻¹ C ⁻¹]	0.01	0	0.01	0.02

() は3にて低位値あるいは高位値として使用した値を示す

表-7 2050年、2100年におけるSRES マーカーシナリオによる排出時の推計

計算年	A1		A2		B1		B2	
CO ₂ 濃度、ppmv								
2050	524	529 ^{a)}	522	527 ^{a)}	460	464 ^{a)}	473	477 ^{a)}
2100	671	684 ^{a)}	803	819 ^{a)}	547	556 ^{a)}	594	604 ^{a)}
CH ₄ 濃度、ppbv								
2050	2693	2701 ^{a)}	2856	2836 ^{a)}	2247	2244 ^{a)}	2668	2665 ^{a)}
2100	1911	1934 ^{a)}	4308	4297 ^{a)}	2211	2230 ^{a)}	2707	2720 ^{a)}
N ₂ O濃度								
2050	359	357 ^{a)}	381	378 ^{a)}	366	364 ^{a)}	354	352 ^{a)}
2100	371	369 ^{a)}	460	455 ^{a)}	401	397 ^{a)}	366	364 ^{a)}
気温上昇、℃								
2050	1.5 (1.2-2.1) ^{b)}		1.3 (0.9-1.9) ^{b)}		1.2 (0.8-1.8) ^{b)}		1.3 (0.9-1.9) ^{b)}	
2100	2.6 (1.7-3.9) ^{b)}		3.2 (2.1-4.7) ^{b)}		2.1 (1.3-3.2) ^{b)}		2.2 (1.5-3.4) ^{b)}	
海水位上昇、cm								
2050	24 (10-48) ^{b)}		23 (7-45) ^{b)}		22 (6-45) ^{b)}		23 (7-47) ^{b)}	
2100	52 (17-92) ^{b)}		56 (19-97) ^{b)}		44 (13-81) ^{b)}		47 (14-85) ^{b)}	

a) IPCC WGI 事務局による推計値(http://www.met-office.gov.uk/sec5/CR_div/ipcc/wg1)

b) 低位、高位パラメーターによる推計値

上昇に伴って小さくなることが報告されており⁹⁾、近似的に次式(28)で表現する。

$$w = \min \left[0.0, w_0 \left(1 - \frac{\Delta T_{m, global\ average}}{\Delta T_{sd}} \right) \right] \quad (28)$$

ここに、 $-w_0$ は温度上昇前の湧昇速度 [m y⁻¹]、 $\Delta T_{m, global\ average}$ は全球平均の海水温上昇値 [°C]、 ΔT_{sd} は湧昇シャットダウン水温値 [°C] である。また、これらの式に含まれるパラメーター値に付いては、表5に示す値を標準値とした。

図5は、これらのパラメーターを用いて算出した過去150年程度の全球平均気温の変化である。図中の太実線は表5に示した標準値を用いたもの(ケース1)、○はJonesら³⁰⁾により観測値から推計された ENSO の効果を除いた全球平均気温、点線は τ_s と ΔQ_{sw} の間の係数を 20 Wm⁻²、気候感度 ($\Delta T_{2\times(CO_2)}$) を 4.0°C としたもの(ケース2)、破線は気候感度を 4.5°C としたもの(ケース3)である。標準パラメーター値では1900年～1960年の気温アノマリーが実測値に比べて 0.1°C 程度高くなり、ケース3の気候感度が 4.5°C の場合では同期間の気温上昇速度が観測値にくらべ大きくなっている。またケース2の火山噴

火に対する感度を小さくし気候感度を 4.0°C とした場合には、20世紀中の挙動はほぼ適合するが、1880年代でのクラカトワなどの噴火に起因する挙動には対応できていない。また、ケース4は ΔQ_{sw} を 0 とした時の気温変化である。この場合、平均的挙動は再現し得るが短期的な変化の再現は不可能である。

(5) 海水位変化のサブモデル

気候変動に起因する海水位への影響としては、海水の熱膨張、山岳氷河・氷帽の融解、グリーンランド氷床及び南極氷床の変化、地表面水・地下水量の変化などを挙げることができる。

海水熱膨張による海水面の変化 Δh_s [cm] は、海洋温度の変化を、海水状態方程式³¹⁾に代入することによって算定した。その際、塩分濃度 s は 35 ‰ とし、海水温初期値 $T_{0(z)}$ [°C] は世界平均の鉛直分布値³²⁾を使用した。山岳氷河・氷帽の融解による海水位変化 Δh_i [cm] は次式で表現した²⁾。

$$\frac{d\Delta h_s}{dt} = \frac{1}{\tau_s} \left[-\Delta h_s + (H_{s,0} - \Delta h_s) \beta_s \Delta T_{global\ average} \right] \quad (29)$$

ここに、 τ_s [y] は融解の時定数、 $H_{s,0}$ [cm] は氷河・氷帽

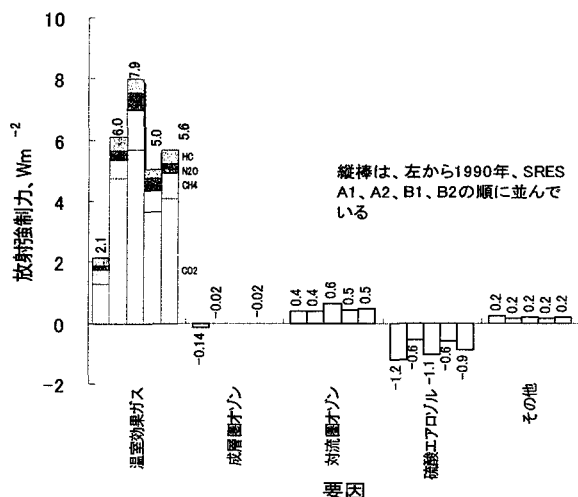


図-6 放射強制力の変化

厚さの初期値、 β_s [C⁻¹]は気候感度を示すパラメーター、 $\Delta T_{global\ average}$ は全球平均の気温上昇値である。グリーンランド氷床及び南極氷床の変化による海水位変化 Δh_g [cm]及び Δh_a [cm]については次式(30)で表現した。

$$\frac{d\Delta h_g}{dt} = \beta_g \Delta T_{global\ average},$$

$$\frac{d\Delta h_a}{dt} = \Delta B_3 + (\beta_{a,1} + \beta_{a,2}) \Delta T_{global\ average} \quad (30)$$

ここに、 β_g 、 $\beta_{a,1}$ [cm^y-1C⁻¹]はグリーンランド氷床及び南極の全球平均気温に対する感度、 ΔB_3 [cm^y-1]は南極氷床変化のうち気温変化に依存しない部分、 $\beta_{a,2}$ は西南極氷床からの氷の放出に伴う変化である。これらの式に含まれている各定数についてはIPCC³⁾で取りまとめられており、本研究においてもこれらを参照し、表6のように定めた。

3. 1990年～2100年の気候変動

現在、報告されつつある21世紀中における気候変動に関する推計の多くは、IPCCにより策定されたIS92及びSRESの2つの排出シナリオ群に基づいて行われているものが多い。IPCC第2次評価報告書⁹⁾では排出シナリオIS92aと中位的な気候パラメーターを入力とした簡易気候モデル計算の結果が紹介され、2100年での中位的な上昇値を気温で2.1℃、海水位で49 cmとし、高位値としては高位排出シナリオIS92eと高位の気候パラメーターを組み合わせた4.5℃と94 cm、低位値としては、低位シナリオIS92cと低位パラメーターを組み合わせ

せた0.8℃と13 cmとした。一方、第3次評価報告書には排出シナリオ特別報告書(SRES)に基づく排出シナリオ²⁰⁾がベースとされ、現在、この排出シナリオに基づいた気候変化推計の報告も公表されつつある。表7は、本モデルを用いこのSRESの4排出シナリオ下での計算諸量を本モデルの推計結果とともに記したものである。表中の参考値はSRES排出シナリオをもとにしてIPCC事務局によって試算的に行われた推計値であり、本計算ともほぼ一致しているが、CO₂濃度では10 ppmv程度小さい。また、表中には本研究にて採用した中位値的なパラメーターである $\Delta T_{2\times CO_2} = 2.5^\circ\text{C}$ 及び表6の標準値による推計に加え、 $\Delta T_{2\times CO_2} = 1.5^\circ\text{C}$ 及び表6の低位値の組み合わせによる低位的な推計、 $\Delta T_{2\times CO_2} = 4.5^\circ\text{C}$ 及び表6の高位値の組み合わせによる高位的推計を行ったときの推定幅を示したものである。これらの推計によれば2050年には0.8℃～2.1℃、6 cm～48 cmの上昇、2100年には1.3℃～4.7℃、13 cm～97 cmの上昇を示した。

図6は1990年及びA1、A2、B1、B2シナリオによる2100年時点の要因別放射強制力を示したものである。1990年時点の放射強制力発生の主要な要因は温室効果ガス、硫酸エアロゾル、対流圏オゾン変化であり、硫酸エアロゾルの冷却効果は加熱効果の40%程度にも及んでいるが、2100年時点には温室効果は2.1～3.8倍になる一方、冷却効果は50～75%と減少している。

4. おわりに

本研究では大気中の温室効果ガス濃度増大に伴う気候変動を簡易的に推計するモデルを開発した。既に幾つかの簡易気候モデルの開発が行われているが、本研究ではそれらを参考とし、さらに最近の知見を付け加えるこ

とによって当分の間、気候変動に関する影響、対策評価作業の支援ツールとして役立ちうるモデルの構築を目指した。モデルは 1)炭素循環に関するサブモデル、2)メタン、亜酸化窒素及びハロカーボン類の大気濃度に関するサブモデル、3)放射強制力に関するサブモデル、4)気温推計に関するサブモデル及び 5)海水位推計に関するサブモデル、から成り立っており、これらのサブモデル毎に、既往の知見及び観測報告などと整合性ある挙動を示すモデルの開発に努めた。さらに、本モデルを IPCC が開発している SRES 排出シナリオと組み合わせ、2050 年には $0.8^{\circ}\text{C}\sim 2.1^{\circ}\text{C}$ 、6 cm $\sim$ 48 cm の上昇、2100 年には $1.3^{\circ}\text{C}\sim 4.7^{\circ}\text{C}$ 、13 cm $\sim$ 97 cm の上昇を得た。本モデルは排出抑制施策の評価等のベースとして十分役立つものであり、それらの試みについては例えば松岡ら³³⁾がある。

文献

- Schlesinger, M.E., X.Jiang, and R.J. Charlson : Climate Change and Energy Policy, American Institute of Physics, New York., 1992.
- Wigley, T.M.L. and S.C.B.Raper : (in) Climate and sea level change: observations, projections and implications, Cambridge Univ. Press, 111-133, 1993.
- IPCC, 1997 : IPCC Technical Paper II, Houghton, J.T., L.G.M. D.J. Griggs, and K.Maskell.
- Fuglestedt, J.S., and T.Berntsen : CICERO Working Paper, 1999-2, Oslo, 1992.
- Matsuoka, Y., T.Morita, and M.Kainuma : *Energy Policy*, 23(4), 1-15, 1995.
- 松岡 謙, 1990, 環境システム研究, 18, 82-87.
- 松岡 謙, 森田恒幸 : 環境システム研究, 22, 359-368, 1994.
- Joos F., Bruno M., Fink R. *et al.* : *Tellus*, 48B, 397-417, 1996.
- IPCC, 1996 : The Science of Climate Change, Climate Change, Cambridge U.Press, 1995.
- Siegenthaler, U. and F. Joos : *Tellus* 44B, 186-207., 1992.
- Enting I.G., T.M.L. Wigley, and M.Heimann : CSIRO Division of Atmospheric Research Technical Paper, No.31, 1994.
- Siegenthaler, U. and H. Oeschger : *Tellus*, 39B, 140-154, 1987.
- Millero, F.J. : *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 661-667, 1995.
- Marland, G., T.A. Boden, R. J. Andres *et al.* : (in) Trends, CDIAC, Oak Ridge, 1991.
- Friedli, H., H. Löttscher, H. Oeschger, U. Siegenthaler, and B. Stauffer. : *Nature*, 324, 237-38, 1986.
- Keeling, C. D. and T. P. Whorf : NDP-001, CDIAC, Oak Ridge, 1999.
- WMO, 1999 , Scientific Assessment of Ozone Depletion: Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 44, Geneva., 1998
- Prather , M.J., http://www.met-office.gov.uk/sec5/CR_div/ipcc/wg1/emission/page.html , 1999.
- Osborn, D. E. and T.M.L. Wigley : *Climate Dynamics*, 9, 181-193, 1994.
- IPCC, 1999 : Special Report on Emissions Scenarios (SRES), Working Group III, <http://sres.ciesin.org>.
- Hansen, J., I. Fung, A. Lacis *et al.* : *J. Geophys. Res.*, 93, 9341-9364, 1988.
- Myhre, G. , E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal : *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2715-2718, 1998.
- Myhre, G., F. Stordal, K. Restad, and I. Isaksen : *Tellus*, 50B 463-477, 1998.
- Goldewijk, , C.G.M.K. : HYDE database, Vt.2.0, RIVM, Bilthoven, 2000.
- Penner, J. E., C.C. Chuang, and K. Grant : *Climate Dynamics*, 14, 839-851, 1998.
- Sato, M., J., Hansen, M.P. McCormick *et al.* : *J. Geophys. Res.*, 98, 22987-22994, 1993.
- Lacis, A., J.Hansen, and M.Sato : *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1607-1610, 1992.
- Lamb, H.H. : *Phil.Trans.R. Soc, London*, Ser.A, 266, 425-533, 1970.
- Lean, J., J. Beer and R.S. Bradley : *Geophys. Res. Let.*, 22, 3195-3198, 1995.
- P.D.Jones, T. M. L. Wigley, and P. B. Wright, : NDP-022, CDIAC, Oak Ridge, 1994.
- Gill,A.E.: Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press, 1982(26) Lacis, A., J. Hansen, and M. Sato : *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1607-1610, 1992.
- Levitus, S. and T.P. Boyer : World Ocean Atlas 1994, Vol 4, NOAA Atlas NESDIS 4, 1994.
- 松岡 謙, 川口洋平 : 環境システム研究, 28, 2000.

DEVELOPMENT OF A SIMPLIFIED MODEL OF TEMPERATURE AND SEA LEVEL RISE BY GHG EMISSIONS

Yuzuru MATSUOKA and Yohei KAWAGUCHI

We developed a simplified model to calculate climate response based on prescribed greenhouse gas emissions. The model composed with five sub-models, 1) a sub-model for carbon cycling among atmosphere, oceans and biosphere, 2) a sub-model for atmospheric chemistry, 3) a sub-model for radiative forcing, 4) a sub-model for temperature change, and 5) a sub-model for sea level rise. With this model, the projected temperature and sea level rise in 2100 are $1.3\sim 4.7^{\circ}\text{C}$ and 13-97 cm from 1990 level, based on the SRES emission scenarios.