

大気大循環数値モデルについて

時岡達志*

1. 大気大循環の研究と大気大循環数値モデル

大気大循環の研究には様々なものがあるが、それらは大きく3つに分けることができる。まず第1は観測の方から大気大循環の実態を明らかにする研究 (Observational Study), 第2として機構を理解するための理論的研究 (Theoretical Study), 第3としてモデルを用いた実験的研究 (Experimental Study) である。第1図はこれを模式的に示したものである。

資料解析研究は地球上にはりめぐらされた地上及び高層気象観測網によって得られた資料, 気象衛星の資料等を用いて全球的な大気大循環の実態や大気大循環にかかわりのある現象を解析し, 大気大循環の実態を把握していく研究である。

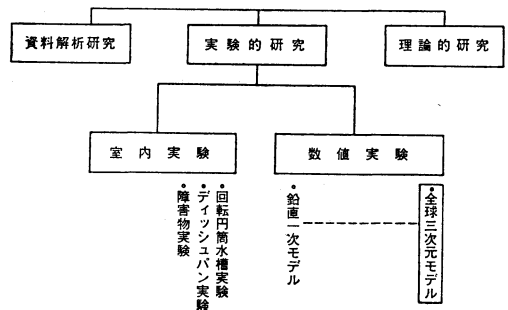
第2の理論的研究であるが, 我々は大気大循環を支配する物理法則自体に関してはよく知っていると言える。但しそれらの物理法則は数学的に取り扱いの困難な部分を含んでいる。中でも最もやっかいなのは運動方程式に含まれる移流項である。これは数学的には非線型性を与えるもので, このために大気大循環の理論的研究にもおのずと限界が生じている。この点に関して色々な工夫がなされている。例えば移流項を線型化して取り扱う方法がある。あるいは移流項を比較的数少ない直交関数で展開して閉じた系を用いて議論するといった研究も行われている。いずれにせよ, このような理論的研究のみで種々の過程の相互作用の結果として実現される大気大循環の機構を解明することには困難をとまらう。

理論によって見通しよく大気大循環の機構を解明するのが困難な場合, それを補なうものがようになる。1つの方法として地球以外の惑星の大循環を知ることが考えられる。現在の地球上の大気大循環は, 言ってみれば限られた外的条件 (自転速度, 太陽常数, 大気組成, 大気質量, 重力加速度等) の下で実現されている一

つの解にすぎない。従って異なった外的条件下に実現されている大循環を観測できれば, それらの比較から大気大循環の理解を深める道が開かれる。現在人工衛星, 探査衛星等による観測からいくつかの惑星に関する情報が蓄積してきており, おおいに期待されている。しかしこれらの惑星の大循環は当然ながら我々の意のままにコントロールすることはできない。

もっと積極的に種々の条件の下でおこる大循環を理解したり, 大循環をコントロールしたりするには実験が有力な手段になる。現在行なわれている大気大循環に関する実験は2つに大別できる。1つは室内モデルによる実験, もう1つは数値モデルによる実験である。

室内実験には回転円筒水槽実験やディッシュパン (dishespan) 実験等がある。回転円筒水槽実験では円筒の内外壁の温度差と実験装置の回転角速度を変えてやると, 条件に応じていくつかの型の流れが出現する。この実験は中緯度の循環の基本的性質を理解する上で非常に有益なものであった。しかし, 実際の大気大循環と室内実験結果を対応づけしようとする, ある程度以上の細かい比較は無理になってくる。これはあらゆる点で現実の大気に対応する室内実験モデルが作れないということでもある。この点が室内実験の短所でもあり長所にもなっ



第1図 大気大循環の研究の分類。

* Tatsushi Tokioka, 気象研究所予報研究部。

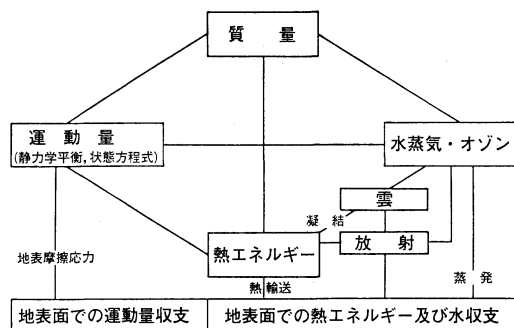
気中及び宇宙に返っていく。第1は顕熱輸送によるもので、約7がこれによって運ばれる。第2は地表面の水分を蒸発させて、それが大気中に入ってくることによってなされる潜熱輸送である。これによって約23が運ばれる。残りの21は正味の上向きの地球放射として放出される。地表面から大気中に与えられる潜熱エネルギーは、水蒸気が凝結して雲となった時凝結熱を放出して大気を加熱する。

大気には直接及び間接的に70のエネルギーが入ってくるが、これは大気中でいろいろな過程を経て最終的には地球放射として宇宙に放出される。こうして地球及び地球大気系全体としてエネルギーの収支が保たれている。

ではここで大気内部での過程についてみてみよう。まず大気が太陽から直接及び地表面を経由して間接的に受け取るエネルギーは大気中に一様に分布してはいない。一方地球放射によって失なうエネルギーは水平方向には比較的一様に分布している。大気の正味の加熱冷却におおしてみると、比較的高温な低緯度や大気下層部で加熱がおこり、比較的低温な高緯度地方や大気上層部で冷却がおこっている。このことはすなわち大気は1つの熱機関として作動し得ることを示しており、この熱機関の仕事として大気中の循環（運動エネルギー）が維持されていると言える。この仕事量はおよそ0.7程度と見積もられている。大気及び地球が吸収する太陽放射量が約70であるので、大気の熱機関としての効率は約1%と言える。

このようにして作られる運動エネルギーは序々に小さいスケールの運動に移って行き、ついには分子スケールの不規則な運動のエネルギーへと変換される。これは巨視的には分子粘性摩擦による摩擦熱として内部エネルギーに変換されたことになる。又、運動エネルギーの一部は地表面を通して海の運動エネルギーあるいは固体地球の自転のエネルギーに移って行く。念のためにつけておくと、大気中に惹き起こされる循環は大気中で内部エネルギー、位置エネルギー、潜熱エネルギー、運動エネルギーを輸送し、大気中でのエネルギーの配置換えを行なっている。

大気の内部エネルギーと位置エネルギーを加えたものは全位置エネルギーと呼ばれている。大気的全位置エネルギーは大気の運動エネルギーの約2,000倍の量がある。従って大気のエネルギー収支を論ずる際は大気の運



第3図 大気大循環モデルの構成。

動エネルギーは無視することが多い。

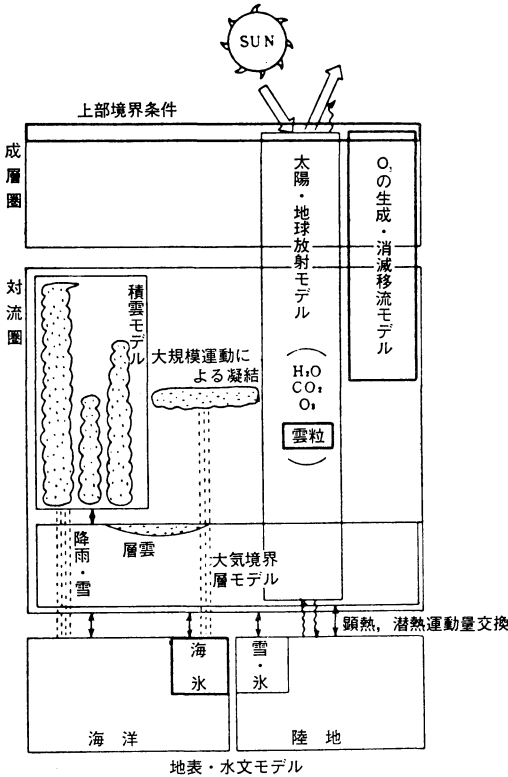
今仮りに大気の運動エネルギーの摩擦消散は現在のまま継続するが仕事は零になったとしてみよう。この時大気の運動エネルギーは約5日間で零になってしまう程度の量である。このような量的関係を念頭において考えると、10時間程度先の天気予報を行なう場合は仕事や摩擦によるエネルギー変化は無視しても、大きな誤差は与えないだろうと考えられる。すなわち単に風によって物が流される過程を記述する移流モデルのみである程度の予報が行なえる。しかし1~2日先の予報となると全位置エネルギーと運動エネルギーとの間のエネルギーのやり取りはもはや無視し得なくなる。しかし全位置エネルギー自身を維持する機構はまだそれ程きちんと取り扱わなければならない。しかし更に先の予報を考えると、全位置エネルギーを維持する機構を丁寧に取り扱わねばならなくなる。すなわち放射過程による加熱冷却機構、地表面と大気間でのエネルギーのやり取りの機構、潜熱エネルギーの放出機構が必要となる。大気大循環モデルでは気候状態を再現することがまず第一に要求される。従って大気大循環モデルには第2図に示したエネルギーの流れを再現する機構が何らかの形で含まれており、大循環が維持されるようになっていなければならない。

3. 大気大循環モデルの構成

気候を再現する3次元大気大循環モデルでは第2図に示したエネルギーの維持機構が含まれなければならない。それがモデルの中でどのように構成されているか、その概要について述べる。

第3図はモデルの構成とその相互関係を示したものである。放射 (radiation) の所では放射伝達の式によって放射による加熱冷却の計算を行なう。その際水蒸気量や

* モデルによってはこれらは予報量になっていない。



第4図 気象研究所大気大循環モデル (MRI-GCM) に組み込まれている物理過程の模式図。

オゾン量*の分布及び雲*の分布をもとにして計算を行なう。放射による加熱・冷却、雲ができる際の凝結熱、地表面からの顕熱輸送の収束による加熱が分かると、熱力学第一法則に従って内部エネルギー変化と仕事とがどのようにおこるかを計算する。これによって質量の場が変化し、運動が惹き起こされる。運動は運動方程式に従って変化が記述される。運動の場は質量、内部エネルギー、水蒸気量、オゾン量等の分布に変化をもたらす。

地表面と大気の間では、顕熱輸送、潜熱輸送、地球放射放出、運動量輸送によって互いに影響を及ぼし合っている。これらの輸送量は地表面近傍に形成される大気境界層を考慮して決定されるようになっている。

第4図は大気大循環モデルに取り入れている物理過程を第3図とは異なった形で模式的に示したものである。この図は気象研究所の大気大循環モデルを念頭に置いたもので、現在用いられている大気大循環モデルの一例として見て頂きたい。大気大循環モデルはこの図に示した

モデルを移流モデルと組み合わせることにより閉じるようになっている。

4. モデルの現状

4.1. 移流モデル

移流モデルは流れによって物理量が流される過程を記述するモデルである。移流モデルの開発は短期数値予報モデルの最重要課題でもあり、短期数値予報モデル作りで開発された数値計算法は大気大循環の移流モデル作りにも生かされているし、又逆のこともおこっている。

移流過程の数値的表現法としては差分法、スペクトル法、有限要素法が用いられている。差分法については説明を要さないかもしれないが、例えば微分 $\partial u / \partial x$ があった場合これを有限な Δx だけ隔った点での値の差 $(u(x + \Delta x / 2) - u(x - \Delta x / 2)) / \Delta x$ で近似しようとするやり方である。

スペクトル法は有限個の直交関数 $f_e(x)$ ($e=1, \dots, N$) の重ね合わせで物理量を記述するやり方である。すなわち

$$u = \sum_{i=1}^N U_i f_i(x) \tag{1}$$

直交関数としては、どういう領域で解をもとめるかに応じて便利な形のものを採用すればよい。例えば x が 0 から π の間の領域で、かつ両端で $u=0$ という境界条件が与えられる場合、 f_i として $\sqrt{\frac{2}{\pi}} \sin lx$ を考えることができる。 df_i/dx は

$$\frac{df_i}{dx} = \sqrt{\frac{2}{\pi}} l \cos lx = \sum_{m=1}^{\infty} C_m^l \cdot f_m(x)$$

$$\text{但し } C_m^l = \frac{2l}{\pi} \int_0^{\pi} \sin mx \cos lx dx$$

と表わされるので、 $\partial u / \partial x$ は

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} &= \sum_{i=1}^N U_i \sum_{m=1}^{\infty} C_m^l f_m(x) = \sum_{m=1}^{\infty} \left(\sum_{i=1}^N U_i C_m^l \right) f_m(x) \\ &\doteq \sum_{m=1}^N \left(\sum_{i=1}^N U_i C_m^l \right) f_m(x) \end{aligned} \tag{2}$$

と求まる。このようにスペクトル法では微分演算の際の誤差の切断が組織的に行なえる。変数の積に対しても同様のことが言える。このために角運動量、運動エネルギー等の保存を保証することが非常に容易になる。一方、差分法では、うまい差分表現を用いないと保存性を満たすことが出来ない。反面スペクトル法では領域が変わる毎に直交関数系を変更しなければならぬし、ある領域のみを詳しく表現することもスペクトル法では困難であ

る。数値予報が始まった頃はスペクトル法は演算回数が多く、時間がかかるという理由で実用視されず、差分法がもっぱら用いられたが、その後効率の良い計算法の開発 (Cooley and Tukey, 1965; Orszag, 1970等) により、スペクトル法が実用的に用いられるようになっていく。特に球面上の流れを扱う大気大循環モデルでは、差分法の場合に遭遇する極付近の移流表現の問題*から解放されるためにスペクトル法による移流モデルが増加している。

有限要素法は現在まだ実用的に用いられた例は報告されていない。この方法はいわば差分法とスペクトル法を組み合わせたようなものである。正確さを気にしないで言えば、グリッドの近傍でのみ零でない、局所的に定義された基底関数によるスペクトル法と考えてよい。基底関数は局所的に定義できるので、領域の形が複雑な場合に非常に有効になる。この点でスペクトル法より柔軟性があるが、現在の所この方法が移流過程を記述する実用的な方法となるような効率的な計算法はまだ提案されていない。

移流モデルで問題になる点として、次に時間積分法のことについておく。時間積分ではまず積分が安定に行なえることが必要である。このためには CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) の条件

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{A} \quad (3)$$

を満たすように時間間隔をとらなければいけない。Aは最大移流速度、あるいは最大位相速度であり、 Δx はグリッド間隔である。スペクトル法では Δx は a/n (a は地球半径、 n は最小スケールの波の数に比例した量)に置き換えて考えればよい。 Δx が400 km程度の時 Δt は10分程度にとることができる。時間積分を効率的に行なうために色々な工夫がなされているが、その詳細はここでは省略する。

移流過程ではもともと1つの波数の波動しか存在しなくても徐々に別の波数の波動を作り出す作用がある。一方モデルにはモデルで記述できる最小スケールが存在する。差分モデルでは $2\Delta x$ である。本来なら $2\Delta x$ 以下の波長に移るべきエネルギーは、差分モデルでは別のスケールのエネルギーと見なされてしまう。もしも差分モ

デルでエネルギーが保存しないような場合、上に述べたような過程によってエネルギーが増大してしまうことがある。これを防ぐには差分の形でエネルギーや渦度の2乗が保存するような移流項の差分表現を用いればよいことが示されている。モデルで記述できる最小スケール以下のスケールとのやり取りは、サブグリッドスケールの混合過程として改めてパラメーター表示するというやり方がとられている。

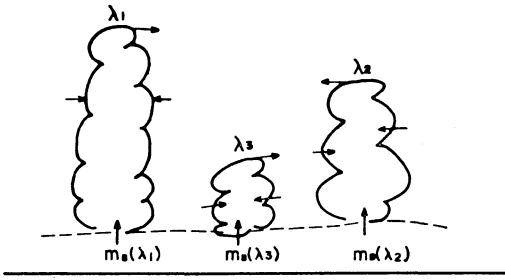
もう1つ移流モデルで重要な問題は地形の扱い方である。現在は殆どのモデルで地表面が座標面になるような鉛直座標を導入して地形を表現している。しかしこれで地形の問題は片付いたわけではない。地形効果が充分表現出来ているかどうか、モデルで表現出来ない地形の効果をどうするか等については更に検討の余地がある。

4.2. 積雲対流モデル

現在の大気大循環モデルで用いられる Δx は200 kmから500 km程度である。一方積雲対流の水平スケールは数 km から数 10 km 程度にすぎない。したがって積雲対流は大気大循環モデルで直接記述することは出来ない。しかし積雲対流は低緯度地方でエネルギーを上方輸送する非常に重要な役割を果たしていることが分かっており、大気大循環モデルにとってはこのエネルギーの上方輸送の効果は絶対必要なものである。それにエネルギーばかりでなく運動量輸送の点でも大切な働きをしている。このようにモデルで直接記述出来ない過程を、モデルで直接表現されている量と関係つけて表現することをパラメーター表示と呼んでいる。積雲対流のパラメーター表示については多くの研究が進められてきている。

積雲対流のパラメーター表示の中心課題は積雲対流に伴う質量上方輸送量 m をいかに決定するかということであった。 m が分かれば積雲によるエネルギーや運動量の上方輸送量を見積もることが可能になってくる。この問題に対していくつかの取り扱いが行なわれている。1つはManabe (1964) によって導入された対流調節法と呼ばれるやり方である。この方法では積雲対流が起きた後の成層状態は湿潤断熱減率になると仮定してしまうものである。この方法では m に関する情報はわざわざ求める必要がなくなっている。Ooyama (1964) は雲底での $m (=m_B)$ が大気境界層内の摩擦収束に等しいというモデルを用いている。これに対しArakawa and Schubert (1974) は第5図に示すような背の高さの異なる色々な型 λ の積雲対流を考え、各 λ の積雲に伴う質量上方輸送量 $m(\lambda)$ を

* 球座標を用いた場合、極付近で東西のグリッド間隔が小さくなる。後で述べる時間積分の線型不安定を回避するために特別な取り扱いが極付近で必要になる。



第5図 積雲対流モデルの模式図.

$$A(\lambda) \approx \delta(\lambda) \quad (4)$$

という釣り合いが常に成り立つという条件をおいて決定している。 $A(\lambda)$ は単位 $m_B(\lambda)$ を持つ雲 λ が浮力によって受ける仕事を表わし、 $\delta(\lambda)$ は単位 $m_B(\lambda)$ を持つ雲 λ の運動エネルギー消散を表わす。すなわち式(4)は積雲対流の運動エネルギー平衡の式であり、このような平衡は大気中で良く成り立っている事が確かめられている。又、このようなやり方で求めた雨量も実測と良い対応があることが示されている。

4.3. 大気境界層モデル

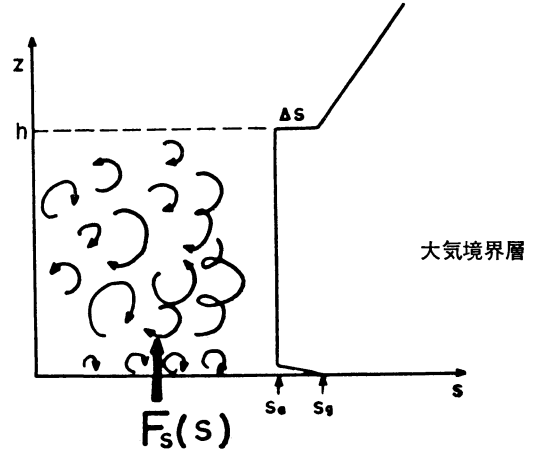
大気最下層部には地表面の影響を受けて常に乱流状態の卓越した部分が存在する。その厚さは数 10 m のこともあり、1 km から 2 km 程度に達することもある。この部分を大気境界層と呼んでいる。大気境界層内では乱流によって地表面からエネルギーや運動量の上方(または下方)輸送が起きている。第2図で示したように地表面で吸収される太陽放射51の内でおよそ30の部分は潜熱や顕熱輸送の形で地表面から大気中に入っている。この輸送量は以下に示すように大気境界層の状態によって変化するもので、その量を的確に計算するために大気境界層モデルが必要となる。但し、大循環モデルによっては大気最下層部は上下方向に細かく切っており、特別に大気境界層モデルを考えないというものもあるが、一般には大気境界層の厚さは上下にサブグリッドスケールである。

地表面からの顕熱輸送量 $F_S(S)$ は次の実験式で記述されることがわかっている。

$$F_S(S) = \rho_a C_H |\mathbf{V}_a| (S_g - S_a) \quad (5)$$

但し $S = c_p T + \phi$

ここで T は気温、 ϕ はジオポテンシャル、 c_p は定圧比熱、 ρ_a 、 \mathbf{V}_a 、 S_a はそれぞれ大気境界層内の代表的密度、風、乾燥静的エネルギーである。 S_g は地表面の乾燥静的エネルギー、 C_H は輸送係数と呼ばれる量である。



第6図 大気境界層モデルの模式図.

潜熱輸送量や運動量輸送量も(5)式と同様な式で記述されるので、ここでは顕熱輸送の場合を例にとりて説明をしよう。

(5)式を用いて $F_S(S)$ を計算するには右辺の各値が分かっている必要はない。この中で S_g は次節で述べる地表面熱力学モデルで決定されるので分かったとすると、残りは ρ_a 、 C_H 、 \mathbf{V}_a 、 S_a である。この中で C_H は境界層の成層状態を示すバルクリチャードソン数

$$Ri_B = - \frac{gh(Sv_g - Sv_a)}{S_a |\mathbf{V}_a|^2}$$

と h/z_0 の2つの値によって決まることが分かっている。 h は大気境界層の深さ、 g は重力加速度、 Sv は温度の代わりに仮温度を用いた乾燥静的エネルギー、 z_0 は地面の粗さを表わす粗度長である。したがって大気境界層の深さと、大気境界層中の代表的な S 、 Sv 、 \mathbf{V} が分かれば良いと言える。

第6図は日中によく観測される地表付近の S の分布を模式的に示したものである。地表面から入ってくる S が境界層内の乱流によって上方に輸送され、境界層内では S は上下方向に一樣に近くなっている。この図から分かるように S_a の値がいくらになるかは地表面から入ってくる $F_S(S)$ がどれだけの深さの範囲内でかきまぜられるかということに依存する。

境界層の取り扱いには現在の所いくつかの方法がとられている。非常に簡単なモデルでは上の層から適当な外挿によって S_a 、 $|\mathbf{V}_a|$ を求め、 C_H は定数として扱っている。少し凝ったモデルでは境界層の深さ h や S_a 等を予報量として扱うようになっている。このような境界層モ

デルは大気境界層の日変化や気団変質過程をかなり再現できることが示されている。このような行き方とは別に下層付近に層を多くとり、乱流の Closure model と呼ばれるモデルを用いて乱流の統計量を求めるという方法も試みられている (Miyakoda and Sirutis, 1977)。

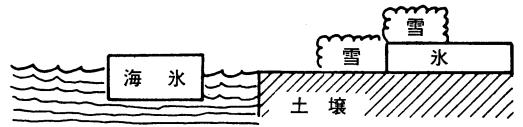
4.4. 地表面熱力学モデル

地表面熱力学モデルの役割は地表面温度 T_g あるいは S_g ((5) 式参照) の決定である。地表面は海と陸に大別される。陸地は第7図に示すように更にその上に雪がある場合、氷がある場合によって区別される。

海の場合の T_g は大気の場合と同様に海洋の大循環モデルによって決定される量である。 T_g には海流による熱輸送、大気から海中に入ってくる太陽放射の吸収、海面での地球放射放出、大気への潜熱輸送、顕熱輸送等が影響を及ぼす。それと同時に海面近くには大気境界層に対応する海洋境界層が形成されており、海洋境界層が T_g を決める上でも重要になる。

現在は大気と海洋の大循環モデルの結合は、GFDL*, NCAR**, OSU*** を除いてはまだ行なわれていない。それらの所でも多くの数値実験は大気モデルを単独で走らせて行っている。大気モデルを単独で走らせる場合、海の T_g はモデルで決めることができないので実測値に基づいたデータとして値を与えてしまっている。従ってこのような大気大循環モデルの結果を見る際は少し注意が必要になる。大気大循環モデルには太陽放射・地球放射モデルが含まれている。しかし海面温度をデータとして与えているモデルでは海面に入射する太陽放射量と無関係に海面水温 T_g が定まっている。しかも地表面の約7割が海であることを考えると、大気の熱源のおよそ半分程度はモデルで本当に決定しているのではなく、なかば与えてしまっていると言える。したがって、実測の海面温度を与えて求めた大気大循環は放射モデルに多少問題があっても実測の大気大循環から大きくズレたものには成り得ないであろう。

陸地の地温 T_g を求める場合、太陽及び地球放射、潜熱・顕熱輸送の他に地中の熱伝導が必要になる。簡単な取り扱いの場合、地中の熱伝導を無視して残りの4つの量の間の釣り合いから T_g を定めている。あるいは地温の日変化が及ぶ深さまでの平均地温として T_g を予報す



第7図 大気大循環モデルで取り扱う地表面状態。

る方式も用いられている。しかし T_g の年変化まで記述しようとするとき更に年変化の及ぶ所の深さの地中温度の予報も必要となってくる。

地表面の状態は複雑に変化しており、それをどこまでどのようにしてモデルに取り入れるべきかはこれからの研究課題の1つである。特に放射に関係するものとして、雪や氷のようにアルビードの大きい領域を精度よく予報したり、土壌の状態の違いによるアルビードの変化を取り入れようとする時、次節で述べる陸地の含水量と共に地表面温度は重要な量になる。

4.5. 陸地の水収支モデル (水文モデル)

陸地表面に関して T_g とならんで重要な量が土壌中の水分である。その第1の理由は地表面からの水蒸気の蒸発量を決定する上で必要であること。第2としては水分によって土壌の熱容量が変化し、 T_g の予報に影響を持つ点である。第3としては地表面のアルビードを決定する上で必要な情報であるということである。

現在のモデルでは土壌中に含み得る最大含水量に対する比として土壌の湿潤度 (ground wetness) を定義し、それを予報している。湿潤度は降雨によって増加し、蒸発によって減少する。又一部は河川を通して海へ流出するし、又一部は地下水となって流出する。

実際に土壌湿潤度を予報する上で土壌からの蒸発量、流出量のパラメータ表示をいかに行なったらよいかという点が問題となる。水収支モデルに関してはまだ多くの問題が残されており、これからそれらを解決しなければならない重要な課題の1つである。

4.6. 放射モデル

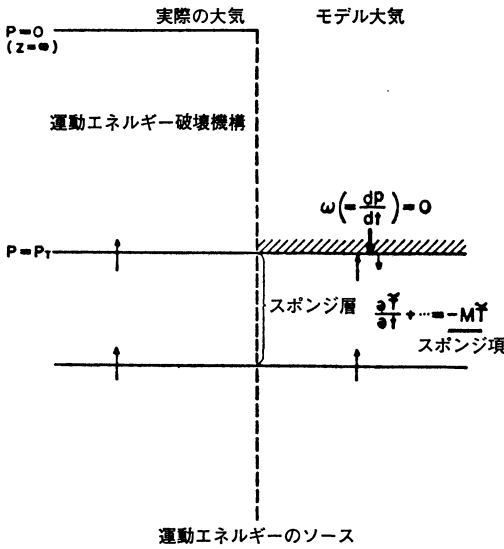
放射モデルは太陽放射・地球放射による大気及び地表面の加熱 (冷却) 率を決定する。その計算は放射伝達の式に基づいている。ただし放射の計算はまともにやると非常に時間を要するので、経済的に近似計算を行っている。

放射伝達の式を計算する上で必要となるのは水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の放射に関与する気体分子の分布、雲やエアロゾル等の大気中浮遊粒子の分布、それに地表面アルビードである。これらの量のうち水蒸気量はど

* Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA.

** National Center for Atmospheric Research.

*** Oregon State University.



第8図 スポンジモデルの模式図。

のモデルでも予報量として扱っている。オゾン量は外部パラメーターとして分布を与えている場合と、予報量として扱っている場合がある。二酸化炭素量はどのモデルでも分布を与えている。雲量はモデルで決定するようになっている場合と気候値を用いている場合に分かれる。エアロゾルに関しては試験的なものを除いてはどのモデルでもきちんと考慮していない。地表面アルビードは気候値を与えている場合と、モデルで決定している場合とがある。

4.4. 節でも少し触れたが、現在ほとんどの大気大循環モデルでは地表面の7割を占める海の表面温度は外部パラメーターとして気候値を与えてしまっている。このためにそのようなモデルを用いた実験では少々放射モデルが不十分であったとしても、現実の大気とかけはなれた大循環を与えるということはまずないと言える。たとえばオゾン量も予報し、雲量も地表面アルビードもモデルで決定するような大気大循環モデルを、理想的な海洋大循環モデルがあったとしてそれと結合させた場合、果たして放射モデルのままでも妥当な大気大循環を実現し得るかどうかはまだ分かっていない。雲量の取り扱い方や地表面アルビードの決め方については特にそうである。これらの点を中心にして今後放射モデルの研究が行なわれる必要がある。

4.7. 上部境界条件

現在ほとんどのモデルも鉛直座標として p (気圧)一

座標系を変形し、地表面が座標面になるようにした σ -座標系を用いている。上部境界条件としては $p=0\text{mb}$ 又は $p=p_t$ で鉛直 p 速度 $\omega=0$ を課している。ある気圧面で $\omega=0$ ということはその面を通して空気の出入りが無いことを意味する。従って $p=p_t$ で $\omega=0$ を課している場合その面を通しての空気の出入りがなくなる。一方実際の大气中ではそのような制約はなく、このためにモデルにはモデルのみに見られる人偽的な流れが作られる。この境界条件は下方から入射してくる波を完全に反射させてしまうことが確かめられる。 $p=p_t$ で $\omega=0$ を課すのをやめて空気の出入りを許すこともできるが、その場合大気的全質量を保存させることが困難となる。

$p=0\text{mb}$ で $\omega=0$ を課するのはそれ自体特に問題にはならない。しかし大気を上下方向に差分表現する場合、 $p=0\text{mb}$ 面とすぐ下の $p=p_t\text{mb}$ 面との間の距離は z 系で考えれば非常に大きなものである。例えば0と p_t の間を等温大気で近似した場合、2面間の距離は無量大である。そのような部厚い層の中で起きている物理過程は、現在の所どのモデルでもほとんどまともに取り入れられてはいない。適当な拡散係数を仮定した拡散項をモデルに加えている程度が現状である。

現在は大気大循環モデルによって成層圏・中間圏の現象まで再現しようという段階にきているが、成層圏中の大規模波動は大雑把にいて対流圏からのエネルギー伝播によって維持されており、そのような波動、及び波動が作り出す子午面循環をうまくモデルで再現するには上部境界をうまく取り扱う必要がある。

従来からの拡散項を入れるやり方の改良として、熱力学の式にスポンジ項と呼ばれる一種の非断熱加熱項を付け加える方法が気象研究所で試みられている。第8図に示すように最上層の所にそのような仮定項を付け加え、有効位置エネルギーを減衰させると同時に波動の鉛直波長を最上層内で変えてやることにより、下から入射したエネルギーの下層への反射をおさえようというものである。この方法は単一モードが卓越する場合良い結果を与えることが確かめられているが、沢山のモードが同じ程度の振幅を有している場合は有効でない。上部境界条件の問題はなかなかやっかいであり、うまい解決法がまたれる所である。

5. 大気大循環モデルによる数値実験

3次元大気大循環モデルを用いて数値実験を行なうには超高速の大型電子計算機が必要である。そのためにか

つては限られた研究機関や大学でしかこの種の研究はされていなかった。GFDL, UCLA*, NCAR がその主だった所であった。しかしその後1970年代に入り GISS (現在 GLAS**), OSU, ANMRC*** 等でも研究が開始された。又延長予報の観点から数値予報モデルを全球化し、物理過程を充実させることも進められている (ECMWF*4, NMC*5, Meteorological Office, NEPRF*6 等)。気象庁電子計算室でも現在スペクトル法による8層モデルがテストされている。気象研究所では、筑波移転を機に超大型電子計算機が導入され、予報研究部では差分法を用いた大気大循環モデルによる数値実験を開始している。

数値実験でまず行なわれるのがモデルの性能のテストである。大気大循環モデルの場合、現在観測される気候状態がどの程度再現できるかということが調べられる。特に東西平均場、時間平均場や変動場の特徴について検討される。又特定な現象のシミュレーションがどの程度できるかということも調べられる。そのようなモデルの検討の後にモデルを用いた実験がなされる。例えば山を取り去ったら大循環はどうなるかとか、成層圏を取り去った場合と成層圏を含んだ場合はどのような違いがおこるかといった問題を議論したり、モデルに取り入れている種々のパラメーター表示の影響を調べたりする。この種のテストを通して大気大循環の機構に対する理解を深めることができる。海面温度の異常の及ぼす影響、CO₂ 増加の影響、トレーサー物質の拡散過程、エアロゾルの影響等といった社会的関心の高い事柄についても、それらの影響予測を立てる上で大循環モデルに大きな期待がかけられているし、既に研究の進展しているものもある。

大気大循環モデルによる数値実験の論文は、「気象集誌」にはまだ数が少ないが、アメリカの気象学会誌である J. Atmos. Sci. や、Mon. Wea. Rev., イギリス気象学会誌である Quart. J. Roy. Met. Soc. には比較的多くみられる。最近では気候関連のシミュレーション

は J. Geophys. Res. や新しく刊行された Climatic Change にも載るようになって来ている。これは改めて言う必要はないかも知れないが、数値実験の論文を読んだりその結果を見聞きする場合、どのようなモデルを用いた数値実験であるかという点はよく心得ておくべきである。

本稿では大気大循環モデルを用いた数値実験について細かい説明を行なうつもりはないし紙数もない。以下では現在の大気大循環モデルがどの程度の性能を持っているかという点についてのみ、GFDL のスペクトルモデルを例にして簡単に紹介しておく。又、気象研究所のモデルの最近の結果についてもその一部を示しておく。

第9図は GFDL のスペクトルモデルによって再現された1月の海面気圧の図である。M15, M21, M30はそれぞれモデルに含まれる最大の東西波数が15, 21, 30であることを示している。モデルは鉛直方向には9層あるが、成層圏は充分には表現されていない。低緯度の低圧部、亜熱帯の高圧帯、中・高緯度の低圧帯がうまく出ていると同時に、北半球のアリューシャン、アイスランド低気圧、シベリア高気圧がこの程度に再現されている。GFDL では以前は差分法によるモデルを用いていたが、スペクトル法に変えてから両極付近のシミュレーションが大きく改善されている。その理由は明らかにされていないが、以前の差分法では極付近で物理量の保存に関して、何らかの不充分な点があったのかもしれない。これはあくまで GFDL モデルについての話で、差分法でも問題がないようにしておきさえすれば、そのような差はおそらく生じないだろう。

M15モデルについてはその後17.75年間分の積分が実行され、その最後の15年分についてモデル大気の変動特性が詳しく議論されている (Manabe and Hahn, 1981; Lau, 1981)。実際には海面温度に年々変動が存在しているが、モデルでは海面温度は毎年同じ年変化が繰り返されるようになってきている。上記論文では、赤道付近を除いて、実測とほとんど同程度の変動がモデル大気でもおきている事が示されている。

第1表はモデル大気中の擾乱を、準停滞成分と波動成分に分け、その運動エネルギーの大きさを比較したものである。表には以前の差分モデルの結果も含んでいる。これから分かることは停滞波動の運動エネルギーが資料解析値よりも大きすぎ、逆に移動波動のそれは小さすぎる点である。この原因は現在の所ははっきりと解明されていない、GFDL モデルの場合、解像度を上げると上

* Univ. of California at Los Angeles.

** Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences.

*** Australian Numerical Meteorology Research Center.

*4 European Center for Medium-range Weather Forecasting.

*5 National Meteorological Center.

*6 Naval Environmental Prediction Research Facility, Monterey.



第9図 GFDL のスベクトルモデルで再現された1月の海面気圧分布 (Manabe *et al.*, 1979) M15, M21, M30 はモデルに含まれる最大東西波数がそれぞれ15, 21, 30であることを示す. 実測図は Crutches and Meserve (1970) と Taljaard *et al.* (1978) に基づく.

の傾向が更に強まっているが、これはモデル内のサブグリッドスケール混合の扱い方と関係しているかも知れないということが指摘されている。

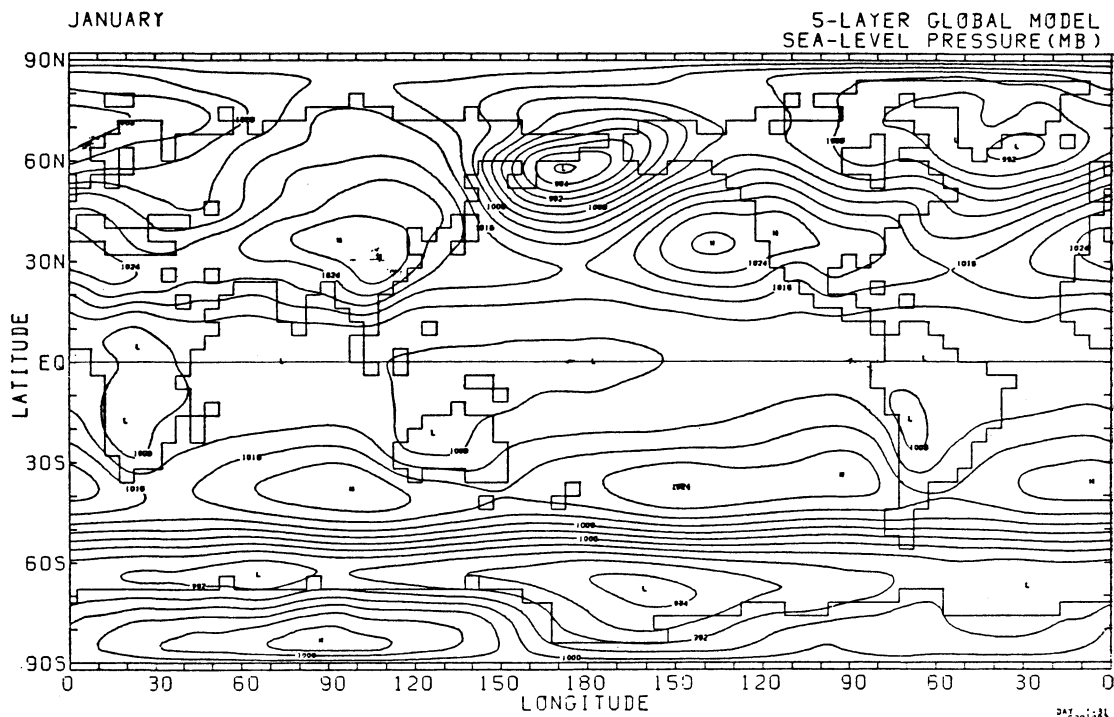
成層圏を含んだ大気大循環モデルでは、どのモデルも全て成層圏の冬の極付近の温度が低くなりすぎている。この点に関して上部境界条件の取り扱い方が大きな原因ではないかと言われてきているが、最近の NCAR のモデルの結果 (未発表) では極の低温が解消しており、放射モデル自身の精度を向上させることが成層圏大循環を良くする上で重要であると言われている (NCAR の Ramanathan の意見)。これらの点は近いうちに明らかにされることになるだろう。

気象研究所で現在数値実験に用いている大循環モデル (MRI・GCM) は差分法に基づくもので、基本的に UCLA で Arakawa *et al.* (1974) によって開発されたものである (時岡・山崎・谷貝, 1980)。東西、南北のグリッド間隔はそれぞれ 5°, 4° であり、モデル上端は $p=100$ mb, , 上下 5 層の対流圏モデルである。GFDL モデルと異なる点は移流モデルの違いの他には放射計算の際の雲の扱い方にある。GFDL では気候値に基づいて

第 1 表 各半球での波動の運動エネルギー、
<GFDL モデル> (J/kg)

		JANUARY		JULY	
		NH	SH	NH	SH
停滞 波動	M15	25.5	8.5	12.7	9.7
	M21	31.1	10.0	13.7	7.8
	M30	32.5	8.9	16.3	11.7
	500 km	16.4	3.7	—	—
	250 km	32.0	11.4	15.1	15.0
	obs.	16.5	—	7.8	—
移動 波動	M15	66.0	49.8	41.1	71.5
	M21	47.8	35.6	30.2	59.4
	M30	44.8	37.3	25.5	54.5
	500 km	43.6	31.3	—	—
	250 km	39.8	35.4	26.2	49.1
	obs.	88.9	—	46.6	—

M15, M21, M30……地表~140 mb
500 km, 250 km, obs [Oort, 1971]……地表~150 mb
(Manabe *et al.*, 1979)



第10図 気象研究所大気大循環モデル (MRI・GCM) によって再現された 1 月の海面気圧分布。モデルは上端が 100 mb の対流圏 5 層モデル。

雲量をデータとして与えているが、MRI・GCM ではモデル内で診断的に決定している。その他積雲対流のパラメーター表示や地表面と大気間のエネルギーや運動量交換の扱い方も異なっている。

第10図は MRI・GCM による1月のシミュレーションによって得られた海面気圧分布の月平均図である。大きくみて第9図とはほぼ同程度の分布の再現がなされていると言える。アリューシャン低気圧、アイスランド低気圧の振幅は大き過ぎ、このモデルでも停滞波動の誇張が欠点である。モデル間に多少違いがあっても、モデル大気間の差より、モデル大気と実際の大気との差の方が大きいという事がよく言われるが、第9、10図はその事を立証する一例である。

大気大循環モデルはその使用目的を明確にすればそのために使えるモデルの必要条件が決まるし、モデルがあればそれを用いて行なえる研究範囲が決まってくる。したがって大循環のモデル作り自体には原則的に言って終りというものがなく、モデルの改良はいつまでも続いていくべき性質のものである。現在の3次元大気大循環モデルは上でみたようにいくつかの点ではまだ不満足な点を持っているし、細かくみれば更に多くの欠点を挙げる事ができよう。しかし対流圏内のシミュレーションに限ってみれば、それらの欠点の中で停滞波動と移動波動の振幅の問題が解決すれば、3次元大気大循環モデルとして1つの大きな目標点に達したと言えるのではないかと思う。すなわち平均場・擾乱場共に大きな目で見て大気と同様な振舞いをするモデルが出来たという段階であり、それを1つの大きな区切りと考えてよいだろう。この段階に達した後は、モデル作りの主力は比較的長い時間スケールを持つ物理過程の改良に移ることになろう。そして3次元の気候モデルとしての資格を備えたモデル作りが次の大きな目標と考えてよい。

あとがき

本稿では文献の紹介が目的でないためもあって参考文献の引用に関しては不十分な点がある。参考文献を必要とする読者は、“大気大循環論（時岡達志，天気，26，109～129）”を参照されたい。1978年以前のものについてはこれで大体まに合うであろう。又、4章で述べた個々のモデルについて更に詳しく知りたい人は「数値予報」（気象研究ノート，1978：134，上，下）を参照されたい。

本稿は，“大気大循環モデルについて（時岡達志，「環境科学」研究報告集（S-508），文部省「環境科学」特別研究「気候変動と人間活動」検討班，1981）”をもとにして、若干書き直したものである。

文 献

- Arakawa, A. and W. Schubert, 1974: J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- and Y. Mintz, 1974: The UCLA atmospheric general circulation model, Notes distributed at the workshop, 25 March-4 April, 1974, Dept. Met., UCLA.
- Cooley, J.W. and J.W. Tukey, 1965: Math. Comp., 19, 297-301.
- Lau, N.-C., 1981: Mon. Wea. Rev., 109, 2287-2311.
- Manabe, S. and R.F. Strickler, 1964: J. Atmos. Sci., 21, 361-385.
- Manabe, S., D.G. Hahn and J.L. Holloway, Jr., 1979: GARP Pub. Ser. No. 22, vol. 1, 41-94.
- 1981: Mon. Wea. Rev., 109, 2260-2286.
- Miyakoda, K. and J. Sirutis, 1977: Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 50, 445-487.
- Ooyama, K., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development, Geofisica International (Mexico), 4, 187-198.
- Orszag, S.A., 1970: J. Atmos. Sci., 27, 890-895.
- 時岡達志，山崎孝治，谷貝 勇，1980：グロースベッター，18，1-39。