

Stephens, G.L., G.W. Paltridge and C.M.R. Platt, 1978: Radiation profiles in extended water clouds. III: Observation., *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2133-2141.

———, S. Ackerman and E.A. Smith, 1984: A Shortwave parameterization revised to improve cloud absorption., *J. Atmos. Sci.*, **41**, 687-690.

Wang, W.C., and G.A. Domoto, 1974: The radiative effect of aerosols in the earth's atmosphere.

*J. Appl. Meteor.*, **13**, 521-534.

Washington, W.M., and G.A. Meehl, 1984: Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. *J. of Geophys. Res.*, **89**, 9475-9503.

WMO, 1982: The International satellite cloud climatology project preliminary implementation plan, WCP-35.

301 : 103 : 102 (大気大循環モデル ; 気候 ; 雲 ; CO<sub>2</sub> 増加)

## 2. 大気大循環モデルにおける雲の取り扱い\*

時 岡 達 志\*\*

### 1. はしがき

大気大循環モデルの水平・鉛直解像度に比べて、一般に層状雲は鉛直方向に、対流雲は水平方向にサブグリッドの現象である。しかしこれらの雲は次のような点を通して気候に大きな影響を与えている (Arakawa, 1975)。

- ◎凝結熱・蒸発・顕熱潜熱運動量の輸送を通して力学過程と水循環過程を結び付けている点。
- ◎放射の吸収・反射・放出を通して放射過程と力学・水循環過程を結び付けている点。
- ◎降水を通して大気中の水循環過程と地表面の水循環過程を結び付けている点。
- ◎地表面における放射フラックス・乱流フラックスに影響を与えることにより大気と地表面の結合の仕方に影響を与えている点。

これらの点の取り扱いには現在の大気大循環モデルでも決して満足できる状態ではない。しかしこれらの中で第1, 第3の点は他に比べては比較的良好に検討されている。その反面第2の点に関してはこれからの問題である。現在モデルでは、雲量を気候値で与えている場合とモデルで予報している場合とがあるが、モデルで予報している場合でもその性能についてはまだ十分検討されていない。ここでは現在のモデルが第2 (第4) の点に関してどのような取り扱いをしているかを紹介するとともに、第2 (第4) の点が気候の問題においてどのような

意味を持っているかということに触れ、話題提供とした。

### 2. CO<sub>2</sub> 増加の気候への影響と雲の役割

気候の形成にとって雲がどのような役割を果たしているかについて、放射過程と対流調節モデルを組み合わせた鉛直1次元モデルで Manabe and Wetherald (1967), Stephen and Webster (1981), Wang *et al.* (1981) 達が議論している。この部分は田中正之氏のところでカバーされているのでそこを参照していただくことにする。要するに一般的に高い高度に出る巻雲を除けば地球放射よりも太陽放射に対するアルベド効果が大きすぎて、雲は地上気温を低下させる働きがあり、単に雲量だけでなく、雲高や雲の光学的厚さも重要であることが示されている。従って気候モデルは雲量、雲高や光学的厚さを決定し、それによる放射過程への影響を与えねばならない。このような過程の重要さは単に大気中のフィードバックを通してでなく、地表面でのエネルギー収支や水収支を通してはじめてはっきりと現れてくる。最近 CO<sub>2</sub> 増加の気候への影響に大きな関心が寄せられているが、これを一例として気候の形成と雲の役割についてみよう。

第1表はいくつかの CO<sub>2</sub> 増加の影響実験についてモデルの特徴と結果をまとめたものである。海面温度を現在の値に固定したモデル (Gates *et al.*, 1982; Mitchell, 1983) では、CO<sub>2</sub> が2倍になっても地表気温の上昇はたかだか0.3°Cにすぎない。海は地球表面の約7割を

\* The Treatment of Clouds in Atmospheric, General Circulation Models.

\*\* Tatsushi Takioka, 気象研究所気候研究部。

第1表 CO<sub>2</sub> 倍増時の気候変化に関する実験

出典	雲	日射	海面温度	全球平均地上気温変化
Gates <i>et al.</i> (1982)	予報 (診断)	季節・日変化	気候値	0.3°C
Mitchell (1983)	固定	季節・日変化	気候値	0.2°C
Hansen <i>et al.</i> (1984)	予報 (診断)	季節・日変化	予報 (海洋混合層モデル)	4.2°C
Washington and Meehl (1984)	予報 (診断)	季節・日変化	予報 (海洋混合層モデル)	4.0°C
Manabe and Wetherald (1986)	予報 (診断)	季節変化	予報 (海洋混合層モデル)	4.0°C
Wilson and Mitchell (1987)	予報 (診断)	季節・日変化	予報 (海洋混合層モデル)	5.2°C
Noda and Tokioka (1989)	予報 (診断)	季節・日変化	予報 (海洋混合層モデル)	4.3°C
Manabe and Wetherald (1987)	固定	季節変化	予報 (海洋混合層モデル)	2.3°C
Wetherald and Manabe (1988)	固定	季節変化	予報 (海洋混合層モデル)	3.2°C

占めている。その海面水温が与えられていれば、気温減率が大きく異ならない限り大気中の CO<sub>2</sub> が増加しても気温分布に大きな違いは現れてこない。これは CO<sub>2</sub> を雲に置き換えても同じ事である。後ほど分かるように、大気大循環モデルの雲の取り扱い方が少々おかしくても海面水温を外部データとして与えている限りモデルの気候には大きな違いは現われてこない。逆に言えば、海面水温を与えた大気大循環モデルでまずまずの気候が再現されていても、そのモデルの雲の取り扱いがそれによいということにはならない。

再び第1表に戻り海面温度を予報した場合の結果を見てみよう。CO<sub>2</sub> が2倍になったとき地上気温の上昇は2.3~5.2°Cである。昇温には3°C近い大きなばらつきがある。実はこの場合モデルはさらに二つのグループに大別される。一つは雲分布を固定した場合で、もう一つは予報した場合である。前者の場合昇温は2.3~3.2°Cになっており、後者の場合は4.0~5.2°Cである。両者の差は Hansen *et al.* (1984) が指摘したように主として雲量・雲高のフィードバックを通して生じていると考えられる。地上気温が上昇した場合、低・中緯度を中心に雲量は減少し地上に達する太陽放射量が増加し、地上気温がさらに上昇する。もう一つは Manabe and Wetherald (1988) がはっきりと示したように対流圏界面高度の上昇に伴い圏界面付近に出る巻雲がより高い高度で出るようになるためと考えられる。巻雲は太陽放射に対しては比較的透明であるが地球放射に対しては不透明であるので、地上気温に関して正のフィードバック効果を

持つ。そのため上のような結果の違いをもたらしたと考えられる。しかもその違いが大きいことは注目に値する。ただし、次節に述べるようにモデルにおける雲の取り扱い方にはこれからよく検討しなければならない課題がたくさんあり、まだこれらの結果をそのまま鵜呑みには出来ない。

雲を予報しないモデル実験は2つあるがどちらも GFDL のもの (Manabe and Wetherald, 1987; Wetherald and Manabe, 1988) である。同じモデルでしかも両者共に雲分布を固定した実験で何故地上気温の上昇に違いが起きたのだろうか。実は1987年の実験では1倍および2倍の CO<sub>2</sub> の実験共に現在の雲量に基づいてモデルに雲量を与えている。一方1988年の実験においては1倍の実験では雲量をモデルで予報させている。2倍の実験では1倍の実験の時にモデルが決めた雲量を用いている。両者の実験の差は、この他にモデルの違いが全然無いならば (現段階で両者のモデルの詳細は良く分からない)、現在観測される雲量とモデルが決めた雲量との差に依って生じたことになる。例えば1988年の実験で海氷上や積雪域の雲量が系統的に実際よりも少なくなっていたような場合、海氷・雪アルベドと気温間の正のフィードバックが働いてモデルが CO<sub>2</sub> 増加の影響を大きく見積りすぎている可能性もある。0.9°Cの違いの全てではないにしても、その一部は雲量分布の違いに依っていることを示唆している。

気象研究所では最近気象研究所のモデルによる CO<sub>2</sub> 増加の影響実験を行っている。このモデルでの雲の取り

第2表 大規模場の凝結による雲

モデル	雲型, 判定基準	雲量 (Cl)	7ルベド	Absorptivity	Emissivity
ECMWF Slingo (1985)	High, Middle: RH>80% Low: (表4参照)	$[\max\{(RH_e - .8)/.2, 0.0\}]^2$ RH <sub>e</sub> =RH (1.0-Cc)	unknown	unknown	unknown
GFDL Manabe <i>et al.</i>	High (H), Middle (M), Low (L): RH>100%	0.8	H: 0.2, M: 0.48 L: 0.69	0.0	1.0
GISS Hansen <i>et al.</i>	RH>100%	0 or 1 <sup>a)</sup>	$\tau = 1/3, T < 258K$ .0133 (p-100)	Based on prescribed cloud particle phase function & single-scattering albedo	
GLAS Shukla <i>et al.</i>	Ci, As, St (0 mb-400 mb -700 mb-1000 mb): RH>100%	1.0	Ci: 0.2, As: 0.5 St: 0.7	unknown	1.0
NCAR Ramanathan	RH>80%	0.95	Variable <sup>b)</sup>	only by H <sub>2</sub> O & O <sub>3</sub> in clouds	$\epsilon = \mu$
UKMO Wilson, Mitche	RH>RH <sub>c</sub> : RH <sub>c</sub> =95% (L), =90% (M), =70% (H)	$[\max\{(RH_e - RH_c)/ (1 - RH_c), 0.0\}]^2$	0.7 (L), 0.6 (M), 0.2 (H)	0.1 (L and M), 0.05 (H)	1.0 (L and M), 0.5 (H)
MRI Katayama	RH>100%	1.0	吸収部分: .50 (L), .46 (M), .19 (H) 散乱部分: .66 (L), .54 (M), .21 (H)	.3/200 mb (L), .2/400 mb (M), .05/300 mb (H)	1.0 (L and M), 0.5 (H)
OSU Ghan <i>et al.</i>	RH>100%, 400~600 mb RH> 90%, 600~800 mb	1.0	0.46 (T>-40°C) 0.19 (T<-40°C)	0.20 (T>-40°C) 0.04 (T<-40°C)	1.0 (T>-40°C) 0.5 (T<-40°C)

a)  $\gamma M < N$  の場合 0,  $\gamma M > N$  の場合 1. ( $\gamma$ : 定数, M: 雲層ベースから上昇する飽和空気の質量, N: 0 と 1 の間の乱数)

b)  $\alpha = C(z)/\mu / (C(z) + \cos\zeta)$ .  $\zeta$ =天頂角,  $C(z)$ =0.6 (low), 0.3 (middle), 0.15 (high),  $\mu = \min(1, LWC/10)$ , LWC=1 時間の凝結量 (g/m<sup>2</sup>).

第3表 積雲対流による雲

モデル	パラメタ化方式	雲量 ( $C_c$ )	アルベド	Absorptivity	Emissivity
ECMWF Slingo (1985)	Kuo (1974)	$\min(a + b * \log(p/r), 0.8)$ <sup>a)</sup> $a = .246, b = .288, p/r = \text{降水}$ 水量	unknown	unknown	unknown
GFDL Manabe <i>et al.</i>	対流調節 (Manabe, 1965) RHc=100%	0.8	H: 0.2, M: 0.48 L: 0.69	0.0	1.0
GISS Hansen <i>et al.</i>	Arakawa (1972) に基づく	大規模場の凝結による雲の 場合と同じ	$\tau = 8 / (100 \text{ mb of}$ cloud thickness)	Based on prescribed cloud particle phase function & single-scattering albedo	
GLAS Shukula <i>et al.</i>	Arakawa (1972), modified by Somerville <i>et al.</i>	1.0	Cb: 0.8, Ac: 0.5 Cu: 0.7	unknown	1.0
NCAR Ramanathan	対流調節 (Manabe, 1965) RHc=80%	$0.3/N, N$ は対流のおきる 層の数	大規模場の凝結による雲の場合と同じ		
UKMO Wilson, Mitche	Corby <i>et al.</i> (1977)	0.8	0.7	0.1	1.0
MRI Katayama	Arakawa and Schubert (1974)	0 ( $p > 400 \text{ mb}$ ), 1 (other- wise, 但し 0.5 when $T <$ $-40^\circ \text{C}$ , 長波)	大規模場の凝結による雲の場合と同じ		
OSU Ghan <i>et al.</i>	Arakawa (1972) with modification	1.0 Low-level conv. Mid.-level, Penet.	0.60 ( $T > -40^\circ \text{C}$ ) 0.19 ( $T < -40^\circ \text{C}$ ) 0.60	0.30 ( $T > -40^\circ \text{C}$ ) 0.04 ( $T < -40^\circ \text{C}$ ) 0.30	1.0 ( $T > -40^\circ \text{C}$ ) 0.5 ( $T < -40^\circ \text{C}$ )

a)  $C_c > 40\%$  であり, 雲頂が 400 mb 以上の時  $C_{cirrus} = 2 (C_c - 0.3)$  の雲も考える。

第4表 ECMWF モデルの下層雲の雲量の決め方

タイプ	雲量
extra-tropical front に伴う雲	$C_L = \begin{cases} C_L' * (\omega / -0.1); & -0.1 < \omega < 0 \text{ (Pa}\cdot\text{s}^{-1}) \\ \text{但し } C_L' = [\max\{(RH_{\text{base}} - 0.8) / 0.2, 0.0\}]^2 \\ C_L' & ; -0.1 > \omega \text{ (Pa}\cdot\text{s}^{-1}) \end{cases}$
inversion に伴う雲	$C_L = \begin{cases} 0.0 & ; \text{if } RH_{\text{base}} < 60\% \\ C_L' * [1.0 - (0.8 - RH_{\text{base}}) / 0.2]; & \text{if } 60\% < RH_{\text{base}} < 80\% \\ \text{但し } C_L' = -6.67(\Delta\theta / \Delta p)_{\min} - 0.667 \\ & (\Delta\theta / \Delta p)_{\min} = 750 \text{ mb 以下の減率の最小値} \\ C_L' & ; \text{otherwise} \end{cases}$

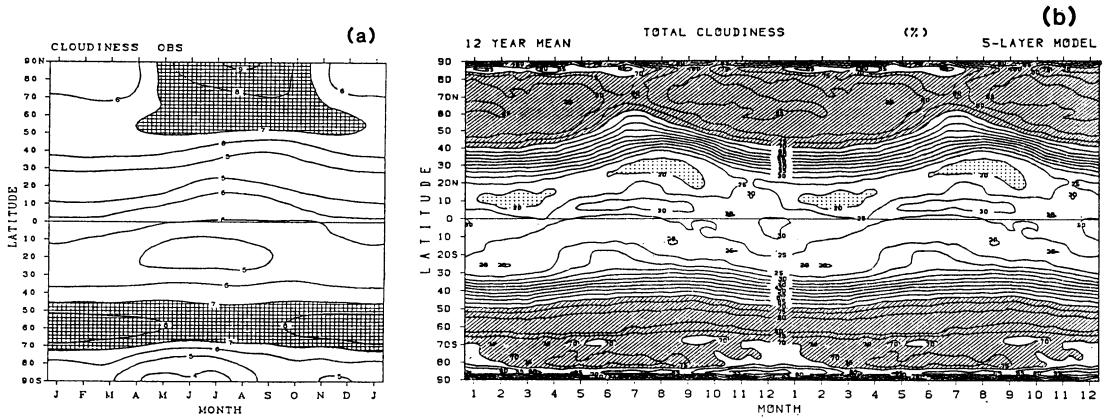
扱い自身次節に述べるようにいろいろな問題点を残している。そこで CO<sub>2</sub> が増加した場合の雨の降り方の変化を検討し、それから逆に雲の出方の変化を検討しようという研究 (Noda and Tokioka, 1989) が行われている。それによると、低・中緯度では層状タイプの雲からの降水が減少し、積雲タイプの雲からの降水が増加している。降水の起きる格子点の数も減少しており、降水の集中化が起きている。これは雲量の減少を示唆する結果である。高緯度域では層状タイプの雲からの降水が増加し、降水の起きる格子点数も増加しており、雲量が増えることを示唆している。このような雨の降り方の変化はわれわれの現在の知識に照らして納得し難いものでもない。これらの傾向は他のモデルで報告されている雲量変化と定性的に一致している。Sommerville 達 (1986) は気温の変化によって雲の光学特性が変わるという効果も重要であると指摘している。しかしこれが果たしてどの程度重要であるのか現在まだ良く分かっていない。

最近 ENSO に関連して大気・海洋結合モデルによるシミュレーションが活発化しているが、これらの実験からも気候形成や大気・海洋結合モードにおける雲の役割が明確化しようとしている。現在の大気・海洋結合モデルから得られる気候値は実測の気候値からずれているが、その原因を雲の取り扱い方に絞れるという段階にはまだ到達していない。いろいろな過程の検討が充分なされていない。大気・海洋結合モデルから得られる気候値の歪みのうちどの程度が雲の取り扱い方によっているのかその検討も急がれねばならない。

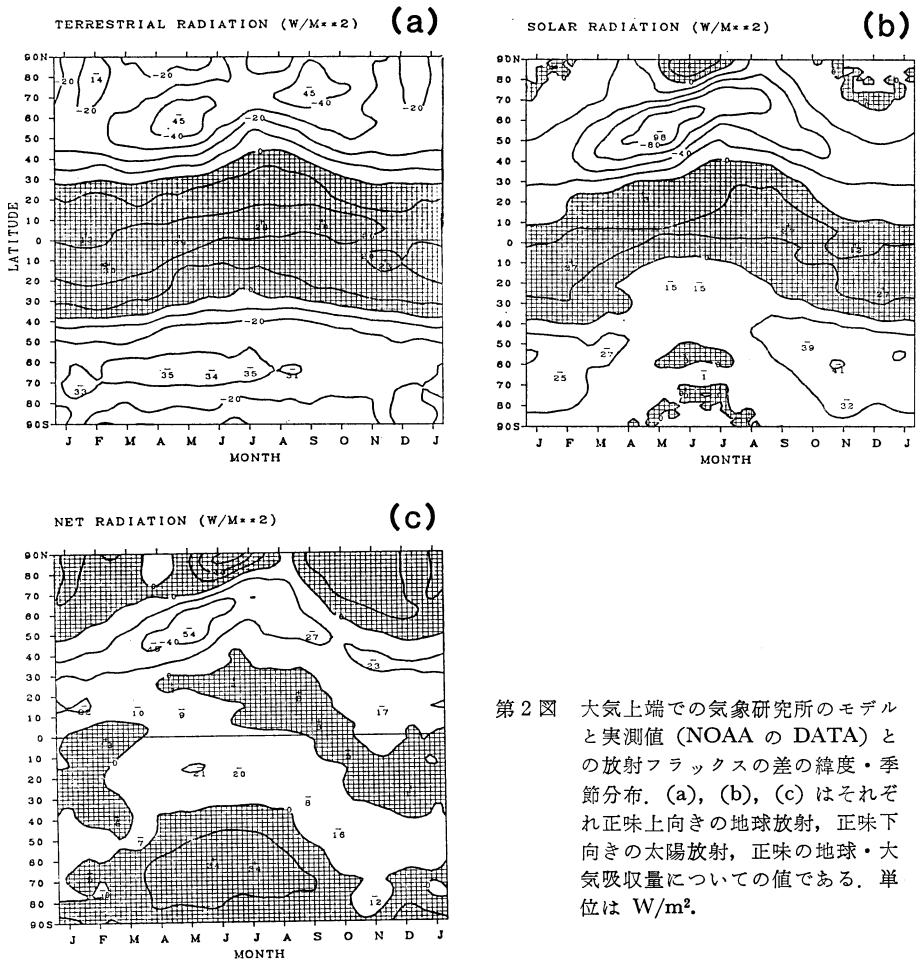
### 3. 現在の大気大循環モデルにおける雲の取り扱い方

現在大気大循環モデルでの雲量の決め方には2通りの方法がとられている。一つは雲水量を予報して雲量を決める方法 (Sundqvist, 1978; Roeckner and Schlese, 1985等) で、もう一つはそれを予報しないで決める方法である。ほとんどのモデルは後者に属する。前者の方法を採用したモデルの気候については詳細はまだ報告されていないようである。後者の範疇に属するモデルではさまざまなやり方が採られている。それらのうちのいくつかをまとめたものが第2表～第4表である。この表からお分かりのように雲の診断法にも、その放射への影響の取り扱い方にも色々の違いがある。雲の形態は実にさまざま、その放射に対する影響をどのように取り扱うべきかよく分かっていない。現在のところ表に示すような単純化を行っている。表の詳細について興味のある方は原論文を参照していただくことにしてここでの説明は省略する。

気象研究所のモデルは雲量の診断という点でこれらの中で一つの極端な結果を与えているモデルである。しかしその中身については他のモデルよりよく分かっている。そこで一つの例として現在の雲の気候分布の再現においてこのモデルがどのような問題点を抱えているかを示しておく。第1図は全雲量の東西平均値の緯度・季節分布を示したものである。(a) が Berliand and Strokina (1974) のデータから作製したもので、(b) はモデルの結果である。これまで全雲量はおよそ5だといわれていたが、(a) を見ると明らかに5よりは大きい。およそ6程度である。最近公表された ISCCP のデータの値でもその程度になっている。(a) と (b) とを比べるとまず低



第1図 東西平均した全雲量の緯度・季節分布。(a)は Berliand and Strokina (1974) のデータから作成したもので、(b)は気象研究所の対流圏モデルの12年間のシミュレーションの結果である。

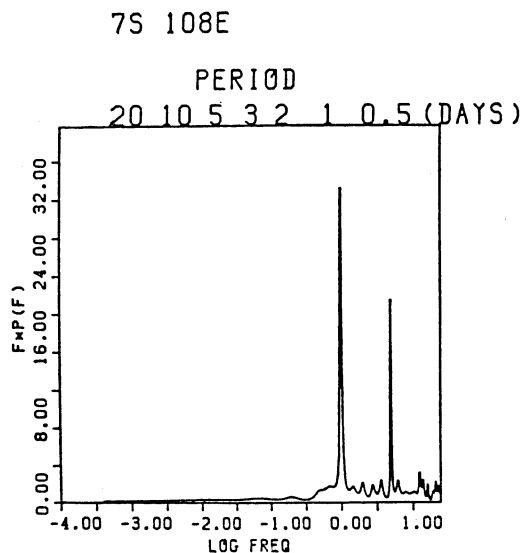


第2図 大気上端での気象研究所のモデルと実測値 (NOAA の DATA) との放射フラックスの差の緯度・季節分布。(a), (b), (c)はそれぞれ正味上向き地球放射, 正味下向き太陽放射, 正味の地球・大気吸収量についての値である。単位は  $W/m^2$ 。

緯度域でモデルの雲量が少なすぎる。これはモデルでは背の低い積雲の雲量を零としていることに一部の原因がある。現在金床雲の持続時間を1時間としているが、実際は積雲対流活動が終わった後も持続しており、その効果を取り入れるべきだという指摘もある。背の高い積雲の発生頻度自身についても問題はないのか。現在これらの点はまだよく検討していない。中・高緯度では夏季を除いて雲量が多すぎる。

次に雲そのものではないが雲と関係している大気上端での放射フラックスを見える。第2図(a), (b), (c)はそれぞれ正味上向きの地球放射, 正味下向きの太陽放射, 地球・大気系の正味の放射吸収量についてモデルと実測値との差(モデル値-実測値)の東西平均値の緯度・季節分布を示している。(b)をみると全雲量について指摘したモデルの欠点に符合して、低緯度では太陽放射が入り過ぎており中・高緯度では逆に少な過ぎる。しかし細かくみると春から夏にかけて少な過ぎる領域が極方向に移動している。また違いは南北対称ではなくて北半球の方が大きい。これらは全雲量の差のみでは説明できない。モデルでは雪のアルベドが大き過ぎて、そのために融雪時期が約一か月遅れている(Yamazaki, 1989)。北半球の夏の方が南半球よりマイナス偏差が大きいのはこの積雪域のエラーと関係していると考えられる。南北両半球共に春から夏にかけてマイナス偏差域が極方向に移動する理由はまだはっきりしていない。南北対称性からすると雪ではなくて雲の影響と思われる。雲のアルベドが高すぎるのか、または雲量が多すぎるのか、その両方であろうが、第1図の全雲量の差からは直ちにこのような移動は予測できない。Berliand and Strokin (1974)のデータと第2図のデータ(NOAA)とは必ずしもコンシステントではないので、第2図のデータから雲量を見積れば第2図(b)の違いは全雲量の差で説明されるのかも知れない。(a), (b)では低緯度の差が大きい。正味の吸収量(c)でみると(a), (b)の差は打ち消し合って小さくなっている。地球放射は与えられた状態に対して受動的に応答するので正味の吸収量での差が小さくなるのは当然であろう。中・高緯度でもその傾向があるが(c)の絶対値は低緯度より相対的に大きい。特に北半球高緯度の夏にみられる大きな負の値は、上で指摘した「大きすぎる雪のアルベド」によるものと考えられる。

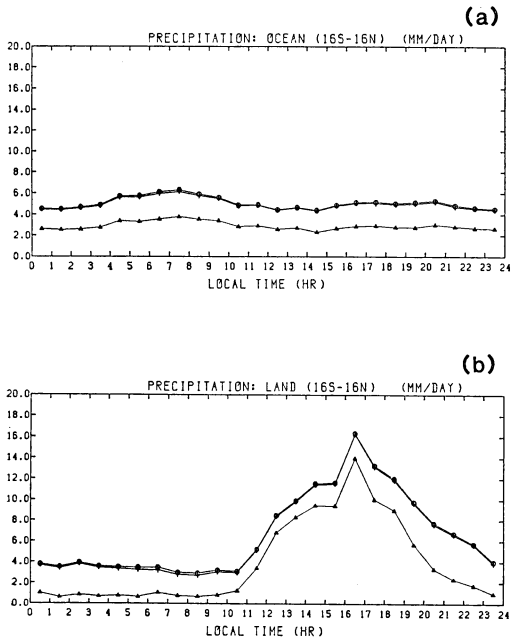
低緯度域では日変化が変動部分の中で最大である。従って雲量もまた大きな日変化をしていることが Murakami (1983) や Meisner and Arkin (1987) によって



第3図 (7°S, 108°E)における積雲強度指数のパワースペクトル(Murakami, 1983)。縦軸はパワースペクトル密度に振動数を掛けたものを示している。

示されている。第3図は Murakami (1983) による結果である。仮に日平均して同じ雲量であっても、雲が日中に出るのと夜間に出るのでは太陽放射に対する影響の違いは非常に大きい。従って気候モデルでは雲の日変化が正しくないとエネルギー収支に誤差が生じ、平均気温に違いが出る恐れがある。日変化を扱わないでエネルギー収支を正確に合わせるような補正(例えば太陽常数を変えるようなこと)を行えば問題無いかもかもしれないが、その方法や妥当性について現在のところまだ研究されていない。第4図は気象研究所のモデル結果に基づいて16°S-16°Nの範囲内の海上と陸上での降雨量の日変化を示したものである。陸上では顕著な日変化をしており、午後4~5時頃にピークがある。一方海上では日変化成分は小さいが、午前7時頃に小さなピークがある。これらは実際の低緯度の日変化の特徴とほぼ合致している。第5図は雲量について同様の処理を施したものを示している。海上は別にしても、陸上では降雨量にみられるような日変化が全然見られない。これは午後の雨をもたらしている背の低い積雲の雲量を現在のモデルでは考慮していないためにこのような結果になっていると考えられる。現在この点に関してモデルの改良を行っているところである。

上では気象研究所のモデルについて雲に関する取り扱

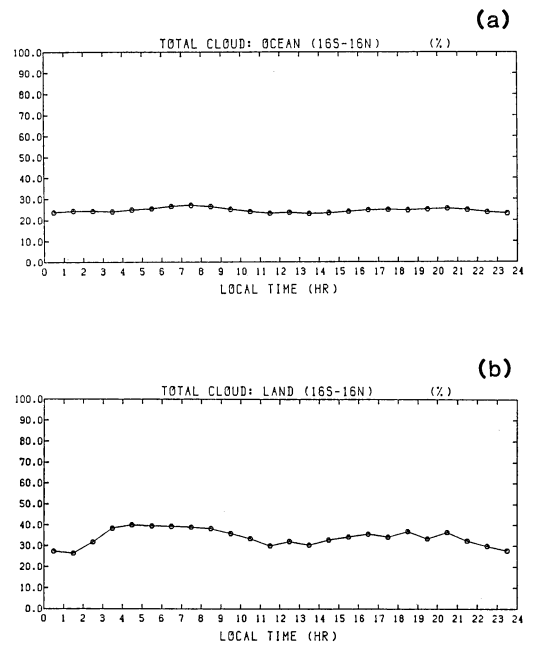


第4図 16°S—16°N の範囲内の (a) 海上と (b) 陸上での降水量の日変化。気象研究所の対流圏モデルによる7月のシミュレーションから作成したもの。単位は mm/day。3本線があるが、横軸と1番下の線の間が大気境界層に根を持つ積雲対流によるもので、1番下と2番目の線の間が自由大気中の積雲対流によるもので、2番目と1番上の線の間が大規模凝結によるものである。

いが不十分なところを見てきた。これだけ問題点がありながら、これまでわれわれが行ってきた実験で大気大循環が雲のせいでおかしいというところははっきりしていない。これは先にも触れたようにこれまでの実験では海面水温を与えていたからである。

#### 4. さいごに

気候モデルの中で雲の取り扱い方の重要性については前々から強調されていたが、その具体的な研究は進んでいない。CO<sub>2</sub> 増加による気候変化の評価や大気・海洋結合モデル実験からこの問題が今やもう後回しにすることの出来ない問題としてそれらの前に立ちふさがっている。CO<sub>2</sub> 問題においては雲分布の取り扱い方によって地上気温の上昇が1°C程度あるいはそれ以上の違いが生ずることが明確になっている。Somerville 達 (1984) は気温の上昇に伴って雲の光学的特性が異なる



第5図 雲量について第4図と同じデータから同じ操作で求めたもの。

ってくることを考慮すべきだと指摘しているが、このことに関する研究も早く行われねばならない。

3節ではモデルのパフォーマンスの一部を紹介したが、雲分布が実測と合わないからといって雲の診断法が悪いということにはならない。他の原因によりモデルが歪んでおり、そのために雲分布も良くないことも考えなければならない。例えばモデルの冬半球高緯度で雲が多めなのは、モデルの気温が対流圏上部で低めになるバイアスの影響もあると考えられる。第2図では大気上端での放射フラックスの違いを示したが、(b) のような量を議論する際モデルで用いている太陽常数の値自体にも注意しなければならないだろう。モデルで用いられている値のばらつきはかつては 50 W/m<sup>2</sup> 程度であったが、これから気候実験の相互比較を行ったりすることを考えると、この辺の曖昧さをまづ無くしておくことも必要であろう。

#### 参考文献

- Arakawa, A., 1975: Modelling clouds and cloud processes for use in climate models. GARP Publication Ser. 16 (ICSU/WMO), 183-197.  
Berliand, T.G. and L.A. Strokina, 1974: Cloudiness regime over the globe. Physical Climatol-



- ogy, M.G.O., Trudy, 338, 3-20.
- Gates, W.L., K.H. Cook and M.E. Schlesinger, 1981: Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increased CO<sub>2</sub> with an atmospheric general circulation model and a climatological ocean. *J. Geophys. Res.*, 86, 6385-6393.
- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fund, R. Ruedy and J. Lerner, 1984: Analysis of feedback mechanisms. Climate processes and climate sensitivity, *Geophys. Monogr. Ser.*, 29, edited by J.E. Hansen and T. Takahashi, 130-163, AGU, Washington, D.C..
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
- , — and ———, 1987: Large-scale changes of soil wetness by an increase in atmospheric carbon dioxide. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1211-1235.
- Mitchell, J.F.B., 1983: The seasonal response of a general circulation model to changes in CO<sub>2</sub> and sea temperature. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 109, 113-152.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and southeast asia. Part I: Diurnal variation. *J. Met. Soc. Japan*, 61: 60-76.
- Meisner B.N. and P.A. Arkin, 1987: Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 2009-2032.
- Noda, A. and T. Tokioka, 1989: The effect of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on precipitation statistics in a general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. (to be published in *J. Met. Soc. Japan*)
- Roeckner, E. and U. Schlese, 1985: January simulation of clouds with a prognostic cloud cover scheme. ECMWF workshop on cloud cover and radiative fluxes in large scale numerical models—design, validation and dynamical impact.
- Sommerville, R.C.J. and L.A. Remer, 1984: Cloud optical thickness feedbacks in the CO<sub>2</sub> climate problem. *J. Geophys. Res.*, 89, 9668-9672.
- Stephen, G.L. and P.J. Webster, 1981: Clouds and climate: sensitivity of simple systems. *J. Atmos. Sci.*, 38: 235-247.
- Sundqvist, H., 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 104, 677-690.
- Wang W.C., W.B. Rossow, M.-S. Yao and M. Wolfson, 1981: Climate sensitivity of a one-dimensional radiative-convective model with cloud feedback. *J. Atmos. Sci.*, 38: 1167-1178.
- Washington, W.M. and G.A. Meehl, 1983: General circulation model experiments on the climate effects due to a doubling and quadrupling of carbon dioxide concentration. *J. Geophys. Res.*, 88: 6600-6610.
- Wetherald, R.T. and S. Manabe, 1988: Cloud feedback processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397-1415.
- Yamazaki, K., 1989: A study of the impact of soil moisture and surface albedo changes on global climate using the MRI-GCM. *J. Met. Soc. Japan*, 67, 123-146.

1052 : 107 : 202 (雲 ; 降水)

### 3. 雲と降水のメカニズム\*

高橋 劭\*\*

#### 1. はじめに

最近の大気大循環モデルは雲を導入、その放射効果の大気運動への重要性が強調されている (Wetherald と Manabe, 1980 ; Ramanathan 等, 1983). Liou と

Zheng (1984) によると、雲の放射効果を導入してはじめて、ハードレイ (Hadley) 循環が活発になるという。モデルはまた全地球上の降水分布も計算している。しかし雲・降水のパラメタリゼーションは、いまだかなり便宜的なもののようにみえる (Slingo, 1987)。改良が必要で、そのためには雲の物理的性質を考慮したパラメタリ

\* Mechanism on cloud formation and Precipitation.

\*\* Tyutomu Takahashi, 九州大学理学部.