

1次元放射平衡モデルによる大気鉛直温度構造の考察

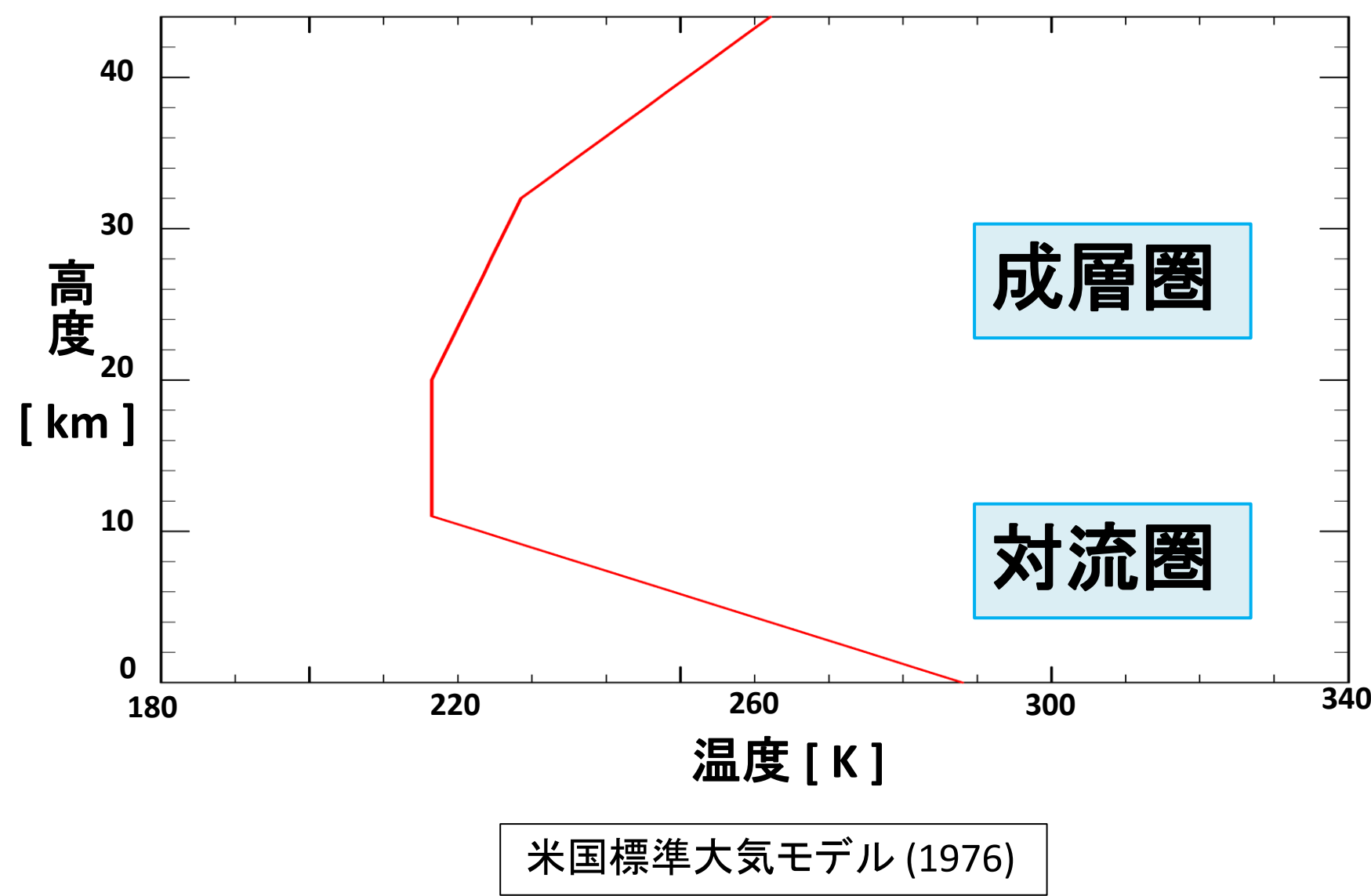
地球および惑星大気科学研究室 小林 英貴

はじめに

太陽と地球との放射平衡による有効放射平衡温度は 255 K であるが、大気による温室効果があるため、実際の地表面温度はそれよりも高い。そこで、なぜ地表面温度が高くなるのか、その鉛直温度構造がどのようにして決定されるのかを考える。Manabe and Strickler (1964) では鉛直 1 次元放射対流モデルを用いて、吸収気体のある地球大気の大気鉛直温度構造を再現している。本研究では、それを単純化したモデルを用いて、大気が放射平衡状態にあるときにどのような温度構造になるのかを検証する。

目的, 概要

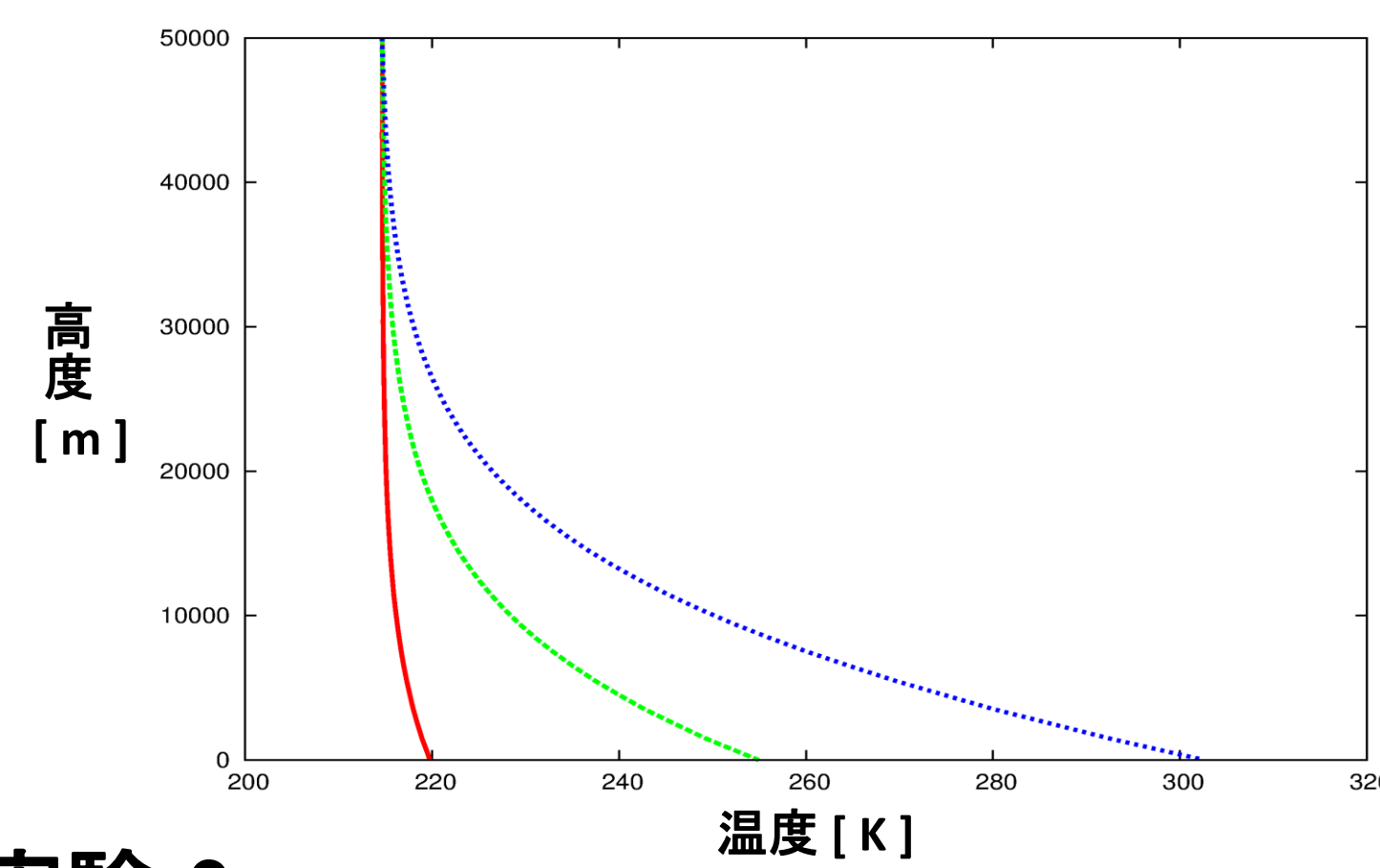
本研究では、地球大気の大気鉛直温度構造の形成機構を理解することを目的とした。そのために、単純化した 1 次元放射平衡モデルを用いて、数値計算を行い、結果の考察を行った。



結果

● 実験 1.

- 全層の吸収係数を一定とした灰色大気の場合。



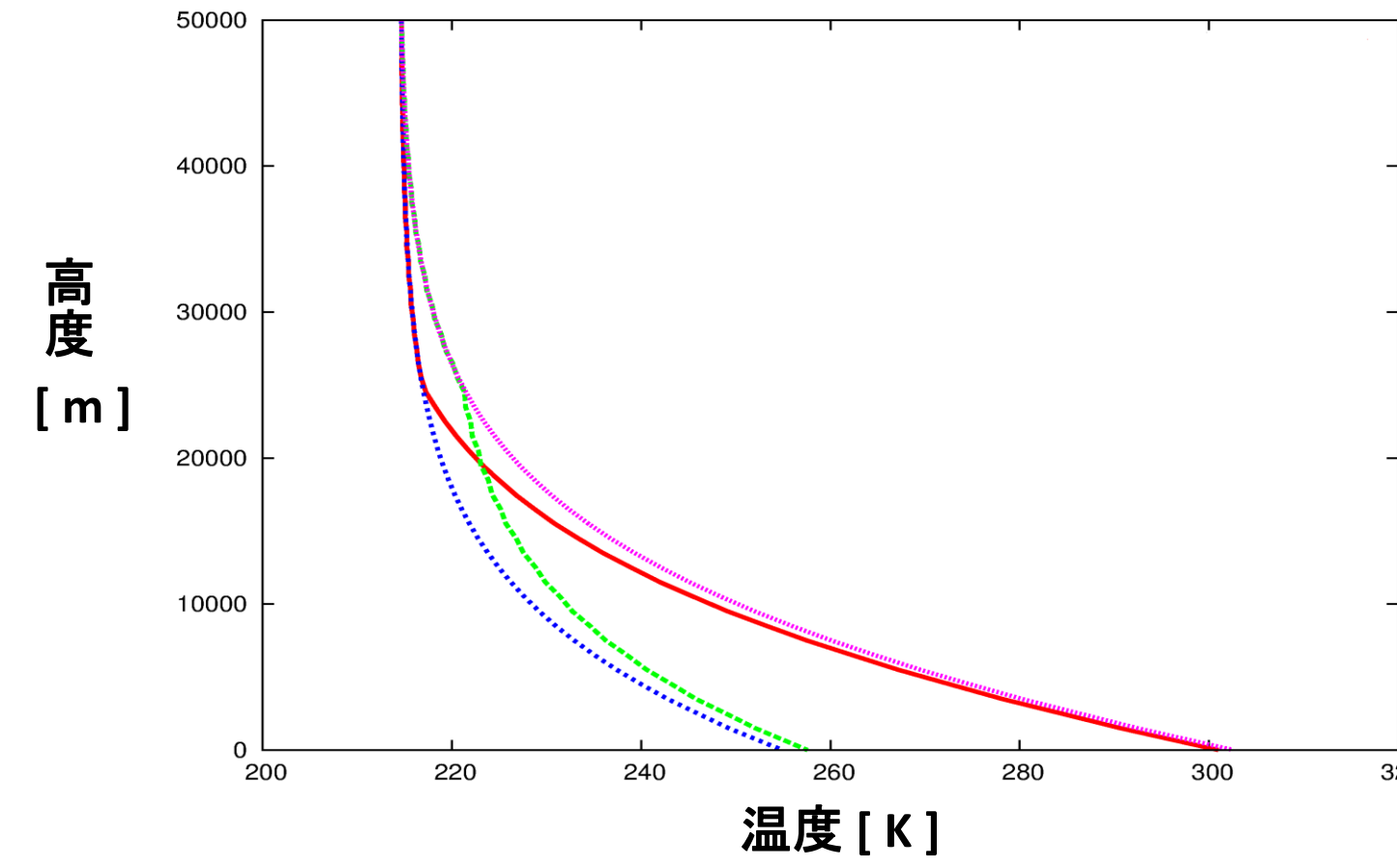
左から $\tau_g = 0.1, 1.0, 3.0$ の場合の温度構造。

それぞれ吸収係数は、

- $\tau_g = 0.1$ のとき $k = 1.25 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{kg}$
- $\tau_g = 1.0$ のとき $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
- $\tau_g = 3.0$ のとき $k = 3.75 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$

● 実験 2.

- 高度により吸収係数を変えた場合。(下層 0 ~ 25 km, 上層 25 ~ 50 km)

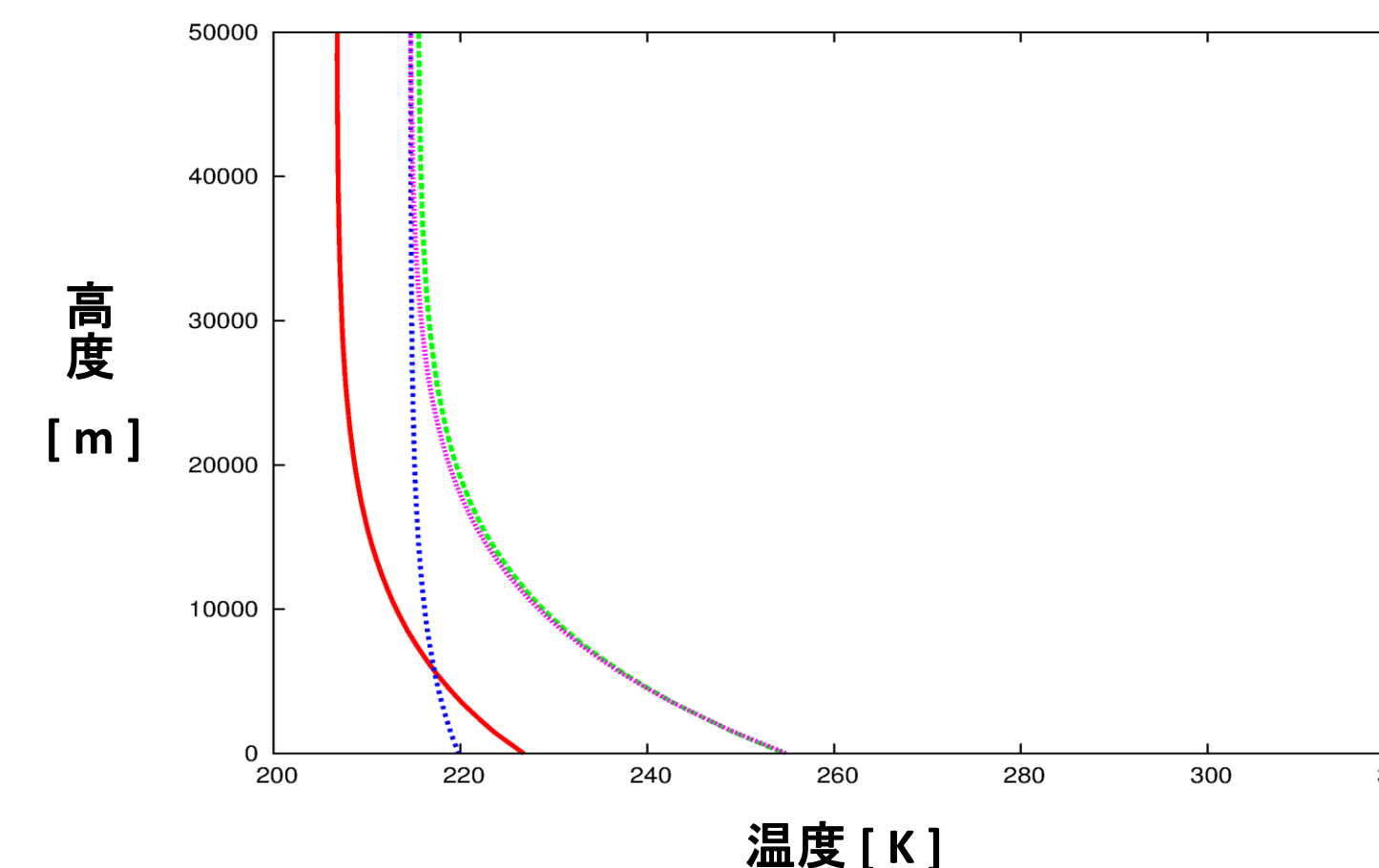


- 上層 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
下層 $k = 3.75 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
- 上層 $k = 3.75 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
下層 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
- 灰色大気 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$

の場合の温度構造

● 実験 3.

- 波長により吸収係数を変えた場合。(短波長側 4 ~ 50 μm , 長波長側 50 ~ 100 μm)



- 短波長 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
長波長 $k = 3.75 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
- 短波長 $k = 3.75 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
長波長 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$
- 灰色大気 $k = 1.25 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{kg}$

の場合の温度構造

考察

- 放射伝達方程式を数値的に解くことで、大気の大まかな鉛直温度構造が再現できる。
 - 約 20 km より上層では大気の大気温度減少が小さく、成層圏の存在が示唆される。
 - 光学的に厚い大気ほど大気下端の温度は高くなる。
- 赤外領域の吸収係数の大きさに依存して地表面温度が変化すると考えられる。

モデルの設定

- 平行平面大気: 水平方向には放射が等方的。
- 非散乱大気: 放射の散乱は無視し、吸収のみを考慮。
- 局所熱力学平衡: 各気層は熱平衡状態が成立。

さらに、以下の仮定をおく。

● 大気成分について

- 密度を指数関数的に鉛直分布 (スケールハイト 8.0 km)。
- 吸収気体は水蒸気のみ。

● 放射伝達について

- 太陽放射に対しては大気は透明。
- 大気上端からは赤外放射は入射しない。

● 支配方程式

放射伝達方程式:
$$\mu \frac{dI_\nu(\tau)}{d\tau} = I_\nu(\tau) - J_\nu(\tau)$$

I_ν : 放射輝度
 J_ν : 放射源関数
 μ : 入射角の余弦
 k_ν^0 : 吸収係数

● 光学的厚さ:
$$\tau(z) = \int_z^\infty k_\nu^0 \rho_a dz'$$

● 温度の求め方

放射フラックスの変化率から気層の加熱率を求めて、時間積分を行い、温度を変化させる。

● 加熱率:
$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_p \rho_a} \frac{\partial F^{\text{net}}(z)}{\partial z}$$

T : 気層の温度
 C_p : 大気の大気定圧比熱
 ρ_a : 気層の密度
 F^{net} : 正味のフラックス

● 実験設定

初期温度は 160 K あるいは 320 K の等温大気とする。それぞれの実験で吸収係数を変化させる。

時間積分を繰り返すことで、平衡状態の大気鉛直温度構造を求める。

- 実験 1. (吸収係数が一定の)灰色大気の再現を行う。
- 実験 2. 吸収係数を上層と下層で異なる値として計算する。
- 実験 3. 波長について異なる吸収係数を用いて計算する。

まとめ

吸収気体が大気中に存在することにより、その鉛直温度構造はどのような形になるのかを初期の温度と吸収係数を変えて検証した。Manabe and Strickler (1964) に基づき、鉛直 1 次元モデルを用いて大気の大気放射平衡温度を求めた。光学的に厚い気層ほど大気下端の温度が大きくなった。高度 20 km 以上では温度変化がほとんどなく、成層圏の存在が示唆された。吸収気体が指数関数的に分布しているとの仮定から、地表面温度は密度の大きい下層の吸収係数に強く依存していた。また、特に赤外放射の波数範囲の吸収係数に大気下端の温度は依存していた。現実大気の大気吸収帯の計算を行うのは難しいため、本研究では考えなかったが、二酸化炭素やオゾンの高度分布も含めて考慮することにより現実大気の大気温度構造に近いものが得られるということが期待される。

参考文献

- 会田勝, 1954: 気象学のプロムナード8 大気と放射過程-大気の大気熱源と放射収支を探る-, 東京堂出版, 280pp.
- 浅野正二, 2010: 大気放射学の基礎, 朝倉書店, 267pp.
- 柴田清孝, 1999: 応用気象学シリーズ(1) 光の気象学, 朝倉書店, 182pp.
- 松野太郎, 島崎達夫, 1981: 大気科学講座 3 成層圏と中間圏の大気, 東京大学出版会, 290pp.
- Liou, K. N., 2002: An Introduction to Atmospheric Radiation, Volume 84, Second Edition (International Geophysics), Academic Press, 583pp.
- Manabe, S., Strickler, R. F., 1964: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 361-385.
- Nakajima, S., Y.-Y. Hayashi and Y. Abe, 1992: A study on the 'runaway greenhouse effect' with a one-dimensional radiative-convective equilibrium model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2256-2266.