

長期予報研究

# グロースベツター

第 5 卷 第 2 号

—— 目 次 ——

海洋の資料をどう気象に活用するか.....	半沢正男	1
下部成層圏の温度構造.....	WILLIS L.WEBB	6
長期予報百年の歩み.....	股野宏志	16
大規模な季節的強制加熱を与えた数値実験 ..... E.B.Kraus &.E.N.Lorenz		21
グロースベツター目録.....		35

---

1967年4月

L. F. グループ

# 海洋の資料をどう気象に活用するか

—— 海気エネルギー交換の考察から ——

半 沢 正 男

## 1. 緒 言

W. O. Jacobs が、いまはもう古典といつてもいゝ有名な“On the energy exchange between sea and atmosphere”を發表(1942年)してから、はやいものでもう四分の一世紀たつている。あの論文は海洋と大気間のエネルギー交換について気候誌—海洋誌的な総観を与えたと同時に、気象学にも海洋の要素、影響といつたものを組み入れていかなければ正しい発展は望めないことをしめした点で歴史的のものといつてよいであろう。Jacobs 以後のこの分野での研究発展のあとをふりかえり、海気熱交換の問題の現状を分析し、表題にかゝげたように、これから気象学に、気象事業に、海洋の資料をどう活用していくべきかを考えてみよう。

## 2. Jacobs 以後の発展のあと

まえにも書いたように Jacobs の論文(1942)は海気エネルギー交換問題の新しい出発点となつたものである。それは、その時まで放置され、あるいは僅かに気圧、気温とかいつたごくふつうの統計しかされなかつた龍大な船舶の気象観測資料を活用し、海気間のエネルギー交換という新しい観点からそれを整理したものであつた。もつとも、その骨子になつている理論は1930年代のなかばに Sverdrup が發表した水面からの蒸発のそれである。アメリカ人らしい実際の、大胆な仮定で Jacobs は資料の整理をすゝめついにあの気候誌・海洋誌を完成させたのである。

Jacobs の仕事はそれゆゑ、二つの問題を内包していたといつてよいであろう。一つは基礎になつている Sverdrup の式などをあまりに“實際化”しすぎていること、他の一つはえられた数々のボタンが気候的であり、いわば“静止して”いて Synoptic な面がないこと、である。

その後、気候学的な意味での air-sea flux の算定は色々の研究者によつて進められてきた。このなかで最も広範で理論的にもしつかりしたものはいうまでもなく、ソ連の Budyko (1956)のものであろう。

気象学者である彼の陸地をも含めた算定は、Mosby (1936)、Wüst (1936)そして Jacobs といままで主として海洋学者によつて進められてきたこの分野の開拓に新しい面を与えた。

このへんから海空エネルギー交換の研究は、時間的には Long-term と Short-term

のものに、空間的にはglobalなもの、海域別のものゝに細分化されてきたようである。Long-termのものとしてはJacobs (1951), Albrecht (1960)のものなどがある。Short-termのものはあまり数多くはないがPettersen, Broadbury およびPedersen (1962) や、ソ連のSemenov (1960) のものをあげることができよう。一方、globalなものとしては前記のBudykoのものがあり、いまでもなくglobalなものゝLong-termのものゝとは表裏一体となつてゐることが多い。海域別の方は、主として観測資料の關係から、資料の多い太平・大西の両洋にかざられてゐるようである。たとえば太平洋のものにSeckel (1962) の研究があり、またmosby (1962) は北氷洋・ノルウェー海について主として海洋からの見方で、エネルギー交換の総まとめを行つた。

1960年代に入るとこの分野での研究の重点はSynopticな考察に移つてきたようである。これはやはり資料の面で、海上での使える資料の密度が濃くなつてきたのと、海洋上での天気図(等圧線など)がよりReliableになつてきて、さめのこまかい考察ができるようになってきたせいであろう。前記Pettersenらの研究はいわゆるノルウェー学派の低気圧モデルにこの分野からみた考察を加えた点で意義がある。

著名な気象学者であるNamiasとLaevastuは、そのキャリアを生かして海空エネルギー交換のシノプティックな面に活躍しはじめた。Laevastuの一連の論文(1960, 1963, 1964, 1965)や、Namiasの同じく一連の論文(1959, 1962, 1963, 1964)はこの努力のあらわれである。この両者とも、数日程度のオーダーでの天気変化のようすを海気エネルギー交換の対応する海域上でのhorizontalパタンの変化に関連させて説明づけている。

ほゞ同じこの時期に、Synopticな考察ではないが、近代気象学の父といわれるBjerknes および中欧気象学派の指導者の1人であるRodewaldが海空相互作用の研究に興味をしめし、多くの示唆に富んだ論文を発表しているのは注意すべきであろう。例えばBjerknes (1960), Rodewald (1960)がそれで、さすがに今後の気象学の進む方向を暗示した多くの考察がふくまれている。

さて、研究ではないが、この時期、“業務”の面でも大きな進歩がみられた。前記のような資料数の増加と、電子計算機の導入によつて、海空間で交換される熱量が月単位、 $5^{\circ}$ マス目位のオーダーで、routineに計算されることが可能になつてきたのである。これは換言すれば以前は“研究”であつた熱量の分布などの問題が、“業務”にまでなつてきたということであろう。こゝまでにするにはJohnsonやFlittnerら、アメリカ水産局の海洋学者・気象学者の努力が大きい。彼等の対象海域ははじめは太平洋の東半分であつたが、最近では北太平洋全域に拡げられており、その詳細はJohnson, Flittner, およびCline (1965) に発表されている。

この線の業務は米海軍でもすゝめられており、マス目はやゝひろいが、こちらの方は北半球全域を対象にしている。これは Wolff (1964)、および Wolff, Laevastu, Hubert (1964) などによくまとめられている。

### 3. 海気熱交換問題の現状の分析

今まで、かけ足ではあつたがこの問題の歴史的発展のあとをたどつてきた。こゝで、この分野の研究の内包する問題点を、思いつくまゝあげてみよう。

#### (a) 理論の面

よく知られている完全方程式で、形の上からだけいえば海洋と大気の間で交換されるエネルギーの量やその配分の状態はきれいに書きあらわすことができる。しかし Flux の方に注目し、その流れ方となると問題は別である。Vertical に熱や質量が運ばれるありさまが、よく使われる式のように簡単なものであろうか？ 海面にごく接近した気層中におけるものと、相当上の気層のなかでの状態とを今やつているように同じ式で表わしてよいものであろうか？ 1930年代、当時さかんであつた境界層の理論に基づく Mosby や Sverdrup がやつたきわめて基礎的な仕事の再検討がどうも必要のようである。

#### (b) 観測の面

Roll (1965) がその著書で何べんも強調しているように、いまの海空相互作用研究の基礎資料になつている船舶の気象観測値はあくまで“船上”のものであつて、“海上”のものではない。もちろん、僅か海上数メートルないし十数メートルのところまで測つたものを海面に reduce しても気候学的なとりあつかい方をするかぎり問題はないであろう。この問題はないという意味は、どうせ海上の資料は数がすくないからマス目ごとに、あるいは時間的に平均化して使うことが多いから、その方から来る不確かさのなかに reduce の方は“埋没して”しまうということである。しかし、Synoptic な考察をすゝめるにあたつては、reduce の問題はゆるがせにはできない。現在の方々の海洋観測塔で行われている精妙な気象要素 profile の観測はこの問題に新しい解決のいとぐちを与えるものといつてよからう。

水平的にみて、海上観測値のちらばり方の不均一性はいまさらいうまでもない。しかし、これは人工衛星からする観測で将来大いに改善されるであろう。

#### (c) 技術の面

こゝでいう技術とは、主として予報技術といつたものである。海気相互作用研究の目的の一つはいうまでもなく、予報精度の向上である。この分野における synoptic な面での研究がさかんになつたのはよるこぶべきことではあるが、それをもう一息がらばつて、予報にまでもつていきたいわけである。しかし、現状では、天気図といろいろの熱量分布図をならべてみて、いわばめのこで天気変化と熱交換量の変化とを関連づけているだけである。こゝで、理論をふまえた新しい技術の開拓が期待されるゆゑんである。数値予報に海洋大気間の熱交換量を

くみこむ試みはこの意味で非常に promising ということができよう。

中間予報あるいは長期予報に熱交換量を取り入れる試みはどうであろうか。海洋の資料を長期予報に活用しようとしたわが国の先覚者、安藤、岡田、藤原らの姿勢を我々はもう一度学びとる必要がありそうである。

#### 4. 将来の展望

WWW計画は世界の気象事業の様相を大きく変えようとしている。問題を海の上にかぎつても、①人工衛星による広大な海域の“均質的な”観測、②海上にちりばめられたロボット・ブイによる人工衛星観測のチェックないし補足、③電子計算機による高速データ処理と、いろいろの計算——この三つの柱は海洋、海上の資料の比重と有効度とを飛躍的に大きくするものと思われる。

いままで気象学者、海洋学者が悩んできた海上でのデータ不足といった問題が、相当程度解決されるわけである。このような龐大なデータを前にして技術者は何をなすべきであろうか。これは第3章にも書いたところであるが熱交換資料を活用した予報精度の向上が先ず考えられる。

Dynamicなdeepningは別として、台風や低気圧の発達はやはりその進路前面の海況に大きく影響されるであろう。この線からは海洋学者がある海域の割合短期間の水温を確実に予想する方法を開発することが望まれる。一方、こういうCycloneが通過していつたあとと海洋表層のverticalな温度構造がどうかかわるか。また変つた水温の影響がどう大気の方にfeed-backされるかのしらべが、今までのような割合局所的なcase-studyでなく、相当広範囲まで可能になるのではないだろうか。

いふふるされた事ではあるが、わが国は海にとりまかれており、天氣に及ぼす海の影響は相当大きい筈である。海洋と大気間の相互作用の研究がわが国でもつと発展し、それが實際面に生かされるのを望む次第である。海気相互作用の研究はたしかにいまはやりの研究分野であろう。しかし我々は“air-sea”を単なるお題目、スローガンにおわらせてはならない。そのためには理論、観測あるいは実験をもつとさかんにする必要があるのは勿論であるが、“air-sea”の研究をわが国としてどの方向にもつていくか、もつていかなねばならぬかのしつかりしたperspectiveをもつことが必要であろう。(筆者の多忙と不勉強のため多くの重要な文献の見落とし、まちがつた見解があると思います。御諒承をお願いする次第です。)

#### 5 文 献

Jacobs, W. C. 1942. J. Mar. Res., 5, 87-86.

Budyko, M. I. 1956. "The heat balance of the earth's surface" 255pp.

Mosby, H. 1936. Ann. Hydrog. Marit. Met., 54, 281-286

Wüst, G. 1936. Landes. Forsch. Festschr. 847-859.

- Jacobs, W. C. 1951. Bull. Scripps Inst. Oceanogr., 9, 27-122.
- Albrecht, F. 1960. Ber. Dtsch. Wetterdienstes, 9, 66, 1-19.
- Petterssen, S., Bradbury, D. L. and Pedersen, K. 1962.  
Geofys. publ. 24, 9, 248-280
- Semenov, V. G. 1960. Met. i. Gidr. 6, 17-20.
- Seckel, G. R. 1962. Fish. Bull. 68(193), 867-427.
- Mosby, H. 1962. Geofys. Publ. 24, 11, 289-313
- Laevastu, T. 1960. Soc. Scient. Fennica, physico-mathem. 25, 1,  
1-186.
- 1963. Geophys. Rpts. 29, 30, 31.
- 1964. Ms. Rpt. FNWF.
- 1965. Comm. physico-Mathem. 31, 2, 1-53.
- Namias, J. 1959. J. Geophys. Res. 64, 6, 631-646.
- 1962. Proc. Int. Symp. Numerical Weather Prediction  
Tokyo. 615-627.
- 1962. WMO Bull. 11, 3, 128-131.
- 1963. J. Geophys. Res. 68, 22, 6171-6186.
- 1964. Tellus. 16, 3, 394-407.
- Bjerknes, J. 1960. WMO Bull. 9, 3, 151-157.
- Rodewald, M. R. 1960. Hansa 97, 8/9, 481-482.
- Johnson, J. H., Flittner, G. A. and Cline, M. W. 1965. Spec. Sci.  
Rep. -Fisheries No. 508, 74pp.
- Wolff, P. M. 1964. FNWF, MS Rpt.
- Wolff, P. M., Laevastu, T. and Hubert, W. E. 1964. FNWF, Tech. Rep.  
No. 3, 7pp.
- Roll, H. U. 1965. "physics of the marine atmosphere". 426pp.  
このほか "The Sea" のなかにある E. L. Deacon and E. K. Webb と Goanne  
S. Malkus の総合報告, Journal of Marine Res. の Sverdrup 記念号な  
どを参照した。

## 下部成層圏の温度構造

今田 克 (大阪) 紹介

WILLIS L. WEBB (1966): Temperature Structure of the lower Stratosphere.

(from Structure of the Stratosphere and Mesosphere)

International Geophysics Series Volume 9, 70-85

Academic press, 1966, New York and London

(1月と7月の平均プロフィール)

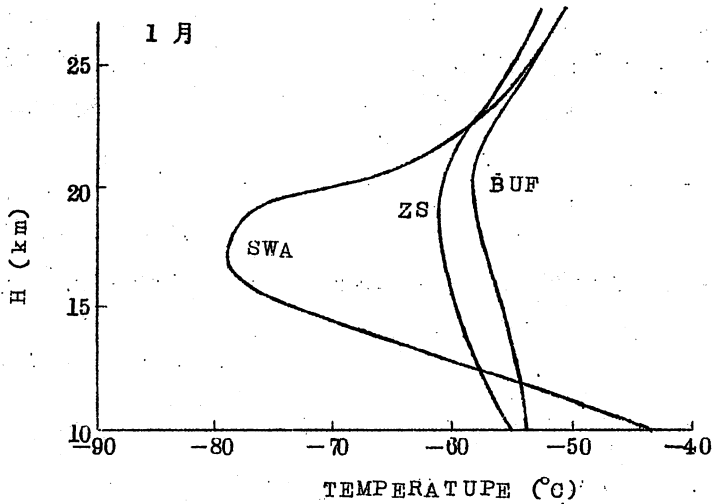
下部成層圏は対流圏の温度減率が崩れる層と、南北温度傾度(北に正)が極小または空間(緯度的)と時間(季節的)に関してある高さで南北温度傾度が逆になる変曲点の存在するところまでの上部大気の領域として定義される。大気の鉛直構造が非常に入り組んでいるような特殊な場合には割合にあいまいな点がおこっている。このため、両面とも上層大気の温度構造によつて定めると下部成層圏の大気成層を取り扱う上に便利である。

温度構造の検討を一般性のあるようにするため、1959~1963年の8 $\mu$ Wに沿う赤道から極までに散在する観測点の夜間観測によるラジオゾンデの温度の5年平均値を取り扱った第1図と第2図は1月と7月のそれぞれ平均プロフィールをSwan Island (SWA: 17 $^{\circ}$  24' N)、Buffalo (BUF: 42 $^{\circ}$  56' N) およびCoral Harbour (ZS: 64 $^{\circ}$  11' N) について示したものである。

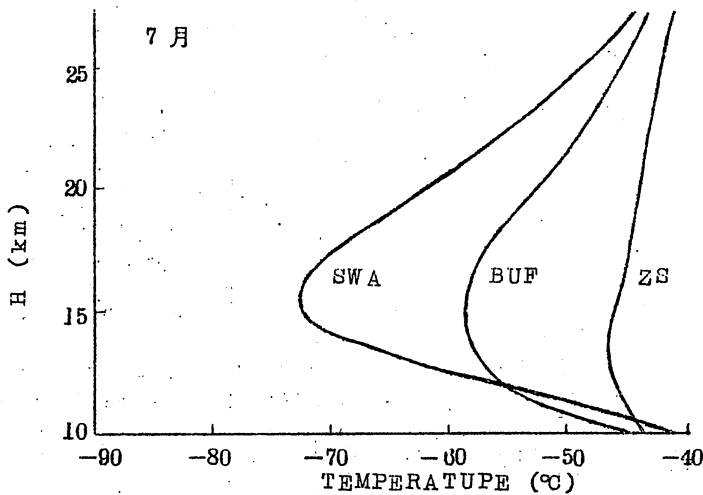
これらの平均値から、冬の期間の赤道地方の温度が最も低く最も高い所に現われていることがわかる。下部成層圏は冬と夏の両方とも赤道圏界面の高さ付近で正の南北温度傾度が一番大きな値を示しているということが同様に明白である。夏の期間は極大温度差がSwan Island とCoral Harbour との間の約16Kmの高さの所で平均して約2.8 $^{\circ}$ Cである。1月平均図ではもつと内輪の温度差を示し、非常に高いところでは反対にさえなっており、極大はSwan Island とBuffalo との間で現われて約2.1 $^{\circ}$ Cを示している。

7月の平均図を更に細かく見ると圏界面の層は緯度とともに落ちており、熱帯地方の15 Km位の高さから極地方の約11 Kmの高さになっている。冬には、この傾斜はもつと急で、熱帯地方では、17 Km位の高さにあり、冬の期間中極地方では10 Km以下の高さに落ちている。

ヌル層の定義は南北温度傾度の極小のおこっているところとしている。ほとんどの年で南北温度傾度が成層圏の下の方と上の方で逆転しているため、南北温度傾度の極小値が0として明白に現わ



第1図 1月のSwan Island (SWA)、Buffalo (BUF)およびCoral Harbour (ZS)における0600Zのゾンデ観測による下部成層圏の5年平均鉛直温度プロフィール。



第2図 7月のSwan Island (SWA)、Buffalo (BUF)およびCoral Harbour (ZS)における0600Zのゾンデ観測による下部成層圏の5年平均鉛直温度プロフィール。

れている。しかし、1月の資料をみると、この層は緯度とともに様にはなっていない。このような特別な場合には、低・中緯度で2.6 Km 位の高さに現われ、高緯度では2.2.5 Km 付近に落ちている。夏には、成層圏のすべてが緯度とともに暖まる傾向にあるのでヌル層は一般にはつきりしなくなる。しかし、2.8 Km 位の高さに位置するという兆候はある。

Swan Island と Buffalo に対する夏と冬の平均プロフィールを比較すると、この2点



間の南北温度傾度は冬に極大となっており、Buffalo は夏より冬に温度が昇っているため、冬の期間には下部成層圏に作用する非常に強い熱源のあることを意味している。その峯は低緯度の17 Km 付近の高さに起つている。Swan Island と Buffalo との間の夏季の南温度傾度は冬の20°Cから15°C 近くに落ちており、差の最大の高さは15 Km 付近に下がっている。

下部成層圏の温度風はこれらの南北温度傾度によつて夏は一年中、冬は中・低緯度で偏東風となっている。冬は低緯度で最強が現われているが、夏は全半球上割合様な分布をしているようである。極大偏東風は冬季には17 Km 付近であろう。冬の温度風傾度はこの峯付近を最強として、高さ約12.5 Km 付近から始まり、22.5 Km 付近で消失している。夏の偏東温度風は15 Km 付近の高さに最強の峯がある。

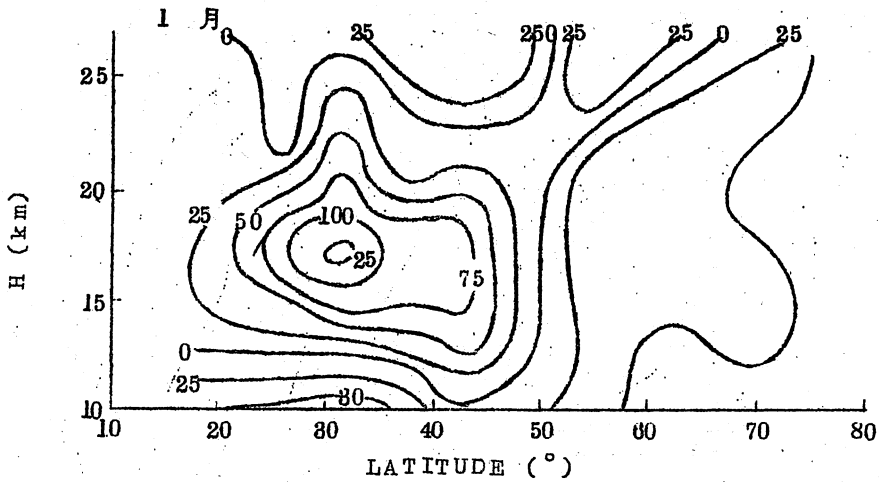
第1表 第3.8 図から第3.19 図までを作るのに用いられたラジオゾンデ観測点。

Station	Symbol	Number	Latitude	Longitude
Swan Island	SWA	501	17° 24' N	83° 56' W
Miami	MIA	202	25° 49' N	80° 17' W
Tampa	TPA	211	27° 58' N	82° 32' W
Jacksonville	JAX	206	30° 25' N	81° 39' W
Charleston	CHS	208	32° 54' N	80° 2' W
Greensboro	GSO	317	36° 5' N	79° 57' W
Pittsburgh	PIT	520	40° 30' N	80° 13' W
Buffalo	BUF	528	42° 56' N	78° 44' W
Maniwaki	MW	722	46° 22' N	72° 59' W
Moosonee	MO	836	51° 16' N	80° 39' W
Port Harrison	PH	907	58° 27' N	78° 8' W
Coral Harbour	ZS	915	64° 11' N	83° 22' W
Arctic Bay	AB	918	73° 00' N	85° 18' W
Thule	THU	202	76° 33' N	68° 47' W

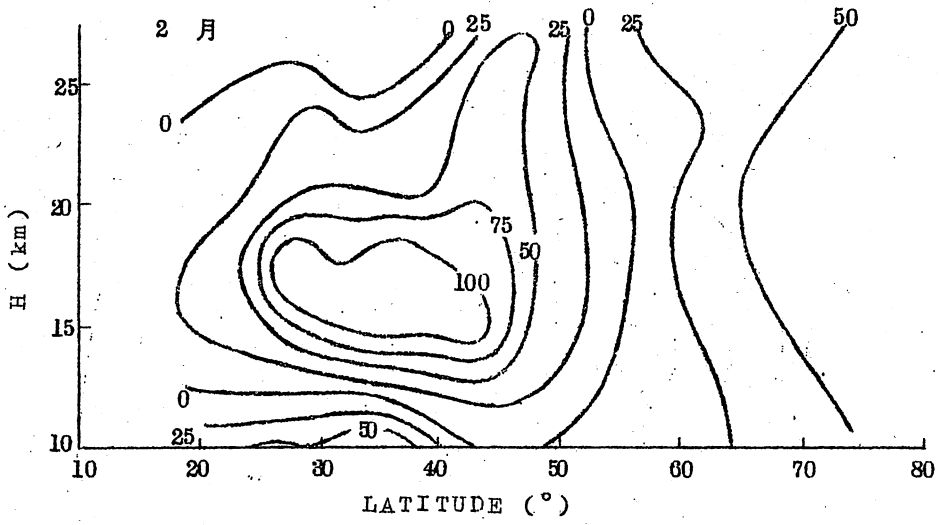
(月別温度傾度の総かつ)

下部成層圏の子午線方向の温度構造が第8 図から第14 図までに示されている。これらの図は、1959 年から1963 年までの合衆国とカナダでのラジオゾンデ観測による5 年間の月別平均値によつて作られている。

観測点の緯度、経度、地点番号、記号は第3.1 表に示されている。これは、80°W 線に沿う北半球の赤道から極までの南北断面図を示している。等値線は子午線に沿つて極の方向へ温度が増しているのを正として表わされている。

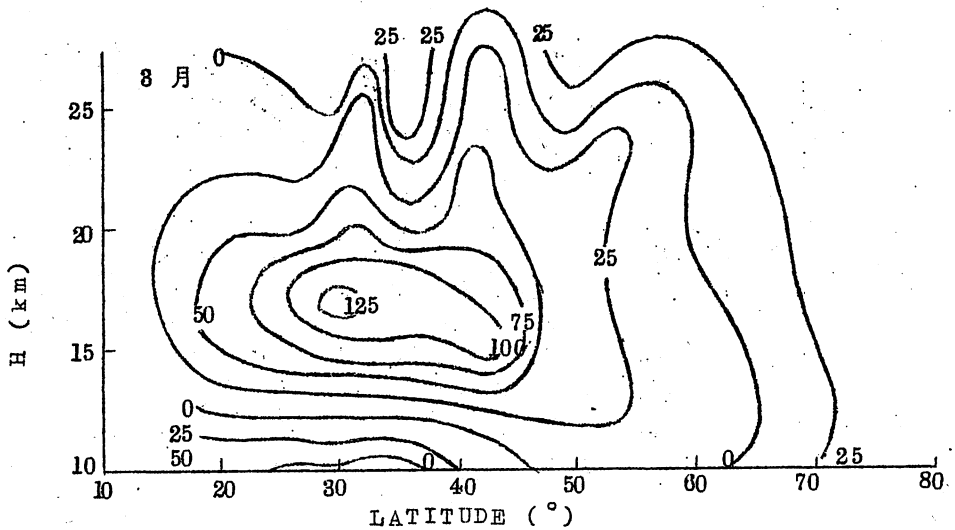


第3図 1月の平均南北温度傾度(°/緯度)で1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

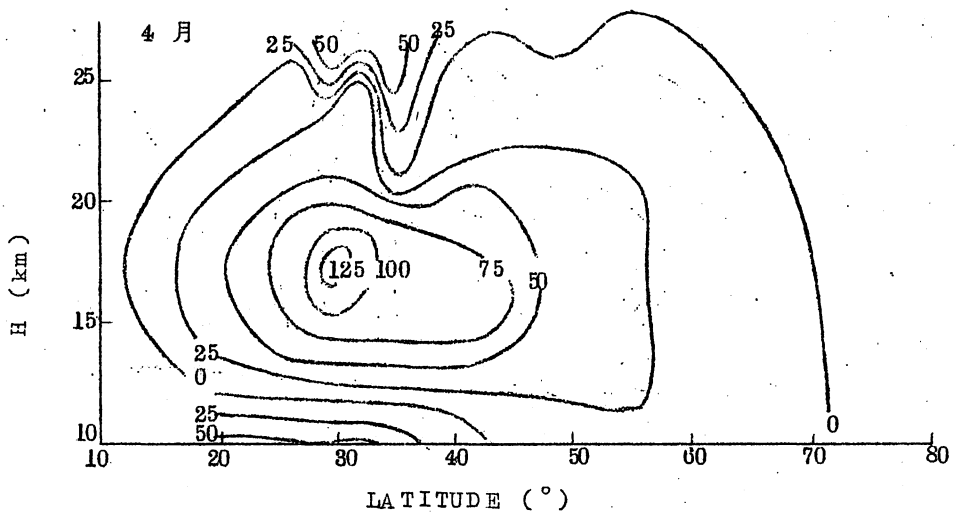


第4図 2月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

これらの図を調べると、下部成層圏の温度構造は冬と夏で顕著な違いのあることがわかる。冬の場合は、南北温度傾度の極大が夏よりも低緯度の方で見られる。南北温度傾度の峯は1月の高さ17 Kmの約31°Nで、また4月には同じ高さの30°Nで見られる。夏のはじまりと同時にこの峯は低緯度に移りながら弱まり、しだいに高緯度の傾度が強まって7月と8月には約15 Kmの高



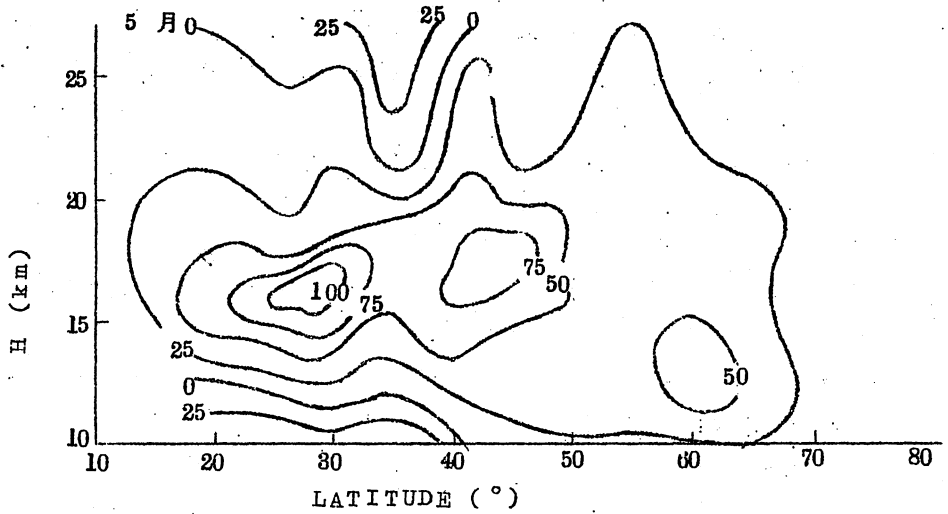
第5図 8月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。



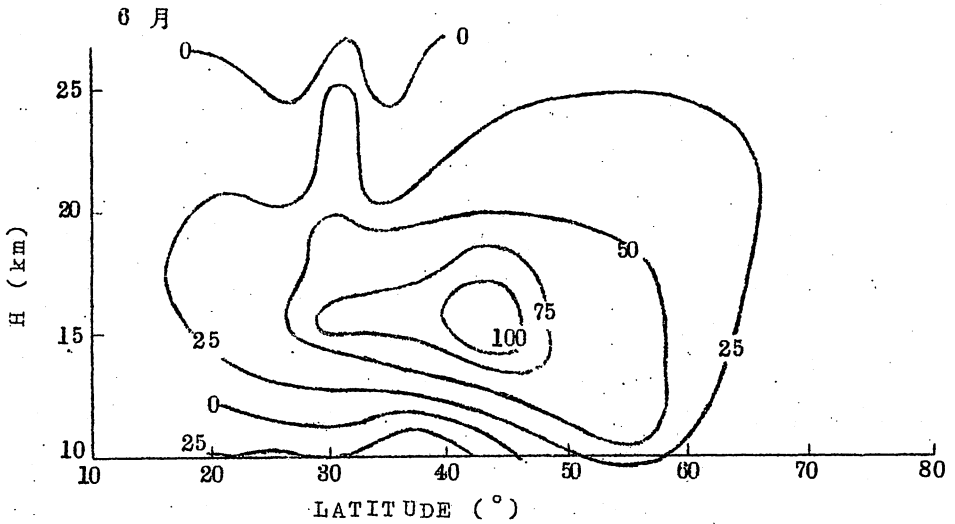
第6図 4月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

さて42°N 付近に峯が現われるようになる。

強い+1.25°C/緯度の程度を中心が4月の断面図の約30°Nに現われ、5月には弱まり6月には全く弱まっている。5月にはじめて40~45°Nに現われた南北温度傾度のピークは6月には充分に発達し、7月には+1.25°Cまでになつている。これが5月から7月までの夏の下部成層



第7図 5月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1963年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。



第8図 6月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1963年の北半球での30°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

圏での温度構造の一般的な変化であるが、高緯度のピークは4月と6月の間に急速に成長している。

一方、夏から冬への変化は9月から1月へとゆつくりとおこっている。南北温度傾度の等値線の広がりが赤道方向へ9月にはじまり、秋から初冬の期間に次第に強まっている。そして、この期間中に温度傾度の極大は中緯度の低い高さの所から高い所へと移っている。

極地域に弱い負の南北温度傾度が見られ、1月で極大の $-0.25^{\circ}\text{C}$ を示し、 $45\sim 60^{\circ}\text{N}$ でほとんど鉛直的に下部成層圏に分布しており、この辺ではこの期間中沿直的には一定な状態を示している模様である。

夏には正の温度傾度が高緯度まで充分に広がるのでこの地域での構造は非常に違ってくる。これを説明するものとして、冬の0の等値線を見ると1月で $50^{\circ}\text{N}$ 付近にあつたものが夏には極まで後退し $+0.5^{\circ}\text{C}$ の等値線が $60^{\circ}\text{N}$ 線まで及んでいる。

相対的に変化の小さい地域は赤道方面と中緯度帯である。年間を通じて下部成層圏の間は $20^{\circ}\text{N}$ においては約 $+0.3^{\circ}\text{C}$ の南北温度傾度にとよまるが、夏においては低緯度の下部成層圏の温度傾度が平均になるので、この値はゆるむ。0の等値線は低緯度では圏界面付近の下にあるため、冬は $12\sim 13\text{ Km}$ の高さに現われているが、夏は $10\sim 11\text{ Km}$ になる。 $30\sim 45^{\circ}\text{N}$ の中緯度では対流圏内でみられる上部の温度構造がきいてきて0域が上部の方へふくらんでいる。

下部成層圏の高緯度では負の南北温度傾度が12月、1月、および2月にのみ現われている。下部成層圏の南北温度構造の特徴が北方向へ広がるのは3月になつてはじめて明白となり、夏にはいつそう顕著に0線が下へおりて、 $45^{\circ}\text{N}$ 、 $10\text{ Km}$ の高さになつている。

#### (上部成層圏との界面の変化)

もつと細かな構造が下部成層圏の上限で見られ、それは上部成層圏から分離している。この上限はヌル層として定義されており、月平均でさえ緯度によつて大きく変化している。1月は $32^{\circ}\text{N}$ 付近上空で下部成層圏の南北温度機構が北極圏上へ上部成層圏の高さまで延びたために高緯度でヌル層の面がすどくもち上がっているものがあるが、この面は比較的単純な構造をしている。この正の南北温度傾度は2月には明確に下部成層圏の中に吸収されて、 $+0.5^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ の発達した値が $45\sim 50^{\circ}\text{N}$ 上で見られるようになっていく。1月のヌル層面の $32^{\circ}\text{N}$ 上で見られた波動は2月にはまだ現われているけれども、いくらか弱まつている。3月には $32^{\circ}\text{N}$ と $43^{\circ}\text{N}$ のヌル層面で強い変動を示している。この場合、下部成層圏領域の上部成層圏への侵入は下部成層圏の南北温度構造そのままがほとんど同じ角度で上部へ広がつたように現われている。4月には、下部成層圏の正の極大南北温度傾度が最も赤道方面により、上部と下部成層圏の間の相互作用帯も最も赤道方面に移つている。そして下部成層圏構造の上部成層圏への侵入の峯が約 $32^{\circ}\text{N}$ で強く、上部成層圏構造の下部成層圏へのよく発達したうねりが約 $85^{\circ}\text{N}$ で現われている。これらの平均値による温度構造での強い緯度的変動は、冬が解消して夏の循環へと移行が始まる時に $30\sim 85^{\circ}\text{N}$ 帯の上部と下部との2つの大気層の間に強い相互作用の起ることを暗示している。

上部と下部成層圏の分離を示している等値線の波動は、ほとんどの相互作用帯が比較的平穏な夏の期間でさえも認められ、これは冬の終わりの5月、6月に $30\sim 35^{\circ}\text{N}$ で等値線の比較的弱い波動が見られるものよりももつと弱いが、8月には $40\sim 45^{\circ}\text{N}$ 帯で上への広がりを示す傾度の峯が顕著に見えはじめていく。

夏の南北温度傾度は極大強度の軸が冬の特徴である中緯度上空17 Km の高さから極の方向へすべつて中緯度の15 Km の高さに見られる。一方、冬は特に1月、2月に高緯度で上の方への傾きをもつた軸が顕著で、中・低緯度では割合に水平方向に成層をなしている傾向が現われている。

#### (月別変化)

1月から4月までの図は下部と上部の成層圏の相互作用帯の影響で、赤道方向へ動く顕著な波動が現われている。これは、すべて平均的に取扱つたものであり、またヌル層面で実際に破壊がおこっているかもしれないという仮定をした上でのじょう乱という点で、誤りがあるかもしれない。これはまた、対流圏と下部成層圏とを分離している圏界面上で見られる破壊に類似しているかもしれない。

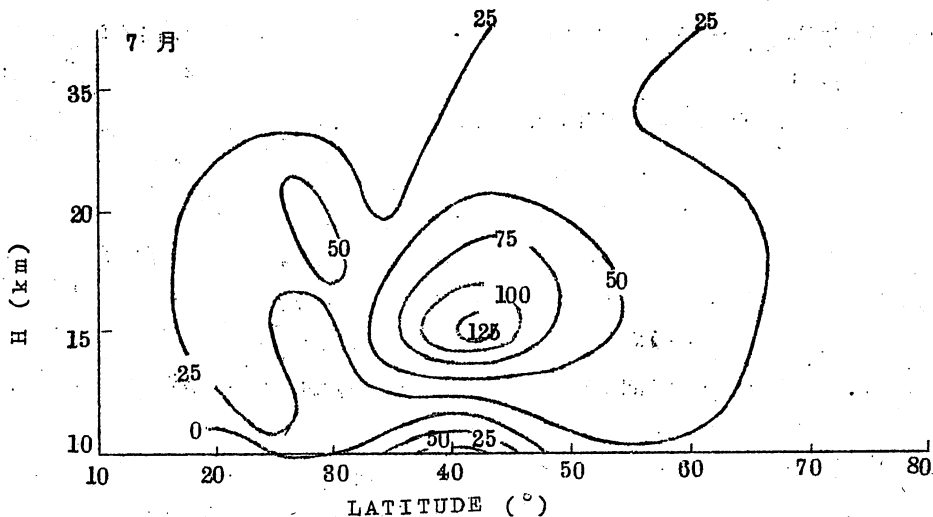
ヌル層面は成層圏の低緯度で平均25 Km の高さにあり、約35°Nで28 Km 位の高さに落ち、それから高緯度と極地方へいくにしたがつて約30 Km にまで昇っている。それゆえ、冬から5月に向かつて南北温度傾度の極大域の傾きがしだいに衰えてしまうものと、5月から夏になるにしたがつてしだいに発達していくものがある。5月中の下部成層圏の中・高緯度は比較的弱い南北温度構造をしている。6月の平均南北構造は今までに現われていたものと判然と違っている。1°C/緯度以上の南北温度傾度の正の極大が40~45°N帯におこつて、この特別な等値線は約14 Km の高さから17 Km の高さに位置している。+0.5°Cの南北温度傾度の等値線はほとんど80°Nまでのびており、その年にはまだ50°Nから北にはひろがっていなかつた。それゆえ、夏の下部成層圏を特徴づける南北温度傾度の極大軸の判然とした極方向への傾きがある。

夏季の高緯度と極地方の下部成層圏は比較的平らな正の南北温度傾度によつて特徴づけられている。波動がまだ30°N帯に存在している。そしてこれは典型的な下部成層圏の南北温度傾度の上方への広がりを伴つており、局部的に25~26 Km の高さから上方のヌル層面へ入りこんでいる。この季節のヌル層面は高緯度と極地方では一番高いところに現われる。対流圏機構の上方への広がりも、また30~40°N帯ではつきりしている。

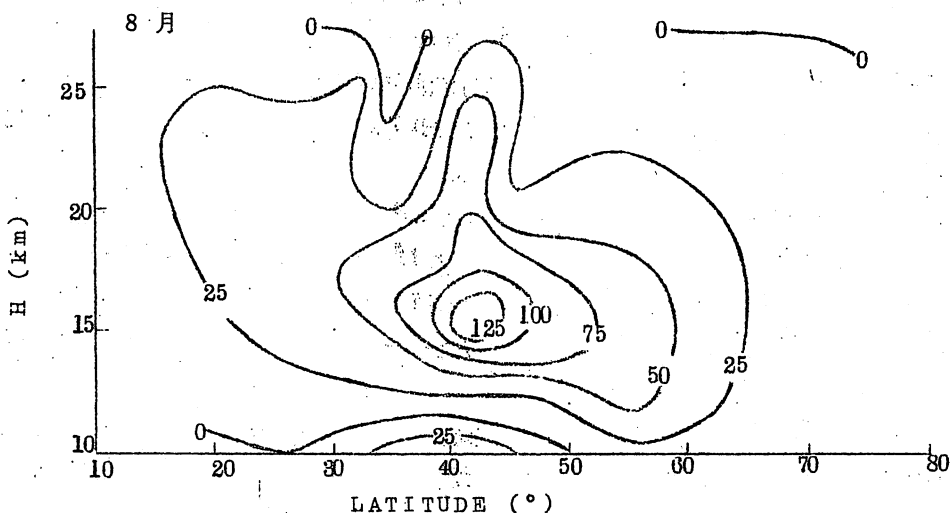
7月の資料(第9図)は成層圏の正の南北温度傾度の中心がはつきりと北方に移動していることを説明している。7月の場合、+1.25°C/緯度以上の極大傾度が約42°N の高度15 Km に位置している。+0.5°C/緯度の等値線のある緯度は33~54°N 地域に引込んだけれども、0.5°C等値線の小さな部分が25~30°N帯の高い高度で認められる。

7月の資料は下部成層圏の熱帯地方で南北温度傾度が非常に弱まつており、ゆるやかな正の南北温度傾度が高緯度帯にもずっと続いていることを示している。対流圏機構の上方への広がりは再び40°N帯で顕著になつている。ヌル層はこの資料でははつきりしていないが、6月の場合のように高緯度で上方への傾斜として現われている。

8月の資料(第10図)では40~45°N領域の中・下部成層圏の正の南北温度傾度が強まつている。+1.25°C/緯度以上の値が42.5°N上の15 Kmと16 Km間に起こり、この強い南北温度傾度



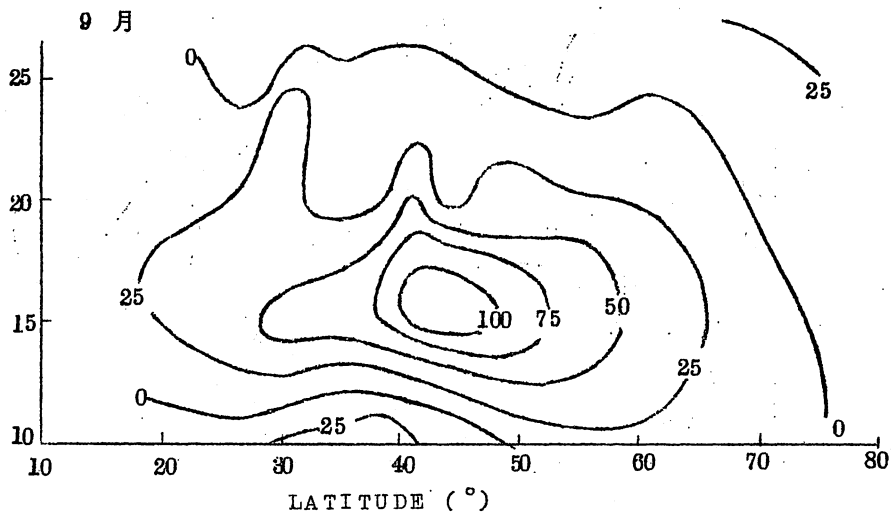
第9図 7月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1963年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。



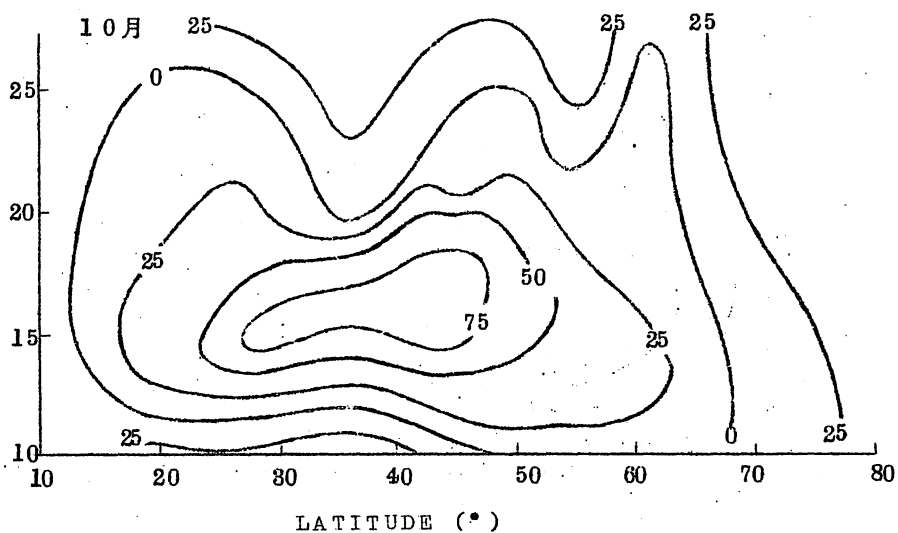
第10図 8月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1963年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

の上方への広がりが40~45°N帯の上27kmの高さまでずっと顕著である。ゆるやかな正の南北温度傾度が高緯度地方までのびて極の方へ下向きの傾斜を伴っているが、さらに弱い南北温度傾度が8月の亜熱帯で現われている。

明らかに、この季節中のヌル層面は非常に高いところにあつて、約35°N上の23km位の高さ



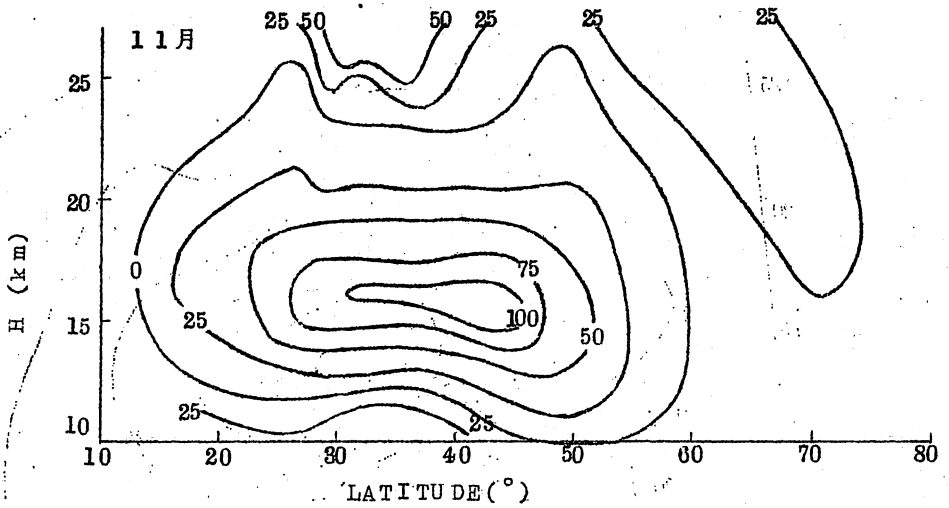
第11図 9月の平均南北温度傾度(°C/緯度)で、1959-1963年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。



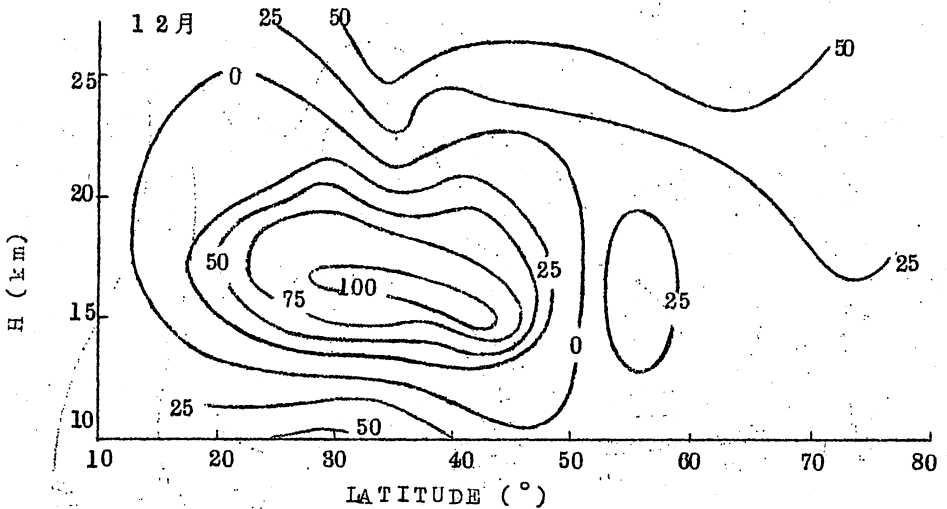
第12図 10月の平均南北温度傾度(°C/緯度)で、1959-1963年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

で下の方へ深まっている。また一方、対流圏の下部成層圏への侵入は35°Nと45°Nとの間で最も顕著である。8月は低緯度で対流圏と成層圏を分離する南北温度傾度の0線が最も下降したときで、25°Nでは10Km面に触れている。9月の温度傾度の南北断面図(第11図)はヌル層が平均して約25Kmの高さで赤道から極方面に広がっていることをはっきりと示している。成層圏と対流





第13図 11月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。



第14図 12月の平均南北温度傾度(°/緯度)で、1959-1968年の北半球での80°W付近の観測点で得られたラジオゾンデ資料による。

図の下部離帯は同じように南北温度傾度の0線はつよはつきり示されており、20~30°N帯で約11Kmの高さに落ち、40°N付近で12Kmに昇り、それから次第に下がって50°N近くで10Km面に達している。一方、下部成層圏の上の部分はヌル層ではつきり輪廓を示されている。そして+0.25 °/緯度の等値線を見ると比較的細かな構造がわかり、約42°Nに峯がおこっており、同

じよりな峯が $32^{\circ}\text{N}$ 付近にもおこっている。温度傾度の最も強い点は $45^{\circ}\text{N}$ 付近の約 $16\text{Km}$ の高さのところにある。

10月の資料(第12図)は南北温度傾度の強さはいくらか弱まっているが、等値線の強度は低緯度の方でいくらか強まっていることを示している。 $+0.5^{\circ}\text{C}$ の等値線の後退が $60^{\circ}\text{N}$ から $50^{\circ}\text{N}$ 近くへ、その冬に起っている。低緯度で、最も強い傾度の発達が生ずる10月中の $15\text{Km}$ 位の高度で現われている。ヌル層は明確であるが、今までの平均図とくらべて高度変動の振幅が一番大きい。上部成層圏気塊の下の方への最も大きな侵入は $35\sim 40^{\circ}\text{N}$ で起っており、南北温度傾度の0線はその点で $20\text{Km}$ 位の高度まで延びている。第2の南北温度傾度の0線の深まりは、約 $55^{\circ}\text{N}$ の $22\text{Km}$ 位の高度に示されている。下部成層圏を特徴づける正の南北温度傾度の領域の下部限界は夏の極小からいくらか高まつて、10月中は平均してほとんど $12\text{Km}$ の高さにある。

11月の平均断面図(第13図)は下部成層圏の構造がほとんど全域にわたって充分に発達していることを示している。 $+1.00^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ をわずかに越えている極大強度が高さ $16\text{Km}$ 付近で $31^{\circ}\text{N}$ から $46^{\circ}\text{N}$ にのびており、等値線がこれからはほとんど対称的に分布している。 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 等値線が約 $51^{\circ}\text{N}$ に後退し、亜熱帯地方に充分広がっている。0等値線は中・低緯度でほとんど $12\text{Km}$ に上がり、高緯度でのみ、 $10\text{Km}$ 面に落ちている。ヌル層限界は下部の $20\text{Km}$ 高度の領域で割合にはつきりと切れており $26^{\circ}\text{N}$ と $49^{\circ}\text{N}$ 付近で上方への広がりが起っている。

12月の資料(第14図)に現われている最も顕著な変化は極大温度傾度が低緯度の方へさらに流されていることである。 $50^{\circ}\text{N}$ から赤道方面にかけては全般に正の南北温度傾度が広がっているが、 $50^{\circ}\text{N}$ と $60^{\circ}\text{N}$ との間の下部成層圏には負の南北温度傾度がはつきりしている。 $+1^{\circ}\text{C}/\text{緯度}$ 以上の値が $48^{\circ}\text{N}$ の約 $15\text{Km}$ の高さから低緯度の上空 $28^{\circ}\text{N}$ の約 $17\text{Km}$ に及んでいるのがわかる。ヌル層は低高度へ落ち、亜熱帯地方の $25\text{Km}$ 付近から下の方へ約 $35^{\circ}\text{N}$ で $21\text{Km}$ に、 $50^{\circ}\text{N}$ で $20\text{Km}$ 以下に落ちている。

総括して、冬季は低緯度で強い正の南北温度傾度が発達し、その中心が約 $25^{\circ}\text{N}$ の $17.5\text{Km}$ の高さにある。高緯度と極地方では温度傾度の等値線がほとんど鉛直的で、高緯度では負の傾度が顕著に現われている。南北温度傾度の0の等値線は大きくみて $50^{\circ}\text{N}$ 帯にある。

# 長期予報百年の歩み

股野宏志

1965年はオーストリア気象学会が創立されてから百年、また、オーストリアで天気図が初めて発行されてから百年になるということで、この二つの百周年を記念して同年9月23日から25日までウィーンで「天気予報の諸問題」を主題とした国際シンポジウムがオーストリア気象学会、オーストリア気象庁およびウィーン大学によつて共催された。その内容が1966年の *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Supplementum 1* にまとめられている。

これによると Bjerknes, Holmboe, Palmén, Scherhag, Bergeron, Namias, Flohn その他著名の気象学者が多数参加して数々の興味ある話題を提供している。その中で Namias は "Aspects of Longrange Forecasting" と題するかなり長い論文を発表し、過去百年間における長期予報の歴史と、現在米国気象局で使用されている長期予報の方法を主とした長期予報の諸局面を述べている。この論文は一見総合報告のような形をとっているが、底には一貫して Namias 流の思想が流れている。彼は長期予報にとつて重要な大循環の特徴に対し海表面の水温や snow cover のような表面状態のアノラマスな分帯が根本的な役割を演ずることを強調しているのであるが、その代表として示された例証における推論の巧みさの故に sophisticated な感じがしないでもない。しかしそれはともかくとして、百年史のほうは、彼自身が予め断わつているように多少の不完全や不公平はあるとしても、彼のような大家に従つて、長期予報百年の歩みを振り返つてみることは興味あることと思われる。

彼は百年の歩みを長期予報の研究方法別にそれぞれの方法における代表的な改革者を時代順に列挙して展望している。彼は方法を11個に分け、それらを3つに大別している。第1のグループは近代の科学的な長期予報の基礎を形成したもので、Centers of action and Weather Typing, Correlations and Regressions, Teleconnection 及び Analogues の4つを含んでいる。このグループで第一に挙げられるのは Teisserenc de Bort である。当時の気象学者は個々の低気圧や高気圧の追跡に主な関心を寄せていたので1ヶ月以上の期間にわたつて海面気圧の場を平均して"活動の中心"を浮び上らせ、その位置と強さを卓越した天気状態と結びつかせた de Bort の業績は最も傑出したものと考えなければならない。de Bort の研究に刺激され、多くの人々がこの線に沿つて研究を進めたが、これらの研究の多くは物理的推論に欠け、統計的な結果に終始し、活動の中心の位置と強さの変動を予知する手がかりを得るまでには到らなかつた。

1920年代になると Multanovsky が "natural period" と "Synoptic season", Baur が "Grosswetterlagen" と "Steuerung" という新しい概念を

導入し、活動の中心の特性を明らかにした。彼等の後継者達は長期予報に有用な循環と天気型の徹底的なカタログを作成した。その次の大きな研究は1985年から40年にかけてのRossbyとその協力者(Namiasもその中に含まれる)のものである。Rossbyは活動の中心の動態に対する理論を公式化し、これによつて活動の中心の位置を予知するための客観的な手順を発展させた。

彼等の研究はプラネタリー、ウェーブという中部対流圏における大規模な、そして発展のゆつくりとした新しい系の発見と、うず度保存の概念から生れたものであり、teleconnectionsや延長予報に対して初めて物理的な根本理論を与え、更には短期数値予報モデルの発達を招いた。

第2のグループは、現在の長期予報研究者の間では余り注目を受けていないもので、Cycles and Harmonics, Singularities and Symmetry Points及びKey Periodsの3つを含めている。power spectrum analysisは日周期と年周期以外の対流圏における重要な周期現象を示すのに失敗し、従つて時間及び空間的調和分析の応用は予報に対し特に効果の多いものとはならなかつた。

singularitiesは実際的な有用性を破壊する程、時間的にも特性的にも移り変るし、symmetry pointsについては、いつそれが起るかを決定するための方法はまだ発見されていない。Key periodsについては、その実用性を正当化されるべきものがまだ非常に多く残されている。

第3のグループはWMOのTechnical Note 666で示されているように、現在の長期予報研究者から多くの注目を受けているもので、Cosmic Influences, Kinematics, Feedback Studies or Surface Influences及びThermodynamic and Dynamic Numerical Modelsの4つを含めている。

多くの人々によつて宇宙からの影響は地球の天気や気候の異常性の根本的な原因であると信じられ、特に太陽活動の不規則変動が重要な因子であることを示す努力が続けられている。1910年代のWalkerやClaytonの研究はその草分けであり、下つてはBaurとWillettが挙げられる。太陽と天気の関係という大きな主題は過去においても現在においても依然として議論の余地ある疑わしいものである。衛星による新しい太陽観測の結果がもつと決定的な研究を可能にするだろう。

活動の中心のアノマリー、即ちnormalからの最大偏差の中心の移動にしばしば現れる長期間の連続性は1920年代にClayton, Brooks及びArctowsky、1930年代にBaur及びRodewalt、そして1940年代にはNamiasによつて指摘された。この研究は綜観平均図と運動学的方法是以前にも増して最近では発展している。

表面の影響については長期予報において最近頭をもたげてきた主題である。この主題は世紀の変り目に非常に多くの人々によつて研究された。現在では新しい広汎な資料、高速計算機、そして大循環についてのより正しい知識が、この主題のリバイバルを招いた。

最近における主な研究者として Namias と Bjerknes が挙げられる。(はじめに述べた通り、この主題は Namias の最も強調しているものであつて、綜観的統計的物理的長期予報法として特に一節を設けて米国気象局における長期予報の方法をこの論文で紹介しているが、そこで Namias は彼の思想を背景として綜観的ならびに運動学的手法の例を用いてかなり詳しくそして巧みに説明している。)

熱力学ならびに力学的な数値モデルは将来性のあるものとされ、長期予報が数値手順の段階に発展されるまでは不満足な状態が続くだろう。この主題については大気大循環の問題を取扱つた多くの気象学者が考えられるが、しかしこれらの研究が、大循環のメカニズムと気候の決定因子の正しい理解に導くものではあつても、それが直ちに長期予報という高度の複雑さをもつた予知問題の解を自動的に与えることはないだろう。

Namias は百年の展望において主要な研究者の業績を上記述べた項目別時代順に並べ、その論文 66 を一括して目録にしている。この論文目録がそのまま歴史的発展を物語っている。この展望の中にもその一端がうかがえるように、Namias は太陽からの影響や成層圏の問題、また物理的推論のない単なる統計的方法、さらに理論面においても予報という実用的観点から実用上の正当性と可能性の確立しないものよりも、海表面の水温の異常分布が順次大循環の特徴、即ち大規模なトラフヤリツジの形成とその運動との関連において天気の異常性に影響を及ぼす過程に重点を置いて、その状況証拠の例証に努める一方、理論面では地球表面と中部対流圏における熱エネルギー保存の方程式を基本とした数値モデルの開発により地球表面と中部対流圏における温度のアノマリーを予知することに期待を持つているように見受けられる。(日本気象学会関西支部ニュース第 81 号 42. 1. 23 に掲載)

# 大規模な季節的強制加熱を与えた数値実験

久保田 効(長期) 紹介

Numerical Experiments with Large-Scale Seasonal  
Forcing E.B. Kraus & E.N. Lorenz

要約 いろいろな強制的な加熱場を大循環の数値モデルに与えて数値実験をした。つまり緯度圏に海洋一大陸規模の加熱変化を与えたもの、与えないものに、それぞれ鉛直傾度の異なる3つの加熱を与える。加熱場は東西および子午面方向に対して強制的に季節変化させる。全部で6種類の加熱場が与えられることになるが、そのうち1条件について100年間、他の5条件について5年間積分された。

相似した電子回路で表現すると、実際に観測される大循環とやや似ている。海洋一大陸規模の加熱を与えないモデルは与えるモデルに比べて夏の偏西風と南北の温度傾度が強く出る。力学的な lag 効果が春と秋の“気候”に差異を生じる。どの条件の実験でも、東西流の卓越する秋に、東西流の破壊が起り“彼岸あらし”の発達を伴なう。

100年積分した実験で、10日平均の東西温度風の lag 相関が計算され、夏には2旬の持続性があり、2旬以上の lag 相関には有意な負の相関があることがわかった。冬には有意な lag 相関は見出せない。

## 1 ま え が き

前論文(1968)で、簡単な大循環の数値モデルを組み立てるため、温度場と運動場に対する加熱の鉛直傾度の関係を調べた。強制的加熱は実際の温位  $\theta(x, y, p)$  と「熱平衡」温位  $\theta^*(x, y, p)$  との差に比例するように与えた。「熱平衡」温位とは運動がないときに終局的に達する温位である。2層モデルを用い、 $\theta^*$  の水平平均値の上層と下層との差つまり熱平衡温度鉛直傾度  $\sigma^*$  に3つの異なつた値を与えた。こうして得られた循環のタイプの相異と不完全な知識ではあるが実際の南北両半球の循環のタイプの相異とを比較した。後者の相異は鉛直加熱率の変化によつても生じ得るという結論が得られた。大気中の  $O_3$ ,  $CO_2$  または  $H_2O$  の平均混合比が変化すれば、加熱の鉛直傾度に第1義的に影響することが期待される。

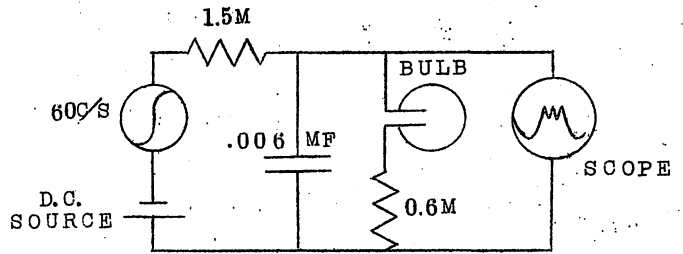
引用した論文には季節変化を強制関数として与えたものはなかつた。ここでは緯度・経度および季節によつて強制的に変わる関数を与えた。

モデルの南北温度差および平均偏西風速は、強制関数が経度に対して変わるときの方が変わらないときよりも小さいことが比較してわかる。これはモデルの加熱の子午線傾度が弱い「夏」に著しい。温度差が小さくなるのは、強制の直接的結果として存続的(standing) モンsoon型循環が大陸規模に形成するためである。存続的循環による熱輸送がないとき、南北温度差および東西温度風は強い。このような強制加熱がある場合とない場合との相異は東西の加熱

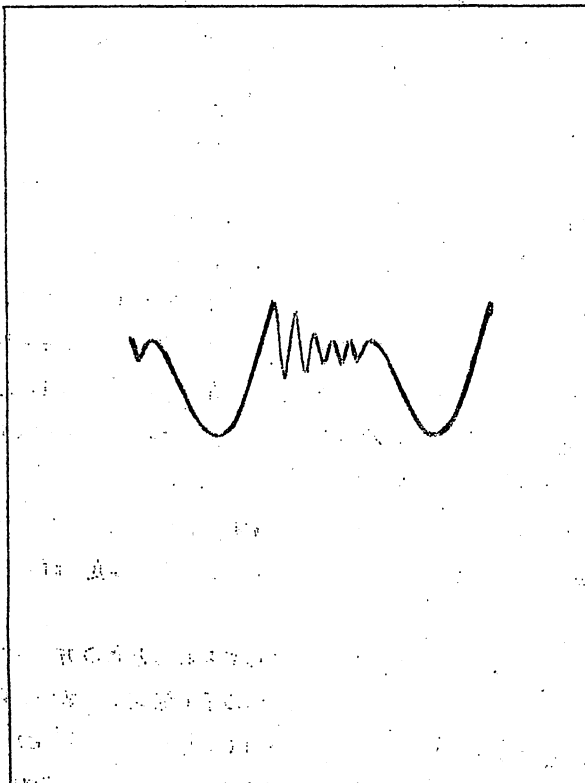
差が卓越している北半球と、より円形的な南半球との間に観測される相異と似ている。

Kreuger, Winston および Haines (1965) は実際の大気の東西有効位置エネルギーの年々変化が上昇期である秋に下降期である春よりもはるかに大きいことを

見出した。じょう乱と東西流間のエネルギー交換は Wiin-Nielsen, Brown および Drake (1964) によると、調査した期間に関しては4月よりも10月の方がはるかに大きい。一般に大気の状態は太陽高度の季節変化から1ヵ月以上遅れて、春と秋とでは非対称的な変化を示している。この lag には海と土壌および空気の熱容量が寄与しているに違いない。あるいは決定的な原因であるかも知れない。系の力学そのものの必然的結果として、強制関数からの位相



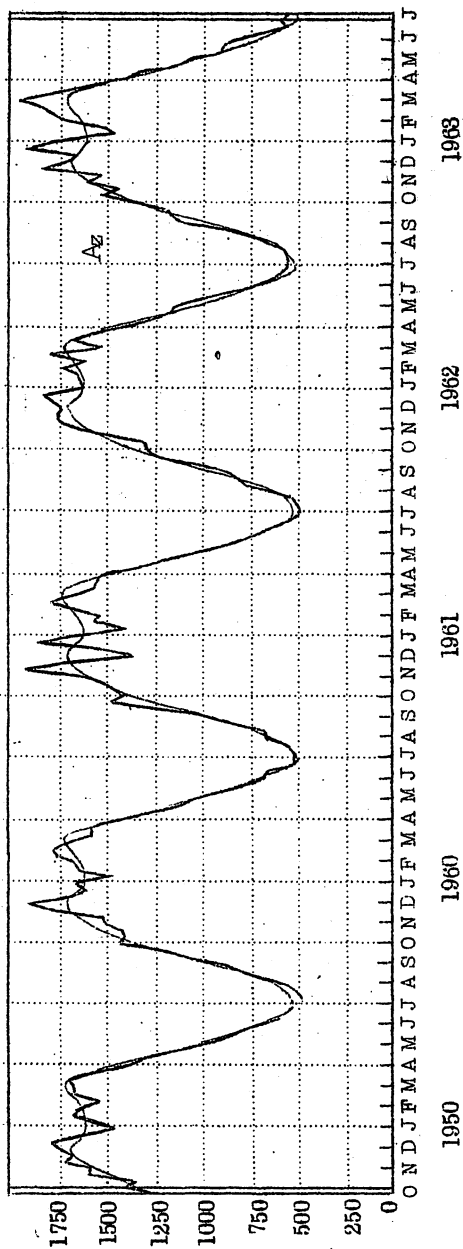
第1図 相似させた電子回路



第2図 電子回路によるオツシロスコーブ

変化を起す可能性もある。加熱の南北傾度は夏よりも冬に大きい。加熱の南北傾度が秋に増加しているとき、東西温度風は強まる。これは交互に熱を極向きに輸送する傾圧性じょう乱の発達をうながす。したがって温度の南北傾度および温度風の季節的な増加を阻止したり、時には減少させたりする。傾圧性じょう乱が南北熱交換に寄与する段階に発達するまでにある時間の経過を必要とする。その結果、南北温度差は加熱の南北傾度と同じ位相であり得る。

簡単な電子回路で作った相似模型において用いられた電圧が、赤道と極の間の加熱差(季節的に可変な)に相当する。東西温度風はコンデンサーの荷電量に当り、傾圧性じょう乱はネオン管で類似させる。ネオン管は作動する前に臨界電圧に達することが必要であるが、作動すればより効果的に電流を



第3図 1958年10月～1968年7月の850～500mbの10日平均東西有効位置エネルギーのインプレット(太線)  
 細線は10日平均値の5年間経年平均値(Krueger, Winston & Haines 1965による)。



導びく。南北温度差または偏西風強度が、これらの要素からなる簡単な電子回路からアウトプットされる電圧と比較される(図1)。アウトプット電圧をオシロスコープで見ると第2図のようになる。「季節的に」変化するインプット電圧は80サイクルの交流が用いられる。

オシログラフは図3に示される大気の東西有効位置エネルギーのプロットによく似ている。図5, 6, 7に示された当モデルからのアウトプットともさらによく似ている。コンデンサーを横切る可変ろうえい(leakage)をもつて、存続的モンスーン型循環の効果をsimulateすればさらに相似性を増やすことができる。leakageはインプット電圧が最大値または最小値(冬・夏至)をとるときに、もつとも生じやすく、中間値(春・秋分)をとるときに0となるであろう。この結果、インプット波が最大値(冬・夏至)に近づいたときにアウトプット電圧(偏西風)の下降をひき起す。中間期にはアウトプット電圧は急速に上昇し、かなり激しく変動する(彼岸あらし)。これらの特徴はすべて、観測においても、われわれの数値モデルにおいても見られるが、あまりこの相似に頼ると誤解をまねく。ネオン管と傾圧性じょう乱の作動の間には本質的相異がある。われわれの数値モデルは図1の電子回路に比べて著しく複雑である。さらに実際の大気はトビックを提供した電子回路模型より著しく複雑である。

## 2 モデル

当論文のモデルは(Lorenz 1960)と同じ2層モデルである。モデルに用いられているスペクトル方程式および積分法については(Lorenz 1960)または(Lorenz 1965)に説明されている。

上層においては水平流の非発散部分の流線関数は $\Psi + \tau$ 、非回転部分の速度ポテンシャルは $X$ 、温位は $\theta + \sigma$ で表わされる。下層ではそれぞれ $\Psi - \tau$ 、 $X$ および $\theta - \sigma$ で表わされる。鉛直安定度 $\sigma$ とコリオリパラメーター $f$ の水平変化は除かれる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Psi = -J(\Psi, \nabla^2 \Psi) - J(\tau, \nabla^2 \tau) + N(\Psi) \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \tau = -J(\Psi, \nabla^2 \tau) - J(\tau, \nabla^2 \Psi) + f \nabla^2 X + N(\tau) \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \theta = -J(\Psi, \theta) + \sigma \nabla^2 X + N(\theta) \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma = \nabla \theta \cdot \nabla X + N(\sigma) \quad (4)$$

$$\nabla^2 (\tau / S_\Psi - \theta / S_\theta) = 0 \quad (5)$$

温度風方程式(5)の無次元の比例常数は次式で定義される。

$$S_\Psi = a^2 f$$

ここで  $a$  は特性の水平スケールの長さである。  $S_\theta$  は

$$S_\theta = \frac{2 a^2 f^2 p_0^k}{c_p (p_1^k - p_3^k)}$$

で定義される。ここで  $p_0$ ,  $p_1$ ,  $p_3$  はそれぞれ下部境界および 2 層の中間の気圧である。

摩擦と加熱は線型項で表現される。

$$N(\Psi) = -\kappa \nabla^2 (\Psi - \tau) \quad (6)$$

$$N(\tau) = \kappa \nabla^2 (\Psi - \tau) - K \nabla^2 \tau \quad (7)$$

$$N(\theta) = -(j+b)(\theta - \theta^*) + h(\sigma - \sigma^*) \quad (8)$$

$$N(\sigma) = h(\theta - \theta^*) - (j+b)(\sigma - \sigma^*) - H(\sigma - \sigma_c) \quad (9)$$

係数は時間の逆数の次元を持つ；  $2\kappa$  と  $\kappa$  はそれぞれ下表面および 2 層間の摩擦係数である；  $h$  は下部境界における放射加熱および摩擦加熱率を表わす；  $j$  は大気放射加熱率。(9)の最後の項について説明する。乾燥空気の鉛直混合が温位を一様にする傾向がある。これは安定度パラメーターが 0 に近づくことを意味する。実際の気象では、乾燥断熱減率へ近づくのが凝結によつてさまたげられる。したがつて、当モデルでは、対流によつて垂直安定度を臨界値  $\sigma_c > 0$  に近づくものとする。

方程式(1)-(5)を解くため、従属変数および  $\theta^*$  場は次のような級数項のスペクトル関数として表現される。

$$G = \sum G [G_{nm}(t) F_{nm}(x, y) + G'_{nm}(t) F'_{nm}(x, y)] \quad (10)$$

直交関数  $F$  と  $F'$  は次のような特徴を持つている。

$$\overline{F_{ij} F_{kl}} = \delta_{ik} \delta_{jl} \quad (11)$$

$$\nabla^2 F_{ij} = -\frac{i^2 + j^2}{a^2} F_{ij} \quad (12)$$

ここで  $\bar{\phantom{x}}$  は水平平均、  $a$  は水平スケールの長さを意味する。境界における接線成分は

$$\frac{\partial F_{ij}}{\partial s} = 0 \quad (13)$$

また関数  $G_{nm}$  と  $G'_{nm}$  は時間依存振巾である。

モデルの水平域は巾  $\pi a$  の無限に長い溝 (channel) で、  $x$  軸は溝に平行に、  $y$  軸は溝に直角にとつてある。スペクトル関数は、

$$\begin{aligned}
 F_{nm} &= 1 & n=0, m=0 \text{ のとき} \\
 &= \sqrt{2} \cos my/a & n=0, m>0 \text{ " } \\
 &= 2 \sin my/a \cos nx/a & n>0, m>0 \text{ " } \\
 F_{nm}^1 &= 2 \sin my/a \sin nx/a & n>0, m>0 \text{ " }
 \end{aligned}
 \tag{14}$$

これは条件(11), (12)および(13)を満足する。F<sub>00</sub> の振巾は他の変数の変動に影響されない。ここでは、各波数間の相互作用（2つの異つた0でないn値を持つた2つの直交関数の積）をオミットして簡単化した。ただ東西流と各波との相互作用は残されている。

### 3 スケールとパラメーター

このモデルでは南北境界壁間を18本の平行な緯度線で分割した。緯度線の長さは約34800 Kmで、11.600 Km（経度で120°）ごとに3つの波を持つ強制関数を与えている。この11.600 Kmは緯度壁間の2倍長に当る。スケールの長さ

$$a = 11.600 / 2\pi = 1.846 \text{ Km}$$

単位時間は30°Nにおけるコリオリパラメーターの逆数値をとる。

$$f(30^\circ) = 7.29 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1} = (3.81 \text{ hours})^{-1}$$

この単位時間を数値積分の time step にとつた。約4時間なので、便宜上1日をこの6倍にとる。さらにこの30日を1か月とし、この12倍を1年ととる。冬至は1月1日、夏至は7月1日に起るものとする。

P<sub>0</sub> / P<sub>1</sub> / P<sub>3</sub> = 1.000 / 750 / 250 とし、温度スケールは

$$S_\theta = 146 \text{ C}$$

摩擦係数と加熱係数は時間の逆数の次元を持つのでfに比例する量 k = j = h = 3f / 64, K = H = 3f / 128 ととる。この値は前論文で用いた値の3/4である。臨界安定度はσ<sub>c</sub> = 100 または無次元単位で0.0685である。

スペクトル関数の sequence は m ≤ 2 で n ≤ 4 なるよう切断する。これより大きなnとmのF<sub>nm</sub> または F<sub>nm</sub><sup>1</sup> は計算でオミットされる。計算に含まれる最大波数 n = 4（これは惑星スケールでは波数12に相当するが）の場合のアウトプットは振巾が小さいので、このオミットは一面で正しいことが分る。

熱平衡温度 θ\* として次のように2種類の値を与え2つのモデルを作る。つまり振巾 θ<sub>nm</sub>\* として次の値をとり、season = cos(262πt/year) と定義する。

Model A

$$\theta_{00}^* = -0.623 \text{ season}$$

$$\theta_{01}^* = 0.088 + 0.044 \text{ season}$$

$$\theta_{11}^* = 0.022 \text{ season}$$

Model B

$$\theta_{00}^* = -0.623 \text{ season}$$

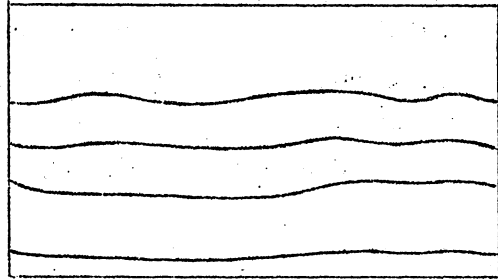
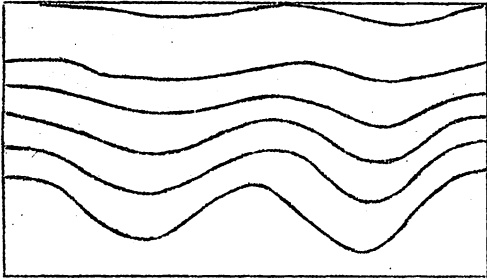
$$\theta_{01}^* = 0.088 + 0.044 \text{ season}$$

$$\theta_{11}^* = 0.0 \text{ season}$$

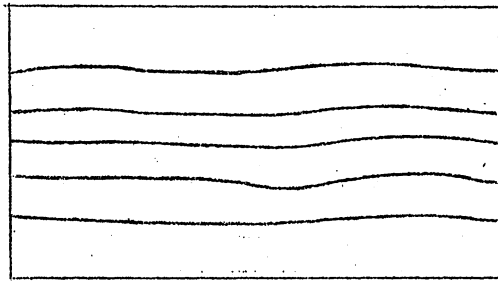
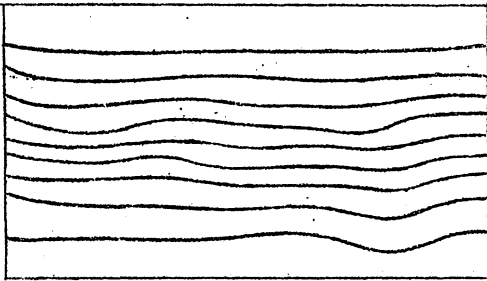
$$\theta'_{31}{}^* = 0.073 \text{ season} \quad \theta'_{31}{}^* = 0.0 \text{ season}$$

$$\theta_{11}{}^* = \theta'_{12}{}^* = \theta_{21}{}^* = \theta'_{22}{}^* = \theta_{31}{}^* = \theta'_{32}{}^* = \theta_{41}{}^* = \theta'_{42}{}^* = 0.001$$

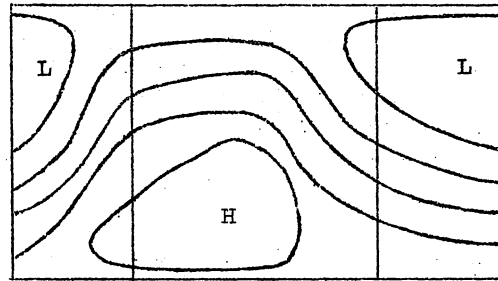
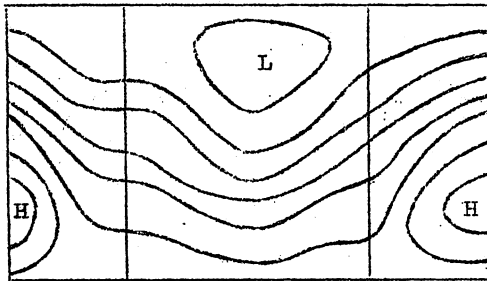
$$\theta_{02}{}^* = \theta_{12}{}^* = \theta_{21}{}^* = \theta_{22}{}^* = \theta_{32}{}^* = \theta_{41}{}^* = \theta_{42}{}^* = 0.0$$



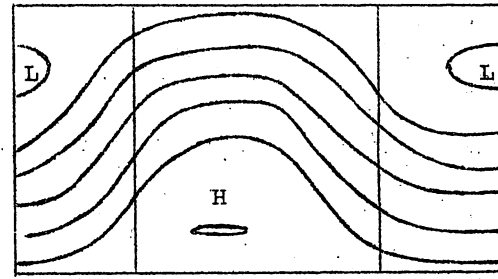
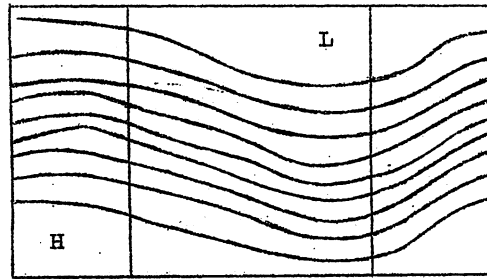
B  $\sigma^* = 0.025$



B  $\sigma^* = 0.075$



A  $\sigma^* = 0.025$



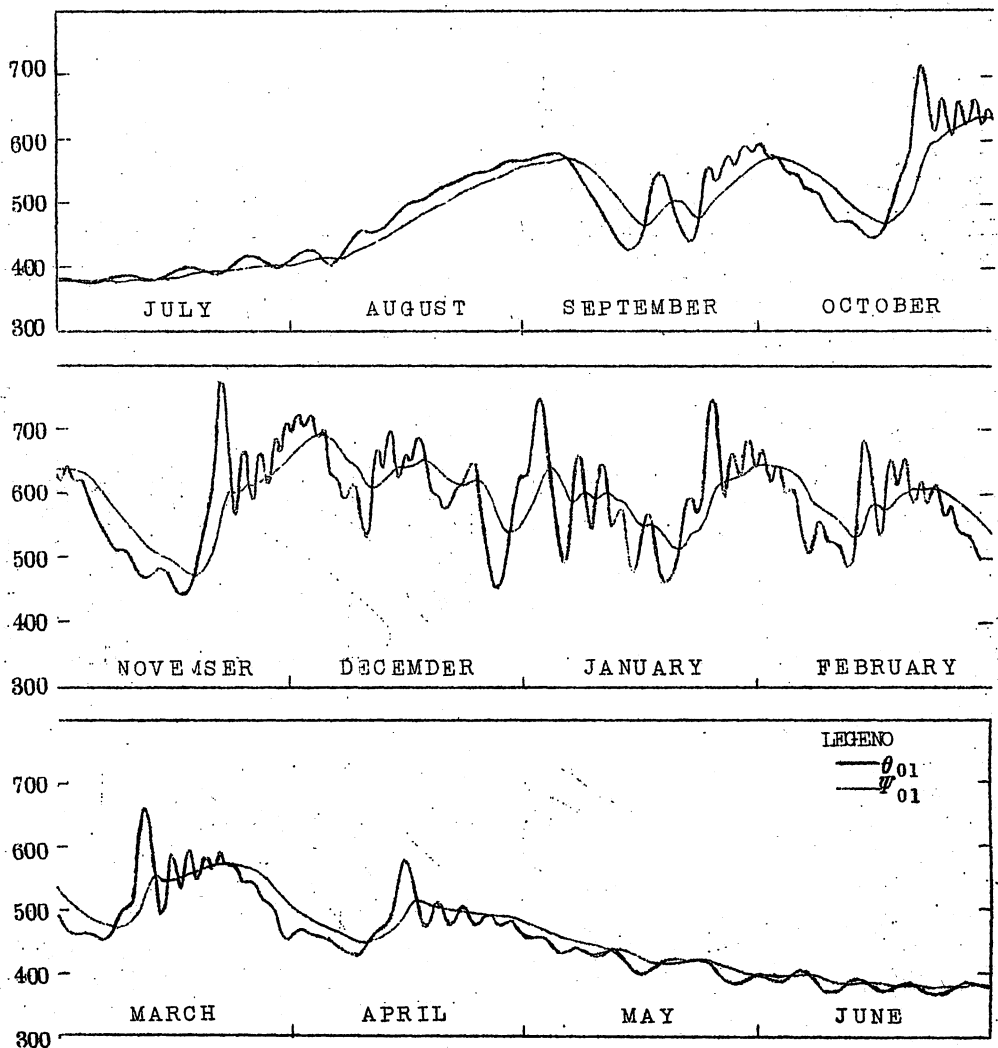
A  $\sigma^* = 0.075$

第4図 平均流線関数 $\psi$ の1月と7月平均値。モデルAで大陸は斜線を示す。

モデルBは緯度圏に沿って強制的加熱を与えない(ただし、下に与えられた非常に小さな値  $0.001$  をのぞき)。これは海洋で覆われた半球に相当する。モデルAでは  $\theta_{1}^*$  と  $\theta_{s1}^*$  は季節と経度によつて変わる加熱関数である。実際とはやや異なるが、冷却域と加熱域(海洋と大陸)の巾は等しいと仮定する。

$\sigma^*$  の値は  $0.025$ ,  $0.050$  および  $0.075$  でこれは上層と下層間の無次元熱平衡温位差  $7.8$ ,  $14.6$  および  $21.9^\circ\text{C}$  に相当する。モデルAとBに適用するとこれは6種の形態を与えることになる。

第4図は計算結果の月平均天気図である。境界緯度間の平均高度差の振巾  $\psi_{01}$  および平均

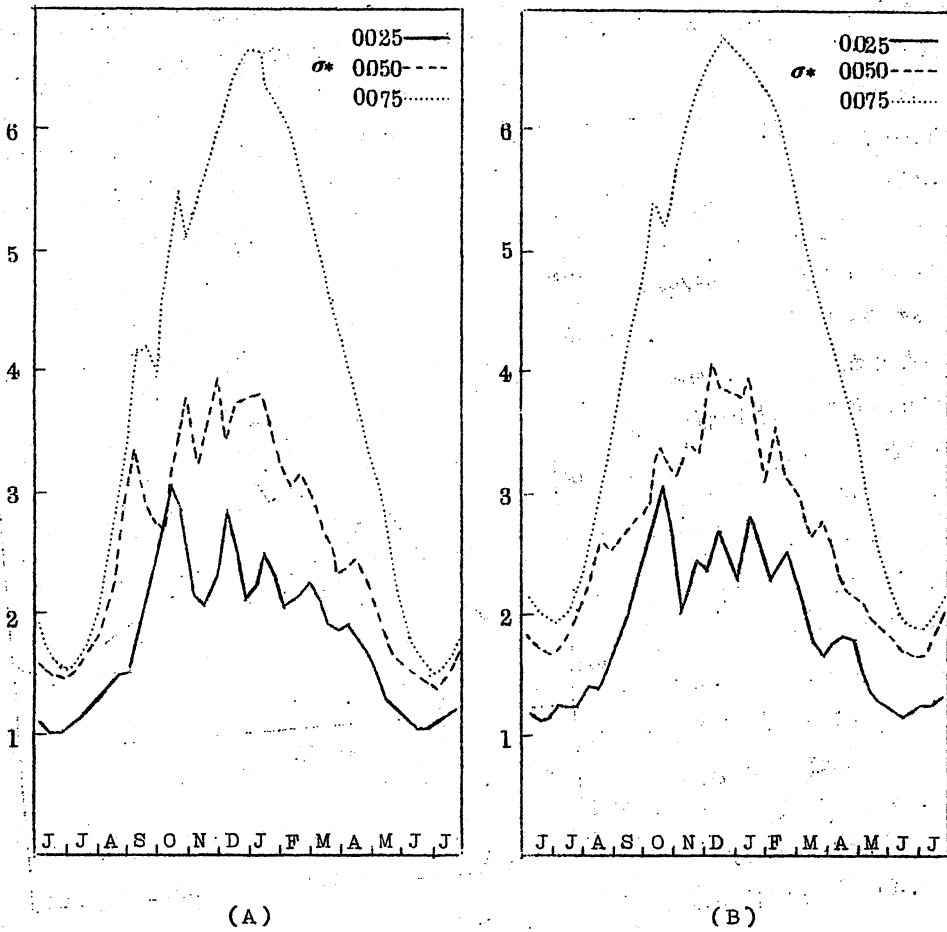


第5図 平均偏西風  $\psi_{01}$  と平均東西温度風  $\theta_{01}$  の値の経過

温位差の振巾 $\theta_{01}$  についてある一年間の経過が図5に示されている。 $\sigma^* = 0.050$  のモデルAについて示してある。

#### 4 いろいろな形態間の比較

Kreuger et al (1965) の計算した東西有効位置エネルギーは等圧面間の温度差と鉛直安定度に非線形的に依存している。平均東西温度風の運動エネルギー（これは東西有効位置エネルギーと密接に関連しているが）をアウトプットしその季節変化を第6a図、第6b図にプロットしてある。



第6図  $\theta_{01}^2$  和の10日平均値

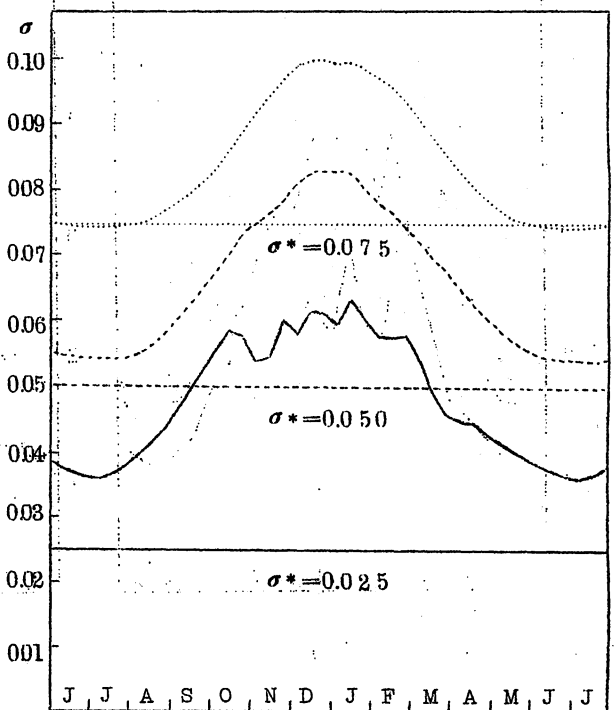
図から、大陸と海洋との効果すなわち緯度圏に沿つて変わる加熱の効果は、 $\sigma^*$ の変化による効果に比べて著しく目立たないことを示している。しかし、夏においては、偏西風または南北温度差は東西に強制加熱のないときの方が大きい。特に安定なときに大きい。7月における平均値が無次元単位で第1表に示されている。

	$\sigma^*$		
	0.075	0.050	0.025
Wind flow			
Model A	4.8	4.7	4.0
Model B	5.4	5.2	4.2
Temperature			
Model A	16.6	16.4	14.1
Model B	18.6	18.0	14.5

海陸分布による強制加熱を与えたものは存続(standing) モンスーン型循環を生じ、極向きに熱を輸送し、温度の南北傾度を減少させる。A, B型モデルのちがいは南北両半球のちがいに似ている。南半球は、東西方向に一樣であり、温度の南北傾度が大きく、夏の偏西風が強いという特徴がある。緯度に沿つて強い加熱の傾度があるかないかということが両半球の偏西風の違いの一つの原因であるだろう。

ほとんどの年間をとらして、東西に強制加熱の一樣なモデルでは温度の南北傾度と平均偏西風が強くなる。ただ、秋の比較的短期間に唯一の例外がある。モデルAでは夏の終りに東西の強制加熱もまた0となる。存続的循環による熱の南北輸送は0となり、温度の南北傾度が強まり、移動性じょう乱が発達して熱を極向きに輸送するといった経過をたどる。このlag効果はのちに論じる。

A, Bモデルの安定度 $\sigma$ の年変化はよく似ている。図7にはモデルBのものが示されている。強制関数は水平線で示されているように時間によらない。(9)で定義された平均鉛直加熱傾度 $N(t)$ は年間を通じて、 $\sigma^*$ が大きいとき小さくなる。もつとも安定なモデル( $\sigma^* = 0.075$ )では、鉛直強



第7図 モデルBにおける鉛直安定度の10日平均値

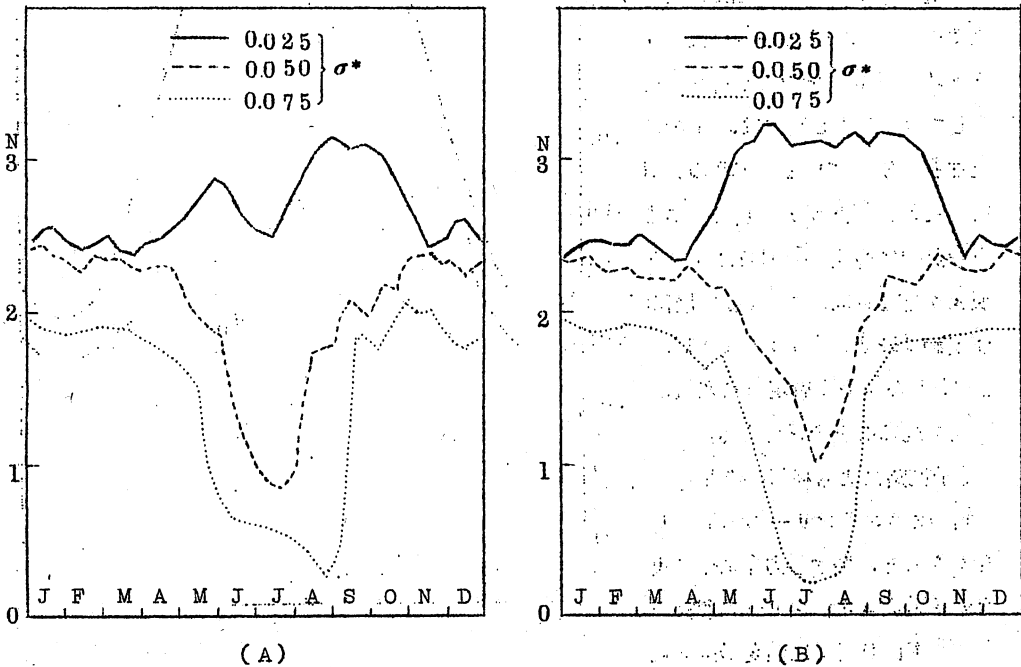
制が夏の2か月間マイナスとなる。つまり上層で加熱，下層で冷却される。この期間，モデルの循環はまったくの Hadley regime の特徴を持つ。

加熱の鉛直傾度が大きく変わつても，それら特性のちがいによる運動エネルギー

$$\Sigma E = \Sigma \Sigma_{nm} E_{nm} \alpha \Sigma \Sigma_{nm} (n^2 + m^2) \times (\Psi_{nm}^2 + \Psi_{nm}^{\prime 2} + \theta_{nm}^2 + \theta_{nm}^{\prime 2})$$

のちがいは，年変化に比べると小さい。いろいろの波数の運動エネルギー分布は鉛直または東西の強制加熱のちがいに大きく影響される。平均波数の weight をかけた運動エネルギーの年変化を第8図に示す。おおきな特徴は鉛直強制加熱のちがいによつて，運動エネルギーが逆向きになつてきていることである。 $\bar{N}$  はつまり  $\sigma^* = 0.050$  または  $0.075$  のとき，夏に最小値を持つが  $\sigma^* = 0.025$  のときは逆に大きな値を持つている。これは  $\bar{N}$  の計算に東西流と Hadley 循環（波数0）を含んでいるからである。海洋-大陸の加熱がない場合は， $\sigma^* = 0.050$ ， $0.075$  のとき夏に東西流が卓越し，海洋-大陸の加熱がある場合は波数1が卓越している。しかし強制ではなく，力学的に生成されるでしよう乱は実際の安定度が最大になる冬に，波数が最小となる傾向があるが，これは理論と一致している。

夏に，モデルAでは波数1の強制が強く効いているが，これが図に示されたように年変化を複雑にしている。波数1の強制はもちろん冬にも強いが，これは南北の強制の効果に比べて弱い。



第8図 運動エネルギー weight をかけた平均波数  $\bar{N}$  の季節変化



モデルAでは波数8も強制されるが、この波はモデルBの方が強い。平均では波が短いほどはやく西から東へ動く傾向がある。これは波数8のエネルギーが、強制関数 $\theta^*$ の波数8成分によつて、増大したり、減少したりすることを意味する。したがつて、波数8の平均的エネルギーは、東西方向の強制関数にはほとんど影響されず、おもに強制関数の南北傾度によるようである

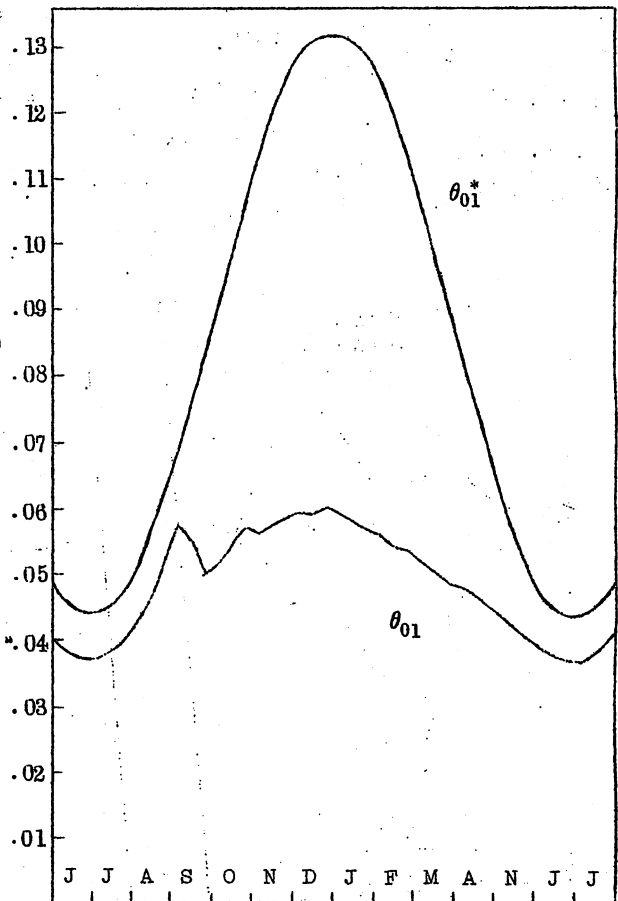
## 5 力学的 lag

6種類の強制関数は季節に関してシンメトリックで、7月—12月は1月6月の鏡像のようになる。それにもかかわらず、第8図のグラフはすべて、夏の頂点が、強制関数の頂点から著しいlagを持ち、シンメトリではない。

第9図には、モデルAの $\sigma^* = 0.050$ について、 $\theta_{0.1}^*$ と10日平均(100年平均の)の $\theta_{0.1}$ をプロットしてある。 $\theta_{0.1}^*$ のグラフは夏に平衡温度 $\theta_{0.1}^*$ の値に近いが、秋に突然違った経過をとりはじめる。また $\theta_{0.1}$ の秋の経過は春の経過とまったく異なっている。

第9図は第3、5および6図の特徴と似ている。第5図に出てくる $\theta_{0.1}$ のピークやトラフは100年平均の10日平均で平滑化されてしまう。しかし秋には、目立つた曲折が残っている。実際の気象にもこれに似た現象が起る。つまり統計的に特定の年月日に変わった現象が起る傾向がある。成層圏の極夜渦の破壊、"ice saints"といわれる5月の特定日に寒気の流入が起ることなどである。

電子回路による相似の時間的lagはコンデンサーの容量が大きくなると、増す。力学系では東西温度風がコンデンサーの役割を果たす。東西温度風は温度の南北傾度と均り合うので、このことが有



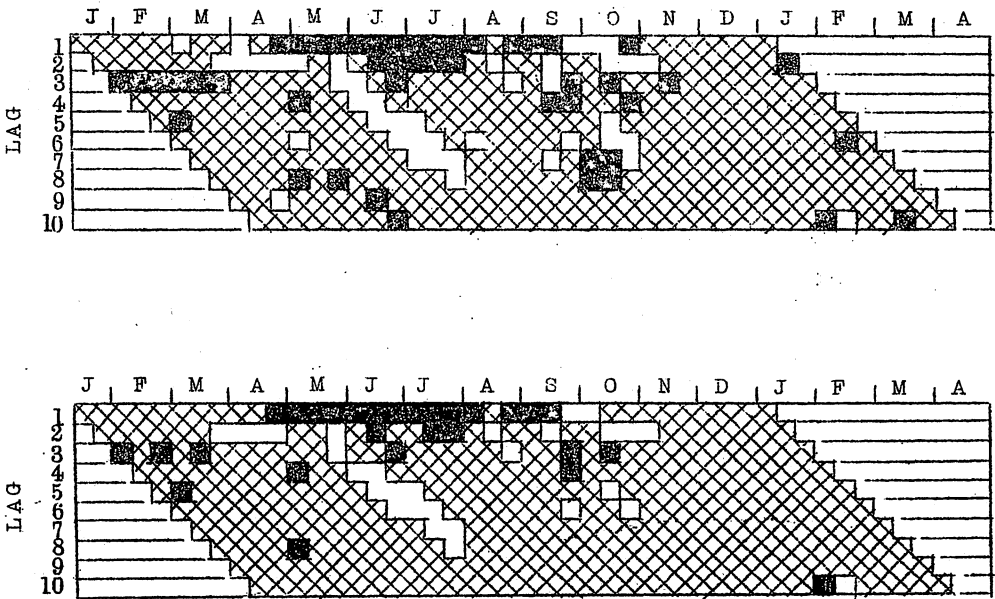
第9図 南北強制関数 $\theta_{0.1}^*$ と100年平均 $\theta_{0.1}$ の10日平均値の季節変化

効位置エネルギー保存，“有効運動エネルギー”を提起する。ほかの条件が等しければ，時間 lag はこの保存量の貯蔵容量に比例するにちがいない。この容量は，2層間の運動量交換が強いければ，すなわち  $k$  の値が大きければ，減少する。しかし，時間 lag は温度風のみでなく，ちがつた波数発達する関特性，熱伝達係数および熱流速にも影響される。したがって，時間 lag は方程式(1)と(2)の linear resonance period  $2\pi/\sqrt{kK} \approx 2.2$  日でもつて簡単に表現できない。

## 6 持 続 性

時間的な持続性を持つことは実際の大气の特徴である。持続性にもとづく延長予報法は，キペンの方法が失敗しているのに対して，肯定的な技術である。(もし，予報の比較のために気候の normal 値をとるならば)。持続性を調べるため，モデルで計算された 100 年間の資料を用いた。

平均東西温度風  $\theta_{01}$  の持続性を調べた。 $\theta_{01}$  の瞬間値 216,000 個から 3,600 個の重複しない 10 日平均値を作成した。3,600 個 = 36 個 × 100 年間の行列を作る。10 日 ~ 360 日の lag 相関を計算して第 10 図に示した。初期条件の選択で起る過渡的效果を避けるため 100 年間の資料中，最初の 6 か月はいっていない。数をそろえるため 98 対の相関の計算が行なわれ第 10 図に示されている。



第 10 図 98 年間の 10 日平均値を用いた lag 相関。正の有意な相関は黒；負の有意な相関は白；そのほかは斜線で示してある。有意性の上限は 5%，下限は 1% である。

変動の激しい秋には系統的相関は見られない。冬には30日 lag に正の相関がある。これは第5図にも現われている。春のある時期には10日 lag のところに負の相関がある(7月には0.76に達する)。真夏には20日 lag にまで延びる。4月から5月はじめにかけては負の相関があり夏まで続いている。これは次のように説明されそうだ。つまり春の弱い温度傾度は移動性じょう乱をすぐに消滅させ、夏のはじめに強い温度傾度を形成させる。この傾度は秋に波動じょう乱が発達するまで持続する傾向がある。(Journal of the atmospheric Sciences vol. 23. 19)

#### 参 考 文 献

- Kraus, E. B., and E. Lorenz, 1963: A numerical study of the effect of vertical stability on monsoonal and zonal circulations. *Changes of Climate*, UNESCO, 361-372.
- Kreuger, A. F., J. S. Winston and D. A. Haines, 1965: Computations of atmospheric energy and its transformation for the northern hemisphere for a recent five-year period. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 227-238.
- Lorenz, E. N., 1960: Maximum simplification of the dynamic equations. *Tellus*, 12, 243.
- . 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, 17, 321-333.
- Nordö, J., 1966: Significance of statistical relations derived from geophysical data. *Tellus*, 18 (in press).
- Wiin-Nielsen, A., J. A. Brown and M. Drake, 1964: Further studies of energy exchange between the zonal flow and the eddies. *Tellus*, 16, 168-180.

## L・F・グループ新規加入を募る

Long Forecast Group の機関誌グロス・ベツターが、1961年に発足してすでに6年経過した。その間、気象界は高速電子計算機の利用、気象衛星による雲や放射の観測、気象ロケットによる超高層観測など多くの発展の兆しを見せている。さらにWMOによる世界気象監視(WWW)、また地球大気開発計画(GARP)はともに地球大気の大循環の知識を飛躍的に高め、天気予報の画期的改善あるいは長期天気予報の可能性を高めることを目指している。

もともと長期予報の研究は、大気大循環の究明であるが、最近2つの点、グローバルな成層圏、対流圏の天気図の収集と、資料解析および実験のための電子計算機の利用によつて、一段と進歩したと言える。

そのような環境の中で、グロス・ベツターは長期予報の方法および大気大循環に関する情報の交換に地道な貢献をつみ重ねて来た。今後日本の長期予報を発展させるためには、このようにお互いに、情報を交換し、新しいアイデアを出しあい、はげまし合つて、有意義な発展をうながすことがますます必要となるであろう。

ここにグロス・ベツターの紹介をするとともに、新しいL・Fグループの会員を募集する。

1. 会費年額300円、年度始めに 東京都千代田区大手町1の7気象庁長期予報管理管室L・F・グループ事務局あてに送金する。
2. グロス・ベツターは年間4号まで
3. 地方からのご投稿をお願いする。
4. 内容その他についてのご意見も歓迎
5. 会の活動を活発にしたいので、地方でこの問題に関心を持たれる方に呼びかけをお願いする。

(L・F・グループ事務局)

### グロスベツター目録

論 文 名	原 著 者	紹 介 者
(創刊号 1961年9月)		
グロス・ベツター発足にあつて	高橋 浩一郎	
ジオポテンシャル高度の時間平均場の発達条件	M. A. Popova	須田 建
有効位置エネルギーの生成と大気大循環の強さ	E. N. Lorenz	片山 昭
干ばつの発生、持続、終末を示す要素	J. Namias	朝倉 正
北半球500 mb 環流形勢の年度預報	朱知周, 張先恭, 李振华	藤田 敏夫
(第1巻第2号 1962年1月)		
氷結核、宇宙塵、雨	N. H. Fletcher	柏原 辰吉

論 文 名	原 著 者	紹 介 者
人口衛星の観測による16日予報	C.G. Abbot	八重樫佐平
傾圧擾乱のエネルギー変動	相原正彦	
力学方程式の最大簡略化の解について	E.N. Lorenz	小沢 正
大気中におけるいろいろなスケールの擾乱の間のエネルギー・サイクル	菊地幸雄	
傾圧モデルによる長期数値積分	F. Baer	片山 昭
北半球対流圏における低気圧と高気圧の頻度 (第1巻第3号 1962年7月)	M.I. Morozova	須田 建
力学及び熱力学の方法による長い期間の予報(I)	岸保勸三郎	
熱帯における200mbの流れの変化	A.J. Troup	糸数 昌丈
パレスチナにおける雨量の変動と北半球の気候変動について	J. Neumann	杉井 徹
最近10か年(1951~1960)の気候学の発展について	G.B. Tucker	佐藤 正夫
準傾圧の流れにおける短期と長期の変動	A. Wiin-Nielsen	荒井 康
数値予報による等圧面高度を使った半旬気温予報 (第1巻第4号 1962年12月)	W.H. Klein, B.M. Lewis, I. Enger	広瀬 元孝
力学及び熱力学の方法による長い期間の予報(II)	岸保勸三郎	
力学的長期予報の可能性について	村上多喜雄	
オメガーについて	栗原宜夫	
北大西洋における海と大気の相互作用に関する総観的調査	J. Bjerknes	斎藤 博英
熱帯の成層圏風の変動 (第2巻第1号 1963年6月)	R.G. Veryard, R.A. Ebdon	糸数 昌丈
力学及び熱力学の方法による長い期間の予報(III)	岸保勸三郎	
熱帯成層圏の風の変動	R.A. Ebdon	小嶋 磐雄
相関解析における二・三の注意	内藤 恵吉	
天気と気候の未解決問題	R.C. Sutcliffe	香原 信義
長期予報技術検討会を省みて	柏原辰吉	
1963年1月の異常気象に関連した感想 (第2巻第2号 1963年10月)	根本順吉	
長期予報のあり方についての一考察	渡辺正雄	
気象に及ぼす月の影響—季節予報の解析への示唆	根本順吉	
旬及び月平均500mbプログノ作成法	高橋浩一郎	
寒候期予報法(総合報告)	長期予報係	
長期予報の立場から見た極東の冬期気温変動概要	小嶋 磐雄	
長期予報に関する資料	檜山 国雄 百瀬 俊仁	

論 文 名	原 著 者	紹 介 者
海外に拾う二・三の文献 1957年北米における成層圏の温暖化 気候変化の数値実験的研究 — 特に垂直安定度の効果について— (第2巻第3・4号 1964年2月)	長期調査係 R.A.Craig M.A.Lateef E.B.Kraus E.N.Lorenz	森 信成 片山 昭
長期予報の研究へのサイバネティックスの概念の応用 — 中国における長期予報の一断面 — 力学及び熱力学の方法による長い期間の予報 (IV) 長期予報についての意見 成層圏と対流圏との関連について (理論的研究の現段階) 大気の平均状態の研究 (第3巻第1号 1964年6月)	片山 昭 岸 保 勘三郎 相原 正彦 B.Saltzman M.S.Rao	荒井 東
南北両半球の気象 成層圏天気図の解析法(I) イギリス気象局発表の長期予報について ソ連の一か月予報 大気・海洋・大陸を含む系における月平均と季節平均気温の数値予報のための物理的基礎について (第3巻第2号 1964年11月)	田 辺 三 郎 大 井 正 一 J.Adem	藤本 成男 倉嶋 厚 菊地 幸雄
ボールダーにおける長期予報シンポジウムに出席して 寒候期予報について 南北両半球の気象 (II) 26か月振動についての覚え書 ノルウェー北部におけるオゾンの変動と移流について イギリスの長期予報の検討 (第3巻第3号 1965年1月)	高 橋 浩一郎 和 田 英 夫 田 辺 三 郎 R.E.Newell J.G.Figenschau	小 埜 磐雄 渡 辺 正雄 久保木光熙
経験的直交関数と季節予報 非地衡風モデルによる各種スケールの大気波動の垂直伝播について 1958年1月下旬成層圏突然昇温時における25と500mbの パターンの変化について 冬期の成層圏昇温時における成層圏と対流圏の相互関係について ノルウェー北部におけるオゾンの変動と移流について(2) (第3巻第4号 1965年8月)	広 瀬 元 孝 陳 隆 勲 陶 詩 言 朱 福 康 K.Labitzke J.G.Figenschau	伊藤 宏 朝倉 正 北原 英一 渡 辺 正雄
成層圏の大気循環(I) 南北両半球の気象 (III) — 南半球の熱低について —	都 田 菊 郎 田 辺 三 郎	

論 文 名	原 著 者	紹 介 者
季節予報の利用と発達 (第4巻第1号 1965年10月)	鯉 沼 寛 一	
熱帯成層圏における東西風の2年周期について 26か月振動についての現状(展望) (第4巻第2号 1965年12月)	B.Kriester R.J.Reed	和田 英夫 小嶋 磐雄
プロツキング現象について 極東におけるプロツキング活動の統計的調査 (第4巻第3・4号 1966年3月)	村 上 多喜雄 渡 辺 正 雄 佐々木 良 一	
大気大循環について 季節天気予報の確立のため下部成層圏の温度一気圧場における特徴の考察	栗 原 宣 夫 Z.L.Turketti	古賀 晴成
長期間の天候の偏りについて考えられる物理的原因 ノルウェー北部におけるオゾンの変動と移流について (第5巻第1号 1966年10月)	J.S.Sawyer J.G.Figenschau	I.K. 渡辺 正雄
最近90年の大気環流の変動 1963年1月~2月成層圏昇温期間のエネルギー的研究 地球と金星大気の化学成分の進化	王 紹 武 P.R.Julian K.B.Labitzke H.D.Holland	田辺 三郎 中村 則行 森 信成