

統計的力学的的大気モデルによる季節変動の研究*

—日本気象学会賞受賞記念講演—

栗 原 宜 夫**

1. はじめに

地球の上にはさまざまな気候がある。四季の移りかわりに恵まれた日本。雨季と乾季にわかれるインド。また一年中あまり気候の変らないところもある。これらが、地域の人間の性格や文明に影響を与えていることは良く知られている。

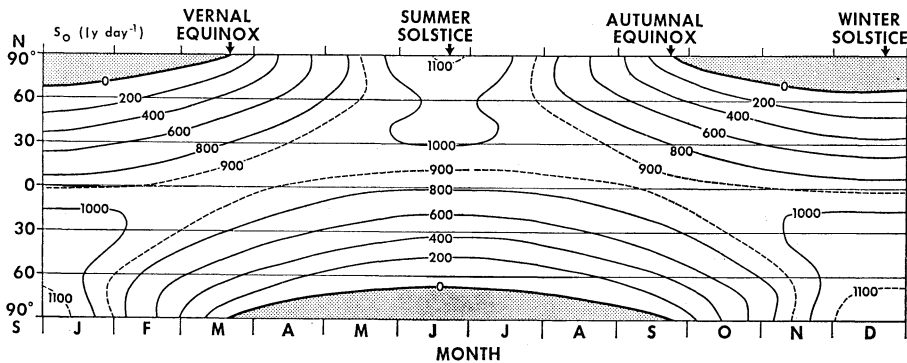
この大気の状態の季節変動を研究することは、気候の力学の基礎的な問題の一つである。

さて、複雑多様な現れ方をする気候も、もとをたど

れば、地球大気系に到達する日射が根元であり、その日射量は緯度についても時間に関しても比較的単調な変動をしている。そのような日射を、単純な大気モデルに与えた場合に、モデルにどのような季節変動が現れるだろうか、それを気温の分布でみていこうというのがこれからの話のテーマである。

2. 静止大気の場合

第1図は、大気の上限に到達する日射の緯度分布の年変動を示したものである。いわゆる季節または年のタ



第1図 地球大気の上限に到達する日射量 (単位は $ly\ day^{-1}$)。緯度 (縦軸, 北極より南極まで) および時間 (横軸, 1年の初めから終りまで) についての変化を示す。影をつけた部分は、極夜を表す。図の上端の矢印は、春分, 夏至, 秋分, 冬至の時点を示している。

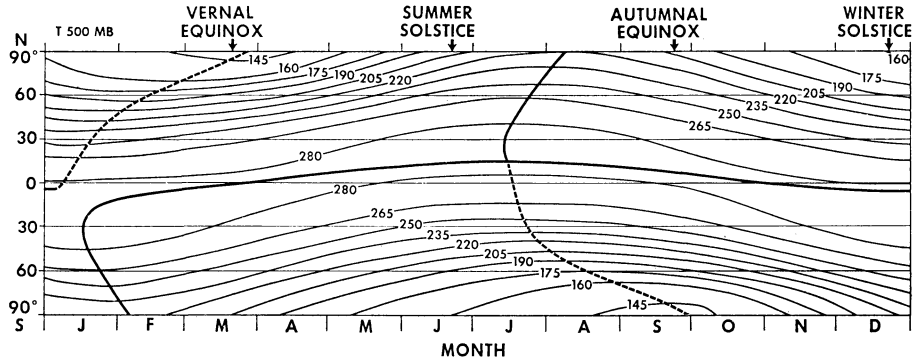
ノイムスケールを持つ変化が一目で分る。中緯度では、年変動の振幅は大層大きく、夏の日射量は冬の2倍以

ノ上に達する。図中、影をつけたところは、極夜をあらわして、高緯度ではこの期間は日射がない。また、夏至の前後は、日射量は緯度によらずに略一様で、むしろ極に近い方が、日照時間が長いために、日射量が若干多くなっている。12月の日射量を赤道で折り返して6月のそれと比べてみると、全体としてわずかに多いが、これは12月には地球が太陽に少し近づくためである。

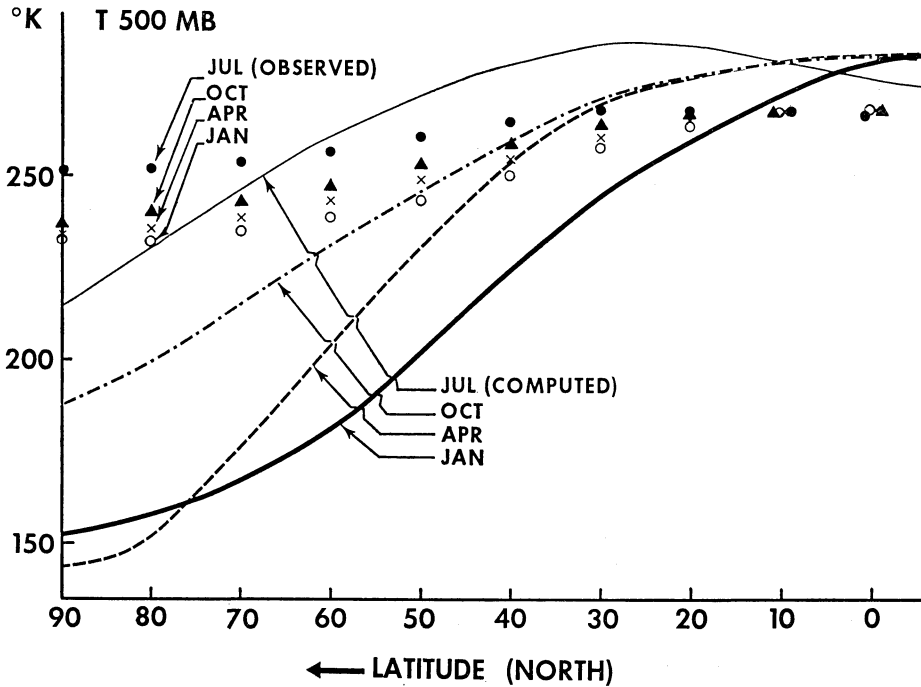
さて、はじめに、大気が地球上で静止しているとしよ

* An application of a statistical-dynamical model of the atmosphere to a study on the seasonal variation: 昭和50年度春季大会気象学会賞受賞記念講演。

** Yoshio Kurihara, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton University.



第2図 静止大気の場合の 500 mb の気温の緯度別、時間別分布 (単位は °K). 等値線を横切る実線と鎖線は、各緯度における気温の高極と低極の起日をつないだもの。(そのほか、第1図の説明を参照のこと)



第3図 北半球における 500mb の気温の緯度分布. 4本の線は、静止大気の場合の 1, 4, 7, 10月の分布を表す. 実際値 (Oort と Rasmusson による, 1971) もプロットしてある.

う。一体、極の付近の温度は極夜のうちにどの位まで下がるだろうか。また、赤道と極の間の温度差はどうなるだろうか。大気が静止していると仮定して計算した 500 mb の気温の分布を第2図に示す。これは、1年前の状態が次の年に再現するようになるまで熱力学の式を時間積分して得られたもので、いわゆる放射平衡の温度ではない。もしも各瞬間の日射に対して放射平衡を仮定する

と、極夜のところの気温は絶対0度になるであろうし、夏半球の気温は緯度によらずに大体一樣になるであろう。なお時間積分は、それぞれの緯度に対して実際の 500 mb の年平均気温を初期値にとって行い、大気の放射に関する計算は大変簡単化してとり扱った。それから、地表面では、いつも熱収支がつり合っている、すなわち下向き熱の流れと上向き熱の流れがいつも同じ

であるという条件を使った。

第2図に見られるように、極夜の気温が 0°K にまで下がらないのは、空気の熱容量のおかげである。極の近くで、日射がたち切られた時の 500 mb の気温が 190°K だとすると、極の空気が他の緯度から隔離されていれば、6カ月間に気温は 50°K 位下がることになる。图中、太い実線や鎖線は、気温が高極あるいは低極となる日を緯度別に調べて結んだものである。これらの起日が夏至や冬至よりも遅れているのが分かるが、これも空気の熱容量が関係している。なお、ごく低緯度では、気温の半年変化がみられる。

3. 統計的力学的な大気大循環モデル

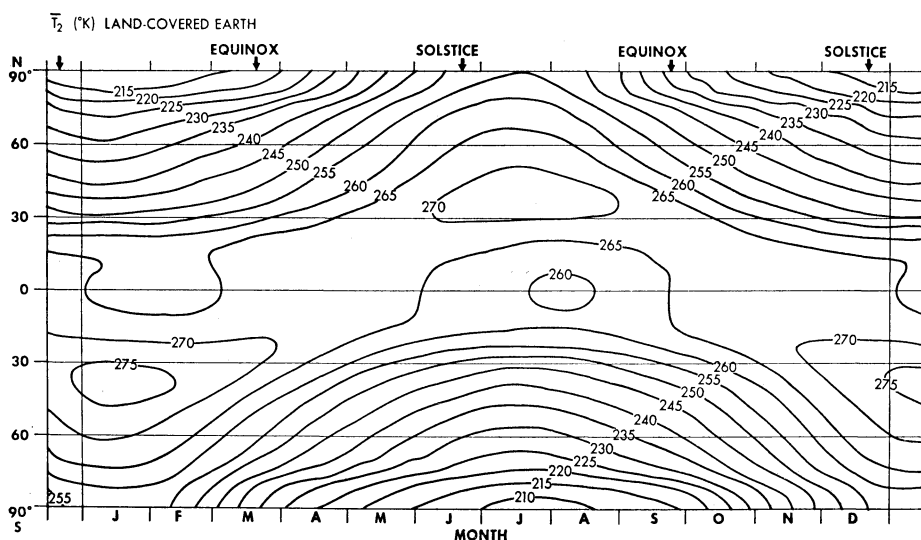
前節で調べた、静止大気の場合の 500 mb 気温の北半球における緯度分布を、1, 4, 7, 10月について表すと、第3図のようになる。また、実際の 500 mb の気温の緯度圏に沿った平均値 (Oort and Rasmusson, 1971) も示してある。実際の赤道と極の温度差は、先に計算したものに比べてはるかに小さい。よく知られているように、静止大気の場合のような大きな温度差は、大気にとっては力学的に不安定な状態であって、これを緩和しようとする現象が起こるはずである。その一つが、傾圧波の理論によって説明される、中緯度で数千キロメートルの波長をもった波動であって、この波は熱を極の方に向けて運ぶような構造をもっている。

ところで、波があるということは、いろいろな量が緯

度圏に沿って変動することを意味し、ある緯度の状態は緯度平均値と、それからのズレを表す統計値をもって表現されることになる。

実際の大気の流れは、上に述べたような気温の南北傾度が原因で自由に起こる波動のほかに、大陸と海洋の分布、大規模な山系によって強制された成分を含んでいる。ここでは、事柄を簡単化するために、このように強制された流れはないと考えて議論を進める。こうして作られたのが、「統計的力学的な大気大循環モデル」である。このモデルでは、緯度圏に沿って平均した量 (気温、風、気圧) に加えて、これらの量の緯度圏沿いの変動の程度や相互の相関関係を表す統計量 (これは傾圧波の強さや構造を示す尺度である) も、気候状態を代表する基本的な量として、緯度平均値と同格にとり扱っている。

その統計量の一つが、先に述べた傾圧波による熱の極向き輸送量である。そして、このモデルでは、傾圧波の理論をもとにして、熱輸送量の変動を予測する式を導き出してある。この点、従来何人かの人によってなされた熱の渦動拡散的など扱いと異なるところである。拡散係数を用いる場合には、大規模な波動の各瞬間のふるまいは、その置かれている基礎の場に即刻対応していくという、いわば受身の立場をとっているのである。これに対して、統計的力学的モデルにおいては、熱輸送の気温傾度へのフィードバックがややこれと異なった形で行なわれ、熱輸送は、いわゆるインデックス・サイクルに



第4図 陸地におおわれた地球の場合の 500 mb の緯度平均気温の緯度別、時間別分布 (単位は $^{\circ}\text{K}$)。 (そのほか第1図の説明参照)。

みられるような10日程度のタイム・スケールの変動をともないながら、ゆっくりした季節変動をするだろうと予期したわけである。

時に、統計的力学的な気候モデルは、プリミティブ方程式系を時間積分して具体的に波動を追跡していくモデルよりも簡単なモデルであるといわれる。しかしながらそこでは、ある種の現象（今の場合は傾圧波）の総合的な効果を、個々の現象に関して従来得られた知識をもとにしてとり入れていくことが要求されている。モデルの内容は決して簡単ではなく、むしろより複雑であるときえいえよう。

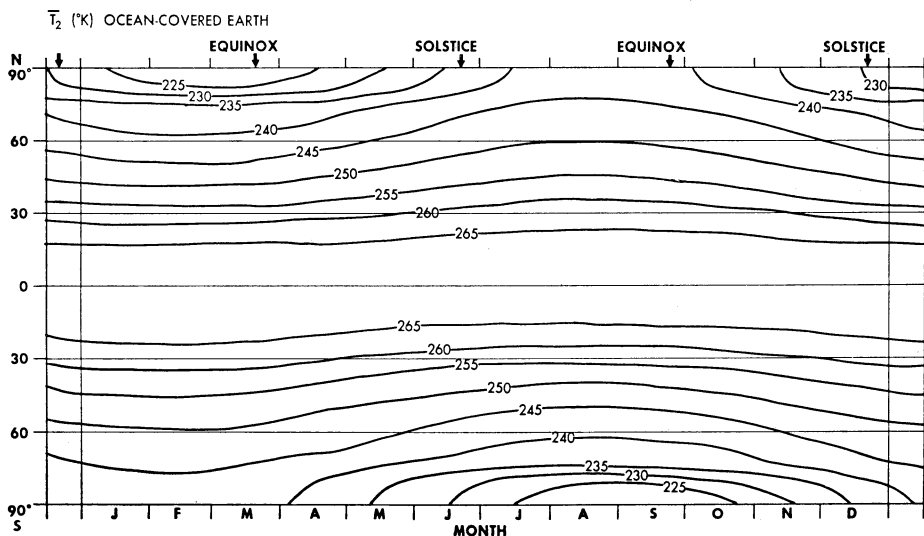
4. モデル大気の時節変動

統計的力学的モデルが、季節変動する日射にどのように感応するかを示したのが第4図である。この図は、地表面での熱収支がいつも平衡している、いわば地球が全部陸地だと思った時の500 mbの気温の緯度ならびに時間についての変化を表している。傾圧波による熱輸送の効果が入ったために、気温の南北方向の傾度がかなり減ったことが分る。冬の極付近の温度は、大気の運動がなかった時に比べると60°K位も高くなって、実際の温度にかなり近づく。また、高温の地域が、見かけ上、夏に中緯度まで移動するようにみえる。

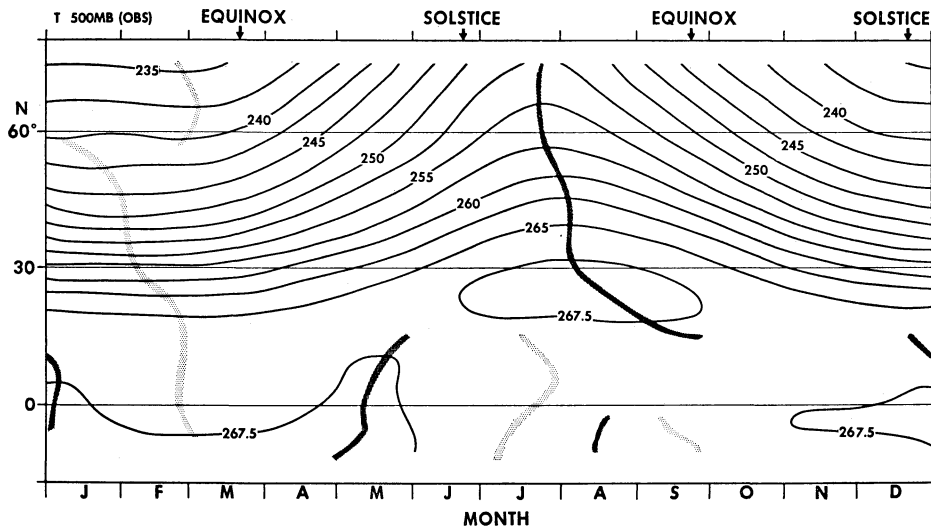
次に、地表面で熱収支が平衡するという条件をやめて、実測されている海面温度の緯度平均値（時間とともに

に変わる）を、モデルの境界条件にとってみよう。こうすることによって、莫大な熱容量を持つ海洋が大気の状態の時節変動に及ぼす影響をみる事ができる。上記のような境界条件を用いると、結果的には、熱がある時には海洋に吸収蓄積され、それは別の時にどこかで海洋から放出されることになる。さらに、この海洋でおおわれた場合には、大気モデルの中で潜熱の輸送、すなわち水蒸気の輸送があり、それがどこかで凝結して顕熱となることを考慮してある。このような場合のモデルの時節変動は第5図の通りである。前の図の場合もそうであるが、数値積分は、同じ状態が一年間隔であらわれるようになるまで行った。第5図を第4図と比べてみると、海洋の影響によって、冬季は、気温の南北傾度が弱まること分る。一方、第4図に見られたような高温域の南北移動がほとんどなくなって、夏の中緯度における気温傾度は強まっている。このように、海洋は、大気の状態の時節変動の程度を弱めるはたらきをしている。

ここで、実際の500 mbの気温の緯度平均値の時節変動をながめてみよう。第6図は、OortとRasmusson(1971)の資料を用いて、北半球における季節変動を示したものである。図の中で等値線を横切っている濃い線とうすい線は、それぞれ各緯度の気温の高極と低極の起日をつないでいる。第6図とモデル大気の時節変動とを比べてみると、冬の期間については、地球が海洋におお



第5図 海洋におおわれた地球の場合の500 mbの緯度平均気温の緯度別、時間別分布（単位は°K）。（そのほか、第1図の説明参照）



第6図 北半球 500 mb の実際の緯度平均気温の緯度別(縦軸)時間別(横軸)分布(単位は $^{\circ}\text{K}$. Oort と Rasmussen, 1971, の資料による). 等値線を横切る濃い線と薄い線は、各緯度における気温の高極と低極の起日をつないだもの。

われたとした場合の計算結果がかなり実際の状態に近いのがみられる。夏には、第6図から明らかなように、北半球では亜熱帯が高温域となる。これが、陸地におおわれたモデルの計算結果と、海洋におおわれたモデルの計算結果との中間に当たっているのは興味深いことである。また、極付近の夏の実際の温度も両者の中間であるが、むしろ陸におおわれた場合の温度に近い。

以上は、モデルの温度についての議論であるが、風の場合については、陸地におおわれたモデルと海洋におおわれたモデルではかなり大きな差がある。低緯度の上層に前者の場合のみ強い東風があらわれること、平均子午面循環において中緯度のいわゆる間接循環が前者においては夏季にはあらわれないこと等である。

5. むすび

前にも述べたように、現在の統計的力学的モデルの気候には、海陸分布や山岳によって強制される成分は含まれていない。将来の統計的モデルを考えるとするれば、やはりこの強制された成分をとり込むようにしていきたいと思う。そのためには、気候状態を、緯度圏に沿う平均値とそれからの偏差に関する統計量で表現するやり方をやめなければならないと考えている。多分、各地点の気候を、長いタイムスケールでゆっくり変動する準定常的

なものと、短いタイムスケールをもった過渡的なものに分けた上で、後者の効果を統計的にとり扱うことが要求されそうである。

気候の力学の問題に数値モデルを適用して取り組もうとする場合、問題に応じていろいろなモデルが考え出されるであろう。そのうちの一つの方向を示唆したのが、統計的力学的モデルの組み立てであったが、この研究が日本気象学会賞の対象にえらばれたことは、大変光栄なことであります。私の研究に助言を与えはげまされ続けていただいた方々に、あつく御礼を申し上げます。

文 献

- Kurihara, Y., 1970: A statistical-dynamical model of the general circulation of the atmosphere. *J. Atm. Sci.*, 27, 847-870.
- Kurihara, Y., 1971: Seasonal variation of temperature in an atmosphere at rest. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 537-544.
- Kurihara, Y., 1973: Experiments on the seasonal variation of the general circulation in a statistical-dynamical model. *J. Atm. Sci.*, 30, 25-49.
- Oort, A.H., and E. M. Rasmusson, 1971: Atmospheric circulation statistics. NOAA Prof. Paper No. 5, U.S. Dept. of Commerce.