

メタン・亜酸化窒素・フロン等の放射外力について

村松 久史

RADIATIVE FORCING OF METHANE, NITROUS OXIDE, CFCs AND OTHER GREENHOUSE GASES

By *Hasafumi* MURAMATSU

Synopsis

The infrared radiative transfer model has been developed to estimate the earth's radiation budget induced by the change in the concentrations of the greenhouse gases such as CO₂, CH₄, N₂O, CFCs and O₃.

We estimated the vertical distributions of the change in net downward longwave radiation flux and the change in radiative heating or cooling rate due to the increase in the greenhouse gases. The changes in the net downward longwave radiation at the tropopause (i.e., the changes in surface-troposphere radiative forcing) were estimated and expressed by the simple functions of the greenhouse gas concentrations. We showed that the difference in the radiative forcing between winter and summer is fairly large for the increases in CO₂, CFCs and tropospheric O₃ concentrations. The natural year-to-year variations in the net upward longwave radiation flux at the tropopause is comparable to the change in the radiative forcing due to the doubling of CO₂ concentration.

1. はじめに

赤外領域に吸収帯をもつ気体（温室効果気体または放射活性気体といわれる）の大気中の濃度が増大すると地表・対流圏の温度が上昇する（温室効果）と考えられている。この現象を2段階に分ける。まず注目する気体の濃度は増加するが大気の状態（気温分布、雲など）は変化しないという条件で、気体の濃度変化のために放射収支が変化する過程である。この場合、第一近似として地表・対流圏系に対する正味の放射エネルギーの変化（圏界面での放射収支）で平均の気温変化が決まると考えてよい¹⁾。なぜなら対流圏内では対流や大規模運動による顕熱・潜熱の鉛直混合が放射による熱分布の調節より速い。したがって気温の高度分布は主に力学過程できまり質量で重みを付けた対流圏の平均気温の変化は全気柱に対する放射収支の変化できまるからである。ここでは温室効果気体の濃度変化による圏界面での正味の下向き放射量の変化を「放射外力の変化」と定義する。

第2の過程はこの放射外力の変化により気温が変化する過程である。この過程ではまず放射エネルギーの変化による気温の変化する。さらにこの気温変化により引き起こされる大気・地表系の変化のためさらに気温が変化する。後者の過程で重要なものとして、水蒸気量、雪・氷、雲等の変化があり現在まだ定量的見積りに大きな不確かさがある。後者の過程はフィードバックを表わす。これらの変化全体により第1の過程での放射外力の変化が打ち消されることになる。

本報告では第1の過程に関して、二酸化炭素(CO₂)、メタン(CH₄)、亜酸化窒素(N₂O)、フロン11(F-

11, CFCl_3), フロン12(F-12, CF_2Cl_2), オゾン(O_3) の濃度変化に伴う放射外力の変化を日本の高層観測資料を用いて見積り, またこれらの気体の放射外力の変化の相対的大きさを明かにし, さらに圏界面での放射収支の自然変動の大きさととの比較等を行う。

温室効果気体の濃度の変化に対して日射の吸収の変化は小さいとして無視し, 赤外放射の変化のみを考慮した。

2. 赤外放射伝達モデル

2.1 モデルの構成, パラメタ

(1) 波数分割: $0-2100\text{ cm}^{-1}$ を 50, 100 または, 200 cm^{-1} で 27 区間に分割した。

(2) 成分, 吸収帯: 水蒸気は回転帯, 振動・回転帯, 連続吸収帯; 二酸化炭素は 15μ 帯; オゾンは 9.6μ ; メタンは 1306 cm^{-1} 帯; 亜酸化窒素は $589, 1285\text{ cm}^{-1}$ 帯; フロン11 は $846, 933, 1085\text{ cm}^{-1}$ 帯; フロン12 は $889, 923, 1102, 1161\text{ cm}^{-1}$ 帯を考慮している。波数分割と各成分の吸収帯の位置を Table 1 に示す。K(1-27) は波数帯の番号, $\Delta\nu$ は波数幅, x は各成分の赤外吸収の存在する波数帯を示す。

(3) 吸収線型: Lorentz 線型とする。本報告では主として高度 30 km 以下を対象としたのでこの線型を採用した。

(4) 不均質大気に対する近似: Curtis-Godson 近似を採用

Table 1. Greenhouse gases and the regions of their infrared absorption

K	Wavenumber (cm^{-1})	$\Delta\nu$ (cm^{-1})	H_2O Rot	H_2O V-R	CO_2	O_3	H_2O Con	CH_4	N_2O	F-11	F-12
1	0-100	100	X								
2	100-200	100	X								
3	200-250	50	X								
4	250-300	50	X								
5	300-350	50	X								
6	350-400	50	X								
7	400-450	50	X								
8	450-500	50	X								
9	500-550	50	X		X						
10	550-600	50	X		X				X		
11	600-650	50	X		X						
12	650-700	50	X		X						
13	700-750	50	X		X						
14	750-800	50	X		X						
15	800-850	50			X		X			X	
16	850-900	50			X		X			X	X
17	900-950	50				X	X			X	X
18	950-1000	50				X	X				
19	1000-1050	50				X	X				
20	1050-1100	50				X	X			X	X
21	1100-1150	50				X	X			X	X
22	1150-1200	50				X	X				
23	1200-1400	200		X				X	X		
24	1400-1600	200		X							
25	1600-1800	200		X							
26	1800-2000	200		X							
27	2000-2100	100		X							

- (5) 散光: 散光因子 1.66 を採用
- (6) 大気層の分割: 厚さ 0.25 - 1.0 km の均質大気層

2.2 透過関数

- (1) 水蒸気の回転帯, 振動・回転帯, CO₂, O₃

Malkmus model を用い, 線強度, 線幅に関するパラメーターは Houghton²⁾ の値を採用した。波数幅 Δν のある波数帯の散光の透過関数を Tr とすると,

$$Tr = \exp(-W/\Delta\nu)$$

ただし,

$$W = 2R^2 \{ [1 + 1.66S^2u/R^2]^{1/2} - 1 \} / S$$

$$S = \sum S_i(T)$$

$$R = \sum [S_i(T) \alpha_i(p, T)]^{1/2}$$

$$= R_0(T) (p/p_0)^{1/2}$$

である。ここで R₀ は

$$R_0(T) = [\sum S_i(T) \alpha_{i0}(T)]^{1/2}$$

$$\alpha_{i0}(T) = \alpha_i(p_0, T)$$

とした。

S_i(T), α_i(p, T) は当該波数帯のそれぞれ i 番目の吸収線の線強度及び半値幅で, Σ はその波数帯のすべての吸収線についての和を示す。α_i は気圧 p と T で変化するが, 気圧変化は p に比例するとした。u は吸収気体の光路長でその密度を ρ, 高度を z とすると u = ∫ ρ dz である。

S, R₀ は気温 T の関数であり次の近似式

$$\ln S = a + bT + cT^2 \dots\dots\dots (1)$$

$$\ln R_0 = a' + b'T + c'T^2 \dots\dots\dots (2)$$

を仮定し係数 a, b, c, a', b', c' を Houghton²⁾ の値から計算した。水蒸気の回転帯および振動・回転帯, CO₂, O₃ の各吸収帯に対する値を Table 2-1 から Table 2-4 に示す。

- (2) 水蒸気の連続吸収帯

Table 2-1. Coefficients a, b, c, a', b' and c' in Eqs. (1) and (2) for H₂O rotation bands. Numbers following the plus or minus sign are the power of ten by which that entry should be multiplied

K	a	b (K ⁻¹)	c (K ⁻²)	a'	b' (K ⁻¹)	c' (K ⁻²)
1	0.1449+2	-0.9177-2	0.7702-5	0.7000+1	-0.4465-2	0.3691-5
2	0.1379+2	-0.6021-3	-0.1398-5	0.7253+1	0.1542-2	-0.3071-5
3	0.1195+2	0.6450-2	-0.1126-4	0.6058+1	0.3320-2	-0.5250-5
4	0.8775+1	0.2087-1	-0.3105-4	0.4518+1	0.9276-2	-0.1341-4
5	0.5957+1	0.3306-1	-0.4531-4	0.3449+1	0.1388-1	-0.1893-4
6	0.3153+1	0.3961-1	-0.4782-4	0.1866+1	0.1980-1	-0.2541-4
7	0.4449+1	0.1986-1	-0.1222-4	0.1106+1	0.1792-1	-0.1956-4
8	0.3111+1	0.2541-1	-0.2487-4	0.9142+0	0.1686-1	-0.1766-4
9	0.6298+0	0.3766-1	-0.4482-4	0.3804+0	0.1721-1	-0.1766-4
10	-0.1042+1	0.4186-1	-0.5095-4	-0.3559+0	0.1899-1	-0.2104-4
11	-0.3080+1	0.4726-1	-0.5509-4	-0.1547+1	0.2273-1	-0.2635-4
12	-0.3734+1	0.4539-1	-0.5119-4	-0.2250+1	0.2489-1	-0.3022-4
13	-0.5392+1	0.4833-1	-0.5166-4	-0.3309+1	0.2789-1	-0.3312-4
14	-0.6621+1	0.5191-1	-0.5824-4	-0.3885+1	0.2919-1	-0.3532-4

Table 2-2. Same as Table 2-1, but for H₂O vibration-rotation bands (6.3 μ bands)

K	a	b (K ⁻¹)	c (K ⁻²)	a'	b' (K ⁻¹)	c' (K ⁻²)
23	0.2906+1	0.2985-1	-0.3711-4	0.2730+1	0.1432-1	-0.1637-4
24	0.1165+2	0.2014-2	-0.2966-5	0.6679+1	0.2168-2	-0.2455-5
25	0.1256+2	-0.2093-2	0.1598-5	0.7184+1	-0.4517-3	0.3281-6
26	0.7692+1	0.1121-1	-0.1301-4	0.4158+1	0.7260-2	-0.7864-5
27	-0.2137+1	0.4508-1	-0.5761-4	-0.6383+0	0.2153-1	-0.2607-4

Table 2-3. Same as Table 2-1, but for CO₂ (15 μ bands)

K	a	b (K ⁻¹)	c (K ⁻²)	a'	b' (K ⁻¹)	c' (K ⁻²)
9	-0.1533+2	0.8922-1	-0.1188-3	-0.7034+1	0.4638-1	-0.5709-4
10	-0.5145+1	0.5718-1	-0.7123-4	-0.2328+1	0.3329-1	-0.3938-4
11	0.6877+1	0.1277-1	-0.1366-4	0.3399+0	0.1345-1	-0.1595-4
12	0.1177+2	-0.1025-2	0.1881-5	0.6635+1	0.5190-3	0.3738-5
13	0.6914+0	0.4147-1	-0.5258-4	0.9853+0	0.2268-1	-0.2587-4
14	-0.1107+2	0.8333-1	-0.1056-3	-0.5052+1	0.4512-1	-0.5529-4
15	-0.1454+2	0.8610-1	-0.1093-3	-0.7612+1	0.4875-1	-0.6040-4
16	-0.2349+2	0.1133+0	-0.1338-3	-0.1176+2	0.6613-1	-0.8274-4

Table 2-4. Same as Table 2-1, but for O₃ (9.6 μ bands)

K	a	b (K ⁻¹)	c (K ⁻²)	a'	b' (K ⁻¹)	c' (K ⁻²)
17	-0.1536+2	0.7703-1	-0.9399-4	-0.9784+1	0.5135-1	-0.6561-4
18	0.9149+0	0.4035-1	-0.4985-4	0.2648+1	0.2054-1	-0.2503-4
19	0.1184+2	-0.1594-2	0.1837-5	0.7864+1	0.1846-2	-0.1648-5
20	0.1069+2	0.2507-2	-0.3963-5	0.7039+1	0.3312-2	-0.4803-5
21	0.7404+1	0.1164-2	-0.1286-5	0.5694+1	0.1135-2	-0.2286-5
22	0.4452+1	0.9406-2	-0.1339-4	0.3840+1	0.4846-2	-0.7675-5

波数 800 - 1200 cm⁻¹ での吸収を考慮し、透過関数 Tr を

$$Tr = \exp(-\tau)$$

とすると、 τ は Roberts et al. (1976)³⁾ により

$$\tau = C_0(\nu) C_1(T) P_H \rho_H \Delta z$$

$$C_1(T) = \exp[1800(1/T - 1/296)]$$

で表わされる。 P_H 、 ρ_H は各々水蒸気分圧 (気圧) および密度、 Δz は気層の厚さである。

(3) フロン 11, フロン 12

透過関数 Tr を

$$Tr = \exp(-1.66 S_\nu p \Delta z / \Delta \nu)$$

とする。 S_ν は吸収帯強度 (cm⁻²atm⁻¹)、 p はフロンの分圧 (atm)、 Δz は気層の厚さである。 S_ν には Kogann et al (1983)⁴⁾ の値を使用した。 S_ν の温度変化は $S_\nu(T) = S_\nu(T_s) T_s / T$, $T_s = 296$ K とした。

(4) CH₄, N₂O

Donner and Ramanathan (1980)⁵⁾ によると Total band absorptance $A(u, \beta)$ は

$$A(u, \beta) = 2A_0(T) \ln \{1 + u / [4 + u(1 + 1/\beta)]^{1/2}\}$$

で表わされる。ここで $u = \int S(T) (1/A_0(T)) 1.66 P_a dz$, $\beta = (1/u) \int \beta_0 P du$, $A_0(T) = A_{00}(T/T_0)^{1/2}$,

$\beta_0 = \beta_{00}(T_0/T)^{1/2}$, $S(T) = S(T_0)T_0/T$ である。ただし, u , β は各々 dimensionless optical depth parameter および dimensionless line shape parameter, P 及び P_a は total または partial pressure (atm) を表わす。

2.3 放射束密度, 加熱率

ある波数帯の放射束密度の高度 z での上向き成分を $F_U(z)$, 下向き成分を $F_D(z)$ とすると,

$$F_U(z) = B(z) - \int_{z_0}^z Tr(z, z') \frac{dB(z')}{dz'} dz'$$

$$F_D(z) = Tr(z, z_u)B(z_u) + B(z) + \int_z^{z_u} Tr(z, z') \frac{dB(z')}{dz'} dz'$$

と表わされる。ただし $B(z)$ は高度 z での気温で定まる当該波数帯の黒体放射束密度, $Tr(z, z')$ は高度 z と z' 間の当該波数帯の散光の透過関数, z_0 , z_u は各々大気の下端及び上端の高度である。高度についての積分は前にのべたように 0.2-1.0 km の等温層に分割して行った。正味の上向き放射束密度 $F_N(z)$ は

$$F_N(z) = F_U(z) - F_D(z)$$

である。

高度 z と $z + \Delta z$ 間の気層の時間 Δt に対する加熱率を $\Delta T(z)/\Delta t$ とすると,

$$\frac{\Delta T(z)}{\Delta t} = \frac{F_N(z + \Delta z) - F_N(z)}{C_p \rho_a \Delta z}$$

である。但し C_p , ρ_a は各々空気の定圧比熱及び密度である。

3. 放射量の変化

3.1 下向き放射量の高度分布

気温, 気圧, 水蒸気の高度分布は高層観測資料⁶⁾を用いたが, 気球到達高度以上 60 km までは Cole et al. (1965)⁷⁾ を参考にしてきた。気温, 気圧, 水蒸気の 5 年平均 (1976-1980 年) の館野の大気モデルに対して, CO₂ が現在の濃度からすべての高度で一様に 2 倍の濃度に増加したときの正味の放射束密度 (放射束密度) の変化 ΔF^{\downarrow} を Fig. 1 に示す。正味の放射束密度が高度とともに増加 (減少) する層では大気を加熱 (冷却) する。したがって冬季では 11 km 以下, 夏季では 18 km 以下で加熱, それ以上では冷却である。即ち対流圏では加熱, 成層圏では冷却に働く。圏界面での正味下向き放射束の増加は夏季が 5.65 W/m², 冬季が 4.80 W/m², 夏季が冬季より約 18% 大きい, 即ち温室効果が大きいことがわかる。

CO₂ 濃度を 2 倍としたときの加熱率 ΔQ (K/DAY) を Fig. 2 に示す。冬季は 12 km 以下では (7-8 km を除外すれば) 高度とともに加熱率が減少

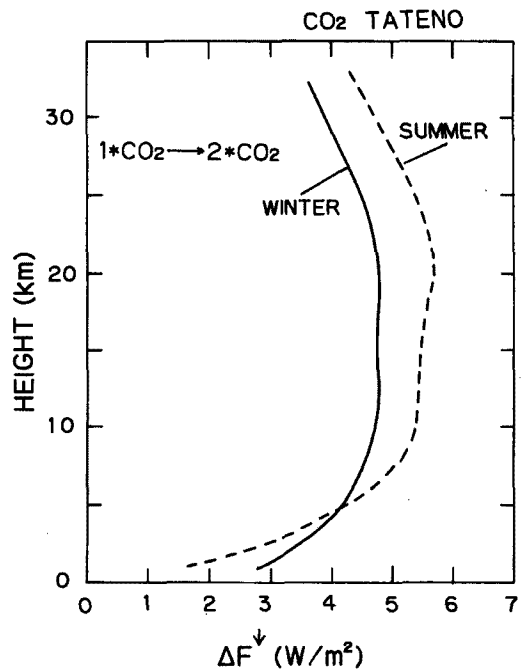


Fig. 1. The change in the net downward longwave radiation flux due to the doubling of CO₂ concentration.

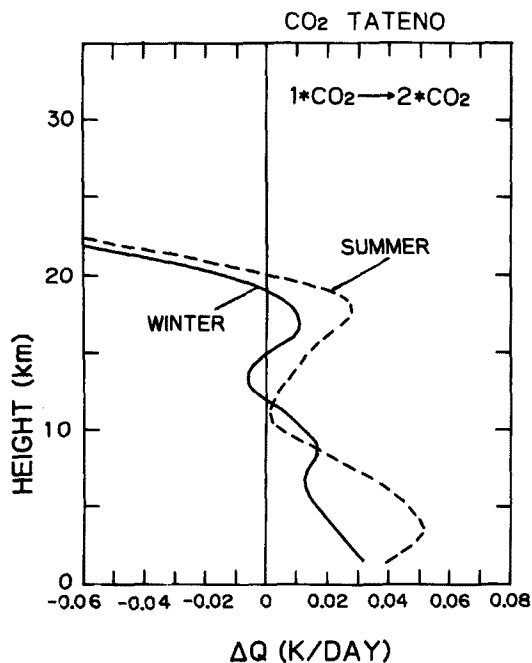


Fig. 2. The change in the radiative heating rate (ΔQ) due to the doubling of CO_2 concentration.

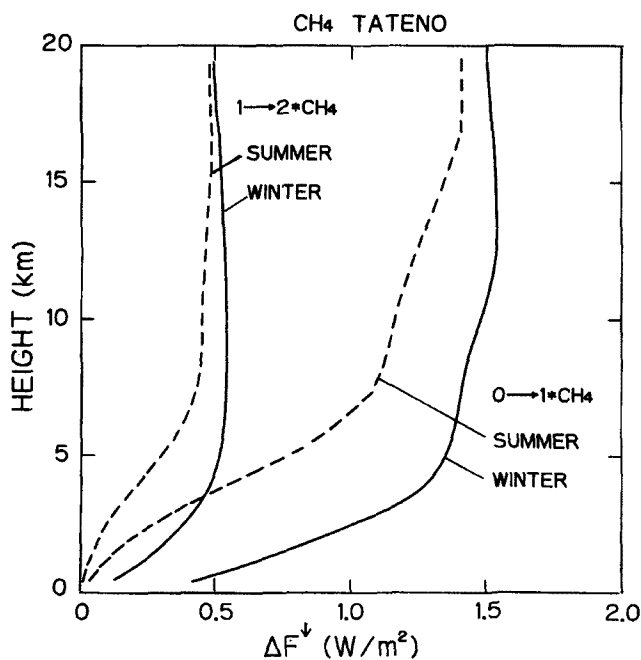


Fig. 3. The change in the net downward longwave radiation flux due to CH_4 increase.

し、19 km以上では高度とともに冷却率が急激に増大する。夏季には20 km以下で加熱でありその極大が3 kmと18 kmにある。冬季、夏季とも対流圏下部での加熱率が上部より大きいので大気を不安定化するとと言える。

CH_4 濃度の増加による正味下向き放射量(放射束密度)の変化 ΔF^\downarrow の高度分布を Fig. 3 に示す。メタン濃度0から現在の値までの増加(0→1 * CH_4)と現在の濃度が2倍となった場合(1→2 * CH_4)の変化を示す。現在の CH_4 の濃度の高度分布は地上から2 kmまでは大阪上空の観測値⁸⁾、2-10 kmは2 kmの値1.75 ppmvとし、10 km以上はWMO (1985)⁹⁾を採用した。2 * CH_4 の実験では対流圏内では濃度を2倍とするが、それ以上では高度とともに倍率を下げ60 kmで倍率0とした。正味の下向き放射量の変化は(CO_2 と異なり)冬季の方が大きい。しかし圏界面での正味の下向き放射量の増加は冬季と夏季で殆ど差はない。 CH_4 濃度を現在の値から2倍に増加したときの地表・対流圏に対する放射外力の変化は CH_4 濃度が0から現在の値まで増加したときの約3分の1であることが分かる。

CH_4 濃度増加の大気に対する加熱率の変化(ΔQ)を夏季について、Fig. 4に示す。 CH_4 濃度を2倍としたとき(1→2 * CH_4)高度17 km以下では加熱、17 km以上では冷却である。濃度が0.56から現在の値まで変化した場合(0.56→1 * CH_4)は10 km付近に極少が存在するが、17 km以下で加熱、それ以上で冷却である。冬季の場合は図には示さないが、加熱の高度範囲は夏季より狭い。

N_2O 濃度の増加に対する下向き放射量(放射束密度)の変化 ΔF^\downarrow の高度分布を Fig. 5に示す。 CH_4 の場合と同様濃度が0から現在まで(0→1 * N_2O)と現在の2倍に変化した場合(1→2 * N_2O)の結果を夏季について示した。 N_2O の濃度の現在の高度分布は、対流圏ではHirota et al. (1988)¹⁰⁾の値0.330 ppmvを、成層圏

ではWMO (1985)⁹⁾の値を採用した。濃度を2倍に増加させるときの高度による倍率の変化は CH_4 の場合と同様にした。放射量の変化は概観では CH_4 の場合と同じであるが0→1 * N_2O と1→2 * N_2O に対する ΔF^\downarrow の差が CH_4 に比べて小さい。これは1→2 * N_2O に対する変化が CH_4 より大きいことによる。

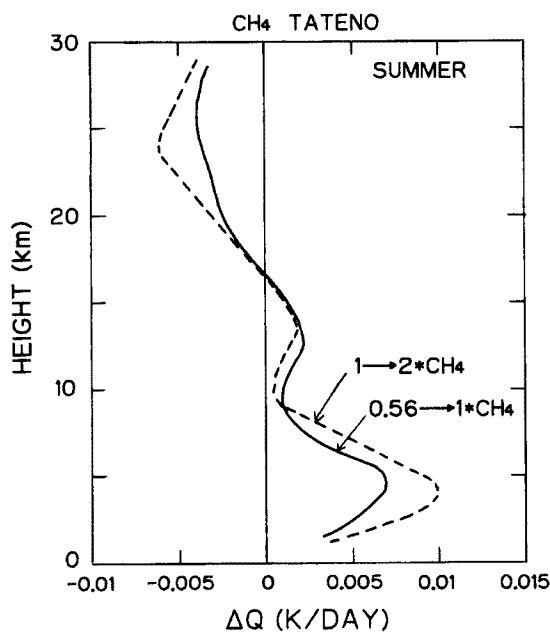


Fig. 4. The change in the radiative heating rate (ΔQ) due to CH_4 increase for summer.

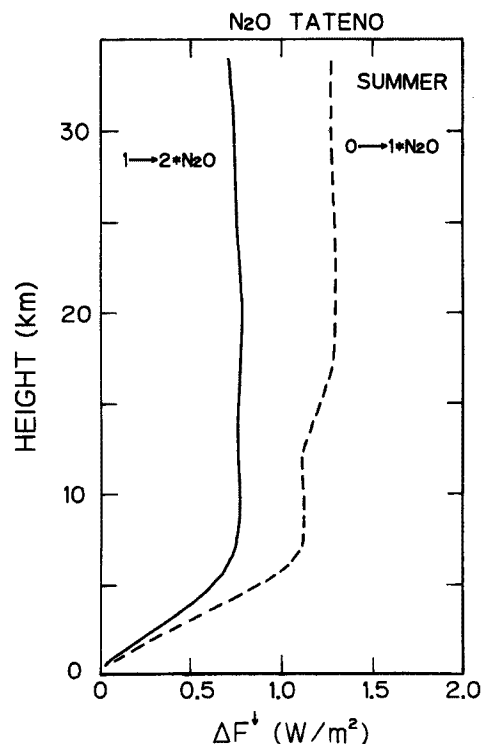


Fig. 5. The change in the net downward longwave radiation flux due to N_2O increase for summer.

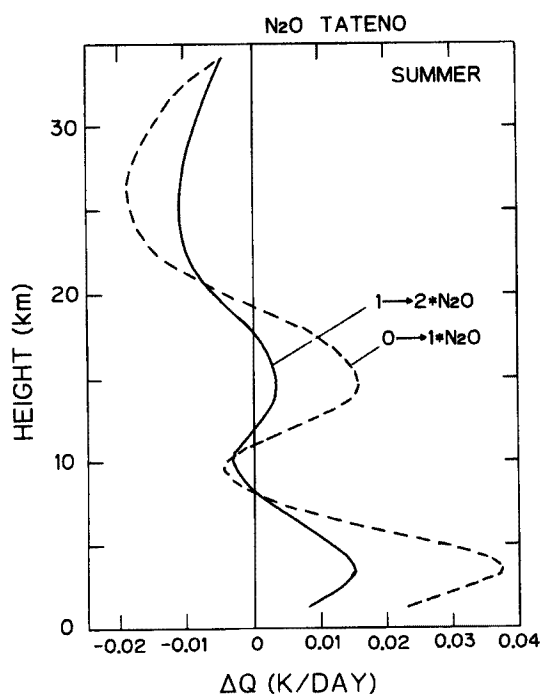


Fig. 6. The change in the radiative heating rate (ΔQ) due to N_2O increase for summer.

N_2O の濃度変化に対応する加熱・冷却率の高度分布を Fig. 6 に示す。高度約 18 km 以下の対流圏では加熱、成層圏では冷却であり、高度 10 km 付近で弱いながら冷却がみられる。 CH_4 と比べて加熱・冷却の変化が大きい。

フロン 11 とフロン 12 (CFCs とする) の濃度増加に対する正味の下向き放射量の変化 ΔF^\downarrow の高度分布を Fig. 7 に示す。図には対流圏の濃度が 0 から現在の濃度 (0.63 ppbv) までの変化 (0 → PRES) と現在から 2 ppbv までの変化 (PRES → 2 ppbv) に対する結果を示す。フロン 11, 12 の濃度の現在の高度分布は、対流圏は Hirota et al. (1988)¹⁰⁾ の値即ちフロン 11 が 0.238 ppbv, フロン 12 が 0.390 ppbv とし、成層圏では WMO (1985)⁹⁾ の値を採用した。濃度増加はいずれの高度でも一様と仮定した。

放射量の変化で CO_2 , CH_4 , N_2O の場合と異なる

点は大気下端即ち地表への正味下向きの放射量が増加ししかも圏界面での値より大きいことである。対応する加熱・冷却率の変化 ΔQ の高度分布を Fig. 8 に示すが、これもいままでに述べた CO_2 等と異なり対流圏下部で冷却、対流圏上部から成層圏下部で加熱、それ以上で冷却となっている。

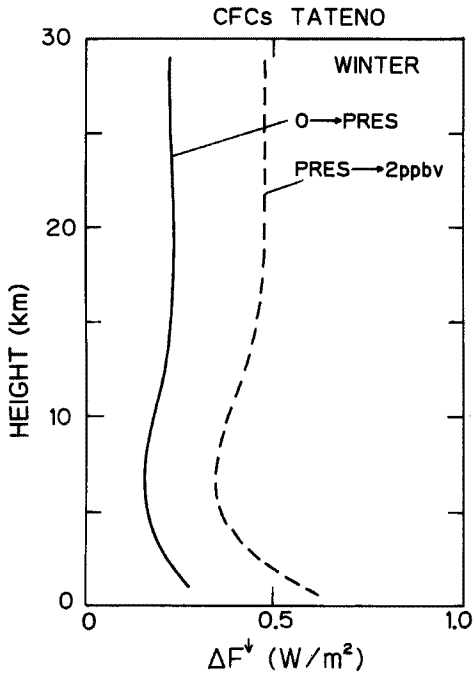


Fig. 7. The change in the net downward longwave radiation flux due to CFCs (F-11 and F-12) increase for winter.

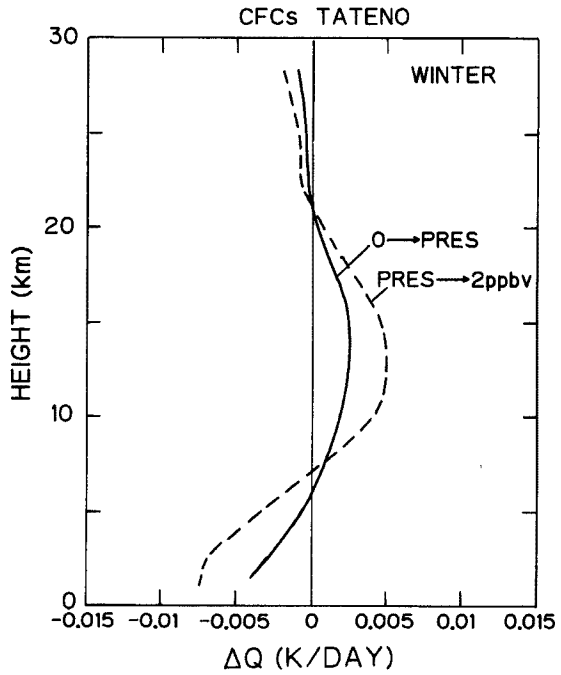


Fig. 8. The change in the radiative heating rate (ΔQ) due to CFCs (F-11 and F-12) increase for winter.

CFCsの濃度がさらに増加した場合の加熱率の変化を冬季 (Fig. 9) および夏季 (Fig. 10) について示す。冬季の場合濃度増加とともに成層圏内の冷却率は増加し、冷却の範囲も低高度へ拡大する。また高度10 km付近に加熱の極大がありその絶対値は20 ppbv以上の濃度では頭打ちとなる。高度約6 km以下では20 ppbvまでは濃度増加とともに冷却率が增加するが、それ以上の濃度では冷却率が濃度とともに小さくなりさらに加熱へとかわり2 ppmv以上では対流圏全体が加熱域となる。夏季の場合 (Fig. 10) は

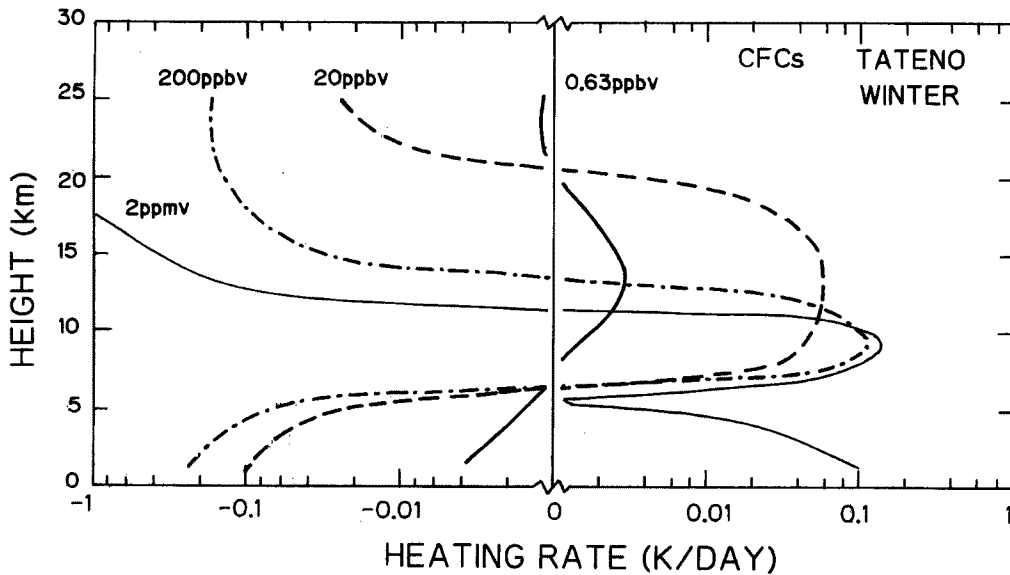


Fig. 9. The change in the radiative heating rate due to CFCs increase for winter.

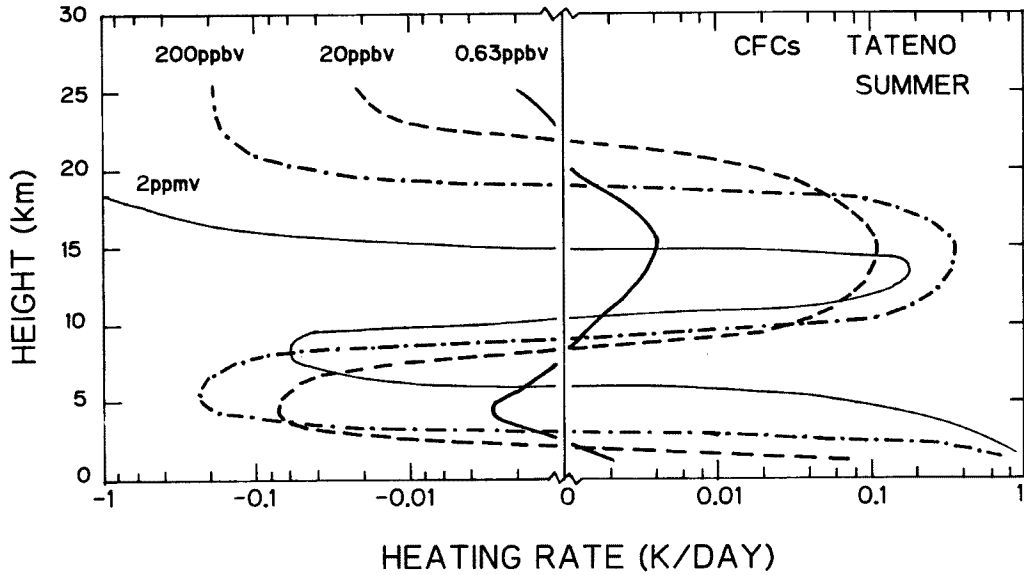


Fig. 10. Same as Fig. 9, but for summer.

冬季高度 10 km 付近にあった加熱の極大が 14 km 付近へ上昇すること、5-8 km に冷却の極大があること、対流圏下部はつねに加熱であること等が冬季と異なる。

対流圏の O_3 濃度が現在の値から 2 倍に増加した場合の正味の downward 放射量 (放射束密度) の変化 ΔF^{\downarrow} の高度分布を Fig. 11 に示す。現在の O_3 濃度の高度分布は気球到達高度 (約 33 km) 以下は館野のオゾンゾンデ観測値¹¹⁾をそれ以上では標準大気¹²⁾を採用した。 O_3 濃度の増加は対流圏内で一様とした。Downward 放射量の変化は地上付近で大きく (これはフロンの場合と似ている)、成層圏では高度とともに急激に減少するが、これは CH_4 , N_2O , フロンの場合と異なる。また圏界面での downward 放射量の増加は夏季が冬季の 2 倍位大きい。

加熱率の変化を Fig. 12 に示す。対流圏では圏界面のすぐ下層で加熱率の大きな増加がみられるが、対流圏中部より下層での加熱・冷却率の変化は小さい。成層圏では冬季より夏季に大きな冷却率の変化がみられる。

3.2 放射外力の変化

はじめに述べたごとく温室効果の大きさを決定する基本的な量は、温室効果気体の変化に伴う圏界面での正味の downward 放射量の変化で、これを放射外力の変化と名づけた。計算に用いた基本的資料については温室効果気体の現在の高度分布は前節と同じであり、気温、気圧、水蒸気の高度分布も前節と同様館野の 5 年平均を使った。

まず CO_2 の濃度変化による放射外力の変化 $\Delta F_{trop}^{\downarrow}$ を Fig. 13 に示す。濃度変化はどの高度でも一様とした。1985 年の対流圏での濃度 501 ppm

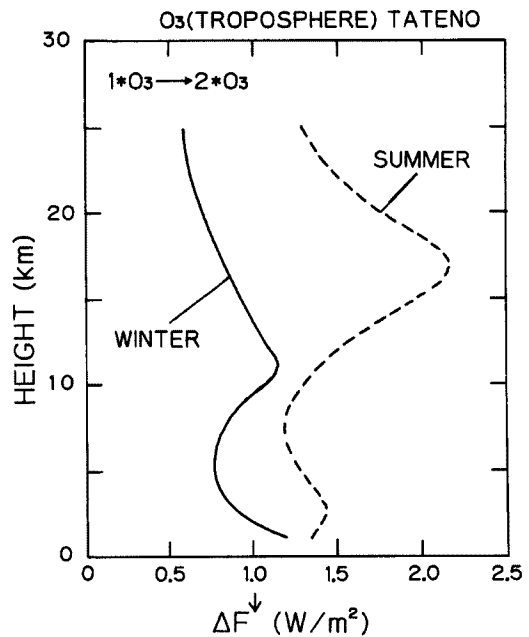


Fig. 11. The change in the net downward longwave radiation flux due to tropospheric O_3 increase.

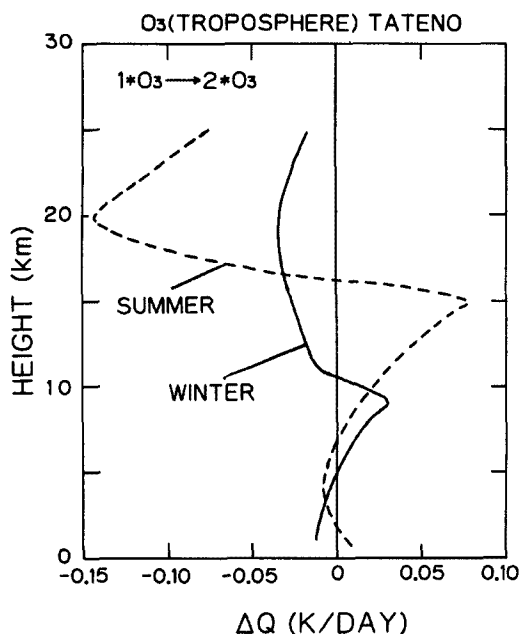


Fig. 12. The change in the radiative heating rate (ΔQ) due to tropospheric O_3 increase.

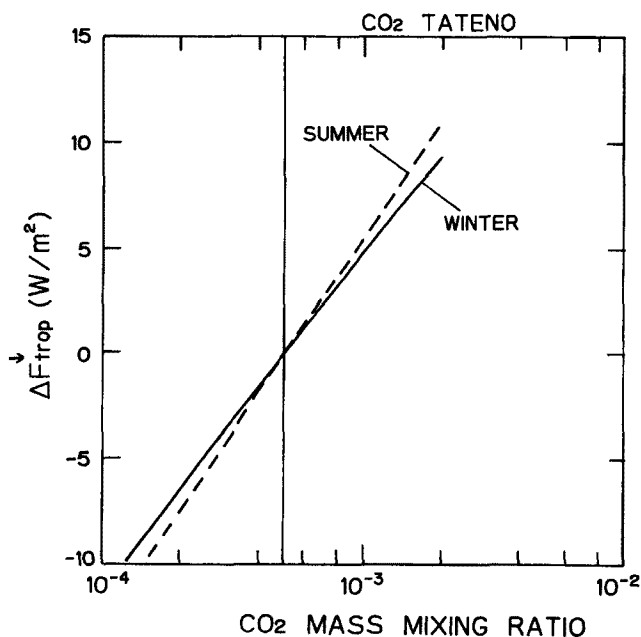


Fig. 13. The change in surface-troposphere radiative forcing due to CO_2 change.

した。現在の濃度 (0.63 ppbv) を図中の縦線で示す。放射外力の近似式は CFCs の体積混合比を r (ppbv) とすると、

$$\begin{aligned}\Delta F_{trop}^{\downarrow} (W/m^2) &= 0.377 r^{0.972} : \text{夏季} \\ &= 0.284 r^{0.980} : \text{冬季}\end{aligned}$$

を基準とし (図中の縦線), このとき放射外力を 0 とした。 CO_2 の濃度変化に対する放射外力の変化は冬季より夏季の方が大きいことが分かる。 $\Delta F_{trop}^{\downarrow}$ は CO_2 濃度の簡単な関数で近似することが出来る。即ち 1985 年と任意の年の CO_2 の質量混合比をそれぞれ r_0 , r とすると Fig. 13 に示した範囲で、

$$\begin{aligned}\Delta F_{trop}^{\downarrow} (W/m^2) &= 8.05 \ln (r/r_0) : \text{夏季} \\ &= 6.88 \ln (r/r_0) : \text{冬季}\end{aligned}$$

と表わすことができる。

CH_4 濃度の変化に対する放射外力 $\Delta F_{trop}^{\downarrow}$ の変化を Fig. 14 に示す。濃度変化は前節と同様で対流圏では一様、成層圏では高度とともに変化率を小さくし 60 km では変化なしとした。現在の対流圏の濃度 (1.75 ppmv) は図中の縦線で示す。放射外力の変化は冬季と夏季で差はあるがその平均値は近似式

$$\Delta F_{trop}^{\downarrow} (W/m^2) = \exp(-0.0307x^2 + 0.503x + 0.170)$$

で表わされる。但し CH_4 の濃度を r (ppmv) としさらに $x = \ln r$ とする。精度は少し落ちるがより簡単な式、 $\Delta F_{trop}^{\downarrow} = 1.23 r^{0.456}$ でも表わすことが出来る。放射

外力の変化は CH_4 の濃度変化のだいたい平方根 (正確には 0.456 乗) に比例するといえる。 CO_2 の場合は濃度の対数に比例するがこの理由は、気体の濃度が非常に大きいことである。

N_2O の濃度変化に対する $\Delta F_{trop}^{\downarrow}$ を Fig. 15 に示す。濃度変化の高度による違いは CH_4 と同様である。図中の縦線は現在の対流圏の濃度 (0.330 ppmv) を示す。放射外力の近似式は N_2O の混合比を r (ppmv) とし、さらに $x = \ln r$ とすると、冬季と春季の平均として、

$$\Delta F_{trop}^{\downarrow} (W/m^2) = \exp(-0.0361x^2 + 0.651x + 1.028)$$

で表わされる。 CH_4 と同様放射外力は濃度の平方根に比例する。

フロン 11 とフロン 12 (CFCs) の濃度変化に対する放射外力の変化を Fig. 16 に示す。濃度の変化率は高度によらず一様と

で表わすことができる。放射外力の変化は夏季のほうが冬季より約30%大きい。放射外力の変化はフロンの混合比に比例(正確には夏季は0.972乗また冬季は0.98乗に比例)するが、これは濃度が低いことによる。

対流圏オゾンの濃度変化に対する放射外力の変化を Fig. 17 に示す。濃度変化は対流圏内で一様とし、横軸は現在の濃度に対する比を表わす。O₃ 濃度変化に対する放射外力は夏季の方が変化が大きいことが分かる。対流圏 O₃ 濃度の現在の値に対する比を x とすると、近似式は

$$\begin{aligned} \Delta F_{trop}^{\downarrow} (W/m^2) &= 0.8742(\ln x)^2 + 2.525 \ln x : && \text{夏季} \\ &= 0.5203(\ln x)^2 + 1.298 \ln x : && \text{冬季} \end{aligned}$$

で表わすことができる。

3.3 上向き放射量の年々変化

いままでの計算では温室効果気体は変化するが大気は冬季または夏季の平均状態を採用している。大気の状態は年々変動しておりこのため放射量も変動する。ここでは圏界面での上向き放射量に関して温室効果気体の増加による大きさと大気其自然変動による大きさと比較する。

温室効果気体の例として CO₂ の増加に対する結果を Fig. 18 に示す。黒丸は館野の1月の平均の圏界面での正味の上向き放射量(放射束密度)の年々変動を示す。黒三角、黒四角は各々 CO₂ 濃度が現在の1.5倍及び2倍に増加したときの変動を示す。自然状態の正味上向き放射量は5年間の平均が 198.62 W/m² であり最大値と最小値の差が約 5 W/m² である。CO₂ 濃度が1.5倍及び2倍とした場合は各々 195.94 及び 194.07 W/m² であり、自然状態より各々 2.68 及び 4.55 W/m² 小さくこれが放射外力の変化である。

CO₂ 濃度を1.5倍とした場合の放射外力の変化は自然変動の約2分の1であり、2倍とした場合でも自然変動と同程度であることが分かる。このことは CO₂ 増加による対流圏平均気温または地上気温の変化を自然変動と分離することの難かしさを示唆する。

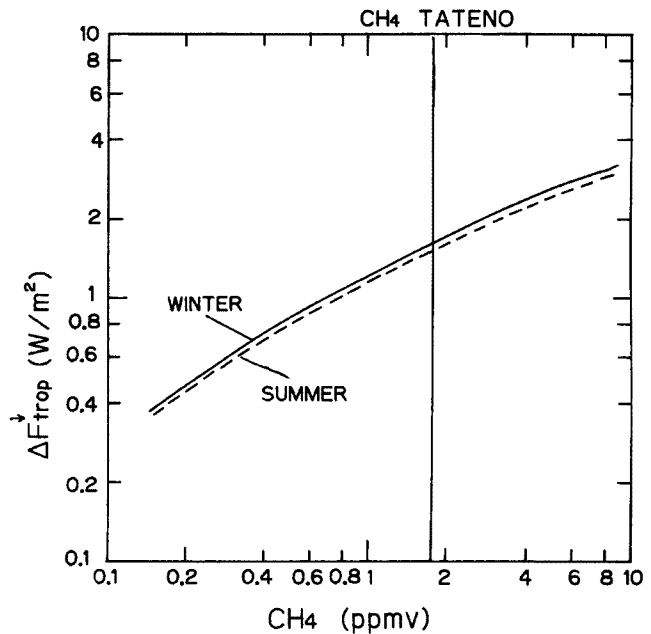


Fig. 14. Same as Fig. 13, but for CH₄.

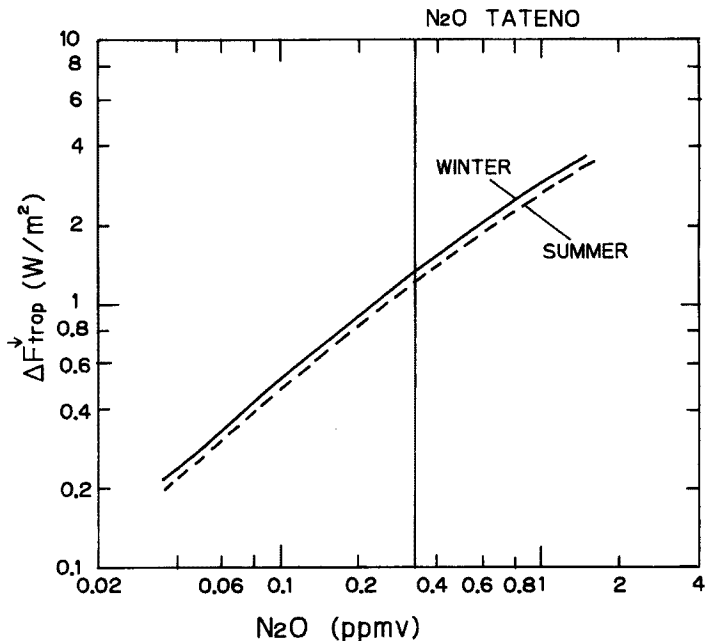


Fig. 15. Same as Fig. 13, but for N₂O.

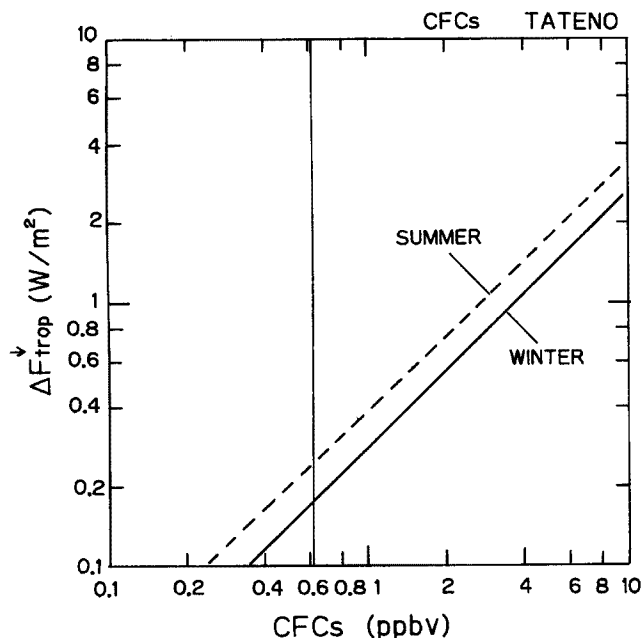
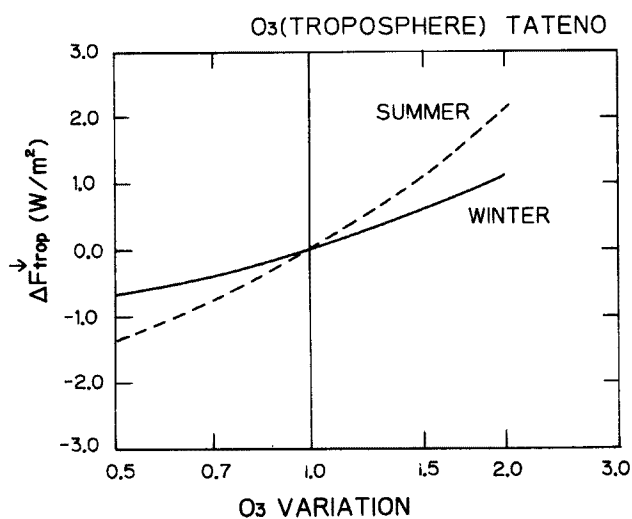


Fig. 16. Same as Fig. 13, but for CFCs.

Fig. 17. Same as Fig. 13, but for tropospheric O₃.

4. フィードバック因子

温室効果気体の濃度の増加による圏界面での下向き放射量の変化（即ち放射外力）を ΔF_D とすると、フィードバックを考慮しないときの対流圏の平衡気温の変化 ΔT_0 は、 $\Delta T_0 = G_0 \cdot \Delta F_D$ で表わされる。 G_0 は放射平衡を仮定すれば $0.30 - 0.27 \text{ K} / (\text{W}/\text{m}^2)$ である。

フィードバックを考慮したときの平衡気温の変化 ΔT は $\Delta T = \Delta T_0 / (1-f)$ と表わされ、 f はフィードバックとよばれている。また $f_c = 1/(1-f)$ はフィードバック因子といわれこれを用いれば、 $\Delta T = f_c \cdot \Delta T_0$ となる。

温室効果気体の濃度変化が無いとした場合の圏界面での正味上向き放射量の変化 ΔF_U と対流圏の平均気温の変化 ΔT_i の関係は $\Delta F_U = \Delta T_i \cdot (1-f)/G_0$ と表わされる。ここではこの関係を利用して f を求めた。

Fig. 19 は 1976 - 1980 年の 5 か年について館野の 1 月の対流圏下部（高度 2 km）の気温の変化 ΔT_i と ΔF_U の関係をしめし、破線の勾配から $f = 0.625$ ($f_c = 2.67$) が得られる。ただしこの値は水蒸気総量、水蒸気の高層分布、気温減率等の変化に対応するものであり、雲、と太陽放射の変化は含まれない。Schlesinger (1986)¹³⁾ によるとすべてのフィードバックを考慮した場合は $f = 0.712$ ($f_c = 3.47$) である。

5. ま と め

成層圏中部より下層を対象とした赤外放射伝達モデルを作製し、温室効果気体 (CO₂, CH₄, N₂O, フロン 11, フロン 12, オゾン) の濃度の変化に対する赤外放射の変化を計算した。大気モデルには館野の高層観測資料を用いた。得られた結果は次のごとくである。

(1) 温室効果気体の増加による正味の下向き放射量の増加と大気に対する加熱・冷却率の変化の高度分布を明らかにした。

(2) 温室効果気体の濃度の変化による圏界面での正味の下向き放射量（放射外力）の変化を簡単な近似式で表わした。CH₄, N₂O では夏季と冬季で放射外力の差は小さいが、CO₂, フロン, 対流圏 O₃ ではその差が大きい。

(3) CO₂ の濃度を現在の 2 倍としたときの圏界面での正味の下向き放射量の増加（放射外力の変化）

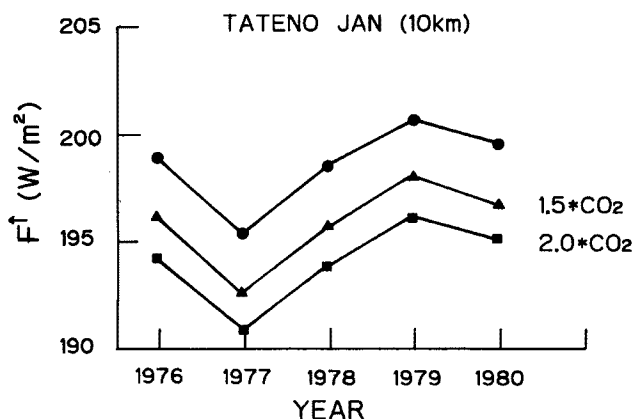


Fig. 18. Year-to-year variations of the net upward longwave radiation flux at the tropopause.

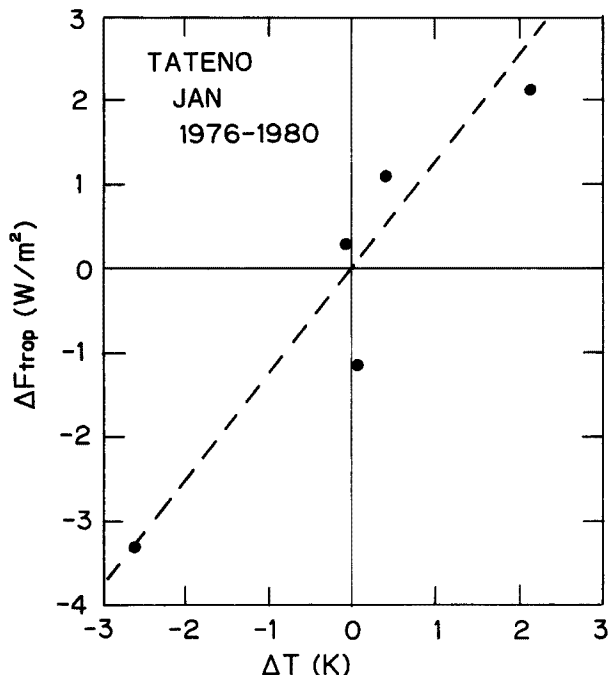


Fig. 19. Relation between the net upward longwave radiation at the tropopause and the temperature in the lower troposphere.

は自然変動と同程度である。

(4) 対流圏下部の気温変動と圏界面での上向き放射量の変化の関係からフィードバックをもとめた。雲、太陽放射の変化を除外したときの館野の1月のfの値は0.625である。

参考文献

- 1) Ramanathan, V., L. Callis, R. Cess, J. Hanseq, I. Isaksen, W. Kuhn, A. Lacis, F. Luther, J. Mahlman, R. Rech, and M. Schlesinger : Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases, Rev. Geophys. Vol. 25, 1987, pp.1441-1482.
- 2) Houghton, J.T.: The Physics of Atmospheres, 1977. 廣田 勇・合田勝訳, みすず書房, 1981, pp.197-204.
- 3) Roberts, R. E., J. E. A. Selby and L. M. Bilberman : Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window, J. Appl. Opt., Vol. 15, 1976, pp. 2085-2090.
- 4) Kogann, R. H., J. W. Elkins and R. L. Sams : Absolute band strengths of halocarbons F-11 and F-12 in the 8- to 16-μm region, J. Geophys. Res., Vol. 88, 1983, pp.1427-1432.
- 5) Donner, L. and V. Ramanathan: Methane and nitrous oxide: Their effects on the terrestrial climate, J. Atmos. Sci., Vol. 37, 1980, pp. 119-124.
- 6) Aerological Data of Japan, 5-Year Period Average (1976-1980), Japan Meteor. Agency, 1981. 210 p.
- 7) Cole, A. E., A. Court and A. J. Kantor: Model atmospheres, In: S. L. Valley (Editor), Handbook of Geophysics and Space Environments, AFCRL, U. S. Air Force, Bedford, Mass., 1965, pp. 2.1-2.22.
- 8) Muramatsu, H.: Distribution and flux of methane over Hanshin District, Proc. Japan-

- China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation, Kyoto, Japan, July, 1989, pp. 211 - 216.
- 9) World Meteorological Organization: Atmospheric Ozone 1985, Global Ozone Res. and Monit. Proj. Rep. 16, Geneva, Switzerland, 1986, Chapters 9, 10, 11.
 - 10) Hirota, M., H. Muramatsu, T. Sasaki, Y. Makino and M. Asahi: Atmospheric Concentrations and Distributions of CF_2Cl_2 , CFCl_3 and N_2O over Japan between 1979 and 1986, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 66, 1988, pp. 703 - 708.
 - 11) Aerological Data of Japan, 20-Year Period Averages (1961 - 1980) of Atmospheric Ozone, Japan Meteor. Agency, 1984. 109 p.
 - 12) U. S. Standard Atmosphere, 1976, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1976, pp. 36 - 40.
 - 13) Schlesinger, M. E.: Equilibrium and transient climatic warming induced by increased atmospheric CO_2 , Climate Dynamics, Vol. 1, 1986, pp. 35 - 51.