地球現象論: 地球大気の子午面構造

地球流体電脳倶楽部

1996 年 8 月 2 日

目 次

1 温度構造 **2**

2 東西風 **4**

3 子午面循環 **6**

4 放射場 **8**

5 参考文献 **10**

Abstract

ここでは, 時間については適当な平均をとり, 空間については帯状平均した, 高度 0km∼約 90km の子午面断面における以下の図を示す. さらに, それらから読み取れる情報を挙げる.

- 温度場
- 東西風
- 子午面循環
- 放射場 (加熱率の場)

1　温度構造

図 1 は, 観測のデータをもとに作成した 1 月と 4 月の温度の子午面分布図である. 緯度は $80°\mathrm{S} \sim 80°\mathrm{N}$, 高度は地表から約 $90\mathrm{km}$ までが示してある.

温度構造について図から読み取れる情報を, 低い高度から順々に記す.

- 対流圏
  - 季節によらず, 次のような特徴を持つ. 高さ方向には, ほぼどこでも $6.5\mathrm{K/km}$ の鉛直温度勾配を持つ. 南北方向には, ほぼ南北対称である. 低緯度の方が高温であり, 南北温度差は $40\mathrm{K}$ 程度である[1].
  - 対流圏界面は, 低緯度ほど高く, 高緯度ほど低い.
- 対流圏界面から高度 約 $45\mathrm{km}$ まで
  - 高さ方向に見ると, 上ほど高温になっている.
  - 鉛直温度勾配は対流圏と違い, 一定ではない. 日射量の多い緯度ほど温度勾配は大きくなっている. そのため, 南北方向に見た場合, 温度分布のパターンは高さによって異なる. 対流圏界面から高度 $25\mathrm{km}$ 程度までは, 対流圏界面高度が高い低緯度で温度極小である. その上方の, 高度 約 $30\mathrm{km}$ 以上では, 日射量の多い緯度で温度が高く, 南北温度勾配は上にいくほど大きい.
- 高度 約 $45\mathrm{km}$ 以上 (高度 $80\mathrm{km}$ まで)
  - 高さ方向には, 上ほど低温になっている.
  - 鉛直温度勾配は, 高度 $45\mathrm{km}$ 以下とは逆に, 日射量の多い緯度ほど小さ (絶対値ではおおき) い. そのため, 高度 45~$60\mathrm{km}$ くらいでは日射量の大きい緯度の方が高温だが, 高度 $60\mathrm{km}$ 程度で南北温度差はほぼなくなり, それ以上の高度では, 日射量の大きい緯度ほど低温になっている.

[1] どの緯度でも対流圏がある高度, つまり 0~$8\mathrm{km}$ くらいまでに限る.

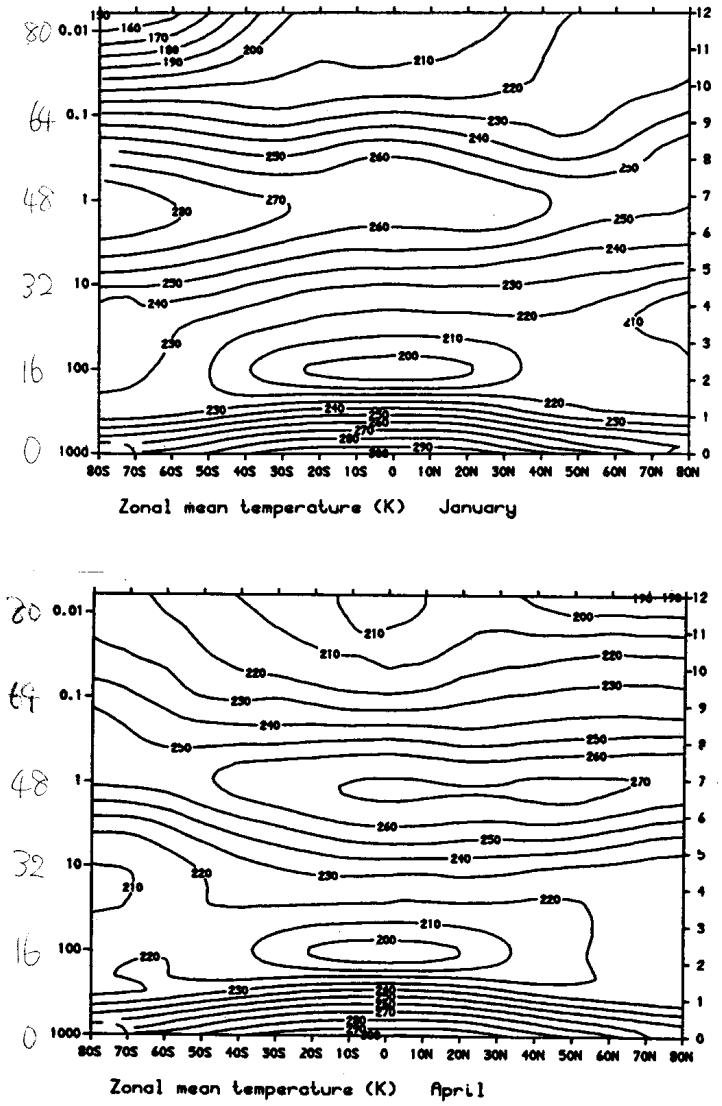

図 1 大気の温度の 1 月と 4 月の緯度高度分布. 作成に用いたデータは

- 30mb でのベルリン自由大学の観測データ
- 30mb より高いところは, 衛星データ
- 50mb より低いところは, Oort の観測データ[1]

である. (Barnett and Corney, 1985)

[1]NOAA Professional Paper 14 にある. ゾンデ, 地上観測による 約 10mb までのものである.

2　東西風

図 2, 図 3 は衛星観測等をもとに作成した 1 月と 4 月の東西風 U の子午面分布である. 緯度はともに $80°\mathrm{S} \sim 80°\mathrm{N}$, 高度はそれぞれ約 $10 \sim 90\mathrm{km}$ と 0〜$40\mathrm{km}$ を示している.

ここでは, U について上の図から読み取れる情報を, 低い高度から順々に挙げる.

- 高度 $20\mathrm{km}$ 以下
  - 一部を除きほぼ全域で西風である. 西風は緯度 $40°$ の対流圏界面付近で極大になっており, その値は $20 \sim 40\mathrm{m/s}$ 程度である. 時間的には, 冬に最大になる.
  - 東風になるのは, 低緯度および極域の, 比較的高度の低い領域だけである.
- 高度 20〜$100\mathrm{km}$
  - 夏は全域東風, 冬は全域西風である. 春と秋についてはこれだけでは何ともいえない.
  - 夏の場合, 東風は中緯度の高度 50〜$65\mathrm{km}$ において最大値をとり, その風速は $60\ \mathrm{m/s}$ を越える.
  - 冬の場合, 西風は中緯度の高度 約 $65\mathrm{km}$ において最大値をとり, その風速は $60\ \mathrm{m/s}$ を越える.

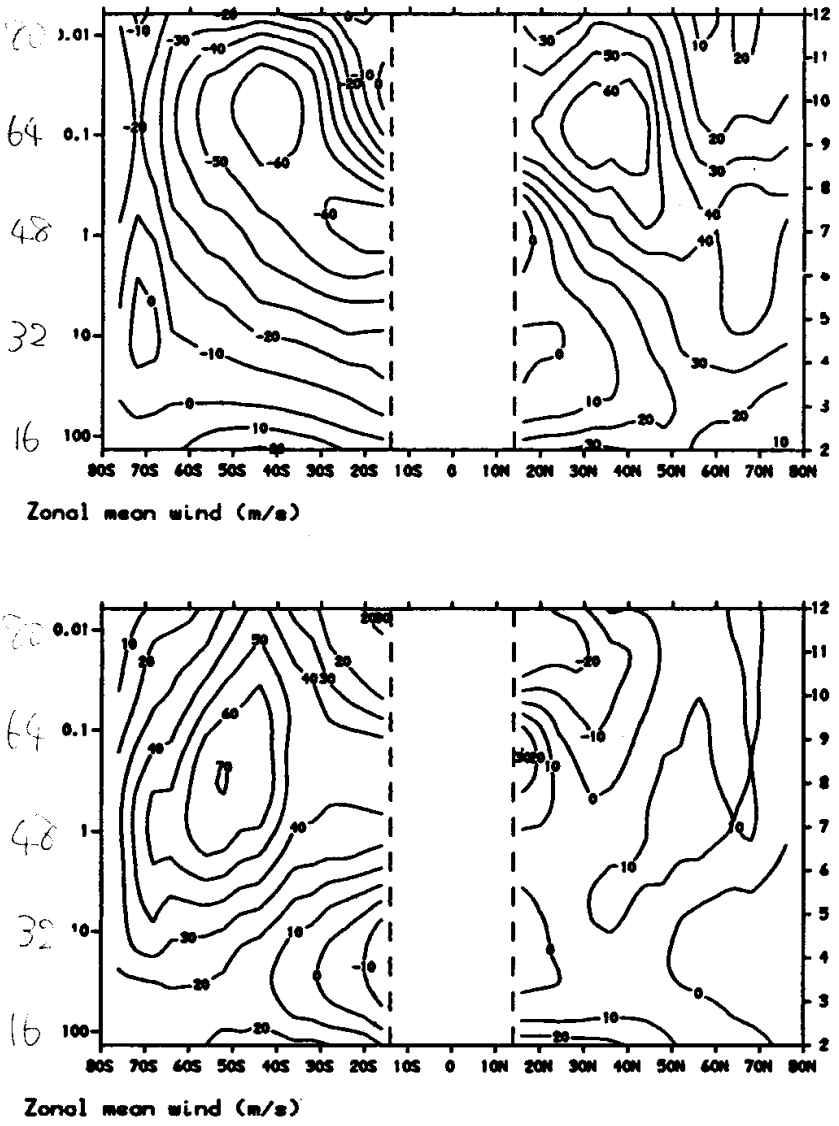

図 2　大気の東西風の 1 月と 4 月の緯度高度分布 (その 1) . 作成に用いたデータは, 図 1 と同じである. (Barnett and Corney,1985)

30mb での geopotential height Φ (ベルリン自由大学による) をリファレンスにして, 温度場から得られる密度を上下に積分することにより, geopotential height の場が得られる. 図 2 は, 地衡風バランスがなりたつと仮定して, 地衡風バランスの式,

$$u(P_2) - u(P_1) = \frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}(\Phi_2 - \Phi_1)$$

を用いて得られた.

高度 60km 以下では誤差は 2, 3m/s であるが, 高度 60km 以上では重力波, 潮汐のために地衡風バランスがあまりなりたたないので誤差はより大きくなる (Barnett *etal.* による) .

なお, 緯度 16° 以下の領域は, コリオリパラメタ f が小さいので誤差が大きいために図から除かれている.

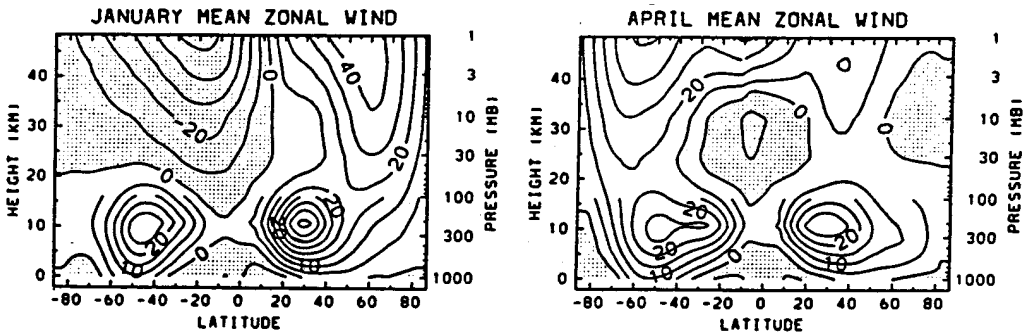

図 3　大気の東西風の 1 月と 4 月の緯度高度分布 (その 2). 作成に用いたデータは, 1979-86 の 8 年間の 1000∼1mb の geopotential height のデータ[1] である. ただし, 1000∼100mb は NMC の予報モデルによる第 1 推定場に観測値を最善挿入して得られたものである. また 70∼1mb は NMC の 1 セクションである CAC がゾンデのデータを解析したものである. (Randel, 1987)

3　子午面循環

図 4 は 1 2 月から 2 月と, 3 月から 5 月の経度方向に平均した質量流束の図である. 緯度は $90°\mathrm{S} \sim 90°\mathrm{N}$, 高度は 約 0km から 約 30km まで示してある[1].

図からわかることを列挙する.

- 低緯度 ($\sim 30°$) には直接循環が, 中緯度 ($30° \sim 60°$) にはそれと逆向きの Cell が, 高緯度 ($30° \sim$) にはさらに逆向きの Cell ができているように見える.
- 中高緯度の Cell は, 季節によらず南北ほぼ対称である.
- 低緯度における直接循環は, 春と秋においては南北対称で, 北半球, 南半球に各 1 つの Cell になっている. 夏と冬には, 冬半球の Cell は大きくかつ強く, 夏半球の方は小さくて弱い Cell になっていて, 冬半球の Cell だけしかないように見ることもできる.

[1]グリッドは, 1000,850,700,500,400,300,150,100,70,50,30,10,5,2,1,0.4mb で, 1200 GMT における毎日のデータである.

[1]子午面内の循環 (南北風, 上昇下降流) は東西風に比べて小さい. したがって, 特に, 密度の小さい上層 (高度 30km 以上) については, 観測データを元にした満足のいく図はないのが現状である. (数値モデルによる計算結果は少なくない.)

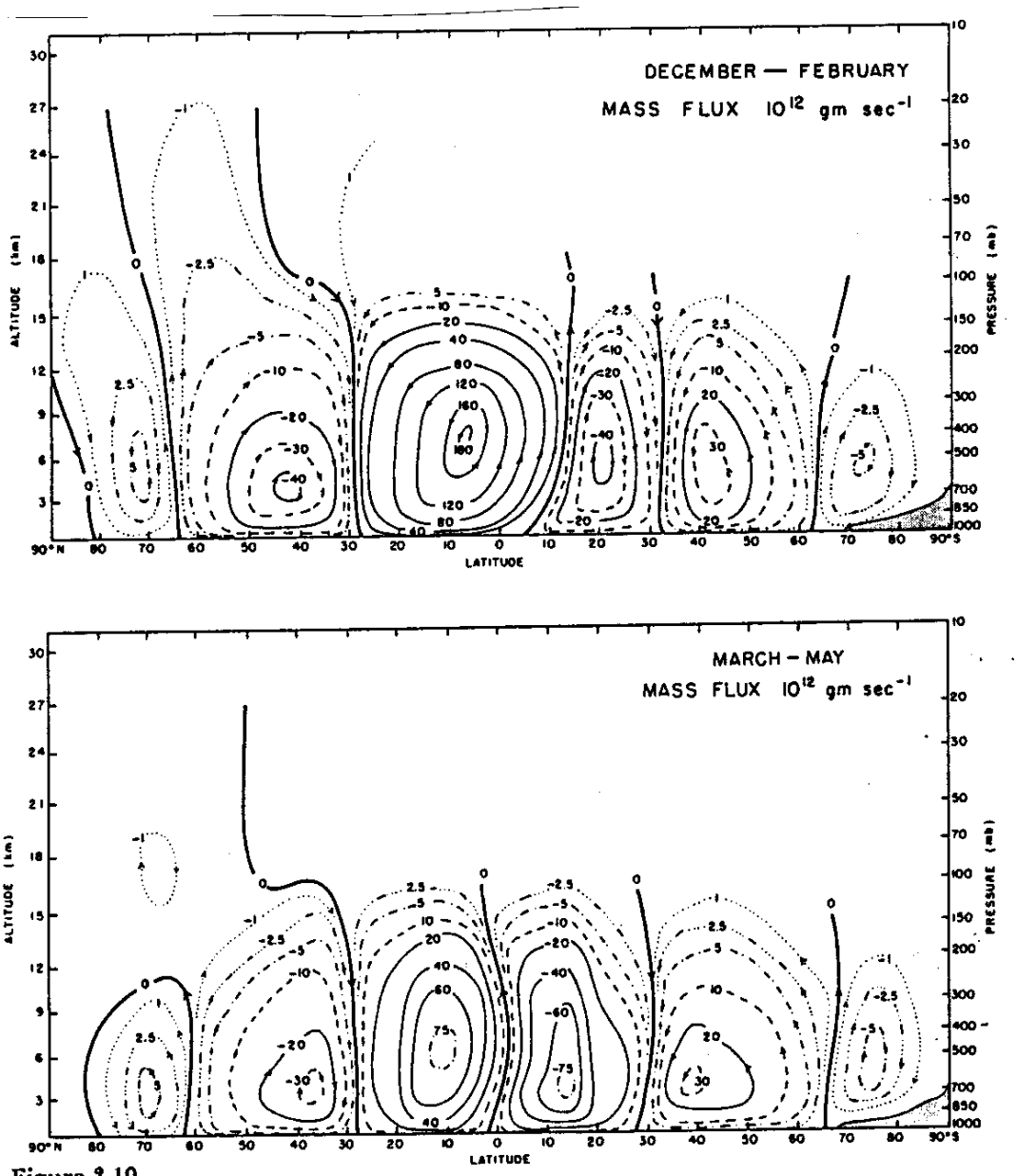

Figure 3.19

図 4　大気の子午面質量流束 (左は 1 2 月から 2 月, 下は 3 月から 5 月). ラジオゾンデ等の観測データを元に作成されている. (Newell, *etal.*, 1972)

4　放射場

図5 , 6は加熱率の子午面分布である[1]. 図5は 1月と 4月 について, 緯度 90°S ∼ 90°N, 高度 20 ∼ 60km まで示してある. 図 6 は 12 ∼ 2 月と 3 ∼ 5 月 について緯度 90°S ∼ 90°N, 高度 20 ∼ 60km まで示してある.

これらは, 大気への放射の入射量, 温度分布, 雲および吸収物質 (O_3 , CO_2 , H_2O) の分布並びに吸収・放射特性を与えて, 放射伝達方程式を解いて求めた.

加熱率について読み取れる情報を挙げる.

- 対流圏
  - 冬の高緯度などを除き, ほぼ全域で冷えている. 特に低緯度で冷え方が強く, 最大 -2K/day ほどである.
- 高度 15km 以上
  - 低緯度で暖められ, 高緯度で冷えている.
  - 暖められている領域は, やや夏半球側によっている.
  - 加熱率の正のピークは低緯度の高度 約 50km で, 2K/day 程度である. 負のピークは, 冬の極域高度 約 60km で, -8K/day 程度である.

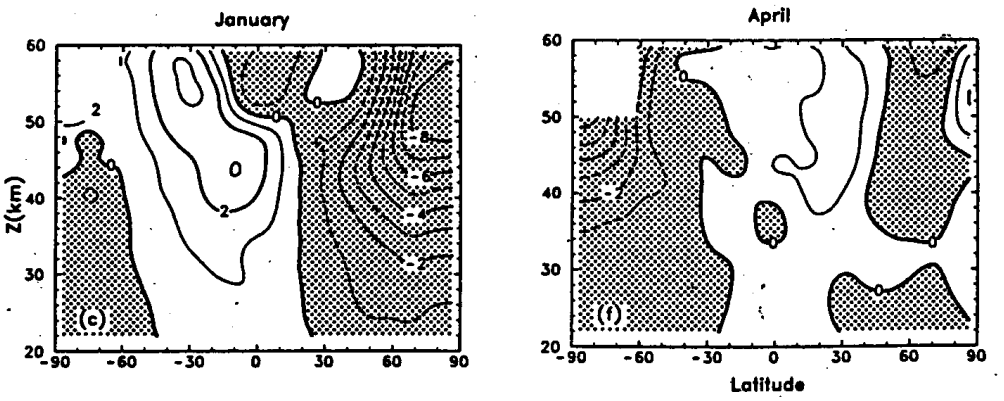

図 5　大気の加熱率の 1 月と 4 月の緯度高度分布 (その 1). 全球観測した Nimbus7 の LIMS データ (1978 年 11 月∼1979 年 5 月) を使った. 放射, 温度場, 吸収物質 (H_2O , O_3 , CO_2 , NO_2) の組成等を衛星のデータにより与え, 光学的性質は適当に与えている. (Kiehl *etal.*, 1986)

[1]もともと加熱率を計算するモデルに経度依存性がないので, 経度平均はしてもしなくても同じである.

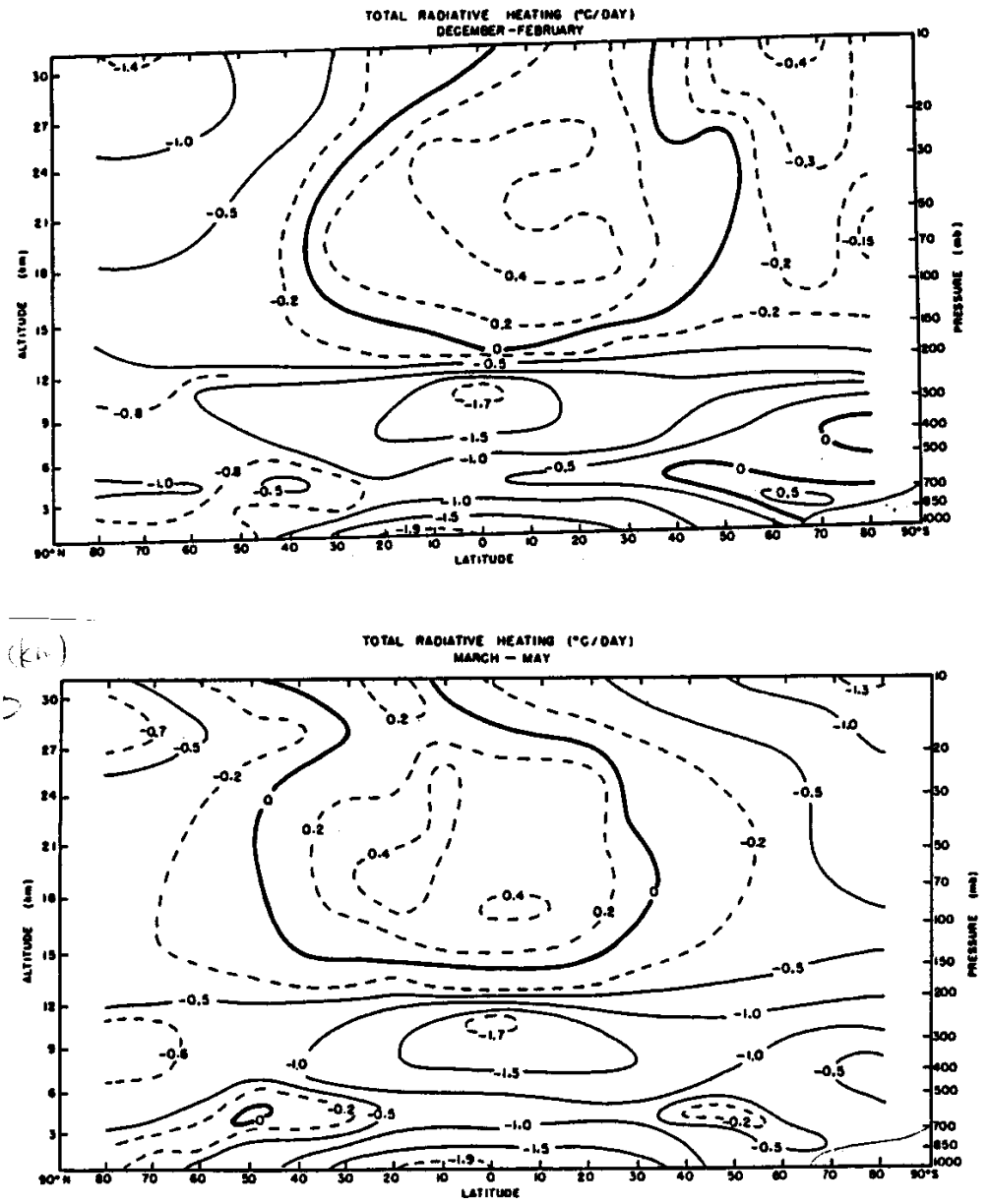

図 6　大気の加熱率の 12 ～ 2 月 3 ～ 5 月との緯度高度分布 (その 2)[1]．　太陽放射については, 年変化, 波長別強度分布を考慮して与えている. アルベドは, Sellers(1965) による[2]．　温度分布は観測に基づいて与えている. 雲は, 観測に基づき高さ毎に 3 層にわけて東西一様に与えている. 光学的特性は, 高さ, 波長帯毎に与えている. H_2O , O_3 , CO_2 については, 観測に即した分布, 吸収帯を重視した光学的特性を与えている. (Newell, 1974)

[1]他の図と南北が逆であることに注意.
[2]東西一様である.

5　参考文献

Barnett J.J. and M.Corney, 1985 : Middle Atmosphere Reference Model Derived from Satellite Data [1].

Kiehl,J.T.,S.Solomon, 1986 : On the Radiative Balance of the Stratosphere. *J.Atmos.Sci.*, **43**, 1525-1534.

Newell R.E.,etal., 1972 : The General Circulation of the Tropical Atmosphere Volume1. MIT Press, 258pp.

Randel,W.J.,1987 : Global Atmospheric Circulation Statistics, 1000 - 1 mb [2]. NCAR, 245pp.

岸保勘三郎, 田中正之, 時岡達志, 1981 : 大気科学講座 4 大気大循環. 東京大学出版会, 256pp.

松野太郎, 島崎達生, 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, 279pp.

謝辞

本稿は 1989 年から 1993 年に東京大学地球惑星物理学科で行なわれていた, 流体理論セミナーでのセミナーノートがもとになっている. 原作版は保坂征宏による「地球現象論」(90/9/4) であり, 林祥介によって地球流体電脳倶楽部版「地球現象論」として書き直された. 構成とデバッグに協力してくれたセミナー参加者のすべてにも感謝しなければならない.

[1]これは,
ICSU, 1985: Middle Atmosphere Program HANDBOOK FOR MAP Volume 16. ICSC, 318pp.
に収められている.

[2]NCAR の technical note である. NCAR/TN-295$_+$STR.