

# 昭和53年秋季大会シンポジウム 「気候モデルとその問題点」の報告\*

## まえがき

昭和53年秋季大会シンポジウム「気候モデルとその問題点」は、1978年11月15日、宮城県民会館において、片山昭氏を座長として開催された。その概要を、講演者による投稿論文および討論抄録によって報告する。討論記録の作成には、座長の片山 昭、東北支部の大島汎海両氏の労をわずらわした。

## 気候モデルに用いられる力学モデル\*\*

岸 保 勘三郎\*\*\*

### 1. はしがき

ここでは、気候モデル一般の話ではなく、短期予報の限界である2～3週間から季節位までの時間スケールを考え、そのような大気変動の研究に用いられる力学モデルの概略を述べてみたい。よく知られているように、短期数値予報では、まず初期値を与え、次に大気の運動方程式を用いて将来の大気変動を予測する。この考え方の根底には、初期値を与えれば将来の事が自動的に決まってくるという仮定がある。その点で決定論的モデルによる予報である。これに対し最近では、初期値の不正確さ、運動方程式などの時間積分による初期値の不正確さの拡大といったものを考慮した確率論的力学モデルが考えられるようになった。

### 2. 確率的力学モデル

理解を易しくするために、ここでは次のような温度変化の式を取り上げてみる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = c \quad (T: \text{温度}, c: \text{加熱率}) \quad (1)$$

もし  $c$  一定であれば、 $t$  時間後の  $T$  は、

$$T = T_0 + ct \quad (T_0 = (T)_{t=0}) \quad (2)$$

決定論的モデルでは  $t$  時間後の温度は上式で与えられるが、初期値  $T_0$ 、加熱率  $c$  に変動の幅がある場合には確

率的な取り扱いが必要となってくる。

今、 $T_0, c$  の統計的平均値を各々  $\langle T_0 \rangle, \langle c \rangle$  とし、平均値からのズレの幅を表わす量として分散  $\sigma_{T_0}^2, \sigma_c^2$  を考えてみる。分散の定義より、

$$\sigma_{T_0}^2 \equiv \langle (T_0 - \langle T_0 \rangle)^2 \rangle, \sigma_c^2 \equiv \langle (c - \langle c \rangle)^2 \rangle \quad (3)$$

$\sigma_{T_0}^2, \sigma_c^2$  が零であれば決定論的モデルの取り扱いになるが、大気の場合には  $\sigma_{T_0}^2, \sigma_c^2$  はある有限の幅をもっている。これらの関係式を用いて温度  $T$  の分散  $\sigma_T^2$  を考えてみる。 $\sigma_T^2$  の定義より、

$$\sigma_T^2 \equiv \langle (T - \langle T \rangle)^2 \rangle \quad (4)$$

一方、(2)より  $\langle T \rangle = \langle T_0 \rangle + \langle c \rangle t$ 。この式と(2)より次式を得る。

$$T - \langle T \rangle = T_0 - \langle T_0 \rangle + (c - \langle c \rangle)t \quad (5)$$

(5)を(4)に代入すれば、

$$\begin{aligned} \sigma_T^2 &\equiv \langle (T_0 - \langle T_0 \rangle)^2 \rangle + 2\langle (T_0 - \langle T_0 \rangle)(c - \langle c \rangle) \rangle t + \langle (c - \langle c \rangle)^2 \rangle t^2 \\ &= \sigma_{T_0}^2 + 2\langle (T_0 - \langle T_0 \rangle)(c - \langle c \rangle) \rangle t + \sigma_c^2 t^2 \end{aligned} \quad (6)$$

すなわち、初期( $t \leq t_0$ )には、 $\sigma_T^2$  は上式の第2項で示されているように  $(T_0 - \langle T_0 \rangle)$  と  $(c - \langle c \rangle)$  の共分散の値によって増大(共分散正の時)もし、また減少(共分散負の時)もする。時間が充分たてば( $t \gg t_0$ )、第3項に示されているように  $\sigma_T^2$  は  $\sigma_c^2$  に比例して急速に増大する。

以上の例では、もし  $\sigma_c^2$  が時間に関し一定の場合に

\* Symposium on climatic model.

\* Dynamical model related to climatic model.

\*\* K. Gambo, 東京大学理学部

は、温度の分散  $\sigma_T$  は時間の二乗に比例していくらでも大きくなる。しかし実際の気候の場合には、温度は時間と共に無限大の大きさになることはない。時間に対して有限の幅の枠内で変動している。

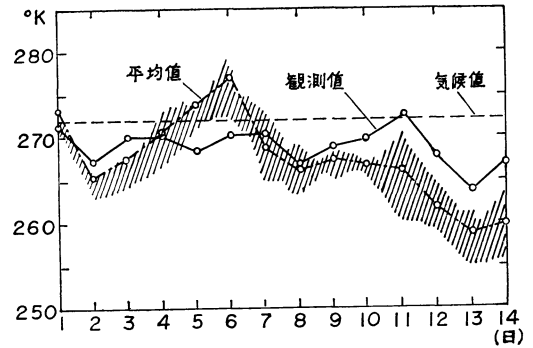
### 3. モンテ・カルロ方式による数値シミュレーション

確率的力学モデルでは、分散の変動を吟味することが一番大切である。前節の例をとれば  $\sigma_T^2$  の時間変動の推定ということであるが、 $\sigma_T^2$  の推定には、(6) でみられるように  $\sigma_c^2$  の時間変動、 $(T_0 - \langle T_0 \rangle)$  と  $(c - \langle c \rangle)$  の共分散の時間変動を知る必要がある。そのためには、

$$\frac{\partial \sigma_c}{\partial t}, \frac{\partial}{\partial t} \langle (T_0 - \langle T_0 \rangle)(c - \langle c \rangle) \rangle$$

式を考えなくてはならない。このような考え方で大気の運動方程式、熱力学の式の取り扱いを考えてみると、運動方程式については、風速  $u, v, w$  (東西, 南北, 鉛直成分) の分散 ( $\sigma_u^2, \sigma_v^2, \sigma_w^2$ ), 共分散  $\langle (u - \langle u \rangle)(v - \langle v \rangle) \rangle$ ,  $\langle (u - \langle u \rangle)(w - \langle w \rangle) \rangle$  …… など、また熱力学の式について、温度  $T$  と風速との共分散  $\langle T - \langle T \rangle \rangle (u - \langle u \rangle) \rangle$ ,  $\langle (T - \langle T \rangle)(v - \langle v \rangle) \rangle$  …… などたくさん量の量についての予報式が必要となってくる。一般的にいて、 $N$  個の変数についての予報式があれば上述のような分散、共分散についての予報式は  $N(N+1)/2$  個となる。現在の気候大循環モデルでは、水平面上の格子点で各々風速、気温、湿度などの予報を行なっているので、全地球上では  $N$  の数は  $10^6$  個位となる。したがって、分散、共分散の予報式を含めた気候大循環の計算量は膨大なものとなり、現在の計算機の能力ではちょっと現実性がない。しかし、計算機能力がもうひとまわり大きくなる時代には上述の方式は現実的なものとなるだろう。

上述の確率的力学モデルに替わるものとして、現在モンテ・カルロ方式が考えられている。この方式では基本式としては決定論的モデルを用いるが、この場合に初期値をいろいろ変え、それに対する予報値を独立に求める。そして最終的には、求められた予報値より、平均値、分散を求める。前節の例について考えれば、(1) の解、 $T = T_0 + ct$  について、 $T_0$  の値と  $c$  の値を、 $\langle T_0 \rangle$ ,  $\langle c \rangle$  ( $T_0, c$  の平均値) のまわりに少し変え、それに対する  $t$  時間後の  $T$  の値を求める。そして最終的には、 $T(t)$  の平均値、分散を求める。この場合、初期値を  $m$  回変えて、 $m$  個の  $T(t)$  を求めることになる。したがって、 $N$  個の予報式があれば、 $mN$  個の予報式を用いたことと同じになる。前に述べた確率的力学モデルでは



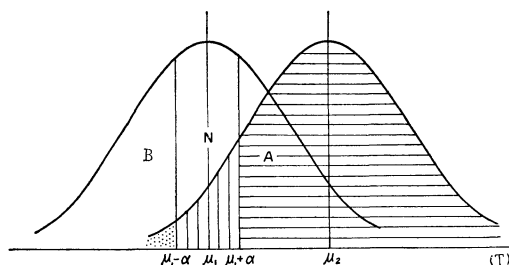
第1図 北米の平均地上気温の2週間予報。  
(Halem, M: Report of meeting on weatherfood interactions, MIT, November, 1975 の論文より転載)。

$N(N+1)/2$  個の予報式を用いるのに対し、モンテカルロ方式では  $mN$  個の予報式を用いることになる。正確な議論ではないが、経験によれば  $m$  は10位で、すなわち初期値を変えて10回位予報を行えば、予報値の平均値、分散を近似的に求める事ができるようである。 $m$  が10位であれば、この方式は現在の電子計算機能力からみて実行可能なことである。事実、この方式で2,3の試みが行なわれているので、その結果の概略を説明しておきたい。

第1図は、アメリカ北東部(面積 $\sim 10^6 \text{km}^2$ )に限定した場合の地表面気温の2週間予報である(Halem, 1975)。初期値は1974年1月1日にとってある。また、気候大循環モデルを用いての2週間予報で、初期値として気温は地球上の各格子点で  $\pm 1^\circ\text{C}$ 、風速は  $\pm 3 \text{m/sec}$  の変化をランダムに与え、5通りの予報を行なっている。図の実線は観測値であり、点線は5通りの予報の平均値であり、その分散は斜線で示してある。参考までに1月の平均値を鎖線で示してある。図からもわかるように、予報の後半で寒くなるという傾向はだいたい予測されている。この例はわずか5通りの2週間予報の例であるが、もっと長い期間、すなわち季節予報に対してはどのようになるであろうか、試行回数は何回位必要なのであろうか、今後検討されるべき問題が残されている。

### 4. 敏感度テスト

最近、海面水温の変動が季節変動に対し、どの位敏感であるのかを調べるために、敏感度テスト(sensitivity test) というものが試みられるようになった。手法としては、気候大循環モデルを用いて、前節で述べたモンテ・



第2図 月平均地上気温のガウス分布(模式表示).  
横軸: 気温, 縦軸: 頻度, N: normal, A: abnormal,  
B: below normal.

カルロ方式を採用する.

敏感度テストの基本的な考え方は次のように要約される. まず平年値の海面水温を与え, たとえば1ヶ月予報を行なって, 月平均の地上気温分布  $T$  を求める. モンテ・カルロ方式を採用すればたくさんの試行による  $T$  の平均値  $\mu_1 \equiv \langle T \rangle$ , また, 平均値からの分散  $\sigma_T^2 = \langle (T - \mu_1)^2 \rangle$  が求まる. その時の  $\mu_1$  のまわりの頻度分布を書くと, 第2図の左側のようなガウス分布になることが予想される. 次に, 図の左側のガウス分布の領域を1/3ずつ分割し, 横軸の  $T$  が  $\mu_1 + \alpha$  より大きい領域をA (abnormal の略),  $\mu_1 + \alpha$  と  $\mu_1 - \alpha$  の間の領域をN (normal の略),  $\mu_1 - \alpha$  より小さい領域をB (below normal の略) とする. すなわち, 月平均値が  $\mu_1 - \alpha \leq T \leq \mu_1 + \alpha$  を満たす時は平年値の範囲であると定義する.  $T > \mu_1 + \alpha$  の時は平年値より高温,  $T < \mu_1 - \alpha$  の時は平年値より低温と定義する. このような定義を基準にして, 海面水温を変化させ, それに対する大気の変動をモンテ・カルロ法で調べてみる. たとえば, 海面水温を3°C昇温させた場合の1ヶ月, 月平均地上気温が, 第2図の右側のように試行平均値  $\mu_2$  を中心にしたガウス分布になったとする. その時平年値より高温(図の右側のAの領域)で

ある確率は, (第2図の右側のガウス分布の横線面積) / (ガウス曲線で囲まれた全面積 =  $S$ ) で与えられる. 一方, 平年値である確率は, (第2図の左側のガウス分布の縦線面積) /  $S$ , 平年値より低温である確率は, (第2図の左側のガウス分布の点領域) /  $S$  で与えられる. これらの確率値は,  $(\mu_2 - \mu_1)$  とガウス分布の分散  $\sigma^2$  とを与えれば容易に求める事ができる. たとえば,  $\mu_2 - \mu_1 = \sigma$  の場合上述の確率は, それぞれ75%, 25%, 5%となる. すなわち,  $\mu_2 - \mu_1 = \sigma$  の時は, 平年値より高温である確率は75%位であるといえる.

以上のような考えに基づいて海面水温の変動がどの位大気の変動に反応するかを吟味する事ができるが, このような考えは原理的に地表面アルビードの変化, 雲の生成とそれに伴う日射の反射率の変化などの敏感度テストにも適用できる訳である. とところで, 現実の問題に立ち返ってみると, 現状ではいくつかの問題点が残されている. 一番難しい点は, 第2図の左側のガウス分布と観測されるガウス分布のくい違いである. 第2図の説明では, 海面水温の平年値に対するモンテ・カルロ方式の結果を基準にして話を進めたが, 第2図の左側のガウス分布が実際に観測された月平均地上気温のガウス分布と一致するという保証は何もない. 両者の間にはくい違いがあり, その点で大気循環モデルそのものの改良という大切な仕事が今後の課題として残されている. 現在行なわれている敏感度テストは, 正確にはテストに用いられる大気循環モデルに対する敏感度テストというべきであろう. しかし, このような弱点があるにせよ, 2~3週間から季節位の時間スケールに対する気候変動の物理的内容を議論するためには, 大気循環モデルの活用以外の道は考えられない. わが国でも, 近い将来大気循環の数値シミュレーションが, ひとつの思考実験の道具として, 気楽に活用できる日がくることを期待したい.

## 討 論

高橋(気象大学校): 変動を Gauss 分布で表わしていたが, 実際には地表気温などは Gauss 分布からはずれている. 一般的には変動は Gauss 分布では表わされないのではないか.

岸保: 周期性があるときは Gauss 分布からはずれるがいままでの話は変動が Gauss 分布をしているとしたときのものである.

高橋: Stochastic dynamical model を考えるときにランダムな外力がそのまま気候変動になるのではなく, 気候モデルに一種の固有振動がありランダムな外力のなかのあるエネルギーを吸収し変動する, というようなことを配慮すべきではないか.

片山(気象庁): 海洋混合層の例の場合ランダムな力としては, 実際にどのようなものを考えればよいか.

岸保：風速に比例し大気の温度と海水の温度の差に比例する顕熱フラックスを考える。

中島（東北大学）：数千年から数万年の長い時間スケールに関しては、モデルを deterministic に考えてよいか。それともやはりランダムな力があるのか。

岸保：大気の上層観測のデータは30年しかないので長い時間スケールの変動を議論するのは不可能に近く、私もわからない。ここで述べた方法論は季節から年の時間スケールの問題に限り、1000年から100万年のスケールの問題に有効であるかどうかは議論がある。

田中（東北大学）：ランダムな力を与えたとき、海は長周期的な成分をよく吸収していた。これは海の time constant が大きいため、大気の遅い変動をよく吸収するからであると考えてよいか。

岸保：そう考えてよい。

山本（宮城教育大学）：長い時間スケールの問題は観点が違ってきて力学よりも熱収支の方が重要になり、かえって楽になるような気がする。それに対して気象学では運動方程式が関与する問題で、時間スケールの短い場合はよいが時間スケールの若干長い1週間から1年の問題が、極めて難しいように思う。

## 熱収支モデル\*

田 中 正 之\*\*

### 1. はしがき

気候形成に関与している諸々の過程とそれらの間の相互作用が直接的に組み入れられているような本来の気候モデルを作ることは、極めて難しい。大気大循環モデルが一応このようなモデルのひながたと考えられるが、それを上のような意味での気候モデルにまで発展させるには、まだ多くの解決すべき問題が残されている。また、大気大循環モデルのような複雑なモデルを用いた研究には、専用の大型計算機が不可欠で、誰もが手軽に始められるというようなわけのものではない。このような状況から、たとえ第1近似であっても、より簡単な気候モデルを作り、それによって気候の形成や変動の問題に対する理解を段階的に深めていくという方向が多くの研究者によって志向されて来た。ここでは、そのような簡単なモデルとして、(1)全球平均モデル (2)放射-対流平衡モデル および(3) Budyko-Sellers 型のモデルの3種類のモデルを取り上げた。(1)は、水平方向には全球平均、垂直方向には全気柱平均を考えた0次元モデルであるが、Budyko-Sellers 型のモデルによって示される気候の特性はこのモデルの中に縮退されて含まれていることが指摘される。(2)は、水平方向には全球平均をとり、放射と対

流の効果による垂直方向の熱輸送だけを考慮した垂直1次元モデルである。このモデルは、人間活動に伴う大気組成(気体成分およびエアロゾル)の変化が気候に及ぼす影響の見積もりなどで最も広く用いられているので、このモデルの実際の応用例と問題点についてやや詳しく述べた。(3)は、水平方向には各緯度帯で経度平均をとり、垂直方向には大気とその下の海陸を含む垂直柱(地球-大気系)をひとまとめにして考えた、南北方向の1次元モデルである。この型のモデルは、はじめにBudyko (1969) と Sellers (1969) によって独立に提案されている。その二つを比べると、具体的な表現は違っているが基本的な考え方は殆ど同じである。すなわち、どちらも大気上端から空間に放出される赤外放射量、太陽放射に対する地球-大気系のアルベード、大気・海洋の循環に伴う熱エネルギーの南北輸送量などの各熱収支項を地表気温の関数として経験的に表現している。特に、地球-大気系のアルベードを地表気温の関数として表現することにより、どちらのモデルにも、アルベードと地表気温の結合効果としての強い正のフィードバック作用が含まれている。雪や氷に覆われた領域は、太陽放射に対して著しく高い反射率(アルベード)を有するが、その拡がりは地表気温によって規制されている。地表気温の上昇は雪氷面積を減少させ、それによるアルベードの減少は

\* Energy balance models.

\*\* M. Tanaka, 東北大学理学部。

地球の吸収する太陽放射エネルギーを減少させるので、これによって気温上昇は増幅される。逆の場合も同様で、気温の低下はそれによる雪氷面積の増加によって増幅される。Budyko や Sellers がこのような効果を取り入れることによって得た結果は、太陽放射のわずかな変化（あるいはそれと等価な地球-大気系のアルベードのわずかな変化）に対して、気候の劇的な変化が起こる可能性があるということであった。すなわち、彼らは、太陽放射量のわずか1.6~2.0%の減少によって地球の全球凍結が起こるという結果を得たのである。この結果は、いろいろの意味で研究者の関心をよび、1970年代に入ってBudyko-Sellers 型の気候モデルの特性を論じた研究が相次いで発表されている。ここでは、紙面の都合により、Budyko-Sellers 型のモデルとその問題点についてのみ述べることにする。

2. Budyko-Sellers 型のモデル

水平方向には経度平均をとり、垂直方向には大気とその下の海陸を含む垂直柱（地球-大気系）をひとまとめにして考えるものとする。各緯度  $\varphi(x=\sin\varphi)$  でのこの系の熱収支は、一般に、

$$C(x) \frac{\partial T(x,t)}{\partial t} = Q(x,t)[1-\alpha(x,t)] - I(x,t) - D(x,t) \tag{1}$$

とかける。Cは、地球-大気系の垂直柱の熱容量に当たるもので熱慣性係数と呼ばれている。Tは地表気温である。右辺第1項は地球-大気系の受ける正味の太陽放射量で、Qは大気上端への入射量、 $\alpha$ はアルベードである。また、Iは大気上端から空間に放出される赤外放射量、Dは大気と海洋の運動によって考える緯度帯から別の緯度帯へ運び去られる熱量（すなわち各緯度帯を横切って南北に輸送されている熱流束の発散量）である。いま、1年間の平均値について考えるものとする。地球の熱的状态（温度）はそれぞれの場所で定常状態にあり、熱エネルギーの過不足による加熱や冷却は生じていないとしてよい。そこで(1)は、

$$Q(x)[1-\alpha(x)] - I(x) - D(x) = 0 \tag{2}$$

とおける。(2)において、Q(x)については、

$$Q(x) = Sf(x)/4 \tag{3}$$

の関係がある。Sは太陽定数、f(x)は各緯度への太陽放射の配分を決める幾何学的因子である。地球の単位表面の受ける平均の太陽放射量はS/4であるから、(3)の両辺をxについて積分することにより、f(x)の規格化条件として、 $\int_0^1 f(x) dx = 1$  が得られる。一方、 $\alpha(x)$ 、I(x)、D

(x)等については、これを地表気温 T(x)の関数として経験的に表現してやらなければならない。すなわち、パラメタリゼーションが必要になる。

Budyko (1969) は、地球の熱収支に関する彼自身の長年の研究成果を用いて、次のようなパラメタリゼーションを行なっている：

$$I(x) = (a+bn) + (a_1+b_1n) T(x) \tag{4}$$

$$D(x) = \beta[T(x) - \bar{T}] \tag{5}$$

$$\alpha(x) = \begin{cases} 0.62 & x > x_i \text{ (または } \bar{T}(x) < -10^\circ\text{C)} \\ 0.50 & x = x_i \text{ ( " } \bar{T}(x) = -10^\circ\text{C)} \\ 0.32 & x < x_i \text{ ( " } \bar{T}(x) > -10^\circ\text{C)} \end{cases} \tag{6}$$

(4)において、nは雲量、a, b, a<sub>1</sub>, b<sub>1</sub>は定数である。雲量は緯度によっても変わるが、Budyko (1969) は、その気候モデルの中では一定値 n=0.5 を採用している。したがって、(4)は実際には I(x)=A+BT(x)の形で用いられている。A, Bは定数である。(5)において、 $\beta$ は定数、 $\bar{T}$ は全球平均の地表気温 ( $\bar{T} = \int_0^1 T(x) dx$ ) である。また、(6)において、x<sub>i</sub>は、雪氷に覆われている地域（高緯度側）と雪氷に覆われていない地域（低緯度側）の境界の緯度( $\varphi_i = \sin^{-1}x_i$ )である。極氷の拡がりや世界各地の山岳氷河・雪渓の標高などから、雪氷で覆われている地域とそうでない地域を分ける臨界気温として、年平均気温で-10°Cという値が採用されている。現在の雪氷域の境界は、北半球で72°N、南半球では63°Sとなっている。

一方、Sellers (1969) のパラメタリゼーションは次のようになっている：

$$I(x) = \sigma T^4 [1 - m \tanh(19T^6 \times 10^{-16})] \tag{7}$$

$$D(x) = \text{div}(F_T) = \frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial}{\partial y} \sin\theta (F_A + F_q + F_o) \tag{8}$$

$$\left. \begin{aligned} F_A &= K_A \frac{\partial T}{\partial y} - \bar{v}T \\ F_q &= K'_q \frac{\partial q(T)}{\partial y} - \bar{v}T \\ &= K_q \frac{q(T)}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} - \bar{v}T \\ F_o &= K_o \frac{\partial T}{\partial y} \end{aligned} \right\} \tag{9}$$

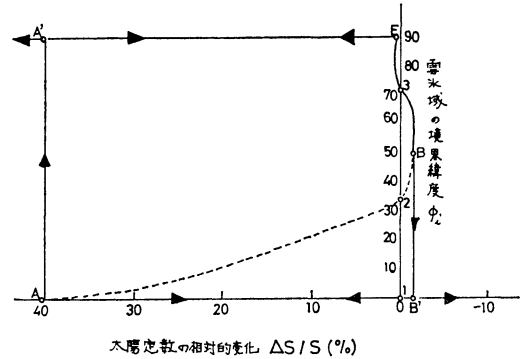
$$\alpha(x) = \begin{cases} b(x) - 0.009T(x) & T(x) < 283.2^\circ\text{K} \\ b(x) - 0.009 \times 283.2 & T(x) > 283.2^\circ\text{K} \end{cases} \tag{10}$$

$$(0.25 \leq \alpha(x) \leq 0.85)$$

(7)で $\sigma$ はStefan-Boltzman定数、mは大気層による減衰の程度を表わす因子である。Sellersはm=0.5としている。(8)(9)で変数(y)は、y=a $\theta$ (a=地球半径、 $\theta=\pi/2-\varphi$ )である。F<sub>T</sub>, F<sub>A</sub>, F<sub>q</sub>, F<sub>o</sub>などは、それぞれ、大気・海洋による全輸送量(F<sub>T</sub>)、大気による顕熱の輸送量(F<sub>A</sub>)、

大気による潜熱の輸送量( $F_q$ )、および海洋による顕熱輸送量( $F_o$ )である。これら各輸送量は、線型の拡散モデル(9)で表わされている。ここで、 $K$ は拡散係数で緯度毎に決まる定数、 $\bar{v}$ は高度について積分された子午線方向の平均的な風速で南北方向の温度差の1次式で与えられるとしている。 $q$ は海面での飽和比湿である。また、(10)において、 $b(x)$ は緯度によって決まる定数である。アルベードは、地表気温が $10^\circ\text{C}$ 以下の場合には雪氷被覆の影響によって温度と共に変化するが、地表気温が $10^\circ\text{C}$ 以上であればその影響はないとしているわけである。アルベードの上限および下限はそれぞれ0.85および0.25とし、(10)から得られる値がこの範囲からはみ出た場合には対応する上限または下限の値で置き換えられるとしている。

(4)~(6)あるいは(7)~(10)のパラメタリゼーションを(2)に代入すると、各緯度の地表平均気温、したがってまた全球平均気温や雪氷域の境界緯度、と太陽放射量との閉じた関係式が得られる。Budyko (1969)や Sellers (1969)はその関係式(モデル)によって、太陽放射量の変化に対する気候の応答を調べ、既に述べたアルベードと地表気温の結合による強い正のフィードバック作用を見出している。一例として、Budykoの得た結果を、彼自身の総合報告(Budyko, 1978)から引用して、第1図に示しておこう。第1図は、大気上端に入射する太陽放射量に変化したとき、雪氷域の境界がどのように変化するかを示したものである。図の横軸は太陽定数の変化量(%), 縦軸は雪氷域の境界緯度 $\phi_i$ である。計算では北半球の状態を考えており、現在の気候に対応して雪氷域の境界は $72^\circ\text{N}$ にとられている。図中の点3がこれを示す。太陽放射量が現在より極くわずか大きいところに極氷のない気候(点E)がある。一方、太陽放射量が現在の値より減少すると、それに伴って雪氷域は拡大し、太陽放射量が約1.6%減少したところ(点B)で、気候は不安定となって雪氷域は自動的に拡大する。その結果は地球の全球凍結(点B')である。地球がいったん全球凍結を起こすとその状態は太陽放射量の変化に対して著しく安定であるが、太陽放射量が現在より約40%増加すると再び不安定となって雪氷の全くない状態(点A')に戻る。この結果は、地球の熱的平衡(気候)には大きく分けて二つの異なる状態があることを示している。一つは雪氷に覆われた領域を全く持たないか、または一部分だけが雪氷(極氷)に覆われている“暖かい地球”であり、もう一つは全球的に凍結した“冷たい地球”である。この



第1図 太陽放射量と雪氷に覆われた領域の拡がりの関係。横軸は太陽定数の相対的变化、縦軸は雪氷域の境界(南限)の緯度を示す。現在の気候は点3が表わされ、雪氷域の境界は緯度 $72^\circ$ にある。太陽放射量が1.6%まで減少すると雪氷域は緯度 $50^\circ$ (点B)まで前進し、そこで不安定となって全面凍結(点B')を起こす。全面凍結した地球は著しく安定で、太陽放射量が約40%増加(点A)したとき、初めて雪氷のない状態(点A')に戻る。破線は不安定解を示す(Budyko, 1978)。

二つの状態(平衡解)の間の遷移は、太陽放射量がある臨界値を越えた場合に生ずる不安定によって、不連続的に起こる。また、太陽放射量が現在の値に対して1.6%よりさらに小さい場合、および40%よりさらに大きい場合には、それぞれ“冷たい地球”および“暖かい地球”の解だけが存在するが、太陽放射量はその中間の値をとる場合には、いずれの状態も解として存在する。現在の気候は“暖かい地球”の状態(点3)にあるが、現在と全く同じ太陽放射量に対して全球凍結の“冷たい地球”の状態(点1)も安定に存在し得るのである。このことはさして奇異なことではなく、もしも地球が全球的に凍結しているならば、そのアルベードは現在の値とは異なっている筈であるから、太陽放射の吸収と赤外放射の放出のつり合いの結果として、現在とは異なるある平衡温度が決まってくるということの意味している。なお、 $B \rightarrow B'$ あるいは $A \rightarrow A'$ のような不連続的な遷移は、Budykoモデルのような定常状態を取り扱った(時間変化を含まない)モデルでは直接的には表現できない。Budykoモデルの解は、実際には、この部分で破線BAのようになる。この解は、太陽放射量の増加(または減少)に伴って雪氷面積が拡大(または縮小)するという性質を表わ

しているが、Budyko (1972) はその独自の直感によって、そのような解が不安定であって、太陽放射量や気温などの微小な変動によって容易に雪氷のない状態または全球凍結の状態（いずれも安定解）に遷移してしまうだろうと述べている。Budyko のこの推論は、その後 Held・Suarez (1974), Chyleck・Coakley (1975), North (1975 a, b), Frederiksen (1976), Su・Hsieh (1976) などの多くの研究者によって、より厳密な数学的立場から確かめられている。

### 3. Budyko-Sellers 型モデルの問題点

Budyko や Sellers の研究は、地球の気候のもつ特性について極めて興味深い知見を与えたものである。しかしながら、彼らのモデルは、本来は非常に複雑な地球の熱収支過程を極端に単純化することによって得られたものである。その結果として、すべての熱収支項は単純な経験式の形で表現されている。それらの経験式は、当然のことながら、現在の気候状態から抽出されたデータを用いて構成されており、それを現在とは異なる気候状態に外挿し得るといふ保証が必ずしもあるとは限らない。

大気上端から空間に放出されている赤外放射量を、地表気温の関数として経験的に表現する場合を例にとってみよう。最近では、気象衛星からの放射観測の結果をデータとして利用することができる。赤外放射量も地表気温も各緯度帯毎に経度平均をとり、さらにそれらの年平均値をとってつき合わせるのが普通のやり方であるが、その場合、高温部のデータは低緯度のデータであり、低温部のデータは高緯度のデータである。すなわち、経験式を作るのに必要な地表気温の変化範囲は緯度の違いから得ているわけである。もしも地球大気が赤外放射に対して完全に透明であって、地表面は黒体放射を放っているというような場合であれば、このような制約はあまり気にする必要はない。この場合には、観測の場所や時刻には関係なく Stefan-Boltzmann の法則 ( $I = \sigma T^4$ ) に則った正しい（普遍的な）経験式を導くことができよう\*。実際には、地球大気は赤外放射に対して透明ではなく、大気上端から放出されている赤外放射量は、地表面温度と同時に大気中の気温や湿度の分布、雲の状態などによって強く規制されている。したがって、地球の気候が変化して、たとえば中緯度地方の地表気温が現在の高緯度地方と同じになったような場合に、大気の状態全体が全

く同じように変化するのであれば問題はないが、もしそうでないならば、この経験式による外挿は誤まった結論を導く恐れがあると考えなければならない。ところで、同じようなパラメタリゼーションは、ある緯度帯での月平均のデータを用いて行なうこともできる。この場合には、温度の変化範囲は季節の違いから得られる。すなわち、高温部には夏のデータ、低温部には冬のデータが対応している。Cess (1976) は、気象衛星データを用いて、それぞれ各緯度帯毎の年平均値と緯度  $35^\circ \text{N}$  での月平均値とから赤外放射量のパラメタリゼーションを行なっているが、その結果によると、月平均値から得られた経験式は年平均値から得られたものに比べて2倍以上も強い地表気温に対する依存性を示している。このような結果は、普遍性のあるパラメタリゼーションという基本的な問題について再検討の必要があることを示唆している。同じようなことは、地球-大気系のアルベードやエネルギーの南北輸送量についても言える。

上の問題とも関連して、Budyko-Sellers 型の熱平衡モデルが、各熱収支項のパラメタリゼーションの違いに対してどの程度に敏感なものであるかという“量の問題”も重要であろう。ここでは各項毎にこの問題を検討してみよう。

#### (1) 赤外放射量

Budyko (1969) のパラメタリゼーションは(4)で与えられるが、 $n=0.5$ としているので、実際には、

$$I(x) = A + BT(x) \quad (11)$$

の形で与えられる。North (1975 b) は、(7)で与えられる Sellers (1969) のパラメタリゼーションも(11)の形に線型化できることを示している。赤外放射量を  $W \text{cm}^{-2}$ 、地表気温を  $^\circ \text{C}$  で表わすものとする、Budyko (1963) の経験式は、

$$I(x) = 201.4 + 1.45T(x) \quad (12)$$

となり、線型化された Sellers (1963) の経験式は、

$$I(x) = 211.4 + 1.55T(x) \quad (13)$$

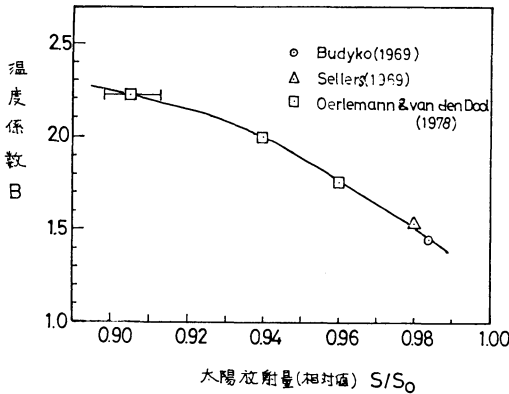
となる。既に述べたように、Cess (1976) は気象衛星データ（年平均値）を用いて同様のパラメタリゼーションを行なっているが、その結果は北半球 (N.H) と南半球 (S.H) のそれぞれに対して、

$$\begin{aligned} I_{N.H}(x) &= 257 + 1.63T(x) - [91 + 0.11T(x)]n \\ I_{S.H}(x) &= 262 + 1.64T(x) - [81 + 0.09T(x)]n \end{aligned} \quad (14)$$

となっている。これを平均雲量を用いて(11)の形にかくと、南北両半球の平均として、

$$I(x) = 211.3 + 1.58T(x) \quad (15)$$

\* ただし、各緯度帯での表面温度が経度や季節によってあまり大きく違うと、温度の4乗の平均値と温度の平均値の4乗は異なるという問題は出てくる。

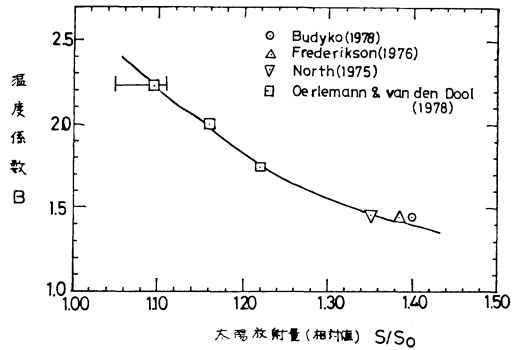


第2図 赤外放射量の地表気温に対する依存性と、全球凍結への遷移を起こす太陽放射量との関係。縦軸は温度係数  $B$  の値、横軸は全球凍結への遷移が起こる際の太陽放射量の相対値。図中の横線は拡散係数を最適値のまわりで変化させた時の変化範囲を示す。

となって、Cess (1976) の結果は Sellers (1969) の結果と殆ど一致している。ところが、最近 Oerlemans・van den Dool (1978) は、Cess (1976) が用いたのと全く同じ気象衛星のデータ (Ellis・Vonder Haar, 1976) を用いて、Cess (1976) とはかなり異なる結果、

$$I(x) = 205 + 2.23T(x) \quad (16)$$

を得ている。(16) に比べて (14) の方が、赤外放射量が地表気温に強く依存するという結果になっている。この違いについて Oerlemans・van den Dool (1978) は、Cess (1976) の用いた極域での地表気温が低過ぎるためであると述べている。極域では地表付近に強い気温の逆転層があるので、地表気温の取り扱いには問題が残されている。ところで、上のような赤外放射量のパラメタリゼーションの違いによって、Budyko-Sellers 型の熱平衡モデルの解がどのように違ってくるかというのが、ここで取り上げる問題である。Oerlemans・van den Dool (1978) は、赤外放射量としては (16) を用い、エネルギーの南北輸送量には線型拡散モデル、地球-大気系のアルベードには独自のパラメタリゼーションを導入して、太陽定数の変化に対する全球平均気温の変化を求めている。その結果は、定性的には Budyko (1969) の結果とよく一致しているが、定量的には大きな違いが見られる。すなわち Budyko の結果では太陽放射量の 1.6% の減少で全球凍結への遷移が起こっているのに対し、Oerlemans・van den Dool の結果では太陽放射量の 9.5% の減少によって初めてこの遷移が起こっている。同様に、全球凍結状態から雪氷のない状態への遷移についても、Budyko の



第3図 赤外放射量の地表気温に対する依存性と全球凍結から雪氷のない気候への遷移に要する太陽放射量との関係。

結果では太陽放射量の 40% の増加を必要としているのに対して、Oerlemans・van den Dool の結果ではこの値は約 10% となっている。このような相違の生ずる主な原因は、(12) と (14) に見られる赤外放射量のパラメタリゼーションの違いにある。Oerlemans・van den Dool (1978) は、赤外放射量が地表気温に強く依存する (すなわち (11) 右辺の係数  $B$  の値が大きい) 場合には、太陽放射量の増減に見合うだけ赤外放射量が増減するために必要な地表気温の変化は小さくて済むので、気候は太陽放射量の変化に対してより安定であると指摘している。この点をよりいっそうはっきりさせるために、(11) の右辺第 2 項の係数  $B$  の値と気候が不連続的な遷移を起こす太陽放射量との関係をプロットしてみると、第 2、3 図のようになる。第 2 図は、現在の気候から全球凍結状態の気候への遷移の場合で、係数  $B$  の値が小さいだけ、この遷移は起こり易くなることがわかる。一方、第 3 図は全球凍結の気候から雪氷のない気候への遷移の場合で、この遷移は係数  $B$  の値が小さいだけ起こりにくい。図中に引用した各研究者の計算結果は、計算スキームも他の熱収支項のパラメタリゼーションも必ずしも同じではないが、それにもかかわらずきれいな整合関係にあって、気候状態の遷移が赤外放射量のパラメタリゼーションによって強く規制されていることを示している。Cess (1976) と Oerlemans・van den Dool (1978) が同じ気象衛星データから大幅に異なるパラメタリゼーションを得ていることは既に述べたが、このような問題を解決して、赤外放射量に関するより普遍性のある表現を見出すことが重要とされる所以である。

(2) アルベード



太陽放射に対する地球-大気系のアルベードと地表気温の間の関係は、地球の気候に潜在的に含まれている特性を決定している最も重要な要因である。アルベードと地表気温の関係いかんによって、太陽放射量の変化に対する気候の応答は大きく左右される。これに関して、Sellers (1969) は、(10)式で与えられるパラメタリゼーションを用いると太陽放射量の2%の減少で気候の不安定(全球凍結)が生ずるが、(10)式において温度係数を0.009から0.005に減らすと気候はより安定となり、太陽放射量の5%の減少で初めて不安定が生ずるという実験結果を得ている。一方、Schneider・Gal-Chen (1973) は、やや異なった観点からこの問題を考察している。すなわち、彼らは、(1)に示した時間変化を含むモデルによって気温の初期擾乱を与えたときの漸近解として得られる定常解の振舞いを調べている。各熱収支項のパラメタリゼーションとしては、赤外放射量、アルベードおよび南北方向の熱輸送項共にSellers (1969) のパラメタリゼーションに従ったS-モデル、赤外放射量とアルベードはSellers (1969) のパラメタリゼーションに従い南北方向の熱輸送項だけはBudykoの(5)式を用いたB-モデル、および赤外放射量と南北方向の熱輸送項にはSellers (1969) のパラメタリゼーションを用い、アルベードだけはFeagre (1972) のパラメタリゼーションによったFG-モデルについて数値実験を行なっている。ここにFeagre (1972) のアルベードは、

$$\alpha(x) = 0.4860 - 0.0092[T(x) - 273] \quad (17)$$

$$(0.25 \leq \alpha(x) \leq 0.85)$$

で与えられる。このパラメタリゼーションは、Sellersの(10)式と殆ど同じであるが、Sellersでは地表気温が283.2°K(10°C)以下になったときにアルベードと地表気温の結合効果が生ずるとしているのに対し、Feagreではすべての温度に対してアルベードの温度依存性を仮定している点が大きく異なっている。

Schneider・Gal-Chen (1973) の得た結果が第1表および第2表に示されている。第1表には、S-モデルおよびB-モデルについて、いろいろな大きさの地表気温の初期擾乱を与えた場合の漸近解として得られる全球平均気温が示されている。この結果は、地表気温の初期擾乱(P)として-18.3°K ≤ P ≤ 16°Kを与えた場合には現在の気候状態が再現されるが、-18.3°Kより大きい初期擾乱(P < -18.3°K)を与えた場合には全球凍結状態へ遷移してしまうことを示している\*。このことは、S、Bいずれのモデルでも同じである。初期擾乱が-18.3°K

第1表 いろいろな気温の初期擾乱を与えた場合の漸近的定常状態における全球平均気温：S-モデルとB-モデルの場合 (Schneider・Gal-Chen, 1973)。

気温の初期擾乱 P (°K)	全球平均気温 (°K)	
	S-モデル	B-モデル
P=0 ( φ  ≤ 90°)	287.06	287.09
0 ≤ P ≤ 16 ( φ  ≤ 90°)	287.06	287.09
-18.3 ≤ P ≤ 0 ( φ  ≤ 90°)	286.67	286.87
P < -18.3 ( φ  ≤ 90°)	175.58	175.44
P = { -22 ( φ  ≥ 20°) 0 ( φ  < 20°)	286.67	286.87
P = { -32 ( φ  ≥ 20°) 0 ( φ  < 20°)	175.58	175.49

第2表 気温と太陽定数の初期擾乱を与えた場合の漸近的定常状態における全球平均気温 (FG-モデル) (Schneider・Gal-Chen, 1973)。

気温の初期擾乱 P (°K)	太陽定数 (相対値)	全球平均気温
P ≤ 0.151	1.00	176.76
P = 0.152	1.00	287.45
P = 0.17	1.00	287.48
P = 0.25	1.00	287.59
P = 0.31	1.00	287.69
P ≥ 0.315	1.00	301.95
P = 2	0.99	176.36

を越えた場合に気候の不安定(全球凍結状態への遷移)が起こる理由は次のように説明されている。すなわち、現在の気候状態のもとでは赤道域の地表気温は約300°Kである。そこで、すべての緯度帯で-18.3°Kの初期擾乱を与えると、赤道域の地表気温は300-18.3 ≈ 282°Kとなる。一方、アルベードの温度依存性が生じ始めるのは283°K(10°C)で、この二つはほぼ一致している。したがって、18°Kを下回るような初期擾乱に対しては赤道域のアルベードは不変である。この実験では太陽定数は現在の値に固定されているので、たとえ与えられた擾乱によって中・高緯度が雪氷に覆われた状態になったとしても、赤道域では極方向に輸送されて雪氷を溶かし、気候をもとに戻すのに充分の熱量が吸収される。これに

\* 0°K ≤ P ≤ 16°Kと-18.3°K ≤ P ≤ 0°Kとで漸近解として得られる全球平均気温が極くわずかに異なるのは計算誤差によることが確かめられている。

対し、 $-18^{\circ}\text{K}$ を上回る初期擾乱が与えられた場合には、アルベードと地表気温の結合効果による正のフィードバック作用は赤道域にまで及び、気候の不安定が引き起こされて全球凍結状態が結果される。Budyko や Sellers による太陽定数を変化させた実験では、太陽放射量のおよそ1.6%程度の減少で全球凍結が生じたが、この場合には赤道域で利用し得るエネルギーも同時に減少させられるので、気候の不安定は地表気温の擾乱を与える場合よりも容易に引き起こされると考えられる。このことは、赤道域 ( $20\text{S} \leq \varphi \leq 20\text{N}$ ) を擾乱から保護しておくこと、地表気温のさらに大きな初期擾乱に対しても全球凍結が起こらず、擾乱が  $-32^{\circ}\text{K}$  に及んで初めて全球凍結が起こるといった実験結果からも確かめられる。

第2表は、アルベードのパラメタリゼーションとして(1)式を用い、他はS-モデルと全く同じ取り扱いをしたFG-モデルの場合の結果である。この場合には、 $P \leq 0.151^{\circ}\text{K}$  の擾乱ですでに全球凍結が起こっており、 $0.152^{\circ}\text{K} \leq P \leq 0.31^{\circ}\text{K}$  で現在の気候が再現され、 $P \geq 0.315^{\circ}\text{K}$  の擾乱に対しては雪氷(極氷)のない気候が現われている。要するに、地表気温の初期擾乱に対するFG-モデルの敏感さはS-モデルの比ではない。この理由は、言うまでもなく、Feagre (1972) のパラメタリゼーションではアルベードと地表気温の結合効果がすべての温度で働くと仮定されていることにある。これらの結果は、Budyko-Sellers 型のモデルを用いて地球の気候に関する定量的な知見を得るためには、アルベードのパラメタリゼーションにも細心の注意を払う必要があることを示している。

### (3) 南北輸送量

熱エネルギーの南北輸送量のパラメタリゼーションについても多くの研究が行なわれている。Budyko (1969) と Sellers (1969) のパラメタリゼーションの違い (5)式と(8)式の影響については、Schneider・Gal-Chen(1973)によって、B-モデルとS-モデルの比較として行なわれている。渦拡散係数を気温の南北傾度によらず一定とする線型拡散モデルで拡散係数の値を変えた場合の比較は、Oerlemans・van den Dool (1978)が行なっている。また渦拡散係数自体が気温傾度に依存するとする非線型拡散モデルの検討は、特に Gal-Chen・Schneider(1976)によってなされている。それらの結果を要約すると、南北方向の熱輸送の効率が高いだけ、高緯度と低緯度の間の温度差は減り、それに伴って気候敏感度も小さくなるということである。線型拡散モデルと非線型拡散モデル

を比較すると、非線型拡散モデルの方が輸送効率が高く、これを用いたときの気候敏感度は線型拡散モデルを用いた場合の2/3程度になる。しかしながら一般に、熱エネルギーの南北輸送項のパラメタリゼーションの違いによっては、赤外放射量やアルベードの場合に見られるような著しい差異は生じてこない。その意味で、Budyko-Sellers 型の熱平衡モデルにおいては、放射過程のパラメタリゼーションの改善が今後の最も大きな課題であると言えよう。

### 文 献

- Budyko, M.I., 1969: The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611-619.
- 1972: The future climate, *Eos Trans., AGU*, 53, 868-874.
- 1968: The heat balance of the earth, Chap. 5, *Climatic change* (ed. J. Gribbin), Cambridge Univ. Press, London, 280pp.
- Cess, R.D., 1976: Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1831-1843.
- Chyleck, P.C., and J.A. Coakley, 1975: Analytical analysis of a Budyko-type climate model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 675-679.
- Ellis, J.S., and Vonder T.H. Haar, 1976: Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies, *Atmos. Sci. Pap.*, No. 240, Colorado State Univ., 46pp.
- Feagre, A., 1972: An intransitive model of the earth-atmosphere-ocean system, *J. Appl. Met.*, 11, 4-6.
- Frederiksen, J.S., 1976: Nonlinear albedo-temperature coupling in climate models, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2267-2272.
- Gal-Chen, T., and S.H. Schneider, 1976: Energy balance climate modeling: comparison of radiative and dynamic feedback mechanisms, *Tellus*, 28, 108-121.
- Held, I.M., and M.J. Suarez, 1974: Simple albedo feedback models of the icecaps, *Tellus*, 26, 613-629.
- North, G.R., 1975 a: Analytical solution to a simple climate model with diffusive heat transport, *J. Atmos. Sci.*, 32, 1301-1307.
- , 1975 b: Theory of energy-balance climate models, *J. Atmos. Sci.*, 32, 2033-2043.
- Oerlemans, J., and H.M. van den Dool 1978: Energy balance climate models: stability experiments with a refined albedo and updated coefficients for infrared emission, *J. Atmos. Sci.*, 35, 371-381.
- Schneider, S.H., and T. Gal-Chen 1973: Nu-

merical experiments in climate stability, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6182-6194.  
 Sellers, W.D., 1969: A global climate model based on the energy balance of the earth-atmosphere

system, *J. Appl. Met.*, **8**, 392-400.  
 Su, C.H., and D.Y. Hsieh, 1976: Stability of the Budyko-climate model, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2273-2275.

討 論

**山本**: Budyko は outgoing radiation を温度の linear な関数としてパラメタライズしているが、0 次元モデルでは  $\sigma T^4$  に比例するとしている。A+BT は現状に近い状況で経験的に考えられたものだが、全面凍結のような広い温度範囲にそれを使うのはおかしいのではないか。

**田中**: 考えている温度範囲が 200°K から 300°K 以上と広すぎるため、linear parameterization は無理だと思う。

**廣田** (京都大学): ここでのパラメタリゼーションの係数は時間のディメンジョンを含み得ない。時定数はいまのモデルのどこに入るか。

**田中**:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = R - \text{div}F$$

で表わされる。C は系の熱慣性 (熱容量) を表わし、主に海洋混合層の厚さによって決まる。時定数は C の逆数に比例する。物理量に問題はないと思う。

**高橋**: Budyko モデルでアルベードの計算に雲量は考慮されているか。

**田中**: Budyko のパラメタリゼーションでは雲量を入れた式になっているが、モデルでは雲量を 0.5 に固定しているので雲量の変化には考慮されていない。雲量の効果を扱った研究はいくつかあるが、雲量とアルベードの関係は本当のところはまだわかっていない。モデルに雲量そのものを決めるだけの能力がないからだ。

**高橋**: 雲量の占める比重がこのモデルでも大きいと思ったのでお尋ねした次第だ。

**田中**: 最後に少し触れたが、確かに雲の問題は重要だと思う。アルベードだけでなく赤外放射も含めて考えなければならぬ。

**松野** (東京大学): 多くの重要な問題を考慮しないままに簡単な気候モデルの研究が盛んに行なわれているがその目的は何か。そしてそれらの気候モデルを検証する方法は何か。

**田中**: 検証は極めて難しい問題だと思う。多くの研究が行なわれているのは、はやりの面や数学的興味もあるが、基本的にはシンプルでわかりやすく、それでいて何かを示唆するように感じられるからだろう。

**中島** (東北大学): まず目的および検証についてだが、Budyko は volcanic dust の loading による温度変動を説明するため、このようなモデルを導入した。その結果は変動をかなり説明している。次にモデルの時間依存性についてだが、最近 Robock は、volcanic dust を時系列で入れて Sellers モデルを走らせた。その結果はかなり観測に近い。そして今後の課題は、観測に対応させてパラメータを調整して、季節変動の問題に結びつけることだと思う。

**田中**: 季節変化はたしかに重要だ。気候モデルについて重ねて思うことは、各熱収支項のパラメタリゼーションは、たとえば温度の範囲のとり方一つにしても非常に難しく、いかにして普遍性のあるパラメタリゼーションを得ることができるかという点を研究することがきわめて重要であるということだ。

気候モデルと水循環\*

武 田 喬 男\*\*

グローバルな水循環、気候モデル内の水循環は、それ自体独立したものではなく、力学、放射、水循環のそれ

ぞれの過程の相互作用の結果として起こっている。現在これらの相互作用を充分考慮している気候モデルはまだなく、長期変動にせよ短期変動にせよ、グローバルな水循環の変動の機構を調べることでできるモデルは残念ながらまだまだ得られていない。ここでは、水循環の気候学的

\* Global model of climate and a hydrologic cycle.

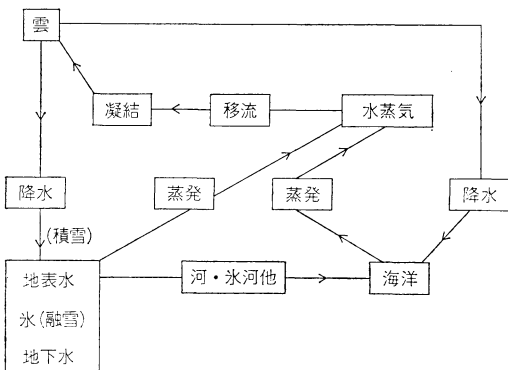
\*\* T. Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所.

モデルを述べるのではなく、気候モデル、特に大循環モデルにおいて、水循環の諸過程がどのように扱われ、どのような結果が得られているか、どのような問題点があり、どのような改良が試みられているかを紹介することにする。

現在、気候の大循環モデルにおいて、水循環の諸過程はかなり単純化されて考慮されている。空気の流れに伴う水蒸気の輸送過程については説明は省略することにして、まず、他の諸過程について略述することにする。

第1図に気候モデル内に含まれるべき水循環の諸過程が示されているが、おそらく、その扱い方が最も大きな影響を与えるものは、雲および降水の扱い方であろう。ここでも、それらを話題の中心に置くことにしたい。

地表からの蒸発は、水循環の境界条件として与えられるが、海面、湖面あるいは雪面からの蒸発量 $E$ は、最も単純に、地表面温度での飽和水蒸気量と表面近くの水蒸気量の差および地表近くの風速に比例するものとされる。陸上での蒸発量は、実際は、土壌が含んでいる水分および植生に著しく依存しており、蒸発量を評価することは非常に難しい。モデルでは、地表が充分ぬれている時の蒸発が水面からのものと同じになるとして、それを可能蒸発量 $E_0$ と定義し、土壌が貯えている水の量 $S$ と含み得る水分 $S_0$ との比に応じて、蒸発量 $E$ を決めることが多い( $E = E_0 \times (S/S_0)$ ,  $S \leq S_0$ )。また、地表の貯水量 $S$ は降水量と蒸発量の差として決められ、降水、蒸発の結果として $S_0$ 以上の水分が地表に存在した場合は、余分な水は海へ流出するものとしている。地表が含み得る水分は土壌の性質等に依存するが、貯水能力の地域差は考慮されていず、地球上一定の値(たとえば、 $S_0 = 15$  cm)が用いられる。



第1図 気候モデル内の水循環過程。

降水の扱いは、後にも述べるように、雲の形成過程と密接な関係にある。降水が雨となるか雪となるかは、ある高度(たとえば、350m)の気温が $0^{\circ}\text{C}$ 以下ならば、地上には雪として降るという仮定のもとで区別されている。地表の雪の融解過程は、雪面の温度が $0^{\circ}\text{C}$ を越えないという条件下で、地表の熱収支から求められ、積雪量は、降雪量、融解量、蒸発量の残差として与えられる。なお、現在、殆どのモデルにおいて気候学的に求められているアルビードの地域分布をモデル内に与えているが、水循環過程の結果積雪域の面積が変わった場合、積雪域には雪面の平均的アルビードを与えることでアルビードの変化が考慮されている。

よく知られているように、雲の分布は放射過程に重要な影響を与えている。水循環過程が気候モデルに及ぼす効果の中で、放射過程に関与するものとしての雲の分布によるものが最大であろう。現在まで試みられてきた放射過程に関与する雲の分布の求め方は、次の四つのものが代表的である：

(a) Climatological cloud distribution

(たとえば、Manabe・Holloway, 1975)

モデル内の水循環過程とは無関係に、年平均あるいは月平均の雲の分布を時間に依存しないで与える。

(b) Relative humidity parameterization

(たとえば、Kasahara・Washington, 1971)

大規模な上昇流の速度および相対湿度と雲量との経験的な関係式を考慮して、対流圏下部および上部の雲量を求める。

(c) Region of positive condensation

(たとえば、Somerville, *et al.*, 1974)

大規模な上昇流によるもの、対流性のもの、いずれにおいても、凝結速度が正である時その高度に応じた型の雲が形成されたとし、雲の型に応じた光学的特性を与える。

(d) Inclusion of cloud water

(たとえば、Roads, 1978)

一部を除いて、大循環モデルではまだ殆ど考慮されていない。雲水量を実際に求め、雲水から雨水へ変換した残りとして雲が存在するとする。

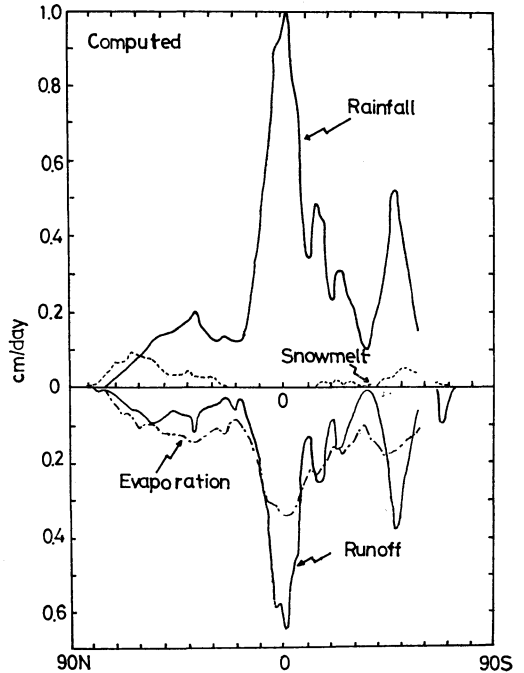
降水形成は大気中での実質的な潜熱の放出を意味するが、(d)のように、実際は、降水形成過程がまた雲の存続を決めている。気候モデル内での降水は、大規模な上昇流に伴うものと対流現象(対流調節)に伴うものとの

二つの型が考慮されている。しかし、多くの場合（大規模な上昇流による層状性の雲と対流性の雲とで取り扱い方を少し変えたものもあるが）、降水は凝結した水が全て直ちに地表に落下するというかたちで考慮されている。最近、凝結水から降水への変換速度を考慮することが試みられるようになったことは注目すべきである。

上に述べたように、水循環過程の扱い方について少しずつ差があるが、これまで多くの気候の大循環モデル（GFDL, NCAR, UCLA, GISS 等）および計算結果が提出されている。時間に依存せず、水循環過程とは無関係に気候学的な雲の分布を与えて行なう数値シミュレーションの秀れている点の一つは、計算の結果観測事実とかなり良く一致する気候の平均的状态を得ることができること、および、その時、その中で起こっている水蒸気の輸送過程等の水循環の諸過程を調べることで、実際の大气中で起こっている過程を定量的に推測することができることである。これらの計算結果は、多くのところで示されているため、ここでは省略するが、子午面循環、大規模渦による南北方向の平均的水蒸気輸送量の評価といったこともよくなされている。また、第2図に示すように、陸上のみについてそこでの水収支の各要素を評価することも可能である。

ただし、グローバルな水循環の問題として興味ある問題、たとえば、大陸から蒸発した水がその大陸の降水量にどの位実質的に寄与しているのか、水循環は地域的どの位閉じて起こっているのか、そのような各地域の水循環がグローバルにどのように関与し合っているのかといった問題は、このような大循環モデルのみではおそらく不可能であろう。気象学の分野ではあまりまだ利用されていないが、安定同位体等適当な水のトレーサーを用いた水循環の研究と数値モデルによる研究を併用することがこれからは必要であろう。

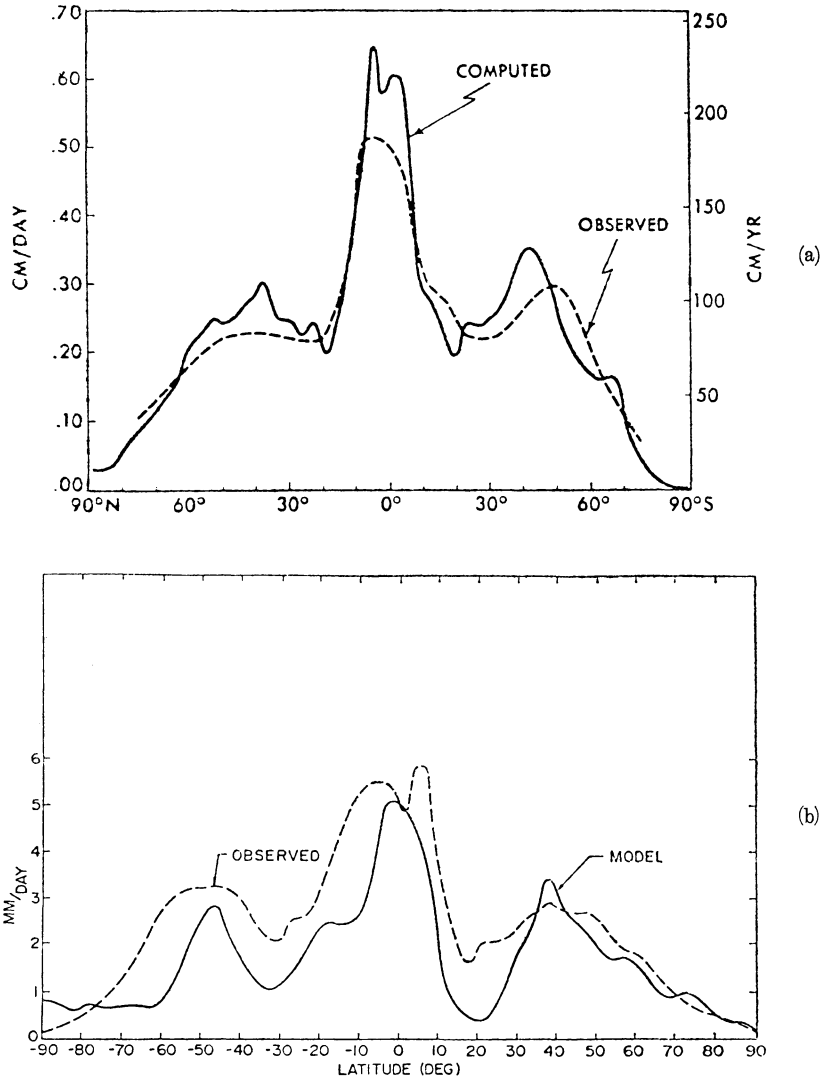
これまで述べて来たように、気候モデルで最も興味ある問題の一つは、力学、放射、水循環の相互作用であり、雲、降水の形成が主体的な役割を果たしているフィードバック機構であろう。この事を明らかにするためには、水循環の結果として求まる雲を放射過程に関与させることが必要不可欠であるが、フィードバック機構が必ずしも明らかにされていないこと、モデルが数学的に安定ではないこともあり、このような扱い方をすることが実際の気候により近いものをシミュレートできるかという、現段階ではそうではないようである。同じ数学的モデルにおいて、水循環過程、特に、雲、降水の扱い方



第2図 陸上の水収支の各要素(Manabe・Holloway, 1975).

を変えて結果の差を議論しているものがないため、はっきりしたことはいえないが、第3図に示すように、雲について前述の(a)の扱い方をしたモデル(Manabe・Holloway, 1975)に比べて、(c)の扱い方をしたモデル(Somerville *et al.*, 1974)では計算結果と観測事実の違いは大きいようである。

水循環過程と放射過程の相互作用の複雑さは、Koenig (1975)のモデルによく現われている。このモデルは、Mintz-Arakawaの大循環モデルを基本として、計算の結果得られる雲を放射過程の計算にも採用している。ただし、モデルを少し修正して、雲が形成されても、条件によって降水の起こらない雲と起こる雲とに分れることを考慮し、さらに、地球上一部の地域(モデルでは北米)では雲は形成され易いが降水が非常に起こりにくいという設定を行なった。計算の結果は、予測に反して北米での降水量は有意に変わず、南米の一部で降水量が著しく減少した。この事は、「降水の起こりにくい雲が多く形成されたため雲量が増加し、放射過程の結果下層大气が周りに比べて温まる。このため周囲から大規模な空気の流入(当然、大量の水蒸気の流入)を引き起こした」ため



第3図 降水量の緯度分布. (a) 年平均降水量 (Manabe・Holloway, 1975).

(b) 1月の平均降水量 (Somerville *et al.*, 1974).

と解釈されている。このような効果が正しいかどうかはわからないが、力学、放射、水循環の相互作用を考慮した時の水循環過程の複雑さが印象的である。

上記のような問題は、やはり、凝結水から降水への変換度を考慮して雲の分布と降水量を決め、さらにその雲を放射過程に関与させることが、水循環過程を気候モデルに正しく導入したことになるのであろう。一般に、大陸性の積雲は海洋性のものに比べて雨が降りにくいと考えられているが、それは雲水から雨水への変換度

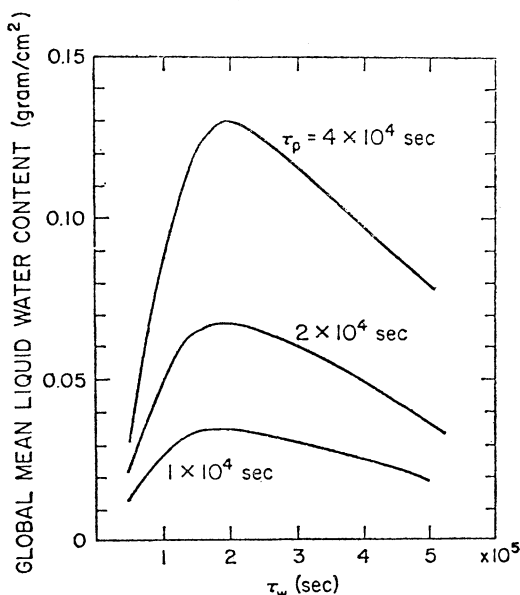
が小さいことである。雨が降りにくい雲は放射過程に関与する時間が長いことになる。凝結水  $m$  から雨水量  $M$  (広域全体を扱う時には地表での水の mass flux  $F$ ) への変換度は、雲のタイプ、発達段階、地域により変わりまた雲の集合状態によっても変わるものである。変換は第1次近似では、 $dM/dt = m/\tau_p$  あるいは、 $F = m/\tau_p$  により表わされるであろうが、その研究は現在まだ不十分である。積雲内の小気塊についての雲物理学的研究および孤立した積雲についての数値モデルによる研究はある

が、これらはいずれも理論的な考察に基づいている。大循環モデルで扱うような広域の雲系全体の交換度の研究はまだ行なわれていないが、Sasamori (1975) および Roads (1978) のように、逆に交換度の値を仮定して、それがグローバルな水循環に与える効果を調べることが行なわれるようになったことは注目すべきである。ただし、気候モデルにおいて、おそらく最も必要とされる 100~1000km<sup>2</sup> の空間スケールの雲系全体の交換度は、雲同志の相互作用、雲と大気場との相互作用等が関係し非常に複雑で理論的な研究は難しい。しかし、気象衛星による測定技術（マイクロウェーブ等）およびレーダによる定量的観測の進歩は、観測により 100~1000km<sup>2</sup> の雲系全体の凝結水量および降水量を評価することのある程度可能にしている。わが国でも、このような交換度の観点にたった気象衛星とレーダの同時観測が望まれる。

このように、現在の気候モデルにおける水循環過程の扱い方には多くの問題が残されている。降水現象は、元来空間的にも時間的にも集中し、変動し易いものである。また、フィードバック機構も複雑である。上記のような交換度を考慮して、雲、降水が主体的な役割を果たすフィードバック機構を気候の大循環モデルに取り入れた時、水循環に関する現象はかなり変動することが予想される。大気現象としての変動と数学的モデルの不安定性との区別が可能かどうか問題であろう。力学、放射、水循環の相互作用を、上記交換度を考慮して、大循環モデルで扱うことが現在妥当かどうか必ずしも明らかではない。むしろ、Budyko の熱平衡モデルに当たるような水循環の単純モデル、あるいは、グローバルな大循環モデルよりもはるかに単純な力学的モデルにおいて相互作用の効果を調べる必要があるのではないであろうか。

文 献

Kasahara, A., and W.M. Washington, 1971: General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 657-701.  
 Koenig, L.R., 1975: A numerical experiment on



第4図 凝結水から降水への変換の特性時間が平均の liquid water content に及ぼす影響。tau\_w は大規模な上昇気塊の lifetime (Sasamori, 1975)。

the effects of regional atmospheric pollution on global climate, *J. Appl. Met.*, **14**, 1023-1036.  
 Manabe, S., and J.L. Holloway, 1975: The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **80**, 1617-1649.  
 Roads, J.O., 1978: Numerical experiment on the climate sensitivity of an atmospheric hydrologic cycle, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 753-773.  
 Sasamori, T., 1975: A statistical model for stationary atmospheric cloudiness, liquid water content, and rate of precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 1037-1049.  
 Somerville, R. C.J., P.H. Stone, M. Halem, J.E. Hansen, J.S. Hogan, L.M. Druyan, G. Russel, A.A. Lacis, W.J. Quirk and J. Tenenbaum, 1974: The GISS model of the global atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 84-117.

討 論

藤原 (気象研究所): Kessler の方法は、雲物理的というよりも、雲物理による取り扱いがうまくいかないの、あのように作られたものだと理解している。

また、あの図は雲粒が降水に変換される量ではなく、

雨のはじめのできる量を表わしその後実際には雲粒の付着によって雨が増加するので、数量的に違ってくると考えている。あの図をみるときには雲粒から雨になる過程を物理的に考える必要がある。

武田：説明が複雑になるため Kessler の方法は雲物理的と一口でまとめたが、確かに併合は考えられていない。また、あの図には私自身特に意味があるとは思っていない。雲粒から雨粒になる過程は複雑で、物理的な過程を考慮すべきで単なるパラメタリゼーションの問題ではない。

片山：雲量のパラメタリゼーション問題を雲物理の立場からどう考えるか。

武田：質問が漠然として答えにくい。

片山：現在のモデルでは雲量を相対湿度や上昇流の関数として簡単に入れているが、それほど良いとは思っていない。何かもっとよいものはないか。

武田：大規模な場での相対湿度から雲の分布を推定するのは雲物理的には低気圧性のものだったら上昇流でできるが、cloud interaction 的なものが入ってくると、雲の分布のパラメタリゼーションはできないとしか現在のところ答えようがない。

## 総合討論

岡林（気象大学校）：個々に話された三つのモデルをどのように結合するか。またその可能性はあるか。

岸保：雲と放射の例のように、素過程を結合すると、結合のしかた自体が問題になってくる。気候変動のメカニズムを理解し、基礎的な研究を充実させるのが現段階であり、シミュレートする方法がないという現状を打開していきたいと思っている。

孫野（北海道大学）：気候変動というと地球全体を扱うが、グローバルではなくて、もっと小さい気候をシミュレートする研究は行なわれているのか。

河村（筑波大学）：都市程度の小さなスケールでの気候変化のシミュレーションは、最近、盛んに行なわれている。もう少しスケールを大きくして日本の気候を考えると、日本だけを切り離して扱えるかどうかはわからない。

孫野：関東地方の気候のシミュレーションより、地球全体のシミュレーションの方がかえって楽なのか。

片山：都市気候では熱汚染やダストなどの影響がどう現われるかを問題にすればよいが、関東地方の気候となると、どこから取り組めばよいかわかりにくいのではないかと思う。

山本：気候変動は大勢を考えた方が易しく、グローバルな気候変動の方が先に出てくる必然性があるように思う。

高橋：気候モデルをつくる前に、どういう要素がきいてくるかを、一つのアイデアをもって、解析的に調べる必要があるのではないか。たとえば、CO<sub>2</sub>の増加の問題、太陽活動と気候との関連など、いろいろな観点から考えてみる必要があるのではないか。

田中：CO<sub>2</sub>の増加が気候に及ぼす影響の評価はたくさんある。たとえば、CO<sub>2</sub>の量を現在の2倍にすると放射対流平衡モデルでは2.4度、大循環モデルでは2.9度の

昇温になる。この違いは、放射対流平衡モデルでは極域の温度を十分に表現できないことからくる。

高橋：それはよく知っている。CO<sub>2</sub>が海の中に溶けるなどの効果を考慮すべきではないかということと言いたかった。

田中：CO<sub>2</sub>に関するいろいろなモデルがあるが、必ず tuning をやっており linear な外挿をしているにすぎず、本質的には同じである。また、いま問題になっているのは、大気、深海および biomass の間でのCO<sub>2</sub>のやりとりと森林の伐採の及ぼす影響の評価である。

山本：最近、森林の伐採などにより生物圏が、CO<sub>2</sub>のシンクからソースになってきている。そして、従来の2倍程度を海が吸収しないとバランスがとれなくなる。しかし、大気中に残る量はあまり変わらないと言われている。CO<sub>2</sub>は、水蒸気と同じぐらい重要視しなければならない成分となってきた。

土屋（国立公害研究所）：Budyko や Kellog は CO<sub>2</sub> の増加を過大評価しているが、それらに基づいた気候予測はあやふやなものになってしまうおそれがある。

海の植物性プランクトンによる CO<sub>2</sub> の交換は人間活動の数十倍から100倍のオーダーで、それがわからないと人間活動の評価ができない。1970年以後、CO<sub>2</sub>の増加の割合は緩んでいるにもかかわらず1960年代から1970年代のはじめの急に上昇している部分から、指数関数的に外挿してCO<sub>2</sub>の増加を予測しているが、そのような点は気をつけなければならない。

片山：ここでは、気候の予測ではなく気候モデル自体に話を限りたいので、コメントとしてお聞きしたい。

田中（浩）（名古屋大学）：Budyko-Sellers 型モデルは簡単なモデルだが、気候とは何かということはある意味では教えてくれる。私はこのようなモデルで気候に対す



る認識が深まったと思うが、どう思われるか。

**田中**：同感である。Budyko-Sellers 型モデルは定量的には問題があるが、気候のある性質をみせてくれたと思う。さらに、今後は Budyko-Sellers 型モデルに物理的基礎をもったパラメタリゼーションを入れていくべきではないかと思う。

**山本**：Budyko-Sellers 型モデルでは、気候変化を起こす内因的ファクターとして、アルベードと温度の関係を取り入れているのがおもしろい。他に考慮すべき内因的ファクターとしては、主に air-sea interaction と雲と放射の問題が考えられる。今後、そういう研究をやる人がでてくることを望む。

**根本**（埼玉大学）：三つのモデルを結びつける問題においては、経験的なものを重視すべきだと思う。そして何か仮説を設けて帰納も演繹もやる、いわゆる仮説実証主義が必要であると思う。

**片山**：観測から仮説をたて数値実験をやる。その際に

一つだけの原因でもうまくパラメータの値を与えれば一応観測と合わせることはできることもあり、簡単な気候モデルでそのような仮説を確定的に実証することは無理ではないかと思う。

**藤原**：私自身、武田さんの話を聞いて観測の立場から雲の観測をすすめることがモデルにつながっていくという確信を得た。多くの人が自分の問題を通して気候に対する問題意識をもつことが行なわれれば、今日の討論は有意義なものになると思う。

**片山**：今日のはかみ合った議論にならなかったかもしれないが、いずれにせよ、気候モデルの問題には、educational toy（教育玩具）というそしりがいつもついてまわるものである。しかし、それを使わなければならないのが現状であることを認識して、皆様の御協力、特に雲物理学者の御協力をお願いしたいと思う。

（記録ならびにまとめ 東北大学理学部地球物理学教室 高野精秀、内山明博）

## 支部だより

### 衛星気象に関するシンポジウム

#### 日本気象学会関西支部

日本気象学会関西支部は、上記シンポジウムを広島大学で、昭和53年12月15日午後開催した。わが国で初の気象衛星「ひまわり」の公式運用が開始されて9カ月になる。「ひまわり」に限らず人工衛星からの気象観測の成果は限りなく大きいものである。この成果を、天気予報はもちろん、他のあらゆる方面で有効に利用すべき時代が到来したと考えられる。そこで、地方で人工衛星資料をどう利用するか、利用できるかを考えるため、このシンポジウムが開催された。

#### リモートセンシングによる環境診断への道

三寺光雄（広島大学）

地球や地域での環境について再検討が迫られている今日、同時広域性のある地球観測衛星からの情報は、大きな役割を果たすものと考えられる。

環境保全の立場から、房総半島を中心として土地開発が生態系の持つ機能をどのように変化させるかについて

検討した。今までは、どの場所でもどの程度の改変が行なわれたかについての情報は、入手するすべがなかった。しかし、LANDSAT の資料が得られるようになって、こうした研究が進められるようになった。

衛星画像からの情報は、改変の場所、規模、時間などが得られるが、それらの改変が周囲の環境に及ぼす影響は直接に知ることにはできないので、ground truth によって衛星情報との関連について検討した。表面温度観測と同時に、森林内、裸地、アスファルト道路で観測したところ、表面温度を異にした場所での接地気層の気温は著しい影響を受けていた。

#### 都市気候調査へのリモートセンシングの応用

福岡義隆、成田健一、松浦謙司（広島大学）

都市気候研究におけるリモートセンシングとしては、人工衛星写真によるマクロ的な見方、航空写真による都市表面の構造物判読、赤外放射温度計による観測があ