

大気大循環と長期予報に関するシンポジウム*

1. 会 期 5月10日(木) 15時45分～18時00分

2. 会 場 仙台市

3. 座 長 高橋浩一郎(気象庁長期)

4. 話題提供

- | | |
|----------------------------|--------------|
| (1) 季節の変化と大気大循環 | 和田 英夫(仙台管区) |
| (2) 太陽活動と大気大循環 | 根本 順吉(気象庁長期) |
| (3) 下部成層圏の大循環 | 村上多喜雄(気研予報) |
| (4) 大気の熱収支 | 片山 昭(気研予報) |
| (5) 長期予報の立場からみた大気大循環とその問題点 | 岸保勘三郎(気象庁電計) |

昭和37年度春季大会に開催地である仙台の方々の希望もあって「大気大循環と長期予報のシンポジウム」が開かれた。長期予報をだすときに大気大循環を無視することはできないが、その反面今までに得られた大循環の智識だけで長期予報は出せない。今回のシンポジウムは長期予報を出すのに大気大循環論のどの点が隘路になっているか、どの点が明白に分かっていないか等を討論することになった。

各講師が提供した話題や討論の概略はつぎの通りである。なお本稿をまとめるにあたり、討論については仙台の方々、とくに仙台管区調査課および松倉、八重樫氏にまとめていただいた。厚く感謝する。

(朝倉 記)

〔座長あいさつ〕

このシンポジウムにこういう題目がとりあげられたということは、当地の要望もあって今回の大会にふさわしい議題かと思えます。しかしこの大循環と長期予報という問題を考えるとこの二つの題目はある意味では非常に対称的なものであると思えます。と申しますのは大循環というどちらかといえば研究的な学術的な問題です。それに対して長期予報となるとこれは現場の問題でいわば実験というようにも見られるわけです。この二つの題目は非常に多くの共通部分を含んでいますが必ずしも同じものではありません。例えば定義によって違いますが、大循環の問題が完全に解けたとしても、それで長期予報が完全にできるというわけではないと思えます。現実の予報になると、例えばある地域の気温とか降水量になると、大循環以外のもつスケールの小さいものが入ってくるからです。別な言葉でいうと予想天気図ができて解釈の仕方を誤ると予報ができないわけです。反面、

大循環の問題を考えるとそれは必ずしも長期予報を目当てにしたものではなく、短期予報の問題もあるわけです。またそれと同時に予報という現実の問題以外の学問的な問題もあります。このシンポジウムの目的というのはいわばこういったちがった問題を結びつける意味のことが大きな目的ではないかと思えます。しかし、その場合の結びつけ方にもいろいろやり方があるわけで、大循環の方からみた長期予報というような考え方もあれば、反対に長期予報からみた大循環という見方もあり、中間的なものとして両方の関連を問題にする見方もあるでしょう。これは研究者あるいは現場の方々によってとりあげ方がいろいろあるわけで、今日は各講師が自由な立場でお話しになればいいのではないかと思えます。

なお、長期予報には純統計的なやり方もあれば大循環に基礎をおいた理論的方法もあるわけです。科学的な方法から申しますと、勿論大循環というようなものを基礎においた方法が望ましいのですが、必ずしも現在の状態ではそういう段階になっていないようです。現在はむしろ実用的には前者の方法の方が適中率という点ではすぐれているからでもあるわけです。したがって今日のシ

* Symposium on the General Circulation of the Atmosphere and Long-Range Forecasting.

ンポジウムは現在やっている方法をより科学的にするのにはどうしたらよいかということを見出すのも一つの目的ではないかと思うのです。

もう一つ考えておきたいことは大循環といい、長期予報といっても非常に広い範囲を含んでいるということです。例えば時間スケールによってちがうのですが、大循環といっても昔はいわば気候学的なものを考えていたわけで、したがって理論においても Ferrel とか Exner とか熱対流的な考え方があったわけです。それが最近ではご承知のようにもう少し実際に近いモデルも考えるようになり例えば理論的にもロスビーの水平混合の思想というものが入ってきました。また、さらに最近ではいろいろ新しい研究が進んでおります。一方長期予報と申しましてもいろいろあるわけで週間予報の段階から一か月予報、さらにのびて季節予報ということになるわけです。さらに長くなると予報といえるかどうか知りませんが気候変動というような問題もあります。このようにスケールがちがってくると、当然予報の表現がちがってきますし、またその中における大循環の役割というものもかなりちがってくるのではないかというような気が致します。例えば週間予報的な立場から申しますと、短期予報の延長というような考え方で、断続変化でも相当の近似度で成り立つように思います。ところがもっと長い先の予報になると、おそらく熱の問題が入ってきてその他海洋と大気とのエネルギーのやりとりの問題もあると思います。さらに長くなると大気以外の太陽活動というような問題、仙台の安藤さんの言葉によると外因的というようなものが入ってくるわけです。勿論その場合においても大循環がその中に介在しておりますので、その意味で大循環の役割が非常に重要なことはいうまでもないのですけれども、予報という立場からするとそういったようないろいろな考え方があると思うわけです。

僭越ですがこのようなことを頭において座長を勤めさせていたゞきいと思います。

季節変化と大気循環

和田 英 夫

問題を東北の夏の天候予想に焦点をしばって、冬から夏にかけての大気循環と季節変化について述べる。

1. 東北の夏の気温と大気環流

東北の夏の天候は決して局地現象でなく北半球の大気環流と密接に関連していることが統計的にはっきりして

きた。大気環流の様子は一般にゾーナル インデックスで表わされるが北半球 500mb の緯度平均したゾーナル インデックス (40—60N) と東北の夏の気温の関係を統計的に調べた結果両者に密接な関係があり、インデックスの小さい時、言いかえるとブロッキングの頻発した年の夏に東北の気温が低いことが明らかである。

さらに北緯50度の夏のシクネス (500—1000mb) の年々の変化も東北の夏の気温と密接な関係があり、北半球の対流圏の気温が著しく低いという条件の下で東北の冷夏が起っている。これらの結果から東北の夏の天候予想は北半球の大規模なパターンの予報が先決問題であることが結論される。

2. 予報上から見た東北夏期天候の前兆

経験的に東北の夏の天候は4月、5月に多くの前兆があることが知られているが、これを月平均の 500mb 天気図上の極低気圧の動向と関連づけて調べると4月或は5月に極低気圧、言いかえると北極地方に形成されたほう大な寒気が平年であれば北極付近にあるのに、極東側に偏倚した年に東北の冷夏が起っている。これをシベリアの気温や富士山の風速を用いて長期間の統計資料で確かめ予報法則が見出されている。春の終りの北半球の状態に夏の天候の前兆があることが分かり、さらにその特性を明らかにするため冬から春にかけての大気循環の季節変化について次に述べる。

3. 対流圏の冬から春への特性

まず北半球のゾーナル インデックスの平年変化を半月値で調べると3月に減少が一時とまる特性が見られる。これを各経度別に詳細に検討すると3月は冬の極めて大きいゾーナル インデックスの変動の終わった月に当たっていることが分かる。大気環流の立場から見ると冬期間高緯度に蓄積された最も規模の大きい対流圏の寒気が中緯度へ流出する最後の月に当たっている。

また北半球の平年の 500mb 半月高度の前旬差で、冬から春にかけての変化を検討すると高緯度地方の高度は決して順調に上昇するのではなく、極めて階段的な経過を経て起っており3月を中心に極めて特性のある変化をしていることが分かる。

4. 成層圏における冬から春への特性

近年高緯度地方の成層圏では春先に著しい気温の上昇があることが知られている。この成層圏の気温の急昇は冬から春への季節変化の転機を示している。Alert (82° 30' N, 62° 30' W) における成層圏の気温急昇とゾーナル インデックス (アメリカ側の象限) の関係からイン

デックスの減少と成層圏の昇温の時期が実によく一致していることが見出される。特に成層圏の昇温と共に起っているインデックスの減少が毎年1カ月以上も続いている。この事実は冬期間高緯度地方に蓄積されたほう大な寒気の流出が成層圏の昇温を転機として1カ月以上もわたって行なわれていることを示す。この特性こそ春以後の大気環流、さらに中緯度地方の天候に大きな影響を与えている可能性が大きい。

5. 高緯度における春先の寒気の蓄積状況

今迄の調査では高緯度における3月の寒気の蓄積状況が東北の天候と関係があるらしく東北の冷夏の1954年や1953年は近年で最も著しい寒気が高緯度に蓄積されている。また平年であれば2月初めに起こる成層圏の昇温が1954年は1カ月遅く3月に起っている。反対に暑夏の1955年には1月初めに起っているのは偶然とは考えられない。この事案から1954年は3月になってもなお成層圏に達するようなほう大な寒気が高緯度にあったことを示しており、この寒気の主体が極東側に偏倚して4、5月まで続いたことが解析からはっきりしている。

6. 南半球における冬から春への特性

長期予報にはいろいろの面で南、北半球の大気循環を比較して研究することが大切であろう。南半球における成層圏の昇温時期は北半球と違いかなり規則正しい。成層圏寒気の中緯度への流出が気温の急昇を転機として2カ月もかかって行なわれている。一方極東における高緯度地方で成層圏の平均気温の変化が3月に一時低くなるものが統計的に分かっているがこれは北極成層圏の寒気の流出で説明できる。

以上述べたように2月から3月にかけて対流圏、成層圏の気象変化に著しい特性のあることがはつきりしてきた。

7. 中緯度の夏の天候予想の考え方

冬から春への大気循環の季節変化はその因果関係は別として、対流圏のゾーナル インデックスの著しい減少と成層圏の気温急昇という現象によって起こる。成層圏まで達するほう大な寒気がこれを転機として中緯度地方へ流出する。成層圏の昇温がおくれ成層圏にまでおよぶ寒気が春おそくまで高緯度地方にある年は、その後の影響が長い間中緯度地方の天候におよぶ。特にその寒気が極東側に偏倚する年こそ東北の冷負の可能性が大きい。しかしその偏倚する原因については今のところよく分からない。1954年のように中緯度対流圏の夏の気温が著しく低い年は、見方によっては冬から春への大気環流の季

節変化が遅れておりその結果がその後の大気循環に大きな影響を与えていると考えてよいのではなからうか。

勿論季節予報にはまだ分からない点が多いが、夏の予想については近い将来において総観的立場からある一つのモデルを確立できるように思われる。特に最近 Namias や Hare によって示唆され、Julian によって裏付けられた冬から春への成層圏気温の急昇は中緯度地方の大気循環の新しい出発点になっているという結果や、南半球において成層圏の気温急昇後、中緯度地方の Jet や高低気圧の変動に数カ月にわたって影響があるという Kraus の結果は今迄述べた夏の季節予報の考え方に大きな支持を与えてくれる。

〔質疑応答〕

宇田 対流圏のゾーナル インデックスと成層圏の昇温との関係はどちらが先ということではなくたゞ現象がこうだとゆうことですか。

和田 後先については調べておりません。都田さんは対流圏の方が先だという考えをもっているようです。この問題は太陽活動に原因するという説もありまだよく分かっておりません。

下部成層圏の大気大循環

村上多喜雄

こゝ十年の間に大気大循環論は急速に進歩した。しかし未開発の分野もある。いくつかの例をあげると

(i) 熱帯地域における大気大循環

顕熱や運動量輸送の機構はどうであるか。中緯度におけるロスビー型擾乱による輸送と違うはずである。運動法則がそれぞれ違う中緯度と低緯度の交換をどのようにして論ずるか。

(ii) 南半球における大気大循環

南半球には山が少なく、各種の統計量が北半球とどのくらい違うか。また両半球の交換も面白い問題である。

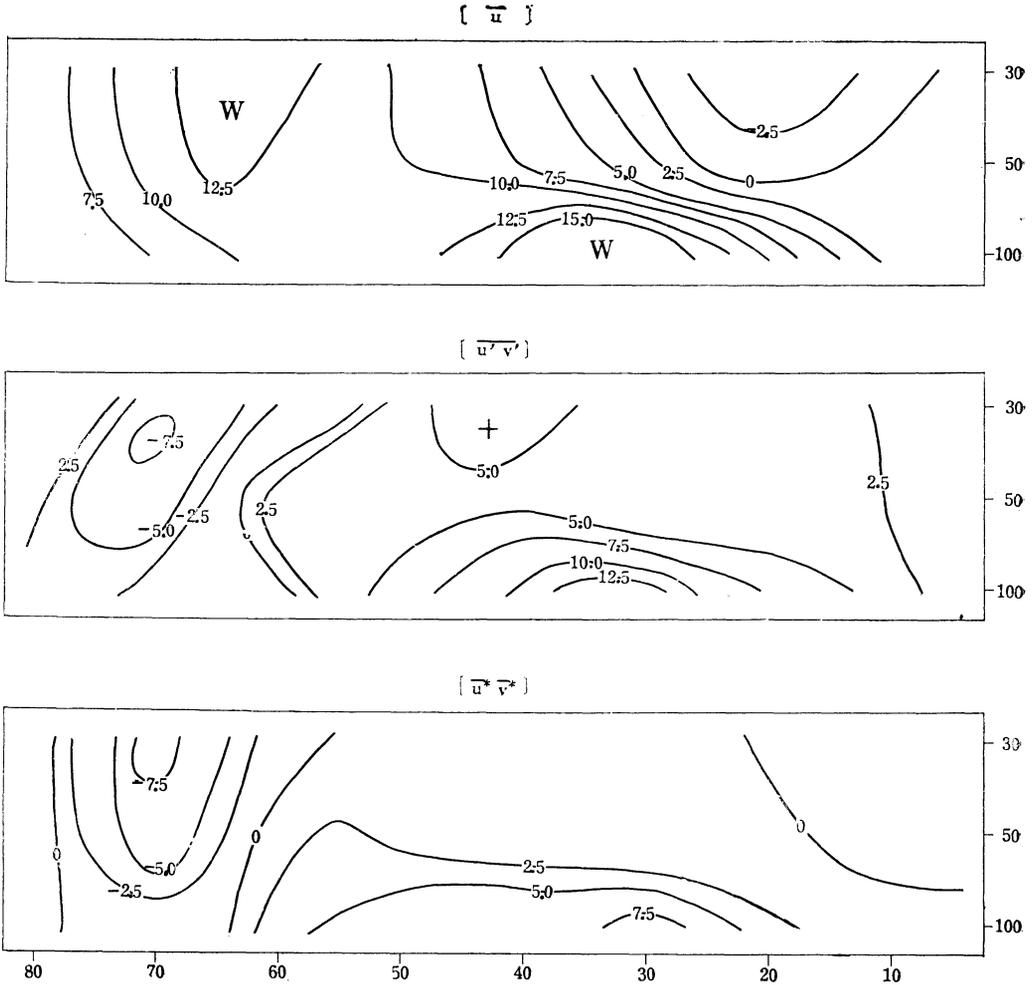
(iii) 成層圏における大気大循環

対流圏との相互作用が議論の焦点である。

(iv) 海洋における大循環

海洋と大気との交換。黒潮やガルフストリームのような大規模な流れの維持機構。

マサチューセッツ工科大学 (M. I. T) では (ii) の問題の研究を本年初めから開始した。資料は1958年である。同じく (iii) の問題については IGY の期間 (1年半) の研究が三年ぐらい前からなされている。私は初めの半



October — December, 1957

第1図 1957年10月—12月における \bar{u} ($m \cdot sec^{-1}$), $[\bar{u}'v']$ ($m^2 \cdot sec^{-2}$) 及び $[\bar{u}^*v^*]$ ($m^2 \cdot sec^{-2}$) の分布. 運動量輸送における正符号は北向き, 負符号は南向き輸送を表わす.

年間(1957年7月から12月まで)を分担した. こゝではその結果の概略をのべる. 詳しくは M. I. T. Report No. 5 をみていただきたい. 高度は100mb, 50mb, 30mb 及び 10mb であるが, 10mb は観測回数が充分でないので参考にするていどに止めた. 観測点の数は北半球全体で 211地点である.

1957年10月から12月までの3カ月平均について話す. 用いる記号は

$$\bar{a} = \frac{1}{T} \int_0^T a dt \quad a = \bar{a} + a'$$

$$[a] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} a dx \quad a = [a] + a^*$$

即ち a' は時間平均からのずれ, a^* は帯状平均からのずれである. 例えば $[\bar{u}'v']$ は Transient eddies による運動量輸送, $[\bar{u}^*v^*]$ は Standing eddis (定常波) による運動量輸送を表わす.

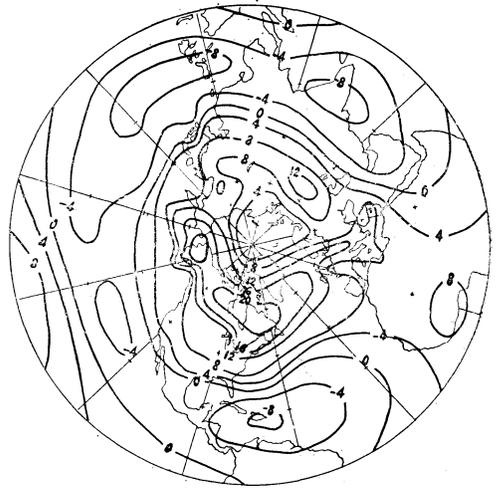
1. $[\bar{u}]$ の分布

第1図上部に $[\bar{u}]$ の分布をしめす. 100mb における強い偏西流 (35°N で最大) は対流圏のジェットストリームにつらなる. もう一つ強い偏西風域がみられる. その中心は 30mb, 65°N である. 平均風速は $13.6 m \cdot sec^{-1}$ に達する. これは polar night jet であろう. この期間が初冬の頃であるためまだ充分に強くない. polar

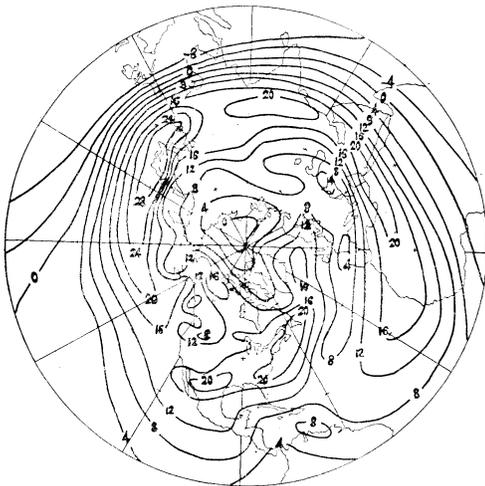
night Jet のところでは風速は上層ほど強く $\partial[\bar{u}]/\partial p$ は負であるが、その他の緯度では $\partial[\bar{u}]/\partial p$ は正である。シアアの分布と $[T]$ の分布は thermal wind の関係のみたしている (第三図参照)

2. \bar{u} の分布

\bar{u} はある地点における風の東西成分の三カ月平均である。第二図 a, b, c に夫々 100mb, 50mb, 30mb の様子をしめす。明らかに 100mb の卓越風は偏西流で、この流れは対流圏の流れにつながっているものと考えられ



第2図 (c) (a)と同じ、ただし 30mb.



第2図 (a) 1957年10月—12月における 100mb の \bar{u} の分布。正符号は西風, 負符号は東風。等値線は 4 m. sec⁻¹ 間隔。



第2図 (b) (a)と同じ、ただし 50mb.

る。最大風速域は日本, アメリカ東部, 及びアラビヤ上空にみられ, 対流圏におけるわれわれの経験と一致している。

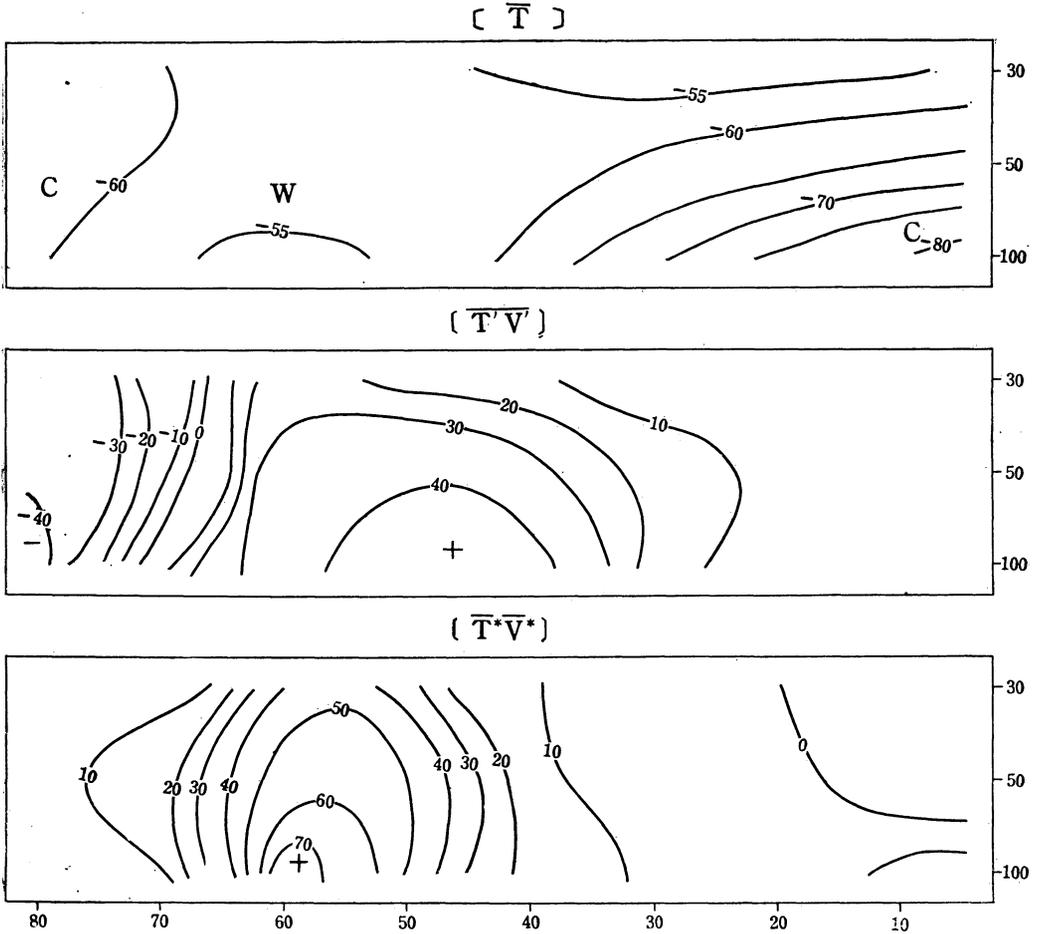
50mb では日本付近に対流圏偏西流のなごりが見えるが, アラスカ上空付近では強い開極流が現れる。これは polar night jet に相当するものと考えられる。すなわち 50mb は対流圏偏西流と polar night jet が共存している高度である。亜熱帯域には偏東風が現れる。

30mb ではアラスカ及びカナダ上空だけで西風が強くなる, 他の地域では弱い。polar night jet がアメリカ大陸上だけで強いのが平年の状態であるかどうか, またもし平年の状態ならばその理由はなにか。これは将来に残された問題であろう。

\bar{u} の分布でもう一つ面白いことは熱帯地域に現れる偏西風である。中部太平洋及びアフリカ上空の 50mb と 30mb では赤道地域が偏西流になっている。中部太平洋の場合には二つの観測点で (Canton Island, Christmas Island) とともに強い西風を観測しているため, 赤道地域における偏西風帯の存在は疑いない。ただし観測点が少ないので偏西風域の水平の拡がりについては確かでない。

3. $[\bar{u}'v']$ 及び $[\bar{u}'\bar{v}']$ の分布

$[\bar{u}'v']$ は Transient eddies による運動量輸送, $[\bar{u}'\bar{v}']$ は Standing eddies による運動量輸送を表わす。ともに 60°N 以南の緯度では北向きの運動量輸送, 以北では南向きの運動量輸送があることをしめしている。北向きの輸送は 100mb で最も大きく, 南向きの輸送は 30mb で最大である。北向きの輸送は主として 100mb の jet の



October — December, 1957

第3図 1957年10月—12月における \bar{T} ($^{\circ}\text{C}$), $[\bar{T}'\bar{V}']$ ($10^{-1}\text{^{\circ}\text{C} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}}$) 及び $[\bar{T}'\bar{V}'^*]$ ($10^{-1}\text{^{\circ}\text{C} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-1}}$), 顕熱輸送における正符号は北向き, 負符号は南向きを表わす.

維持に貢献し, polar night jet は高緯度からの南向き輸送と低緯度からの弱い北向き輸送によって維持されている. エネルギー的にいえば成層圏におけるも対流圏における jet stream と同様に擾乱から運動エネルギーをもらって維持されている.

運動量輸送はよく知られているようにトラフやリッジの軸の水平の傾きに関係する. したがって上述のことから下部成層圏における擾乱の軸は 60°N 以南の地域では北東から南西に傾き, 60°N 以北の地域とは北西から南東に傾いていることが推測される. もう一つ成層圏擾乱の特徴が第1図から判る. $[\bar{u}'v']$ と $[\bar{u}'v'^*]$ の大きさが同じ位であることは (対流圏では後者は前者の

三分の一程度) 波長のきわめて長い Standing eddies が成層圏の大循環上きわめて重要であることを暗示する. 対流圏ではよく知られているように高低気圧でいどの波長の擾乱が主役である. 成層圏で超長波が卓越するのは安定度が非常に大きいためであろう.

4. $[\bar{T}']$ の分布

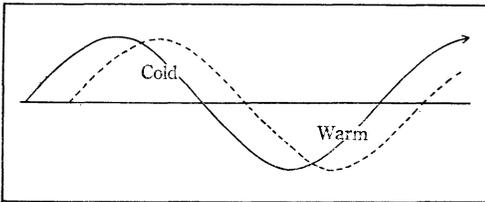
第三図上部にしめす. 100mb 赤道で温度が最も低く -80°C くらい, 60°N 付近は気温が高く約 -55°C , 極の近くでふたたび冷く温度はおよそ -65°C である. 低緯度や中緯度では気温は高度とともに上昇する. このような気温の緯度及び高度分布は輻射平衡だけでは期待されない (真鍋 1961 参照). 観測される温度分布は輻射

平衡により生ずる不均衡を解消しようとして起る運動場の影響をふくんでいる。

5. $[\overline{T'V'}]$ 及び $[\overline{T^*V^*}]$ の分布

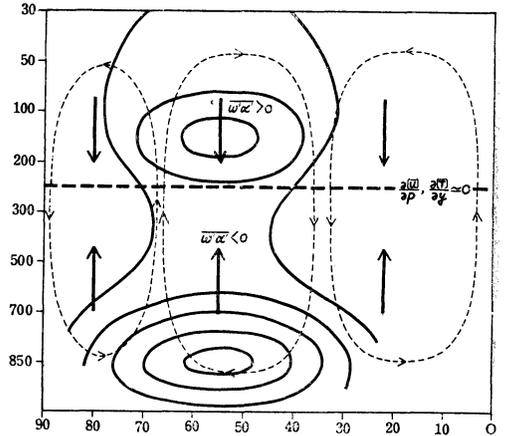
$[\overline{T'V'}]$ は Transient eddies による顕熱の輸送, $[\overline{T^*V^*}]$ は Standing eddies による輸送を表わし, 正符号は北向き, 負符号は南向きである。図で明らかなように大部分の緯度で顕熱は擾乱によって北向きに輸送されている。すなわち $[\overline{T}]$ の南北傾度にさからって温度の低い方から高い方へ運ばれるのであるから, この作用は $[\overline{T}]$ の傾度をますます強めるように働く。このことをエネルギー的にいいかえると次のようである。Zonal available potential energy (Az) は $[\overline{T}]$ の南北傾度の自乗に比例することを思いうかべると, 成層圏ではエネルギーは Eddy available potential energy (A_E) から Az へ流れていることになる。この流れの向きは対流圏と逆である。

$[\overline{T^*V^*}]$ が $[\overline{T'V'}]$ より大きいことは成層圏で超長波が卓越することを暗示する。一方これらの輸送量が正であるためにはトラフの軸は高度とともに西へ傾いていなければならない。すなわち成層圏における擾乱(主として超長波)の等高線と等温線は模型的に描くと第4図のように等高線が等温線よりおけていることになる。トラフの前面が暖かく後面が冷たい。日々の天気図上でもそうになっているようである。



第4図 成層圏における等高線と等温線の模型図

対流圏における $[\overline{T'V'}]$ や $[\overline{T^*V^*}]$ の分布は1950年のデータについて Peixoto が求めた。対流圏と成層圏を合せて顕熱の輸送がどうなっているかを模型的にしめたのが第5図である。熱輸送は55°N付近で最大であり, 850mb と 200mb とに中心がある。850mb における輸送は疑いもなく高低気圧によるものであり, 下部成層圏における輸送は主として超長波によるものであろう。熱輸送が最も小さくなる高度は 250mb 付近で, 大雑把にみて jet stream の中心の高度である。こゝでは $\partial(\bar{u})/\partial p$ または $\partial(\bar{T})/\partial y$ が最小になる。以上を総合すると



第5図 顕熱の水平輸送(太実線), 平均子午面循環(点線), 及び顕熱の垂直輸送(矢印)の模型図。太点線は $\partial(\bar{u})/\partial p$ 又は $\partial(\bar{T})/\partial y$ が最小になる高度を表わす。

$\partial(\bar{u})/\partial p$ が最小になる高度より下層の対流圏では高低気圧の垂直軸の傾きによる熱輸送が, 上層の成層圏では超長波の垂直軸の傾きによる熱輸送が卓越する。一方 $\partial(\bar{u})/\partial p$ が最小になる高度(jet stream の中心高度)では擾乱による運動量の水平輸送 $[u'v']$ が最大になることをつけ加えておく。

6. ω^* の推定

成層圏で上昇気流を計算することは容易ではない。線型理論によると大雑把にいて上昇気流は

$$\omega^* \approx \frac{\partial(\bar{u})}{\partial p} V^*$$

と表わせる。 $*$ は zonal mean からの偏差である。成層圏では $\partial(\bar{u})/\partial p$ が正だからトラフの前面 ($V^* > 0$) で下降気流, 後面で上昇気流が存在することになる。(5)で述べたようにトラフの前面は暖かく後面が冷たい。したがって成層圏では暖気が下降し寒気が上昇しているわけである。すなわち

$$[\overline{\omega'\alpha'}] > 0$$

このことはエネルギーが eddy の運動エネルギーから eddy の Available potential energy へ転換していることを意味する。成層圏ではバロクリック過程で擾乱が発達することはありえないことになる。一方 $[\overline{\omega'\alpha'}]$ が正であることは擾乱によって顕熱が下向きに輸送されることを表わす。

ところで対流圏では $\partial(\bar{u})/\partial p$ が負であるからトラフの前面の暖気が上昇し, 後面の寒気が下降してい

$$[\overline{\omega'\alpha'}] < 0$$

である。顕熱の垂直輸送は上向きである。だから第5図に模型的にしめたように $\partial(\bar{u})/\partial p \approx 0$ の高度をさかいにして対流圏では上向きに顕熱が運ばれ成層圏では下向きに輸送されることになる。これらの垂直熱輸送によって圏界面の温度が輻射平衡できよくたんに冷たくなるのをふせいでいると考えられる。

7. $[\overline{\omega}]$ の推定

$[\overline{\omega}]$ の分布は理論的には $[\overline{w'v'}]$ や $[\overline{T'V'}]$ の緯度分布に関係している。前述のようにこれらの分布は対流圏における緯度分布とそっくりであるから、子午面循環は成層圏でも3細胞になっているだろう。第5図の点線は子午面循環の想像図である。成層圏と対流圏で $[\overline{T}]$ の南北傾度が逆であることを考え合せると中緯度の細胞は対流圏では間接循環、成層圏では直接循環ということになる。同様に低緯度と高緯度には対流圏の直接循環、成層圏で間接循環となる細胞がそれぞれ一つずつ存在する。

8. 下部成層圏におけるエネルギー収支

3. で述べたように $[\bar{u}]$ が運動量の北向き輸送によって維持されているわけであるからエネルギーは K_E から K_Z の方へ流れる。資料を用いて100mbから30mbまでの層についてエネルギー変換を計算してみると第6図に示すように 35×10^{18} ergs sec⁻¹ になる。同様に第3図の諸量を用いて A_E から A_Z へのエネルギー変換を計算

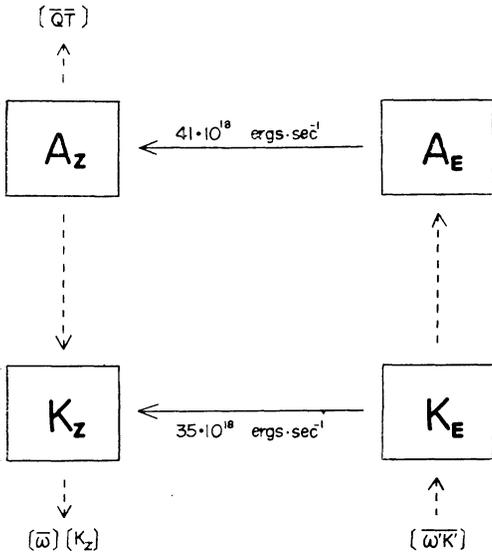
してみると 41×10^{18} ergs. sec⁻¹ であった。一方(6)において $[\overline{\omega'\alpha'}] > 0$, 即ち $K_E \rightarrow A_E$ のエネルギーの流れがあるであろうと推論した。擾乱の運動エネルギーを解消してポテンシャルエネルギーを作り出しているわけである。かくて成層圏における擾乱は対流圏から垂直輸送によって運動エネルギーの補給をうける以外にない。成層圏と対流圏の交換が重要であるというわけである。

次に Zonal available potential energy (A_z) の収支について考える。まず中緯度の直接循環により $A_z \rightarrow K_z$ のエネルギーの流れが想像されるが、いづれにしてもこの変換量は小さいので無視することにする。図にしめたように A_z は A_E から常にエネルギーの補給をうけて増加しようとする。この増加と釣り合うように A_z を減少させる機構があるはずである。いいかえると擾乱による顕熱の北向き輸送の結果 $[\overline{T}]$ の南北傾度がますます強まろうとするのを、何かの機構で低緯度をあたため高緯度を冷してやらねばならない。下部成層圏では輻射による非断熱効果は相対的に低緯度をあたため高緯度を冷すように働く。この非断熱効果が A_z の収支にとって重要な役割をはたしているのであろう。

K_Z は K_E から常にエネルギーを補給されているので摩擦で消費するか、または対流圏へ逆輸出していなければならぬ。摩擦が成層圏で大きいとは思えない。第1図と第5図を比較してみると100mbでjetの中心がある35°N付近には直接循環による下降気流があることがわかる。したがって $[\overline{w}][K_Z]$ の形で zonal kinetic energy が対流圏へ輸出されていることがうかがわれる。

要するに対流圏から成層圏への運動エネルギーの補給は差引き $([\overline{w'K'}] - [\overline{w}][K_Z])$ であるが、この値はおおよそ $[\overline{w'\alpha'}]$ に等しい。とにかく重要なことは成層圏は運動エネルギーを消費しているところであろうという点である。運動エネルギーの消費という点では地表近傍の摩擦層と対比される。運動エネルギーの生成はもっぱら対流圏中部でおこなわれ、そこから成層圏と摩擦層へ輸出している。ここで注意していただきたいのは以上の結論は完全な資料からえんえきしたものではなく多くの推論を併用して出したものであることである。将来さらに検討する必要がある。

1957年の7月から9月までの夏の状態についてはこゝでふれなかったが、本質的な違いはない。詳しくは私のreportをみていただきたい。



第6図 成層圏におけるエネルギー収支。期間は1957年10月-12月である。

参考文献

- 1) T. Murakami (1962): Stratospheric Wind Temperature and Isobaric Height Conditions during the IGY period. Part 1, N. I. T. Planetary Circulation Project. Report No. 5.
- 2) Manabe, S. and F. Möllr (1961): On the radiative Equilibrium and Heat balance of the Atmosphere. Mon. Wea. Rev. 89. 12. p. 503-531.
- 3) J.P. Peixoto (1960): Hemispheric Temperature Conditions during the the year 1950. M. I. T. Planetary Circulation Project. Scientific Report No. 4.

正野: 今の話についてパターンをやるつもりですか。

村上: 時間平均ですか。できればそうしたいと思います。

正野: 私は前から長期予報に役立つ大循環論をやるためには今までの大循環の研究の方向ではいけないと考えています。というのは乱流論がでて momentum の輸送については大体片ずいたようですがそれじゃ一体平均場はどうなんだろうということについては何も回答を得ていない。昔はむしろ不完全かもしれないけれどもそれなりに平均場ということをやった。ですから今度は新しい立場で平均場というものを説明するようなことをやったらと思う。どういう effect が働いたらどういうところに High が発達するだとか、例えば太平洋高気圧が今年発達するか、しないかという問題はその平均の太平洋高気圧の位置を説明することででてくるだろう。その一つのやり方としてはまづ平均場の運動方程式を作って disturbance の場と平均場の方程式がでてくるわけですが現在は disturbance の場の方を盛んにってるわけで今度は逆に平均場の方を実測値を与えてこつちを出そうというような逆のやり方をしたらどうでしょうか。そういうような考え方でいかないと役に立つ大循環論は出ないんじゃないかと私は Namias と話したら全くそうだと行ってました。

村上: 私もそこをねらったつもりなんですけど、時間平均場とそこを流れていく disturbance とのやりとりの問題を。

正野: かなりアメリカでも一部の人は現在の大循環論は何かもの足りないといっている人があります。

村上: あゝゆう picture とゆうものは、ゾーナルな方に関する限りはまあ修正されたとしても多少分布がちよっと値がちがうとかそういう程度でもう essence は出つ

くしたという現状だろうと思います。

山本: 今村上さんが最初に大気に与えられる energy は主として対流圏のそれも摩擦層の上の方だということから energy が摩擦層の方でも成層圏の方も伝えられるということと言われたんですが、例えば成層圏にはオゾン層が相当な熱を吸収するわけですけれどそういうことについてはどうお考えになりますか。

村上: そういう方面は弱いで片山さんにご意見を伺ったんですけど、例えば成層圏では赤道の方が冷たくて極の方は暖い、ということは不安定なわけで何かもとに戻す effect がなければならぬ。それは非断熱の効果しか考えられませんかからそういう効果は結局冷たいものを暖め、暖いものを冷すものでなければいけない。だから何か熱的に赤道地方では、暖め極の方で冷すものがあるかどうか質問したところが radiation の方でオゾン層の影響を考えられるということだったので、そのように想像しています。

山本: それからもう一つ今度は地面の方ですが、太陽からの energy は大半地面が受けるわけなのですがそれから摩擦層を通して対流圏に effect する。また大循環の変動は海の effect が大きいように思います。海と大気との interaction の問題もあるでしょうし、大気循環の研究をやるには成層圏、対流圏、海洋と三つやらねばならないと思います。

村上: そのように考えますが、大変な仕事です。

太陽活動と大循環について

根本順吉

理論的にでなく、現在季節予報の現場で、太陽活動の影響がどんな形の使われ方をしているかについて、まず考えてみたい。季節予想について、各地で行なわれた検討会の資料や記録をよんでみると、昔にくらべてその内容が大そうすつきりした、読みやすいものになってきたが、これはその考え方に一応のスジ道が立ってきたためであろう。大へん地味ではあるが季節予想は進歩しているのである。太陽活動を考慮することも、現実の問題として行なわれているのであって、そこから考えはじめることにしよう。

太陽活動が季節予想に考慮される場合、それは現象層別化の一つの基準として使われているように思う。次の三つの顕著な具体例について、その使われ方を考えてみよう。

1. いわゆる斎藤の法則 これは北日本の気温にみられる興味ある現象であるが、要約していうと北日本の気温には、太陽黒点の極大期に対応した気温の不安定期があって、最近はこの10年位の周期でくり返されているという現象である。網走気象台長斎藤博英によって見出され、北日本の管署では予想を考える場合の一つの基準となっている。

ある平均系列が黒点示数の変化に対応しているのではなく、この例に見られるように、その変動度といったようなものが対応していることは注目すべきことで、たとえば九州南部の雨量にもこのような対応が見出されている。すなわち鹿児島6、7月の降水量について調べられた結果では、その値が異常に大きかったり、また小さかったりするものは黒点の極大、極小の極値付近であり、上り坂、または下り坂の途中では変動が小さいのである。北日本の気温とは、黒点との結びつき方がちがうが、太陽活動と結びつくものは、ここでも平均値ではなく、偏りの大きさである。

斎藤の法則の場合には、これはギルス等によって考えられた大循環の三つの型に対応する可能性が大きく、総観的意味付けも可能と思われる。

2. 檜山の方法 これは凶冷または冷夏年を予想するために檜山国雄によって見出された一つの方法である。檜山によると、(a)黒点相対数(R)の年平均が55以下、(b)網走の3、4月の平均気圧が758.8mmHg以下、という2つの条件を満足する場合には北日本では例外なく凶冷または冷夏年になるという。逆に凶冷または冷夏年の3/4はa、bの条件をみす。

これは $R < 55$ の場合の冷夏年、高温年について、極東地域の複合図をつくってみると、きわめて明瞭に現われているのであって、その差異は3、4月のみならず、6、7月頃までにも及ぶが、もつともその差異が明瞭であること、時間的に3、4月の方が予想に使えるということなどから、3、4月の気圧に注目したのであった。

この考え方も、黒点極小期には大気循環に二つの大きなかたよった型のあることを暗示するものであり、これがどちらにかたよるかということが、かなり早期に発見できることの可能性を示したものであろう。

3. 台風の経路についての伊藤昌治の研究 これは現在コロンビア大学にいる伊藤が、中学時代(1951)に行なった研究である。伊藤は極東の7、8、9月の台風の経路を黒点の極大期、極小期、およびこの中間期の三つに分け、いわゆる Superposed epoch method 現在 (Key-

day analysis とよばれている)によって、台風経路の差異をしらべた。その結果、異点極小時には、台風経路は平均より大曲りするのに対し、極大時には平均より東にかたよって本邦に上陸する可能性が大きくなっている。中間期はほぼ平均状態に近い。このような経路の差異から、極小期には9月に台風が本邦に上陸する公算が大きく、また極大期には7、8月に上陸する公算が大きいことも見出した。

台風の経路が北太平洋高気圧の動静によって左右されることは良く知られたことであるが、以上の結果はやはり、黒点の状況によって大循環に差異が生じていることを示したものであろう。

以上の3例は太陽活動の変動が、大循環を伸だちとして、季節予報則にあらわれている典型的の場合である。これはいずれも現象論的整理の結果ではあるが、その機構について理論的考察を進める場合の足がかりになるものであろう。

最後に、太陽との関係が、超高層においては比較的明瞭に一对一の対応として現われているのに対し、下層に来るとその対応が悪くなってしまふ、一つの原因について考えてみたい。それは太陽活動あるいはこれの反映としてあらわれる地磁気の変動と、大循環の特性—たとえば帯状示数、蛇行示数によってあらわれされる—を対応させて考える場合に、その位相差が緯度によってちがうことである。ある特定の緯度を固定しても、その位相差が太陽活動の時期によってちがってくることも考えられるが、(あまり長い期間は資料がないので調べられないが、10年位についてならば、この関係は見出されている。)一応このことは考えないことにすると、まず高緯度地方に太陽活動の変動は20~25日おくらせて現われ、これが低緯度地方に及んでゆく、高緯度の循環は約20日後に、形をかえて低緯度にあられるが、この低緯度にあられた変動は、後にそのまゝ形で逆に高緯度地方に影響を与えるようになる。この場合は低緯度—高緯度の位相差は約10日であり、高緯度—低緯度の位相差約20日の1/2である。このように各緯度圏の循環が影響を与え合う場合の位相差が、その向きによってちがっているらしいことも、きわめて注目すべきことであらう。

以上の述べたところは約1カ月程度の変動であるが、これらをならしてしまつた年程度の変化にもまた太陽活動に対応した変動があるらしい。この場合にもその対応の様相は緯度によってちがっているらしく、例えば高緯度の蛇行指数には太陽活動と逆相関が見られるが、低緯

度ではその対応が幾分ずれた形となる。したがって異なる緯度の気圧差として求められる帯状示数の変動には、緯度による差異が加味されるために、さらに複雑したものとなる。

このような現象は大気下層において、太陽活動との関係が複雑さを加える原因の、ほんの一部を説明するにすぎぬかもしれないが、色々な機構について考察する場合にも忘れてならぬことであろう。

大気の熱収支

片山 昭

大気の熱収支の問題は今迄どちらかという放射過程に重点がおかれ、大気力学との結びつきも弱い傾向があった。それが最近、大循環の研究、長期予報の研究が進むにつれて、熱収支との関連性の重要性が再確認され、この解明に多くの人々の努力がはらわれるようになってきた。

もちろん、今迄でも、気候的な冷熱源の分布や、大循環との定性的な結びつきについて大略のことは解っている。例えば、南に熱源北に冷源が存在し、それが大循環の原動力となっているというような事は知られている。しかし大気冷熱源分布(熱収支)の時間的変動そのものや、それと大循環の変動との関連性になると定性的にもわかっていない。将来長期予報を成功させるには多くの難関を克服せねばならないが、熱収支との関連性も定量的に云々するまで発展させなければならぬ。そこでここでは、大気の熱収支の変動性はどの程度であるか?、という事に重点を置いてのべてみよう(詳しい事は気研ノート13巻、2号に掲載予定)

1. 地球の熱収支の変動性

地球(大気及び地表層)の放射過程のみによる冷熱源の分布は大気の上限での放射のやり取りで済む。これを Q_R とし、地球のアルベードを A 、上限に達する日射量を S_0 、大気の上限から空間への赤外放射量を F_∞ とすれば、

$$Q_R = (1-A) S_0 - F_\infty \quad (1)$$

さてこの Q_R は大気冷熱源 Q_A と地表層冷熱源 Q_E に分配される。大気の運動と関連して我々に最も必要なのはこの Q_A であるが、これは

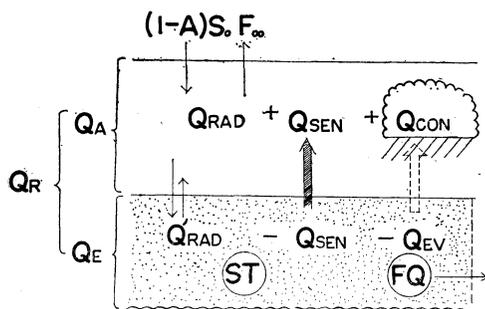
$$Q_A = Q_{RAD} + Q_{CON} + Q_{SEN} \quad (2)$$

ここで右辺第一項は大気による日射吸収と赤外放射を含めたもので一般に負である。第二項是水蒸気の凝結によ

り放出される熱、第三項は地表面から獲得する顕熱である。また地表面の冷熱源 Q_E は

$$Q_E = Q'_{RAD} - Q_{EV} - Q_{SEN} \quad (3)$$

で示され、 Q'_{RAD} は地表面での放射による net の熱獲得量、 Q_{EV} は蒸発熱である。



第7図 地球、大気及び地表層の熱収支の模型図

さて Q_R は比較的計算しやすい(簡単な実験式をもととすれば)量であり、また気象衛星により全地球的の分布が日々得られるのも、そう遠くない情勢にある。それに Q_R は Q_A の源でもあるから、この変動性がどの程度かを知ることも興味がある。 Q_R の分布は特に雲の状態変化により多大の変化を受けることが期待されるが、片山がモデル大気により求めた実験式をもととして、緯度平均

第1表 緯度平均雲量が0.1増した時の Q_R の変化。
 $L+M$ は下層雲と中層雲の平均雲について、 H は上層雲に対するもの、 Q_R はノルマルの値、単位は $ly \text{ day}^{-1}$

緯度	1 月			7 月		
	ΔQ_{L+M}	ΔQ_H	Q_R	ΔQ_{L+M}	ΔQ_H	Q_R
0°	-8	32	72	-7	30	45
20°	4	38	-75	-8	34	100
40°	8	30	-170	-11	30	181
60°	15	29	-275	-10	27	171
80°	14	24	-284	2	39	163

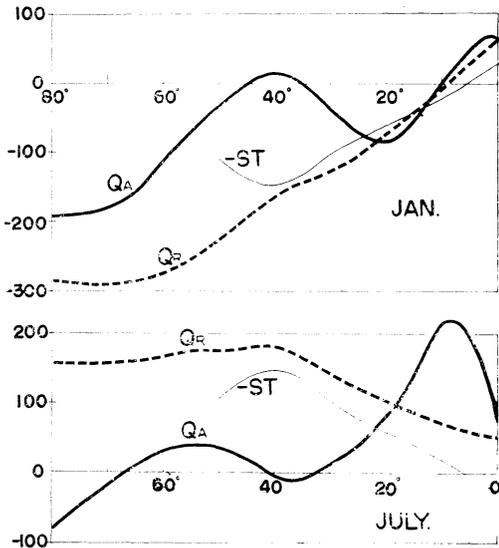
雲量が0.1だけ増した時の Q_R の変化量を示したのが第1表である。これを見ると低い雲の効果は小さいが、上層雲の場合低緯度では3割以上の変化を Q_R にもたらすことがわかる。ところで雲型毎の統計は困難であるので、全雲量の緯度平均の変化を約3カ月しらべてみたところ、旬平均位でも低緯度で0.1程度、中緯度で0.3程度の変化が認められ、緯度平均 Q_R の時間的変化はかな

り大きい可能性がある。

しからばこの Q_R の変化がそのまま Q_A の変化に反影するであらうか？ Q_R と Q_A の結びつきは次の関係で示され、そう簡単なものでない。

$$Q_R - Q_A = Q_{EV} - Q_{CON} + ST + FQ \quad (4)$$

こゝで ST は地表層（主として海洋）の熱貯蔵量の変化、 FQ は地表層での水平熱交換（主として海流）を示し、 $Q_{EV} - Q_{CON}$ は地表から蒸発した水蒸気が他の区域に移動して凝結する効果を示している。これらの過程は Q_R の大きな変動を減衰させる効果をもっているようである。例えば、第8図に Q_R と Q_A のノルマルの南北分布を示したが、 Q_R の分布は冬と夏で全く異なるにも拘らず、 Q_A の分布の特徴はあまり変っていない。第2図には海洋の ST の大雑把な推定値をのせてあるが、 Q_R の可成りの部分が ST により補償されることがわかる。とはいえ Q_A に何等かの影響があることは否定できず、また Q_A の僅かな変化も大気大循環の変化に大きくきいてくる可能性がある。それ故 Q_R を中心とした研究は気象衛星による放射観測資料の集積にとまない、一つの主要課題となることは疑いない。



第8図 大気冷熱源 Q_A 地球冷熱源 Q_R の南北分布 ST は海洋による熱貯蔵の効果を示す 縦軸の単位は ly day^{-1} 。

2. 大気熱収支の変動性

大気の運動と密接に関係をもつ Q_A の変動性は、最も重要な事柄であるが、一部をのぞいてあまり論議されていない。こゝでは Q_A を構成する3つの要素について簡

単にのべよう。

(1) Q_{RAD} ……これは雲、気温、水蒸気量やそれらの垂直分布に依存するが、時間的変化に対してはやはり雲量の効果が大きく、日射の吸収は雲量にあまりよらないが、赤外放射による冷却量は上雲量が0.1だけ増すと $40 \sim 50 \text{ly day}^{-1}$ へる。(下層雲層の時は 10ly day^{-1} 位ふえる) すなわち Q_R と同じく、上層雲量の変化はかなりの変化をもたらす得る。

(2) Q_{CON} ……凝結熱は Q_A の分布の特性を決める上で最重要な因子であるが、その時間的変化も他の気象要素とくらべて極端に大きい事が知られている。例えば日本近辺の月降水量の変化をみても、 100mm 程度の年々の変化が存在する。これは約 200ly day^{-1} に対応し、 Q_A の絶対値が 400ly day^{-1} 以下であることを思えば、その変動が如何に大きいかがわからう。

(3) Q_{SEN} ……この量は地表付近の大気の気象要素にも依存するが、こゝでは地表面の状態変化に関連した事にのみに限って考えてみよう。地表層の熱収支の有様は海洋と大陸で非常に異っている。地表層の冷熱源 Q_E は地表層の熱貯蔵の変化 ST と水平熱交換 FQ とバランスする。熱容量の大きい海洋では、 ST の効果は非常に大きくまた海流のつよい場所では FQ も無視できない。ところが大陸では ST も FQ も小さく、 $Q_E = 0$ 即ち熱平衡の状態にあると考えてよい。それ故、大陸上では例えば日射の吸収の減少(増大)、蒸発量の増大(減少)または地表層の融解(凝結)などは、すぐに大気に放出される Q_{SEN} の減少(増大)にひびく可能性が強い。以上の事を考慮して、Houghton (1958) がしらべ、変化も大きく、広い面積で相当期間つづく可能性のあるものを選択した結果次の4つが得られた。

- 表面水温の anomaly……表面水温に $\pm 1^\circ \text{C}$ の変化があると $15 \sim 45 \text{ly day}^{-1}$ だけ Q_{SEN} が変る。一般に海洋で数度の anomaly が現れるのは稀ではない。
- 大陸や海洋の凍結限界の変化……海洋上で凍結がおこると Q_{SEN} は0に近くなる。また大陸では土壤水分の凍結(融解)のためにはかなりの熱量放出(吸収)が必要で(日に $80 \sim 150 \text{ly}$ で数日間)それが Q_{SEN} の増大(減少)をきたす。故に凍結限界の場所的、時間的変化が重要になってくる。
- 中緯度における降雪時期の遅促……地表のアルベードの変化に関係したもので、地表が雪でおおわれるとアルベードは60パーセントもふえる。高緯度では冬季日射量自身が少ないのでこの効果はきかない

が中緯度ではこの効果は大きく、最大 180 ly day^{-1} の日射吸収量の変化が起りうる。即ち中緯度の初積雪の時期のずれは Q_{SEN} に大きな変化をもたらす得る。

- d. 湿潤帯または緑地帯の乾燥帯あるいは砂漠への変化……蒸発に関する効果で、この様な場合蒸発熱は 200 ly day^{-1} もへりこの程度の Q_{SEN} の増大をもたらす。

Houghton は以上のもの、大循環の変化にきく可能性のあるものとしてあげたのである。

以上で不十分ながら大気の大循環の分布に大きな変化をもたらす可能性のある要素をあげた。とはいえ一足とびに雲と大循環、地表面の状態変化と天候との間に単純な相関関係が見いだされるかどうかは疑問である。例えば海洋の状態変化の重要性は多くの人々により研究されてきた。その努力にも拘らず、現在に至るも保存性のある相関関係は得られていない。我々はこの様な早道を捨て、まず第一に大気の大循環分布の変化と大循環の変化との関係を充分解明することに努力すべきであろう。

なおその前に、我々は大気中の冷熱源の分布を正しく評価する方法を確立する必要がある。一般に、その方法には、(2)式の各項を計算する直接法と、熱力学の式から剰余として求める力学法の2種ある。朝倉・片山はノルマルに対し、準地衡風近似による力学法と直接法で北半球の分布を求め比較を試みたが、その両者とも多くの欠点が存在することがわかった。現在どちらかといえば、直接法の方が妥当な結果を与えているが、今後、旬、月程度の Q_A を求める事が必要になってくれば、information の少なくてする力学法に頼らざるを得ないと思う。力学法の難点は、 ω の正しい評価が仲々難しい事であるが、この点を早急に解決する必要がある。

正野：力学法というのは、

片山：熱力学の式の剰余項として熱を求める方法です。

正野： ω の計算の時に気層をどういうふうに分けましたか。

片山：私達がやりましたのは二層で非常にラフなものです。

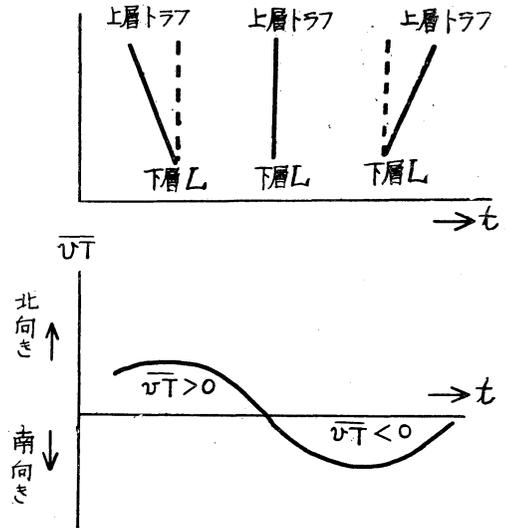
力学的及び熱力学的方法による 長期間の予報について

岸保勘三郎

1. 熱源冷源のない大気運動

1962年8月

地衡風近似の成立つ大規模なスケールをもった長波について問題を考えてみる。長波が東西方向に伝播していく時、大気のもっているバロクリニックという性質のため、上層トラフと下層トラフ或いは下層低気圧との関係は第9図のようになっている。下層低気圧の成りはじめの初期には、上層トラフは一般流の流れに対して後面にある。上下の気圧の谷で示せば、軸が後方に傾向している。この時は上層トラフの前面に暖気があり、しかも上昇流があるのでエネルギー収支としては、ポテンシャルエネルギー (P) が一部解消して運動エネルギー (K) となる。俗にいう下層低気圧の発達期に対応する。時間と共に上下の軸が前方に傾いて、エネルギー収支は $K \rightarrow P$ となって下層低気圧が衰弱していく。これを顕熱輸送の面から考えてみると、第9図のようになっている。 $\overline{vT} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} vT dx$ で、 $\bar{\cdot}$ は東西方向の平均を示している。 v, T は夫々風速の南北成分及び気温を示す。



第9図 トラフ上下の傾き

もし冷源熱源のない大気を考えると、第9図のような運動の最終期には $\int_0^{\tau} \overline{vT} dt \doteq 0$ (τ : かなり長い時間) 即ち南北方向に顕熱の輸送が何一つおこなわないことになる。しかし実際の気象では、太陽放射による余分な熱について赤道から極に向けて一方的な顕熱輸送がおこなわれている。

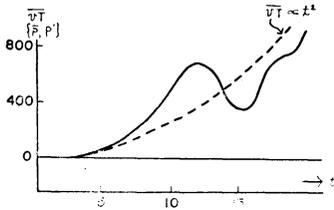
2. 冷熱源を考えた大気モデル

バロクリニック大気に熱源を考えた場合の運動は、Phillips によって示された (1956)。熱源として時間に関して一定なもの (赤道が熱源、極が冷源) を与えた

め、 \overline{vT} の時間に対する変化は第10図のようになっている。時間と共に一方的に増大するもの(点線)と第9図に示した周期的なものとの混合型になっている。

このような不自然さを除くために、最近では熱 Q は

$$Q_{\infty}(T^* - T)$$
 と与えられるようになった。ここで T^* は放射平衡温度。

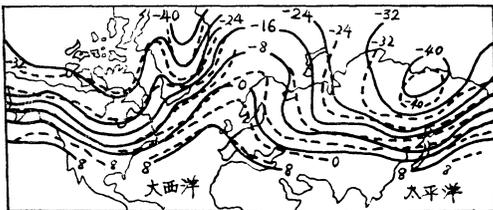


第10図 顕熱輸送

あまり昇温すると自分自身で放射の量を調節させるようにしたモデルである。しかし現在用いられている Q は、放射学の立場からみると実に単純なものである。例えば、放射が波長に無関係といった灰色体の仮定、雲等による影響は全く考慮していないこと等。片山等の資料をみても、海面蒸発、雲量分布が Q の値に大きく影響していることは事実である。しかし、今迄のように、力学は力学、放射は放射といった独立な取扱いから、両者をむすびつけた研究が行なわれはじめた点は大きな進歩だと思う。この線に沿った初歩的な大循環の問題として、クロバトキン(1957)の例の一つあげておきたい。彼は上下の放射平衡の関係式と、東西方向の一般流をもった大気の線型運動方程式とを併用し、定状解として第11図のような地上気温分布を求めた。地面での境界条件として、海面と陸地とで差を取入れた点が興味のあることである。

3. Q の推定その他

これからは大気中の Q の分布をくわしく知る点が大切になってくることであろう。ここでは Q の直接測定についてはふれないで、間接的な推定の仕方についてふれて



第11図 実線(実測) 点線(計算値)

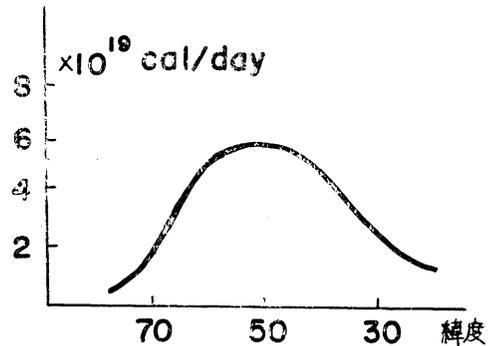
みたい。一番簡単な取扱いとして、東西方向に平均した定状な運動方程式を考えてみる。風速の東西及び南北成分を夫々 u, v, f をコリオリーのパラメーター、鉛直 k 速度を ω 、安定度を S とすれば次の関係がえられる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial y}(\overline{uv}) + f\overline{u} &= \overline{F} \\ \frac{\partial}{\partial y}(\overline{vT}) + S\overline{\omega} &= \frac{\overline{Q}}{cp} \\ \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{\omega}}{\partial p} &= 0 \end{aligned}$$

ここで cp は定圧比熱、 F は摩擦力で最後の式は連続の関係式である。普通は第2の式を用いて \overline{Q} を推定しようとするけれども、 $\overline{\omega}$ を求めなくては行けないという難点がある。上述のような三つの関係式を用い、更に $\overline{\omega}$ を消去すれば、 $\overline{uv}, \overline{vT}, \overline{F}$ の函数として \overline{Q} が求まる。即ち

$$\overline{Q} = Q(\overline{uv}, \overline{vT}, \overline{F})$$

ここで \overline{F} を \overline{u} の適当な函数(例えば $\overline{F} \propto \overline{u}$)とすれば、 $\overline{u}, \overline{uv}, \overline{vT}$ の分布から求めることができる。第12図



第12図 Q の緯度分布

には、Mintz(1955)の作った $\overline{uv}, \overline{vT}, \overline{u}$ の資料(1月)から $\int_0^{\infty} \overline{Q} \rho dz \times 2\pi R \cos \varphi$ (R :地球の半径、 φ :緯度)を緯度の函数として求めたものである。直接的な方法で求められた中緯度の大体の値 6×10^{19} cal/dayと同じ大いさのものがえられている。

上述の関係式からもすぐ分かるように、 \overline{Q} と $\overline{uv}, \overline{vT}, \overline{u}$ 等は線型の関係になっていない。逆に言えば、今かりに \overline{Q} が $\Delta \overline{Q}$ だけ変化しても

$$\Delta \overline{Q} \rightarrow \begin{Bmatrix} \Delta \overline{uv} \\ \Delta \overline{u} \\ \Delta \overline{vT} \end{Bmatrix}$$

と配分されてしまう。その配分は線型的な単純なものではない。このように考えてくると、更に $\Delta \overline{uv}, \Delta \overline{u}$ 等の

変化量を求める問題がおきてくる。そのためには、 $\Delta\bar{\omega}$ を求める必要がある。このような推論をおしすすめていくと、更に \bar{u}^2 , \bar{v}^2 , $\bar{\omega T}$, \bar{T}^2 ……等12コの量及びそれに付随した12コの関係式を除く問題になってくる。いづれにしても、このような大気の運動物についての基礎的な研究が日本でも組織的に行なわなくては行けないと痛感するわけである。

山本：真鍋さんは今岸保さんが言われたことをやろうとしてるわけなんです。たゞそのためには真鍋さんの考え方としては、放射の項は比較的正確に計算できる。その方をきちっとしておれば後の方が楽だ。両方ともあやふやなものばかり一杯あるとどんな結論がでてきても後で困るのでということでした。やはり最初放射の方をきちつとやられたらよいと思います。

岸保：外国では太平洋と太西洋の問題とか大陸と海洋の関係などやったのがあります。真鍋さんもやりましたが今アメリカに行ってます。日本でそういうものが一つでもやってあるということは我々の understanding に非常に progressivive じゃないかと思ひます。人のやったことのみを見ると真意がつかめないうえです。

〔総合討論〕

正野：大循環のこの種の研究をやるには今の 704 では capacity が足りなくて問題を部分的にとりあげるとかあるいは非常に simplify にしてしまうということになります。例えば真鍋君のようなことをやるにはどうしても 7090 を入れるということが絶対に必要だと私は思うんですけど、気象学会の問題としては提案してはいかゞでしょう。この種の研究は力学だけではいけないし radiation だけでもだめでいろいろ combine しなければいけませんからどうしても必要だと思ひます。

それから高橋さん長い間長期予報をおやりになって太陽活動と対流圏との関係をずい分お調べになっていらっしやるんですが、太陽の変動がどうして対流圏の変動に影響するかというメカニズムが非常に難しい問題だと思ひますが何かアイデアがあれば教えて下さい。

座長：いろいろ調べてみますと統計的根拠から確かに関係であると考えられます。しからばその間のメカニズムはどうかというと実は残念ながらこれといういゝアイデアがないのです。たゞ言えることはよく言われるように太陽の energy そのものが熱に変るといふのはなくて、むしろ間接的な影響が大きいんじゃないかと考えます。現象論的にみると太陽活動がさかんになると多少時間の

おくれがあるが南北の混合が盛んになるという現象があります。もう一つは中緯度では低気圧の数がふえる。そういうことを考えてみると例えば Jet があってそこに何かちょっとした disturbance が入って不安定化する。その disturbance は何かということですが一つ考えられのは上空の方で corpuscular shower がある程度影響する。もう一つ考えられるのは太陽活動だけでなく例えば流星雨のようなものも大分効くといわれています。それから火山爆発の影響が考えられます。そういうことで何か分らないけれども凝結核か氷晶核かそういうものが効いて雨を降りやすくする。そしてそれが大気の中の condensation の仕方を変えて低気圧が発生しやすくなるというようなメカニズムが考えられるんじゃないかと思ひますが、はっきりした根拠がないので何とも申しあげられません。

山本：成層圏の異常昇温の問題について Polar Vortex が破壊されて下降気流ができて異常昇温がおこるといふますけれどあれが solar flare の起きた暫らく後でおこるといふのは何故だろうということがどうも分らない。あの時オゾン量が増加するんですがそれは一つの現象の同じもので、というのは下降気流が強くなるからということでは分るんだけど flare がおこると暫らく後になぜそういうことが起るかということが分らないのです。こういう現象がある、こういう現象もあるといつてかなり分ってきたことでもその間の関連が分らない。これはやっぱり力学的に考えてみることも必要で正野さんなど Vortex の大家にぜひ考えてみてもらいたのです。

正野：それが全然分らないので困っているのです。

宇田：山本さんにお伺ひしますが、IGY のヘルシキの発表の時にバンアレンベルトの発表があって太陽からの Particle が沢山飛んでくる場合に superstratosphere の方に温度の変化が起ってそれが圧力の変化となつて下の方に及ぶということですがそのように了解してよろしいでしょうか。

山本：そういうことがまだ分らないんです。上の方の影響は非常に小さいと思ひます。普通電離層というと 100km から数 100km までであるといふますが、その気圧は 10 のマイナス何乗 mb でそれを地上の大気に縮めてしまえば数 cm が数 10 cm 位しかないかなり薄つべらなものでしょうからその影響がどのように下の方に伝わるかということとはよく分りません。

正野：沢田さん、上の方の気圧の変圧の変動がそんなに下へおよぶんでしょうか。

沢田：結局理論的にいゝますと境界値問題で上と下がバランスをとるためにどんなに total mass が小さいからと云って無視できるものではないと思います。たしかに都田さんのように成層圏の異常昇温というものは対流圏のブロッキングによってひきおこされるという見方もあります。つまり成層圏の方が二次的な現象だとする見方ですが私は必ずしもそう思いません。少々飛躍してそのことに関係あるかどうか分かりませんが、結局長期予報というものとは地球大気全体のゆっくりした変動を調べるということであるならばそのゆっくりした変動に合うような方程式を地表面と大気上限の boundary condition でとけばいゝわけです。ある heat source ということはありましようけれども、下の方は皆さんもいろいろお調べのことでそれは別として上の方は一般に非常に無関心な状態ではないかと思えます。80km 付近のメソポーズとか上の方を考えると上に向かって温度が昇ってゆきます。今まではどこかで等温層があってまもなく宇宙空間につながる exosphere というものを考えたのですが最近では太陽の大気が一番外側のいわゆる太陽コロナを地球の方まで延長してきています。太陽コロナの温度というものは地球の距離においても非常に高いのですがその高温のところえ冷い地球というガスの球が入りこんでいるような恰好になっています。したがって 80 km のメソピークからずっと太陽コロナの方に温度が昇りつきりになっているようなモデルを考える。すると太陽コロナの方から熱エネルギーが conduction によって流れこんでいる。それは非常に小さい筈ですが長期予報のように週期の長い変動にあてはめますと無視できないんじゃないでしょうか。最近極地方の 80km から 60km 位のところで冬に非常に温度が高くなる現象が下降気流と微粒子輻射の mix したもので説明されているようですがでも全体から考えて上の方の conduction による熱エネルギーということも殊によったら無視できないんじゃないかと思えます。それは上の方が効くという立場からであって、もし効かないというのであればこういうことは問題ないわけです。

寺田：先のお話でもだいたい海の方が問題になりましたが確かに海の方はいろいろな資料がありませんし資料としても不十分なものが多いと思います。ご承知のように海の方は観測点が少なく船その他を使ってやっておりますが、WMO では各国にそれぞれ気象業務ということ観測を依頼して規定もしてありますがその規定なるものが必ずしも学問的にマッチしたものであるとは云え

ません。日射のようなものは非常に重要ですが海上ではやっています。今度海洋上での観測を30年間の統計をすることになっており、これは日本も相当部分を担当することになり、かなりの金がかかります。しかしその企画はWMOの執行部の事務的な人が考えた案であってその統計の element が必ずしも学問的にいゝかどうかは別問題です。WMO というところは少くとも海洋関係では大体船乗りが多く気象の学問的なことはあまり知らないのです。そこでアメリカや英国の気象学会とタイアップして学問的にもう少しうまくついて、どういう観測がほしいとか、どこでどういうことをしたらいいとかそういう suggestion を学会としてやっていただくように希望します。

宇田：東北の凶冷の場合私の調べた限りでは必ずしもアリューションの大低気圧が冬に特別に発達している。それが非常に顕著な前兆であると思うのですが、そのメカニズムがよく分らないのです。結果的にみると勿論その場合にシベリア高気圧が強くなれば gradient が大きくなるから Northerly wind が強く当然冷い水が東北の沖へ多く運ばれることにもなるし海面が冷えるとうことは、結果としてなるのですが、最初にアリューション低気圧がどうしてあのように非常に深まるかとうことについて大陸が必ずしも冷えたからとかゆうことになるとその点私非常に疑問です。その前に海洋の方に何か変化があるのか興味をもっているのですが何か別の説明の仕方が general circulation の方からお持ちであろうか。もう一つは北太平洋高気圧にも変化があるらしく center of action が南の方に shift している。またそれだけでなく最近ビャークネスの本などを見るとやはり赤道帯の方も関係しているようで相当広い範囲に変化が起っているのではないかと思います。何かお考えを聞かせていただきたい。

座長：それは大循環とゆうような大きなスケールで解析すればいゝんじゃないかと思えますけど、一つにはやはり海洋も関係しているでしょう。

正野：和田さんの Zonal Index や岸保さんの Potential energy の問題に関係してくる。

和田：それはアリューションだけではなく北半球では御承知のようにアイスランド Low と二つあって、私共は極低気圧と呼んでそれらの動向を長期予報で問題にしているわけですがそれがどうして発達するかとうことになると私からは何とも言えません。

村上：お答にならないと思いますが action center と

ゆうものを我々は地形や熱分布の効果と考えていたわけですが、地形とするならばヒマラヤの影響で風の強さが変わったとか、風が強くなれば下層のトラフつまりアリュージョンが発達する。それならば上層の風がなぜ強くなるかという問題になるとそれには available potential energy から zonal kinetic energy に転換しなければならぬ。そのためには熱が変ってくるだろう。

つぎの考察はアリュージョンとかアイスランド Low というのは移動性低気圧の墓場で、一般に occlude して今まで貯めてきた kinetic energy をあのような stationary 擾乱に与えるということです。そういう意味では擾乱の kinetic energy がその年に特に沢山あったという印象もないではない。もしそうだとすればその年の高低気圧の数が多かったのか又は強かったかということだと思うのですがそういうことがなぜおきたかということになるとやはり熱の問題になり、結局一つは下げたところまでは分ってもその先はよく分らないということころじやないかと思えます。

山本：これまで気象の方は海洋の方の変化を変えないし海洋の方は気象を無視してやっていたようで今後は海陸の interaction ということが重要になってくると思うのです。素人的に変えると何か気象の方にある変化が起るとそれが海の方に影響を及ぼして海水を普通の状況とちがって流す。そうすると水の方は持続性が強いから一旦そういう現象が起ると今度はそれがその後の general circulation に何か変化を及ぼしてくる。僕はその方の専門家ではないけれども今後 general circulation の変動を研究する人はそういうことを考慮すべきだと思います。

宇田：もう一つお伺いしたいのは先程どなたかのお話で台風の経路がある期間には西の方によっているがある時期には東の方によるということでした。台風は北太平洋高気圧の縁を時計周りに廻るということでその縁の張り出し方に直接関係があるように思っているのですが一体そういう北太平洋高気圧の fluctuation をリードしているものは何であるかということ、これはかなり重要な問題だと思いますが、私、海の方の関心に興味をもちまして何かそういうものと関連がありはしないかとかねて注意しているのです。

高橋：これも仲々むづかしい問題で簡単に答えできないことですが根本さん何か。

根本：それが分ればいいよと思っているのですが、こういう見方もできるのじやないでしょうか。平均した map

を見てみると 0° と 180° の線で非常に左右シンメトリーにきれいにできる時と、それは季節によってちがいますが東経 90° を境にしてシンメトリーにできる時とあります。それがどうしてかよく分かりませんがそういうことが関係して台風の outfing とハリケーンの outfing が非常によく対応していることは田辺さんや久米さん渡辺和夫さんなどが調べられましたなぜかとなると分かりません。それから私の方の小堀さんがやったのではやはり現象だけですが太陽活動が盛んな時と盛んでない時の高気圧の輪廓を沢山画いてみると片方は非常に安定であるところにかたまってしまう、極小の期間はバラバラになってしまうという結果を得ています。それがどういうわけかよく分かりません。

馬場：大循環と熱の問題でいろいろ具体的なお話があったようですが私が南氷洋を航海して感じたことを申しあげます。1961年から1962年の南半球の夏は南緯 60° から南では非常にゾーナルな流れが卓越しました。たゞ南半球の場合は南北に連った観測点があるのは $170^\circ E$ と $60^\circ W$ 位のものではつきした Jet というものは解析できません。地表の天気図から低気圧の経路などで推定すると例年に較べて緯度にして $2^\circ \sim 3^\circ$ 北偏しています。従って寒気の北上が例年より強かったわけですが、一方実際に航海して表面水温を観測すると極海域に近くなるとバックアイスがあって低温ですが、北上するに従って非常に温度傾度の大きいところがあります。船で1日というのと大体300哩ゆきますがその間に 5° も 6° も水温が昇ります。その場所と天気図から推定した平均 Jet というかゾーナルな流れの強い位置は割合、よく一致しています。それが年によって大気の方が北偏していればその位置も北偏するという関係がおおいようです。私の場合それは大気大循環の傾向につながっているから漁場をそれによって探す方法がありはしないかという見方をとっております。

もう一つの問題として南極大陸の周辺は海水が凍って氷原ができていますがその面積が印度洋付近の、割合いに南極大陸の海岸線が単調なところでも緯度にして約 $6^\circ \sim 7^\circ$ もできています。それがロス海になると 16° 位もあります。よくロス海は低気圧の墓場と云われ、いわゆる北半球のアリュージョンのようなものに対応されていますが、このバックアイスのとけ方が非常におそい年は低気圧の墓となりません。これは地上だけの問題で上層の関係はいろいろ変ってくると思えますがとにかくそういう現象がおこります。

それからもう一つは外的な要素で大循環が変わるとすれば南半球でも北半球でも同じように変わるのじやないかと単純に考えまして Zonal Index を較べてみると北半球の海洋の部分例えば太平洋地区と南半球の同じ地域では大体1~2半旬位の time lag で割合よく合っています。常にはありませんがそういう例がよく見られます。以上何かご参考になれば幸いです。

和田: 先程の山本先生のお話に関連するのですが、長期予報というのは大気環流を通してどうして年々作用中心が変動するかということなのですがその点考えられることはヒマラヤの地形的に westerly に及ぼす影響と雪の多寡が熱的作用で及ぼす影響、それにもう一つは海洋です。ご承知のように東北の長期予報は昔海洋を非常に重要視しました。しかし海洋はある程度東北の夏の低温に作用しますけれどもやはり本当の低温というのは高緯度から南下する寒気によるものだというは我々予報者の現在考えていることでして、その点決して海洋を無視しているわけではありませんが今のところ高緯度の解析に重点をおいてやっております。

関原: 上層の影響があるかないかということについて私最近得ました一つの統計的な結果を申しあげます。アラスカ、アリューシャン地方に発生した 300mb 付近のトラフが地磁気のインデックスの非常に大きな時から3日後に発生したトラフはそれから5日位たつと非常に発達し易いということを Hight Altitude Observatory の人達が言ってますけれど、これは気象の方の専門家に必らずしも全部うけいれられているとはいえないのですか、私が I G Y の観測資料について1957~1960年までのオーロラゾーン付近のオゾン量について同じような統計をとりましたところ大体それを裏書きするように、Ap インデックスが非常に大きな時から8日目あたりにオゾン量が非常にふえております。そういうことはやはり上の影響があるんじゃないかと私には思われます。

山本: さつき村上さんが言ったように対流圏の影響が成層圏に及ぶという歴然とした証拠も輻射の方であるんです。これは私アメリカから帰る時にコロラドの High Altitude Observatory に寄った時、コロラド大学のロ

ンドンという輻射屋さんが言ったことですが、ロンドンがオゾン量の世界中の地域分布を丹念に調べたところ Planetary wave と非常に類似した分布をします。気流が北から南にくるようなところにオゾン量が多く、南から北にゆくところは少い。これは成層圏の 30~40 km 位まで対流圏の影響が明らかに及んでいる証拠だと見られます。しかしオゾン層はやっぱり相当な熱源だから僕としては同時にオゾン層の熱源としての価値を認めてもらいたいと思ってさっきあんなことを言ったんです。

沢田: 及んでいるということは支配しているということではなくてカップリングがあるということではないですか。

山本: そうですね。

正野: 高気圧、低気圧の域内でオゾン量の変化があるということは昔からいわれてますがね。

山本: それと関連があるわけですね。

座長: まだいろいろ御意見があると思いますが最後に現場の方から何か。

安藤: 長期予報も数値予想的に延長するという方法がよいけれども実際の現象ではかなり単純に変動することがよくあります。例えば非常に規則正しい週期的変動が現われますがこのような単純な変動の時期を撰んで気象学者がこれに関連した要因の説明に精力を注いでいたゞくのも一つの道と思います。それによって長期予報的に重要である因子も想像がつき現業的にこの種の思考を充分活用できるようにになれば長期予報も一段階進むだろうと考えます。

座長: 私共長期予報では現場の方に重点をおいてやるわけですがまだ非常に手探りで分らないことが多いけれども少しづつは進んでいます。今日のお話を伺いしてもずい分昔とは変わってきたなという感じがします。今日の話題も大循環は勿論ですが超高層だとか海洋だとかいろいろでまいてましてそれはこのようなことが長期予報の大きな問題じゃないかと考えます。このような研究がどんどん進んで長期予報が発展することを願ひましてこの会を閉めることに致します。

《訂正》 Vol9, No 7 の総会議事録のうち (a) 239頁左4行目 (II) 評議員判定についてを評議員制定についてに、(b) 239頁左26行目 (8) 学会費受賞者……を学会賞受賞者……に、(c) 239頁右. 質問 (?氏) を質問 (小沢氏) に、243頁 第11期理事会議事録の本文左. 19行目 B 会員 会費年額金 2,300 円を納める者の金額を 2,400 円に訂正願ひます。