

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロース ベッター

第6巻 第1, 2合併号

—— 目 次 ——

天気予報における予報官の位置 高橋浩一郎 1

成層圏と対流圏の力学的関連について

—— 最近の理論的研究の展望 新田 尚 10

最近の長期予報検討会とその問題点 和田英夫・朝倉 正 39

最近の長期予報の成績 長期予報管理官付調査係 46

気象衛星による放射測定値から計算された

全地球の熱収支について 飯田睦次郎 60

1967年10月

L. F. グループ

天気予報における予報官の位置

高 橋 浩 一 郎

私が気象庁に入ってから80数年の年月が立つている。早いものである。天気予報の技術も随分変化し、気は若いつもりでいても、年寄りの冷水といわれる年代になつたようである。編集子の求めに応じ、最近の感想を述べさせて頂くことにする。

まえがき

いつの時代でも、天気予報というものは悪口をいわれるものである。先日気象庁で天気予報精度の向上に関するシンポジウムが開かれたが、大体どれもいままでいわれて来たことであつて、これという名案はなかつた。悪口をいわれるのは予報官の宿命かもしれない。

さりながら、戦後も20年をすぎ、日本の気象事業もいろいろの点で激変期に入つて来ている。戦後の科学技術の革命的進歩の影響は気象にも及ぶ、遠隔測器、レーウイン、気象レーダーの出現、人工衛星による気象観測、電子計算機による数値予報の現業化、ファクシミリ、テレビによる予報の周知、天気予報電話等、観測、予報、通信等全く隔世の感がある。これにともなつて気象学、天気予報の技術も大きく進歩した。予報会報の説明を聞くとそれがよくわかる。

しかしである。それにも拘らず天気予報の適中率は目立つほど向上してはならず、場合によると後退しているのではないかと疑われるような場合もある。これはどうしたことであろうか。悪口をいわれるのは予報官の宿命ではあるかもしれないが、やはり時には反省してみる必要があるのではなからうか。天気予報が当たらない原因はどこにあるのだろうか。これを直すのにはどうしたらよいか。私なりに少しく考察してみたい。

予報の限界、決定論的予報と確率的予報

天気予報が科学の進歩に拘らず、その予報の精度が思うほど向上しないのは、いろいろの理由はあるが、もつとも重要な理由は気象そのものの本質にあり、また予報そのものの本質にあると思われる。元来、大気現象そのものはきわめて複雑なものであり、その中には時間的に、空間的にいろいろなスケールのものを含んでいる。これをすべて一様に、全部を含めて取り扱うことは不可能である。

また、天気予報は生活に密接に関係したものであり、使う目的によつてスケールが違う。たとえば、極端にいうならば、航空に際しては、一般に飛ぶ時間が短いので天気を持続性が相当に信頼出来、したがつてルートに沿つての気象の実況把握で充分である。予報はいらない。この点では、戦後の気象技術は大きく貢献しているように思う。

これに対し、一般サラリーマンには、朝家を出て、夕刻家へ帰るまでの天気が問題である。すなわち約12時間の通勤区間（おそらく50 Km ぐらいであろう）の天気が問題である。この場合

にも、天気を持続性が予報として有効につかわれるが、12時間となると四日に1回くらいは持続性が使えないことがある。たとえば夕立があるかないかなどの天気変化の予報が必要となる。

そして、このような予報になると現在では、否かそらくながい先までも大気現象の特質からみて確率的に予報するばかりはないであろう。

このようなことと関連し、つきにふれておきたいことは、予報の方法のことである。予報の方法を分析してみると、基本的には二つの行き方があると思う。一つは数値予報によつて代表される決定論的な行き方であり、いま一つは経験を基礎とした統計予報によつて代表される確率論的な行き方である。現在広く用いられているシノプティックな方法は、いわば、これら二つの方法の中間的なものであり、いろいろな種類の方法を総合するという点に特徴がある。この点で、いま一つの予報の方法として区別した方がよいかもしれない。理論家は一般に決定論的な行き方を好み、世間も決定論的な予報を望むが、少しく分析してみると、大気現象の本質からみて、すべてをこれでおし通すことは不可能である。

いまではよく知られているように、たとえば数値予報による予想天気図には限界があり、どんなに途中の計算が正確であつても、初期条件のきわめて僅かの違いが予報値に決定的な影響を及ぼし、10日～20日ぐらいが予報の限界になつている。また、台風の移動の予報の限界を調べてみると、進行方向で10度ぐらいはどうしてもならないようである。

ただし、このことはシノプティックな現象を日の単位で予報することが不可能であるということとで、統計的な状態まで予報出来ないということではない。またメソ・スケールの現象となると予報期間はぐつと短くなるであろう。一般に気象現象の空間的スケールと、その寿命とはほぼ比例関係にある。たつまきのような、数100mの現象では寿命は数10分の桁であるのが、高、低気圧のような数1000kmの現象では、数日となる。大体1mの長さに対してほぼ1分の桁である。したがつて、低気圧のような、目に見える現象を追跡する限り、予報の限界はきわめて近いところにある。

これを突破するためには、たとえば一つ一つの積乱雲などの生ずる状態まで予報することを考えなければならない。しかし、これは現在の数値予報の方式では不可能である。誤差が生ずるのは、現象を記述する方程式そのものではなく、むしろ境界条件の変化が効いてくるものであり、また、凝結のような微妙な現象が入ってくるからである。したがつて、決定論的な解は出せない。しかし、この場合にも確率的な解は求められる可能性があり、また現象を統計的に解析することにより、確率的な予報は可能となる。また、シノプティックな方法により、帰納的に幾つかの実験的法則を求め、これによつて確率的な天気予報の精度を高めることは可能であり、現に行なわれている。これは現象のスケールからみると、スケールの大きい現象の寿命が長いことを利用し、スケールの小さな現象との相互作用を統計的に処理をして予報を出すということである。

もちろん、統計的に処理するとはいつても、単に経験的なものばかりではなく、大気物理学の基礎知識が基礎となることはいうまでもない。すでに言いふるされたことではあるが、類推的な

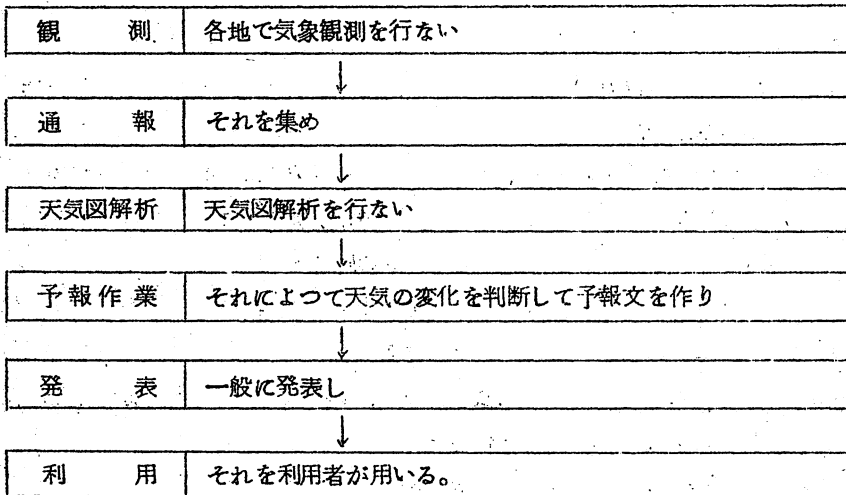
方法と帰納的な方法は車の両輪であり、お互いに対立するものではなく、お互いに相補うべきものである。

予報の組織と相乗効果

つぎの理由としては、予報作業組織の総合的考察の欠陥があげられると思う。元来、天気予報は総合的な組織によつて行なわれるものであり、予報の適中率、予報の効果は各部の効率の相乗作用によつて定まるものである。各部分のうちの一つだけをいくら改良しても、ある限度以上は最終結果には響いてこないものである。

これで思い出すのは、去年の相続く重大航空事故に際し、航空機の性能と人間の能力のアンバランスが指摘され、航空においては機械 — 人間の全体のシステムとして安全性を考えるべきであることが強調されたことである。工学関係でも人間の問題が大きくなり、人間工学という学問の分野が生れてきている。このことは天気予報についてもいえると思う。

天気予報を一つのシステムとして考えると、それはつぎのブロック・ダイアグラムのように表現出来るであろう。



利用者が精度の高い天気予報を用いて効果をあげるためには、この各段階において正しく処理されることが重要であり、その最終的效果は各段階の質が相乗的に働き、決して相加的に働くものではない。これはつぎのように考えれば明らかである。

たとえばたつた観測では、ほかが如何によくとも、正確な天気予報とはならない。通報がなければ観測があつても天気予報は出せない。天気図解析が悪ければ予報も悪くなるし、予報の判断が悪ければそれまでである。発表がなければ利用はされないし、発表した天気予報が正しくとも、利用者が用い方を誤ればこれでもいけない。したがつて、これら全体のバランスがとれた運営が行なわれなければ、全体としての効果はあがらない。部分的な段階がどんなに良くとも、

ある段階に悪いところがあれば、決して効果はあがらないのである。

私の感じでは、現在この組織の中で、一番おこなっているのが予報作業である。なるほど、電子計算機が導入され、数値予報が予報作業に大きな進歩をもたらしたことは事実であるが、これは極端にいうならば、天気図解析であつて、予報そのものではない。もちろん、天気図解析は、戦前の予報官の一つの大きな仕事であつて、数値予報導入、数値解析などは、この点で大きく予報官の労力を軽減したが、天気変化を判断するという点では、引きつづき予報官の感が重要である。

もつとも、ここで感というのは正確ではない。予報官が判断をする場合、決して感だけにたよっているのではなく、学んだ気象学の知識はもちろん、長年の経験を基にして幾つかの判定基準を作り、それによつて判断をするわけである。しかし、それは一般にはつきりと定式化したものではなく、また、それらの法則は必ずしも一環したものではない。時によると二つ、または三つの矛盾した予報結果がえられることがある。たとえば、台風の進路予想の場合、転向するならばこの進路をとるだろうし、転向しなければこの進路をとるだろう。しかし、転向するかどうかは判定しにくいという場合もある。このようなぎりぎりの場合には、予報官の能力、経験をもとにした感がものをいってくるのである。

予報官の役割り

さて、予報の組織で一番おこなっているのは予報作業である。といつたが、このことは予報官が気象技術の進歩に無関心であると非難をするのではない。少なくとも現在では、この部分は機械にまかすことの出来ない、人間がもつとも活躍する予報の要となる部分であることを指摘したいのである。そして、ここでは予報官の技能が天気予報の精度には重要な役割りを演じて来る。科学的な予報では、主観をなくし、人間の感に左右されないようにすることが一つの理想であるが、これはあくまで理想であつて現実ではない。予報官の技能が天気予報の精度を左右する一つの重要な因子になつているのが現実である。

さて、予報の大きな組織において、予報官の任務には大別して二つある。

第1は、気象状況の変化の正確な判断であり、

第2は、気象状況の変化を大衆に適切に周知することである。

第1の正確な判断はすべて計算機にまかすべきであるという考えが強いが、少なくとも現状では全面的に計算機にたよることは不可能である。現在、計算機による予報はモデルによつて行なつており、天気そのものが計算されるのではない。モデルには現実のすべてが入つていないから、モデルにかからないことは予報出来ない。また、計算機に入れる資料には情報の誤りがある場合があるので、ある判定基準をつくつて捨ててしまふ。ところが、場合によると、判定基準が通用出来ない場合であつても、捨ててはいけなことがありうる。とくに、これは異常現象の場合に多い。たとえば、夏季洋上の観測資料がない地域に一本の気象電報が入つたとき、しかもその通報中で風、気圧が異状の場合、これは電報の誤りか、あるいは台風などが第

生したためかの判断をしないといけない。この判定は、機械的には、はなはだ難かしく、捨ててしまうことがあるが実は予報上はもつとも重要な情報で、予報官の良識が大いに活躍してもらわなければならない点である。もつとも、最近では人工衛星からの情報も入るようになり、海上の観測資料も多くなつて来たので、この苦勞は減つたが、戦前は海上の資料が乏しく、このような点に予報官の腕のふるいどころがあつたのである。

つぎに、現在の数値予報はシノプティック・スケールを取り扱つており、メソ・スケールにまで及んでいない。このスケールでは昔と変わらず予報官の判断にまかされている。集中豪雨がどこに降るか、夕立があるかないかなどは予報官の判断にまかされている。なるほどレーダーがこの目的に用いられるが、これは現状把握で明日の予報には用いられない。この判定には、大気の安定度、湿舌の有無、流れのパターンなどいくつかの根拠は出来て来てはいるが、主観的なところが多く、確率的にしかいえないのが現状である。

つぎの情報の問題も難しい。とくに警報では対策をとる時間を計算に入れないといけない。台風が来るのが日曜日とか月曜日になると予想された時、土曜昼すぎとなると一般の職場は休みとなることが多いので、警報の適中率などがあまり高くなくとも、早目に出して対策を勧告しないと防災がうまくいかないかもしれない。とくに、防災対策の組織がととのつて来た今日、情報の出し方に対する注意が昔よりはるかに重要になつて来た。防災気象官が必要になつて来たゆえンである。

このようにみえてくると、予報官の技能が予報の精度に大いに関係することは明らかである。そして、予報官も人である以上、いろいろの環境に支配される。もつとも、一口に環境といつてもいろいろあり、職場の部屋の状態、職場の雰囲気、私生活などいろいろある。今の時代、精神力を問題にするのは時代錯誤という人もいるかもしれないが、気象人、とくに予報官の精神力は大いに問題とすべきである。大分古いことであるが、藤原先生が予報者の心得というのを昭和8年の測候時報に書かれたことがある。少しくながくなるが、味わうべき点が多いので、その要点を次節に引用してみよう。

予報者の心掛けと心得

1. 心掛け

- 1 時世に遅れないこと。このためには書物や雑誌で学問の進歩につねに注意して行くこと。
- 2 天気の局地性に通暁すること。このためには書物だけではいけないから、その土地の天候の癖に注意を怠らず、観察及び統計によつてその土地固有の天気法測を打ち立てること。
- 3 予報の成績を常に吟味し、とくに不中の場合の原因を探究すること。
- 4 他人の予報をも注意し、他山の石とすること。
- 5 虎の子を作らぬこと。予報上会得するところがあつたならば、それを集誌にでも時報にでも発表すべきで、これを虎の子として秘密に保持するのはよくない。

2 心得

天気予報は天文学により暦を作るように全然理論のみから演繹できるものではない。どうしても七分の学理に三分の直観を加えなくては行けない。三分は八卦のようにただ気持できめる外はない。また、よい材料はあつても、それを総合して判断するのに二日も三日も考えるわけには行かず、ただの10分間位に決断しなければならないから、この判断についての心理を充分に心得て誤りなきを期さねばならない。判断や直感と共に人間の極めて微妙な能力に属するもので、ほんの僅かの故障もこれに影響し勝ちである。天気予報でも良い予報は魂の入った予報である。魂を入れて予報する場合に始めて心得も必要になるのである。

1 身体を健全ならしむること

2 精神を健全にすること

3 予報期間中はなるべく予報のみを仕事として、他事に携わらぬこと

4 遊戯に凝つてはいけな。すべて精神を強くひくものはいけな

5 同じ意味で研究ものもいけな。研究は楽しみなもので、また凝りやすいものであるから、研究と予報とをあわせて行なうのは弊害がある。

6 睡眠不足はいけな。ねむい時には良い予報は出ない。

7 予報前の酒はよろしくない。

8 心を動かさぬこと。これはむしろ平常心掛けて精神修養し、心の動かないように錬磨しなければなかなかできないことであるが、とくに注意を要することは、

a 世間の毀誉に動かされないこと。

b 観兵式だとか、正月だとか、その他特別な催しのある日などに興奮してはいけな。

c 台風のような場合はとにかく興奮してはいけなものである。とくに落ちつく必要がある。

d 予報の失敗した場合にも心を乱してはいけな。

e 自分の前に出した予報に引きずられてはいけな。

f 他人に注意された時に影響を受ける人とあまり受けない人がある。すべて心が動かない時には言つてもらつた方がよく、間違つたことは採用せず、しかもひよつと見落した点などを指示されて有益のことがある。しかし、人は言われてそんなことはおれも気がついているぞと言ふような気の起る人は、他から容喙して貰わない方がよい。

g 自分なり、世間なりの都合のよい方へ引きつけられてはいけな。

h 当否は眼中におかず、心配することなく、ひとえに虚心平気で天気に対すること。苦心なしに自然に予報がすらすらと決定する場合は大概上出来である。

i 予報に際しては奇功を狙つてはいけな。

j 自分の発見した法則、前兆等を買ひ被るな。

9 天気図に対しての心得

a なるべく自分で電報を記入すること

▷ 気圧の変化、雲の状態、風向の変化、気温の分布、上層気流等はたとえ好晴の連続したさいでも、なお注意を怠らぬこと。

○ 前日からの天気の変る速度を必ず数量的にみること。

△ その年、その年の天気の癖をみること。

10 必ず空模様をみること

11 発表の心得

a 自分の力の範囲を確認してその埒外に出ないこと

▷ 前に出した発表となるべく調和を保つこと

○ 冗長ではいけないが、解り悪いのはいけない。また自分だけ解つても他人に誤解される文句はいけない。なるべく口調をよくすること。

△ 世間の気持を斟酌すること。たとえば、干天つづきの時には世間は、雨を強く望んでいる。このような時には驟雨という言葉は非常に注意を要する。しかし、予報者において、一旦しつかりした見込がついたなら、もつとも明瞭にそれを言い切るのがよいので、そのような場合には予言の信用を高める。

以上が概要である。時代が変れば心得も多少は変つてくる。たとえば、天気図に対する心得は現在ではそのままでは通用しない点もある。天気図に自分で記入するというのは、こうすることによつて気象状況をしつかり頭に入れるという意味であつて、フアクシミリで天気図が送られてくる時には別の方法をとる必要があるだろう。また、注意すべき補助図はうず度の分布、大気の安定度など現在ではいちじるしく増加して来ている。

しかし、その精神はいまでも変りはない。

戦後、民主主義が風靡し、精神主義、しごきが悪くとられ勝ちになつた。すぎたるは及ばざる如しで、決して全面的に礼讃するのではないが、あまりにも物質主義、きまになるのもどうかと思う。予報官の仕事はある点碁や将棋の勝負師と以ている。彼らの世界はきびしい。負ければそれまでである。いいわけはきかない。予報官も同様であつて、天気予報をはずせばそれまでである。まして暴風警報の場合などは、その良し悪しで多くの人命、財産が左右されるのである。その責任は重い。このような世界では、最後の段階では小手先のことでなく、精神力にかかつて来るのであつて、藤原先生の心掛け、心得は現在でも生きていけると心得るべきであろう。

天気予報は観測資料が充分にあり、それを解析する技術が発達すればするほど、適中率の高い予報が出せるはずである。したがつて観測網の充実に努力すべきである。しかし、不思議なことに、かえつてそのために予報がはずれることもある。戦後の観測技術の進歩により、台風の動きがよくわかるようになり蛇行のような刻々と変化する動きがつかめるようになった。しかし、かえつてこのため刻々の動きに気がとられ、一般的な動きがわからなくなり予報をはずす場合もでて来た。観測網の密度が充分でないからといつて、予報がはずれてよいといういいわけにはならないと思う。少ない観測資料でも、相当の予報は出せるものである。私の経験で恐縮であるが、

終戦後1月ほどして来た枕崎台風の例をあげてみよう。

この台風の襲来する前日、1945年9月16日10時の枕崎台風に対する中央気象台の警報の要点はつぎの如くであつた。

「発達した台風720mm-Hgが東経130.5度、北緯28.5度にあつて、毎時25kmの速さで北北西に進行中。明朝南大東島北西方に達し、その後次第に北北東に転じ、18日朝九州または四国に、19日には奥羽東岸に達する見込」

実況では17日15時に枕崎に上陸し、最低気圧687.5mm-Hgを観測し、その後広島、輪島付近を通り、18日午後には奥羽東岸に達した。時間的にはやや早くなつたが、進路はほぼ予想通りである。

この台風は時期的にみて、また気圧配置からみても予想が割合立てやすい場合であつたが、当時は終戦後1カ月ほどしかたつておらず、中国、朝鮮の気象通報はなく、海上の観測資料もほとんどなかつたことを考えると、警報としてはきわめてよく、現在の警報とくらべても遜色はない。むしろ現在から見ると翌々日の状況にまでふれており、大たんすぎる予報といつてよいであろう。

これと反対の例は昭和24年6月20日のデラ台風の場合である。当時は行政整理の真最中であり、精神的に動揺の大きいときであつた。20日の12時、沖縄の東方にあつた台風は北東に進行していた。6月の台風であるし、気圧配置からみても当然本邦の南沖を北東に進むものと判断し、警報もその線で発表した。しかるに、意外に速度を増し、21時頃、屋久島付近から北に進路をかえ、九州に上陸、23時には鹿児島を通過、翌朝は対馬海峡に出てしまつたのである。

このため、北九州、中国西部は、注意報から警報への切りかえがおくれ、暴風雨襲来直前ということになつてしまつた。このためかどうかはしらないが、周防灘において青葉丸が台風にまき込まれ、沈没するというはめになつた。翌日新聞でこのことを知つた時のつらさはいまでも忘れられない。

後になつて調べてみると、速度を増し、北に進む理由はあつたように思う。そして、当然、これも考えに入れて警戒すべきであつた。それが精神的な動揺のため、固定概念にとらわれ、失敗をした例といつてよいのではなからうか。

また、こんな例もある。戦後はいろいろな予報当番の勤務制が試みられた。当時は主任予報官は何日が続けることが多く、勤務に入つてからの日数によつて予報の適中率がどう変化するかを調べてみた。それによると、初めの日、次の日、三日目と勤務が続くと適中率は少しずつではあるが上昇する。しかるに四日目となるとぐんと下ることを知つた。これは、はじめのうちは現在の天気変化になれてくるので適中率があがるが、四日目となると疲労するので、適中率が落ちることを意味するものであろう。とにかく、勤務編成なども予報の精度に影響するのは事実である。

予報資料の整備

以上予報官の任務、予報官自身の修養を強調したが、このことは予報精度の向上の責任をすべ

て予報官にまかせてしまえばよいということを意味するものではない。予報官が適正な判断を下すためには、予報官自身の教養修練も重要であるが、それと同時に

1 適正な判断をしやすい環境におくこと

2 判断の資料をととのえること。

の二つの点が必要なことをあげておきたい。この点が現在一番おくられているように見えるからである。環境が悪ければ、適正な判断をしにくいのは明らかである。もちろん、予報官自身の修練で相当に克服は可能であろうが、いろいろの雑音の入るところでは判断しにくい。現在のように大部屋の人の多いところで判断するのは決してよい環境ではない。暑いところ、寒いところも望ましくない。わずらわしい雑用もなるべく避けたい。

しかし、これも行きすぎると、予報官が温室育ちとなつて欠点が出てくる。しばしば、予報官が浮世ばなれして、機械的な予報文となり、世間の批判をかうことがある。また、机上の計算にばかり気がとられ、実況がおろそかになる場合がある。また、現実問題として、台風が襲来した時などは、雑音をさけるわけには行かず、こんな場合に頭が混乱するのも困る。実は、このような時にこそ予報官の冷静な判断が重要になつて来るのである。

つぎの判断の資料を整えることは、誰も考えることであるが、現実にはなかなか実行し難いことである。ワーク・シートは必要であるがなれてしまうと、つい面倒になり、おろそかになり勝ちなものである。また過去の天気図も備えておきたいものであるが印刷天気図では大きすぎ、また適当な索引がないので、欲しい天気図を捜し出すのに苦労する。予想に用いるいろいろな図表も添えておきたいものであるが、使っている間に汚れたりして駄目になる。交替制をとつている予報官はこれを取り代えることをしないで、結局なくなつてしまう。したがつて、予報官はいつも徒手空拳で奮闘することになるのである。

予報精度を向上させるにはこのような点も改善する必要がある。機械があつても、ほうつておけばさびてしまう。新しい機械が出来ればそれに代る必要がある。このようなことを考え、それを実行する係を作ることが組織としては必要のように思われる。

む す び

以上一般的な感想のようなことを述べた。くどいようではあるが、終りに人間の重要性をいまだ一度強調しておきたい。

戦後科学技術がいちじるしく進歩し、機械が人にとつて代るようになった。天気予報なども、世間の人は電子計算機の良いものさえあれば、人はいなくとも出来るものと思つているらしい。確かに機械にまかせることが出来るものはまかせた方がよく、その方が人間よりはるかにすぐれている点もある。しかし機械を使うのは人間であつて、機械が人間を使うのではない。天気予報を機械にやらせてしても、使う人間が駄目ならばやはり駄目である。従来の天気予報の精度向上には、機械のことばかりが強調されて、この点があまり省りみられないような気がしてならないのである。

成層圏と対流圏の力学的関連について

—— 最近の理論的研究の展望 ——

新 田 尙

1. はじめに

グロース・ベツターのバックナンバーをひっくり返してみると、筆者の手許にある分の中からもだけでも

相原正彦氏：成層圏と対流圏との関連について（理論的研究の現段階）第2巻第3、4合併号

伊藤 宏氏紹介：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（陳隆勲著）第3巻第3号

北原英一氏紹介：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（by K. Labitzke）第3巻第3号

太田盛三氏紹介：成層圏と対流圏の大気環流における相互作用について（孫 淑清、陳 隆勲、葉 篤正共著）第5巻第3号

という具合に、成層圏と対流圏の相互の関係を扱った論文が熱心に紹介されている。本当のネライは編集部にきいてみないとよく分らないが、いづれにしても、近年における高層観測のめざましい発展の結果、我々の大気科学についての視野が著しくひろげられ、これまでのような対流圏を中心にした対象から次第に超高層にむかつて対象の範囲がひろげられてきたことも軌を一にしているのは事実である。そしてよく知られているように、今では大気圏内に対流圏、成層圏、中間圏、熱圏、外圏とつゞく夫々特長のある循環系が存在していることが明らかにされている。ではそもそもどういう理由でそういう大気のいくつかの層が存在し、夫々に力学的、熱力学的の特長があるのか、という点については筆者の力に余る話題だし今回のテーマから少しそれるから、こゝではふれないことにする。本文ではそういう事実をまづ受入れた上で当面の話を対流圏と成層圏それも主に下部成層圏とにおける循環系についてのみ限るとしよう。また取上げる循環系の擾乱も規模が大きくて周期も数日のオーダーの、所謂気象学的波動（惑星波）に限るとしよう。対流圏と成層圏にわたる重力波の伝播の問題も興味あるものだが、こゝでは取扱わない。所でこうした惑星波（planetary wave）は、バランスした運動で、その波の運動を記述する運動方程式の中の加速度の項が相対的に小さく、主として気圧傾度力とコリオリ力が卓越して釣り合い、結果として惑星波は地衡風の関係を良い近似で満たしている。

さて後で詳しく紹介するように近年対流圏内の循環と下部成層圏内の循環が、実は深く結びついていることが次第に明らかにされてきた。即ち平均状態としては下部成層圏内の循環はエネルギー的に対流圏によつて維持されていることが数値解析的な立場から示されてきたのであ

る。その意味では両者は殆んど単一の循環系をなしているともみなしうる。それが最近、対流圏と下部成層圏との相互関係が注目されてきた理由のひとつだと思ふ。一方従来は、天気予報に関して主として対流圏の循環が取り上げられてきたし、対流圏内の循環が依然として天気予報上主要な因子であることに変わりがないとはいえ、航空機が成層圏をますます高く飛行するようになってくると下部成層圏も直接予報の対象になつてきており、また長期予報技術との関連で成層圏の存在が実用上無視できないとされてきている。

さてこうした事柄を別の角度から眺めてみよう。地球大気の運動は、回転する球面上にあつて重力の作用でとゞまり、絶えず最下面において地球表面と影響しあい、頂上面では太陽からの放射をうけ又赤外域で宇宙空間に放射を出している、そういう流体中に実現する運動だといえる。一般的にはあらゆる時間、空間のスペクトルをもつた運動が考えられるが、その中で惑星波に関しては高層にいくにつれて静的安定度の増大によつて波長の非常に長い波即ち地球をとりまく波数1乃至4位の超長波が卓越する。大気科学の対象が対流圏の運動から次第に上層大気中の運動へとひろがるにつれて超長波の問題が注目されてきたのは当然のことといえる。但しこゝでいうのは超長波が天気図上主として卓越しているようだという意味であり、それよりも短い波長の波を無視してもよいという意味ではない。

さてこの超長波の水平面内の動静に着目すれば、それは超長波の移動といったことに関連してきて気象力学上興味深いことと筆者は考えるが、それについては電計室有志発行のOMEGA (Vol. 6, No. 2, 1967) で一応のまとめをしておいた。所で他方、惑星波の振巾が垂直方向にどのような分布をするか、どのような鉛直構造を有した解になるのか、ということも問題であるが、これがとりもおさず大気中の成層間にみられる波の鉛直伝播又は鉛直の相互作用をあらわすことになる。例えば、今もしある解があつてその解が与える振巾が鉛直上方に向うにつれて急速に振巾を減じるような場合は、上下の層の間の力学的相互作用は殆んど期待されないといえる。

こういうと至極当たり前のこととしてきこえるかもしれない。実際我々が観測するすべての気象現象は上に述べた意味での方程式を適当な境界条件と初期条件の下に解いた答に外ならないからである。しかしこゝで特に強調したいことは鉛直の相互作用とかエネルギー伝播とかいうことも特別な現象としてそれだけとり出して論じているとみるよりも、要するに大気の運動を3次元的に理解する上でのひとつの試みであつて水平方向の運動を論じることとあいまつて鉛直方向の運動を論じることと相当すると考えた方がすつきりするという点である。

次に言葉の問題を少し考えてみよう。例えばエネルギーの鉛直伝播 (Vertical propagation) という言葉が屢々用いられる。原水爆実験の時に励起される内部重力波の伝播などの場合はきわめて鮮明な物理的イメージを描くことができる。また大規模な山脈系や熱冷源によつて励起される波動の内では気象学的波動をみると、それを励起するエネルギー源から、エネルギーを鉛直上方に輸送したり、場合によればそのエネルギーが反射されたりすることが考

えられ、やはり一つの物理的現象として実感を伴うようだが、例えば非定常波によつて対流圏から平均状態として擾乱の運動エネルギーが下部成層圏に補給されている現象などは、どちらかという対流圏の影響の上方への浸透 (penetration) とみた方がよさそうである。所で本文の題名に“力学的関連”という言葉を用いたのは、以上のことを考えた上で力学的、熱力学的立場からひろくみていくためである。

さて大気成層間相互の関連を問題にする場合、一年を通じて、或いはある季節を通じての相互作用の平均状態を討論の対象とする行き方と、個々の日、或いはごく短期間の平均値に表われる相互作用の状態を対象にする行き方とが考えられる。後者の場合は普通特に顕著な現象、例えば冬の成層圏に起る突然昇温をとりあげて詳しく調べるといふようなことが行なわれている。

本文ではなるべく観測的な事柄を参考にしながら最近の理論的研究を展望し、成層圏と対流圏が主として力学的にどう関連しているのかについての筆者なりのイメージをまとめてみたいと思う。順序としてはまず平均状態からみて行くことにする。最初に数値解析による平均状態の観測結果を展望し、次に理論的立場から定常擾乱、続いて非定常擾乱による相互作用を眺める。最後は個々の状態をみることにしその例のひとつとして突然昇温時の相互作用をみていくことにする。

なお総観解析の立場から調べられた相互作用の観測事実については今回はふれないことにする。既に西側関係の論文では、たとえば、

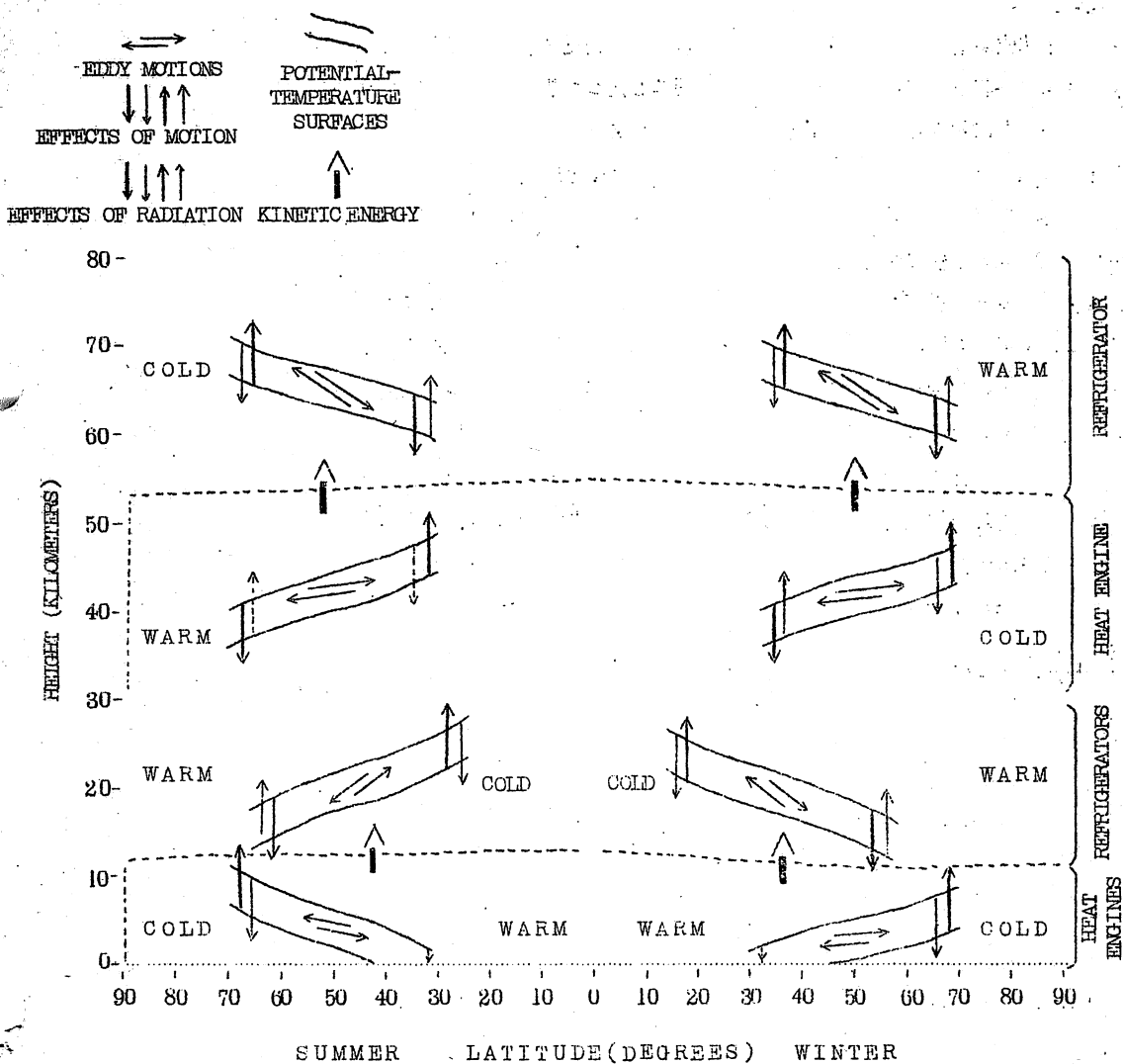
今田 克氏の紹介：対流圏と成層圏の相互作用気象研究ノート第12巻第1号、1961があるし、他方中国やソ連関係もいろいろな研究がみられる。前者については

中国科学院地球物理研究所気象研究室：大規模な天気過程に関する諸研究 天気第11巻第4号、1964を参照されたい。

上記以外の参考文献は文末に列挙した。

2. 数値解析による観測結果

第1図はアメリカのMITにいるNewell (1963) が、これまで直接にデータを解析したり、間接に放射性物質を追跡したりして調べられた上層大気の特長ある循環等の様子をまとめて模式的に表わしたものである。夏半球、冬半球をとばず対流圏では低緯度に熱源、高緯度に冷源があり、大気の循環が丁度“熱機関”のように熱冷源によつて駆動されている。他方下部成層圏では温度の南北傾度が対流圏とは逆になつており、しかも熱輸送はこの傾度に逆つて行なわれていて、丁度冷い部分から熱を奪つて暖い部分に与える“冷蔵庫”のような関係が存在している。つまり運動エネルギーから位置のエネルギーに変換し、最後には放射によつて宇宙空間に放出される訳である。家庭の冷蔵庫に電力がいるように、この自然界の冷蔵庫にも動力源が必要である。それは図でもわかるように下部成層圏をはさむ上下の層から境界面を通して補給



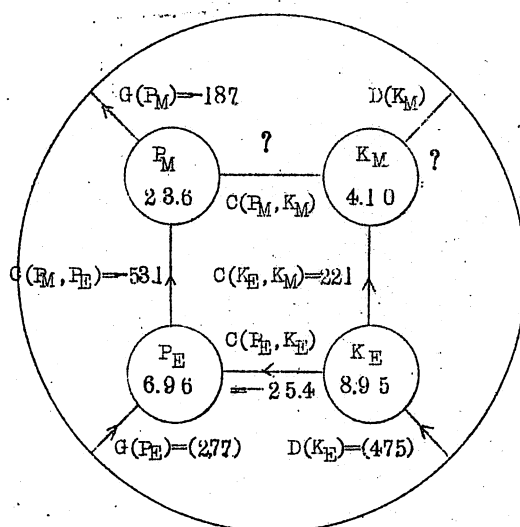
第1図 "熱機関"と"冷蔵庫"。上層大気の観測上の特徴に対応したもの。熱機関は熱源から冷源にむかつて熱エネルギーが単純に流れている領域を占める。その過程で運動エネルギーは大気中の渦動という形で解放される。熱機関では、これらの運動は放射によつて基本的に決定づけられる温位面の傾斜をなだらかにする。冷蔵庫にあたる所では熱エンジンから補給された運動エネルギーが動力源となる。(Newell 1964)

されているに違いない。

このことも含めて下部成層圏の energetics を明らかにするため、Oort (1964) は、下部成層圏のエネルギー収支を初めて一年間という長期にわたって調べた。そして擾乱の運動エネルギーが平均的に常に対流圏から下部成層圏に輸送されていることを明らかにした。Oort は8か月平均した天気図からエネルギー量を計算したため、彼の求めた数値は小さい。しかし実際のデータを長期にわたって処理した例としてはこれ以外に知らないで引用した。第2図は100—30 mb 間の気柱に関して一年間の平均のエネルギー流を示したものである。この気柱を下部成層圏だとみなすと、そこでは対流圏から擾乱の運動エネルギーを受けとり、それが帯状流の運動エネルギーと擾乱の available potential energy (以下便宜上位置エネルギーという) に変換され、最後には平均の子午面内温度勾配に逆って擾乱が熱を輸送するために帯状流の位置エネルギーへと変り、最後は放射によって破壊されている。

所でこゝにもうひとつ面白い仕事がある。それはアメリカの Kung (1966 a と b) の計算で、北アメリカという限られた領域内で風と高度について丁寧な解析を行ない、地表面から50 mb 面の間を20の気圧層に切つて運動エネルギーの dissipation を求めた。即ち運動エネルギーの時間変化の式を北アメリカ上で平均して

$$-\overline{E} = -\overline{\mathbf{V} \cdot \mathbf{F}} = \frac{\partial \overline{K}}{\partial t} + \frac{1}{A} \oint_C \mathbf{V} \mathbf{K} \cdot \mathbf{m} ds + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega K} + \overline{\mathbf{V} \cdot \nabla \phi} \quad (2.1)$$

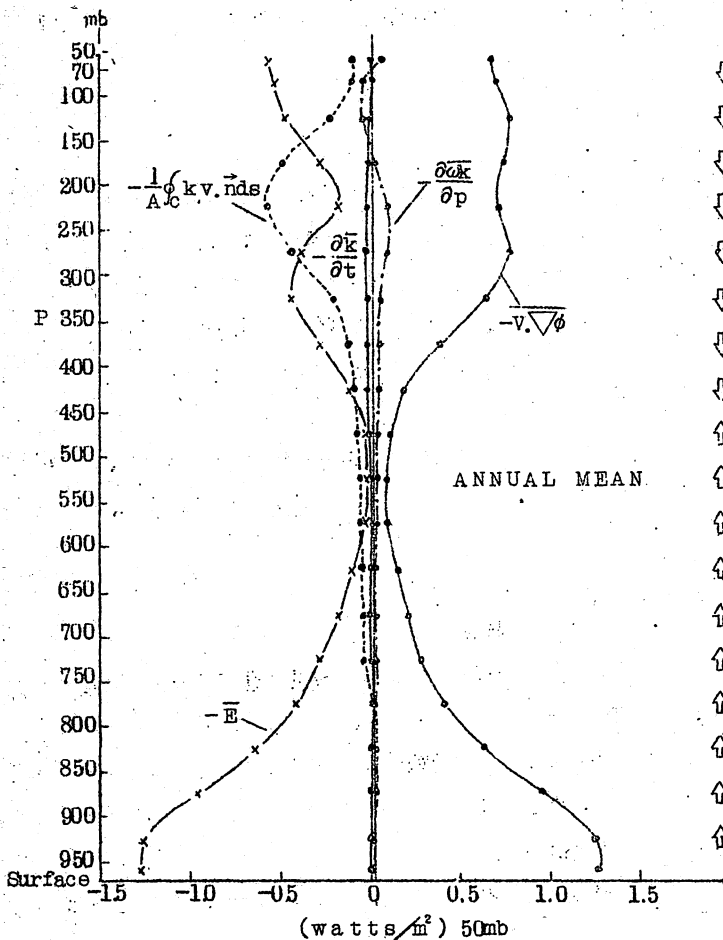


第2図 一年間にわたる平均(1957年7月から1958年6月まで)のエネルギー流のダイアグラム。気柱は100—30 mbの部分、領域は北半球全体エネルギー変換量の単位: 10^{18} erg. sec⁻¹。エネルギーの単位: 10^{25} erg、括弧内の数値は他の観測から要請されるバランスに必要な量 $G(P_M)$ は Davis の放射データから計算したもの。(Oort, 1964)

なる形にし、実測の風や等圧面高度のデータから右边を計算し、その残差としてdissipationを求めた。右边の第1項は運動エネルギーの局所的時間変化、第2項は水平面内の出入り、第3項は鉛直輸送、最後の項は水平気圧傾度力のなす仕事による運動エネルギーの生成を意味している。彼の仕事は、今回のテーマからみるとどういうことになるだろうか。運動エネルギーの鉛直fluxの発散 $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega k}$ は直接、対流圏と成層圏の相互関係を示すし、気圧のなす仕事は連続の式（附録参照）より

$$-\overline{\nabla \cdot \nabla \phi} = -\overline{\nabla \cdot \nabla \phi} - \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega \phi} - \overline{\omega a} \quad (2.2)$$

とあらわされることから、この $-\overline{\nabla \cdot \nabla \phi}$ の垂直分布をみていくことによつてgeopotentialの鉛直flux $\overline{\omega \phi}$ の発散 $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega \phi}$ や位置エネルギーと運動エネルギーのやりとりの項 $-\overline{\omega a}$ の垂直分布に対して、ひとつの示唆を与えることを意味している。即ちこれらの項



の効果があいまつて
 ↓ 対流圏や開かれた系
 ↓ としての下部成層圏
 ↓ における運動エネル
 ↓ ギーの時間変化に寄
 ↓ 与している訳である。
 ↓ (こゝで各項の前の
 ↓ 符号をマイナスにしたの
 ↓ は $\partial k / \partial t$ に対する
 ↓ 寄与という立場から
 ↓ みるためである。) Kungは一年に及ぶ
 ↓ 資料を駆使し、日々
 ↓ の変動、季節変化、
 ↓ 年平均と一貫した立
 ↓ 場で処理している。
 ↓ 第3図は年平均の
 ↓ プロファイルであるが、
 ↓ $-\overline{\nabla \cdot \nabla \phi}$ が対流圏
 ↓ 下層の境界層附近と
 ↓ 圏界面附近とで顕著

第8図 運動エネルギーの鉛直プロファイルの年平均。(1962年2月から1963年1月にかけて。)矢印は ωk の方向を示す。(Kung, 1966)

なことは注目に値する。運動エネルギーの鉛直 flux ωk の発散 $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega k}$ そのものは無視できるくらいに小さいが、気圧のなす仕事の方は、間接的に geopotential の鉛直輸送効果が、対流圏と下部成層圏を結んでいることを暗示している。なお Oort も Kung も夫々実測の資料を生かして駆使しているから、定常性擾乱、非定常性擾乱、双方の影響が含まれている。なお Kung の計算では、毎日毎日について計算した上で平均しているので、Oort の 8ヶ月平均値からの計算より数値的には大きい場合が期待されるし、惑星波に対してはより正しい評価を与えるだろう。

さて以上のように平均状態として対流圏と下部成層圏がどう影響を及ぼしあっているかが徐々に明かにされてきたが、それでは個別的な例ではどうだろうか。中でも冬季の突然昇温はそのメカニズムを明らかにする上からも注目を集め、かなり沢山の数値解析的研究が行なわれてきた。詳しいことは後節で述べるとして、突然昇温時の下部成層圏と対流圏の相互作用の特長は昇温の起る直前に多量の運動エネルギーが対流圏から圏界面を通して下部成層圏に輸送されていることである。

3. 定常擾乱による相互作用

前節でみた数値解析による観測的事実の中には、大気中の定常、非定常擾乱すべての効果が同時に存在している。一方夫々の効果を区別してみることも、我々の理解を深める為には有効であろう。しかし実際には実測値を定常波と非定常波とにわけ（相互作用を理解するという目的にあうように）のむづかしいため、理論的な評価しか出来ない現状である。数値解析の仕事が本格化して対流圏と下部成層圏の関係も、そのひとつの結果として明らかにされる以前から、既に理論的研究が行なわれていた。

大規模な惑星波の運動を記述するにふさわしい支配方程式系については、数値予報の発展と共に次第にその体系が明らかにされてきた。即ちよく知られているように、

- I 準地衡風近似の方程式系
- II 一般的なバランス（釣合）近似の方程式系
- III 最も一般的なブリミティヴ方程式系

がその代表的なものである。なお方程式の具体的な表現は巻末に一括して掲げた。

大気の運動状態、熱的成層状態をモデル化した後、上の方程式系のうちどれかひとつを適用したものが、よく知られているように数値予報のモデルである。紙面の都合でこの間の説明は省略するが、それについては、たとえば

岸保 氏の一連の解説書（電計室発行）

小倉 義光氏：最近の気象力学、気象研究ノート 第17巻第1号、1966。

を参照されたい。

ノールウェーの Eliassen と Palm (1960) は、重力波を含めた一般的な立場か

ら、定常的な Mountain wave によるエネルギー輸送を論じた。彼等は長い波長の準静力学定常波による geopotential の垂直 flux に関して

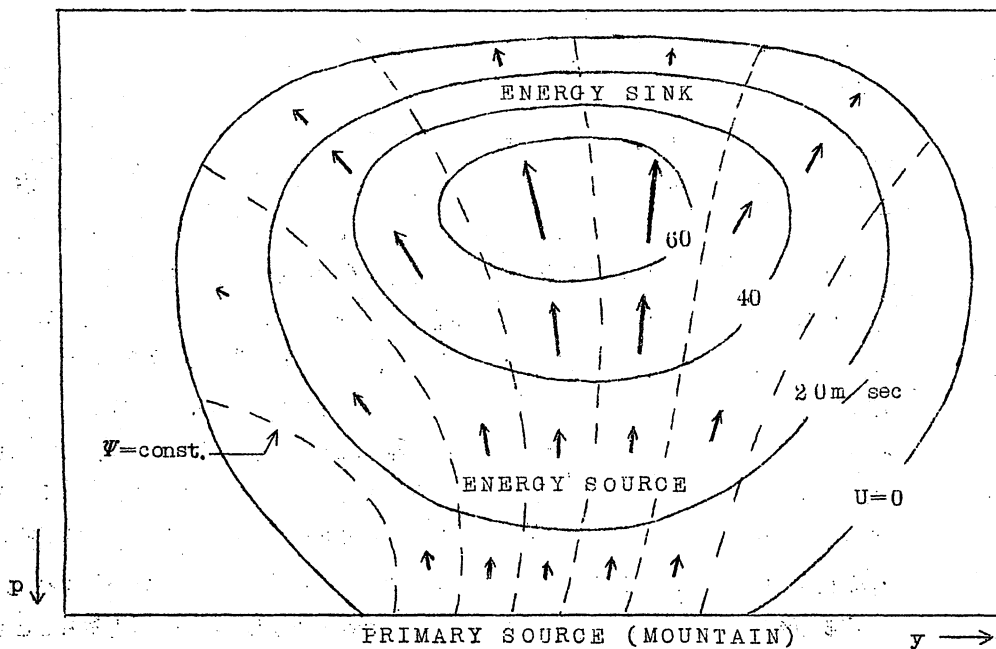
$$\overline{\omega \phi} = U \sigma^{-1} \overline{\phi_x \phi_p} = -U \frac{fR}{\sigma_p} T \bar{v} \quad (31)$$

という関係を、Ⅲのプリミティブ方程式系を線型化して求めた。ここに記号は普通用いられているものであるが σ は静的安定度に関係した量である。

(31) 式からもし山岳による定常波が西に傾いた鉛直軸をもつていれば、北向きの温度輸送が生じ第4図に示したような上向きの波動エネルギーの伝播が期待される。反対に東側に傾斜している場合には、下向きとなる。

この量 $\omega \phi$ がエネルギーの鉛直伝播に大切であることは次のような物理的意味による。今、運動エネルギーと位置のエネルギー(実は available potential energy)を次のように定義する。

$$\left. \begin{aligned} K &= \frac{1}{2} (u^2 + v^2) \\ A &= \frac{1}{2} B (T^*)^2 \end{aligned} \right\} \quad (32)$$



第4図: 波動エネルギーの子午面流。実線は帯状流の等風速線、破線は波動エネルギーの流線。矢印は波動エネルギーflux。(Eliassen と Palm, 1960)

ここに、 T^* は等圧面上の空間平均からの偏倚の気温、 B は

$$B = -\frac{R}{\partial \theta^H}{\partial p} \left(\frac{P}{p}\right)^c \quad (33)$$

で $(\)^H$ は空間平均、 P は 1000 mb。

運動エネルギーと位置エネルギーの時間変化の式は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial t} = & - \left[\frac{\partial}{\partial x} (uK) + \frac{\partial}{\partial y} (vK) + \frac{\partial}{\partial p} (wK) \right] \\ & - \left[\frac{\partial}{\partial x} (u\phi) + \frac{\partial}{\partial y} (v\phi) + \frac{\partial}{\partial p} (w\phi) + w\alpha \right] \end{aligned} \quad (34)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} = - \left[\frac{\partial}{\partial x} (uA) + \frac{\partial}{\partial y} (vA) + \frac{\partial}{\partial p} (wA) \right] + w\alpha \quad (35)$$

となる。但し dissipation や熱冷源はないとし又記号は慣用的なものである。今、閉じた空間について平均すると (34)、(35) は

$$\frac{\partial \overline{K}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial p} (\overline{wK})^H - \frac{\partial}{\partial p} (\overline{w\phi})^H - \overline{w\alpha}^H \quad (36)$$

$$\frac{\partial \overline{A}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial p} (\overline{wA})^H + \overline{w\alpha}^H$$

となる。(36) は (21) に対応する。

対流圏と下部成層圏のエネルギー的なやりとりは、結局、(36)、(37) の右辺にあらわれる項によつてあらわされる。(36) 右辺第2項は geopotential の垂直 flux の発散であるから、もし下部成層圏全体を考えると圏界面を通る $w\phi$ は、対流圏から下部成層圏への(或いは逆向きの)波のエネルギー伝播をあらわす。Eliassen と Palm が着目したのもこの点であつた。対流圏と成層圏の間には、この他 $\overline{wK}^H$ や $\overline{wA}^H$ の寄与によるやりとり(即ち K や A の直接の flux による相互作用)も存在するが、下部成層圏のエネルギー収支の上からは $\overline{w\phi}^H$ (又は $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{w\phi}^H$) の寄与に比べて小さい。しかし前節でも触れたようにこの項は、実は $\overline{w\alpha}^H$ ときりはなせぬ関係にある。 $-\overline{w\alpha}^H$ によつて生じた K と A の間の交換による運動エネルギーが、 $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{w\phi}^H$ によつて再分布されるとみなされる。そして両方の効果があわさつて、気圧力による K の生成 (generation) をもたらしめている。対流圏と下部成層圏の間の相互作用という見方と同時に両者を結合して単一の系とみることも大切だと思ふのはこのような事情からである。なお $-\frac{\partial}{\partial p} \overline{w\phi}^H$ は更に帯状平均とそれからの偏差(擾乱)部分とに分けられるが、それについては次節でふれよう。やはり擾乱によるものが、平均子午循環によるものよりもはるかに大きいのである。

さて一方、Charney と Drazin (1961) は、非常に簡単な場合即ち 2 層モデルで

風の垂直シアのある場合について、考えている波の波長 $L \sim 10^7 \text{ m}$ 、外力が結果する最下面の上昇流を 0.2 cm sec^{-1} ($2 \times 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$) として、 $\overline{p'w'^H}$ (気圧相互作用の項又は鉛直のエネルギー flux) を推定し $4 \text{ Joule m}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ という値を得た。これは対流圏内の大気が地表面で frictional dissipation として失う量に匹敵する。しかしこの節の最後に表示するように他の人々の結果と比べるとわかるが、筆者はこの評価は $-\frac{1}{g} \overline{\omega' \phi'^H}$ が $\overline{p'w'^H}$ の一部であると考えても多少オーバー気味ではなからうかと思う。

Charney と Drazin は更に、運動を支配する方程式のもつ性質が、大気中の気象要素の分布に応じてどう変るかを調べて、直接解を求めるのが厄介な場合に期待される解の特性を研究した。そして焦点を鉛直方向の問題にしぼり、上下に伝播できる解があるか、ないかを論じた。

彼等は I の準地衡風近似の方程式等から出発し、先づ渦度方程式と熱の式から ω を消却して得られる渦位保存の式を、粘性や摩擦がなく又断熱大気とした場合について導いた。即ち

$$\frac{d}{dt} q = 0 \quad \text{但し} \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \quad (3.2)$$

彼等は x, y, z 系に準拠しているから実際には上式と少し違った形の式を用いている。以後はそのように扱うことにしよう。こゝで大気中の密度分布を近似し、解としての気象要素の形を

$$q = Q(z) e^{i(kx + ly - ct)} \quad (3.3)$$

と仮定した。即ち解の独立変数に関する分離可能性 (separability) を仮定している。この点は注意しておく必要がある。(3.3) 式を (3.2) 式に代入し、変数変換を施すことによつて結局

$$\frac{d^2 \overline{\psi}}{dz^2} + n^2 \overline{\psi} = 0 \quad (3.4)$$

という形の 1 次元波動伝播の式に到る。こゝでは Charney と Drazin が用いた物理的ロジックを簡単に説明するため、きわめて粗い筋道を描いた訳だが、関心のある読者は原論文か前掲相原氏の紹介を参照されたい。

(3.4) はまた便宜上無次元にするため z を ζ に変換すれば

$$\frac{d^2 \overline{\psi}}{d\zeta^2} + \nu^2 \overline{\psi} = 0 \quad (3.5)$$

となるが、この方程式の解 $\overline{\psi}$ は、 ν^2 の符号によつて異なる性質をもつ。即ち

$\nu^2 > 0$: 三角関数型

$\nu^2 < 0$: 指数関数型

鉛直方向に三角関数型の解をもつ場合は、波が考えている垂直方向の区間を進行するということ

とである。普通この場合は、エネルギーが鉛直に伝播される場合とされている。例えば大規模な山岳系によつて励起された超長波が上層大気中に存在する場合がこれに当る。エネルギーの鉛直伝播の議論ではこういう解は internal であるとよばれている。他方、解が指数関数型の場合には、エネルギー源から離れるに従つて波の振幅が減衰するからそういうときには、エネルギーの伝播はないといわれている。或いはいゝ方をかえれば、解がある面内にだけあつて、それ以上又は以下の層にむかうにつれて次第になくなつていくような場合ともいえる。こういう解は external であるとよばれている。

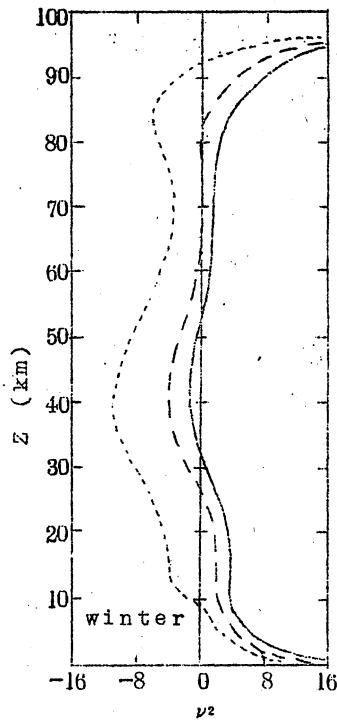
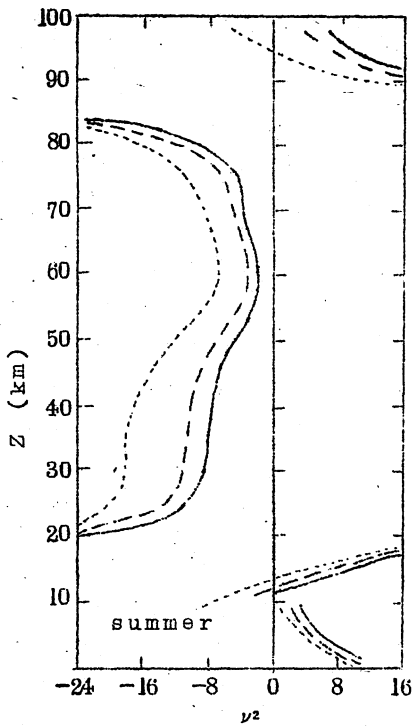
一般に internal な解は鉛直に平均したとき、お互いに cancel しあつて結果としておもてに現われず、いわば内部にだけみられるものであるが、external な解は鉛直平均しても残るものである。しかし本文ではせまい意味で使うことにし、この internal、external という言葉はエネルギーの鉛直伝播に関してのみ用いることにする。

第5図は Charney と Drazin が夏、秋、冬の実測値から計算した ν^2 を 30°N から 60°N にわたつて平均した結果を、高さと波長別に示したものである。先にグローズ・ベッターに紹介された相原氏の文章から転掲させて頂いた。この図からしばしば結論されることは冬にはエネルギーの鉛直伝播がなく、秋が多分春に一番よく伝播されるということである。大勢としてはその通りで、第5図 b のように秋にはかなり高い所まで伝わり得る状態にある。しかしよくみると夏はとも角として冬には、少くとも下部成層圏と対流圏との間はやはり開かれていて程度の差こそあれ秋について伝播がみられるようである。都田 (1963) も指摘しているように、対流圏にとつては僅かなエネルギーでも下部成層圏のエネルギー循環にすれば十分な量といえる。そういう意味で都田が Charney と Drazin の冬の結果に対して普通うけとられているのは違つて、むしろ冬季の伝播を重視する理解を示している点に注目したい。筆者も対流圏と下部成層圏の相互作用に関する限り、都田の見解をとる。

いう迄もなく冬も秋も波長の長い波程、伝播しやすい状態にあるがそれは一体何故だろうか。どういう因果律によるものだろうか。一般的にいえば成層圏の熱的成層状態が長波や超長波に有理であることが、こうした面に反映しているのだろうが、残念ながら筆者自身充分納得できていない。

Charney と Drazin のもうひとつの結果は、 ν^2 の符号を正負に分ける境目の帯状風速 U_0 を求めていることである。定常波の場合、こうした臨界風速以上の風が吹くと上方への伝播がおさえられるが、非定常な傾圧波では逆に鉛直風速シアが強まつて波が発達し、それが相互作用の絶対値を強めるようにはねかえることが十分予想される。(次節の結果を参照されたい。)

中国の陳隆勳 (1962) は、前掲の伊藤氏の紹介にもあるようにⅢのプリミティブ方程式系を線型化し、かなり大胆な仮定 (厳密にいうと普通みられるような大気の状態下では正しくない) を行なつて、(3.4) 又は (3.5) と同様な式を導き、Charney と Drazin が



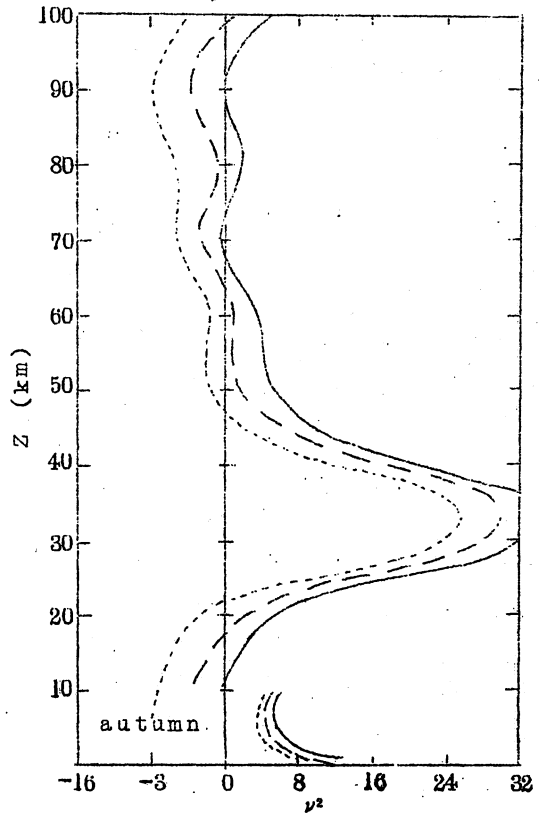
第5図 a 夏季及び冬季の屈折率

($30^{\circ} \sim 60^{\circ}N$ 平均値)

点線 $L = 6,000 \text{ Km}$

破線 $L = 10,000 \text{ Km}$

実線 $L = 14,000 \text{ Km}$



第5図 b 秋季 (9~12月) の

屈折率

点線、破線、実線の区別は a

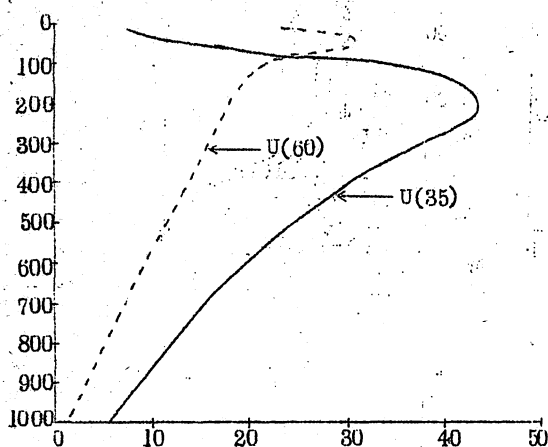
と同じ。(Charney と

Drazin, 1961)

得た結論と同様の結果及び、更に cyclon wave でも場合によつてはかなりの上層まで伝わり得ることを示した。陳の場合は、非地衡風効果のためにこうなつたのだともいえるが、果してそうなのか、そうでないのか、もしそうだと何故であるかはよく分らない。

以上みてきた研究はいづれも方程式をまともに正面から解くというのではなく、むしろ解析的な手法で解の性質にさぐりのメスを入れるという感じの方向であつた。また大規模な山岳系や熱冷源の扱いもきわめて便宜的なものであつた。

村上(1967)は、なるべく一般性をもたせるためにⅢのプリミティブ方程式系を定常の場合について線型化し、やはり解の分離可能性を仮定する所までは上記の諸研究と同じだが、次に大気を鉛直に22層に切り、以後数値計算法を使つて解いている。



第6図 35°N(実線)と60°N(破線)における帯状平均流の冬のノルマルなプロファイル。単位 $m \cdot sec^{-1}$ 。(村上, 1967)

即ち(84)或いは(85)に相当する式を、これまでの誰よりも仮定の少ない場合について導き、風速や気温の鉛直分布が realistic な場合に適用した。第6図は村上が求めた平均の風速分布で35°N、60°Nを代表的な緯度と考えて以後の計算結果が緯度によつてどう違つか調べる訳である。惑星波を励起する外力については次の3つ

- 1 大規模な山脈系(高度1000m)
- 2 大気中層仮想した内部熱源(凝結熱の解放に相当)。具体的には第7図の実線のような分布を仮定した。
- 3 大気最下面に仮想した外部熱源(地球からの顕熱の補給に相当)。第7図破線参照。

村上は、対象とするそれぞれの波と同じ形の外力を仮想している。従つて上に述べた山の高さや熱源の振巾というのは、こうした波型外力の振巾を意味している訳である。外力によつて励起された波のエネルギーが鉛直上方に向つてどこまで伝わっていくかを計算した結果のひとつが第8・9・10図に示してある。これは geopotential の鉛直輸送の一波長分の積分値 $\frac{1}{g} \int \omega \phi dx$ の鉛直分布図であるが、気圧は横軸にとつてある。これは波数であるが、これは考えている緯度圏の長さの中にある波数を示すから、同じ波数であつても、35°Nと60°Nとでは波長が異なる訳である。

さて第8図は、大規模な地形が外力になつたとき励起された定常波による geopotential

の垂直輸送の分布を

示すが、 85°N で顕

著な輸送が200

mbを通してみられ

るのに対し、 60°N

では大部分対流圏内

で終っている。それ

に対して第9図の内

部、第10図の外部

からの熱源によつて

生じた定常波の輸送

は逆に 85°N では殆

んど対流圏下半分で

終り、 60°N で下部

成層圏にぬけている

ことがわかる。なお

山の影響をしらべた

場合と熱の影響をみ

た場合とで、内部摩

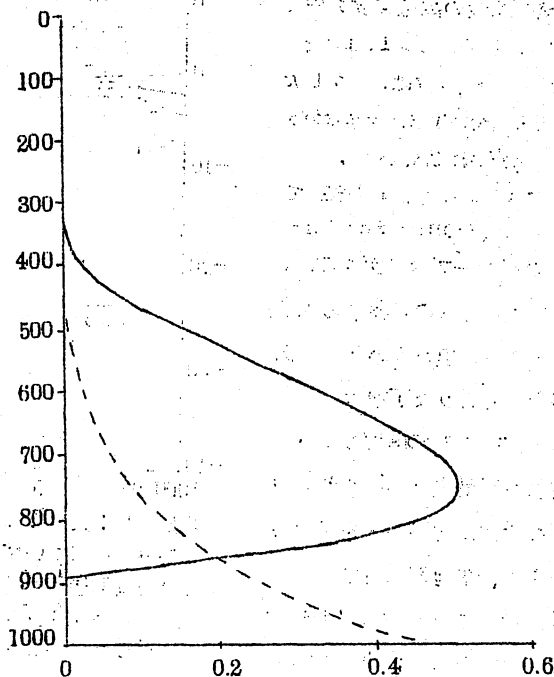
擦の係数がひと桁違

つていて、前者が小さくなっている。しかしながら、この係数の違いのために、上の結果が、同じ係数の場合と定性的に異つてゐるとは思えない。

所で何故緯度によつて外力の影響の及び方がちがってくるのか。これもやはり、またむづかしい問題であつて今の段階では十分答えられないが、風速分布の違いが、外力の性質の違いとカップルしていることが手がかりであらう。

村上はこの論文で、このほかにも粘性係数、摩擦係数の値のちがひによる結果の変化や擾乱の維持に関する energetics を計算しているが、こゝに掲げた例は、重要な結論のひとつだと思う。しかし村上のこの数値実験はやゝ人工的すぎる感じがしないでもない。大規模な山脈系の影響に焦点をしぼつて、鉛直の分割をもつと密にし、中間圏までを含むようにした計算が、松野と重久によつて進行中ときく。それでは大気上限の境界条件が、放射条件（進行波はそのまゝ境界から外へぬけて出て反射波がないという条件）になつてゐるため、定性的にも、例えば摩擦の影響などの点で村上と違つた結果が出る可能性がある。

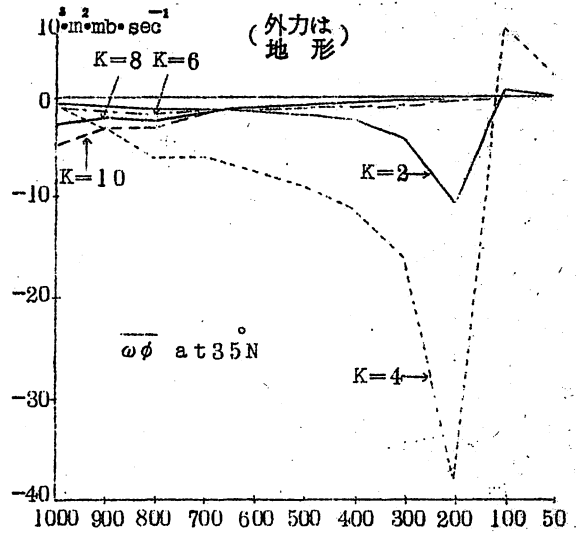
Charney と Drazin でも村上でも鉛直のエネルギー伝播に焦点をしぼつて、大規模な山岳や熱冷源による定常波の役割を理論的にしらべてゐる。一方、これまで世界中で行なわ



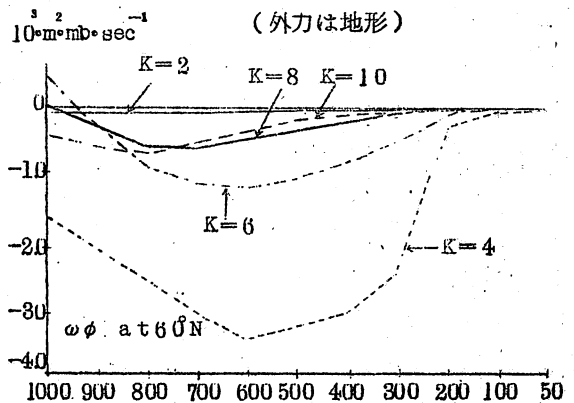
第7図 750 mb (実線) と1000 mb (地表面) (破線) に
最大値をもつた仮想的内部熱源に対する鉛直方向の振巾の分布。
単位 $10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ c}^{-1}$ 。(村上, 1967)

れた大気大循環の数値実験の中でも、例えば UCLA の Mintz と Arakawa のモデルでは、こうした外力の効果が入っているが残念ながら成層圏が考慮されていないし、energetics の計算も発表されていない。GFDL の Smagorinsky のグループのモデルでは、発表されているものに関する限りこうした外力の項がないため、次節で紹介するような丁寧な energetics の解析もこゝでの比較に引用出来ない。これらの大循環モデルに比べると簡単なものであるが、準地衡風近似の4層モデルを用いて Peng (1965) は、下部成層圏の energetics に目標をおいた数値実験を行った。球関数を使った時間積分をしているが、このモデルには、地形の効果も、簡単な非断熱効果も入っている Peng の計算結果によると、モデル大気中で 200 mb 面を通つて net に $1.153 \text{ erg. cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ に及ぶエネルギーが、下部成層圏の擾乱の運動エネルギーを増加させるように、対流圏から上に向つて輸送されている。

最後に、上に紹介した結果及び参考になる $\frac{1}{g} \overline{\omega \phi}^H$ の時間平均値の計算を表にまとめてみよう。主眼は大規模な地形による定常波に伴つて圏界面を通る輸送量におく。なお $-\frac{1}{g} \overline{\omega \phi}^H$ を用いたのは、 ρK という形で運動エネルギーを



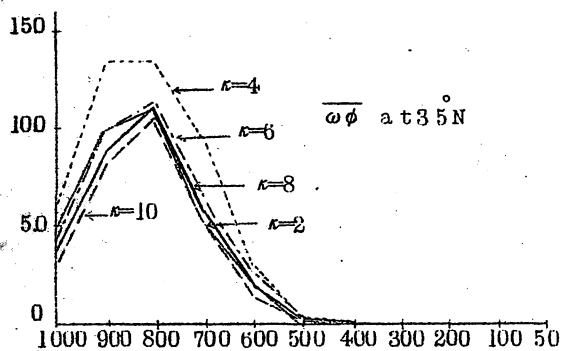
第8図 a: 大規模な地形によつて励起された定常波の一波長について積分した geopotential の鉛直輸送 $\frac{1}{g} \int_L \omega \phi dx \cdot U(35)$, $\nu = 10^5 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l = 140 \text{ m}$ の場合。夫々の波数について図示した。単位 $10^3 \text{ m}^2 \text{ mb sec}^{-1}$ 。



第8図 b: a と同様だが $U(60)$, $\nu = 10^5 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l = 140 \text{ m}$ の場合 (村上, 1967)

$10^3 \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$

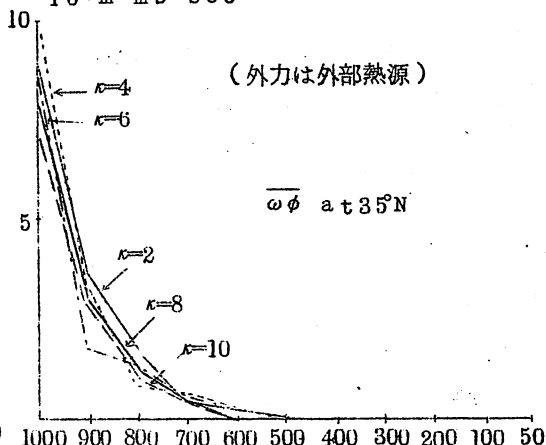
(外力は内部熱源)



第9図a: 第8図と同じ量を、大気中層に非断熱的熱源がある場合の定常波について求めたもの。 $U(35)$, $\nu=10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l=140 \text{ m}$ の場合。

$10^3 \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$

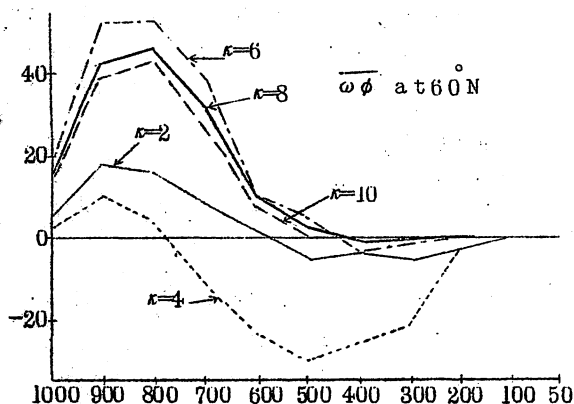
(外力は外部熱源)



第10図a: 第8図と同じ量を下層大気に非断熱的熱源がある場合の定常波について求めたもの。 $U(35)$, $\nu=10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l=140 \text{ m}$ の場合。

$10^3 \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$

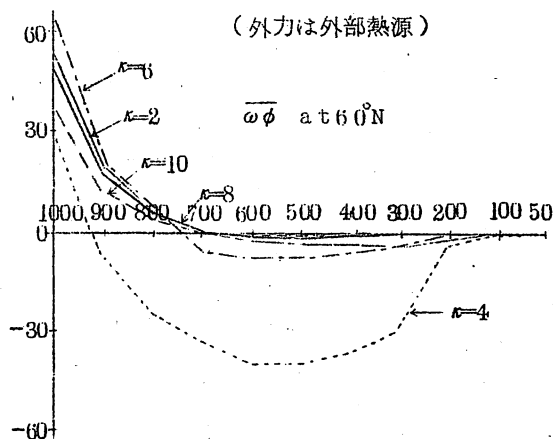
(外力は内部熱源)



第9図b: aと同様だが $U(60)$, $\nu=10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l=140 \text{ m}$ の場合 (村上, 1967)

$10^3 \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$

(外力は外部熱源)



第10図b: aと同様だが $U(60)$, $\nu=10^6 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ 及び $l=140 \text{ m}$ の場合。

考えるためである。(こゝに ρ は密度。)

第1表 圏界面を通る波のエネルギーの輸送

量: $-\frac{1}{g}\overline{\omega\phi}^H$ (単位: $\text{Joule} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$)

研究者名	データの期間	$-\frac{1}{g}\overline{\omega\phi}^H$	圏界面気圧	註 釈
Charney と Dragin	——— 理論的研究のた めの人工的データ	3.46	———	$\overline{P}W^H$ 。大気下面での強制上昇流 0.2 $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ 。きわめて単純で粗い評価。
村 上	——— 同 上	4.0	200mb	35°N 。Fig. 8a 参照。1000mの 高さの三角関数型の山。波数4の場合。 一般流は冬の場合。

参考のため、地形と熱冷源の入った数値実験と数値解析の結果を示す。

Peng	——— 同 上	1.0	200mb	パラメーターは年平均値をつかう。 1000mの高さの球関数型の山。予 め定めた平衡温度を保つようにパラメ タライズされた熱源を考慮。
Oort	1958年1月 ~3月の8ヶ月平 均値を使う。	0.04 (0.16)	75mb (100mb)	北半球全体についての解析の空間平均 値。()内は、100mbでのエネル ギー収支から要請される量。上昇流は 断熱法によつて求む。
都 田	1958年1月15 日~23日。5日 毎の計算値の平均	2.64	189mb	北半球全体についての解析の空間平均 値。上昇流は一般的なバランス近似の 場合について求める。
Muench	1958年1月。 4日毎の計算値 の平均	0.86	100mb	北半球全体についての解析の空間平均 値。上昇流は断熱法によつて求む。
Julianと Lalitzke	1963年1月 17日~27日。 5日毎の計算値 の平均	5.5	100mb	北半球全体についての解析の空間平均 値。上昇流は S_2 -field を用いた 断熱の ω -方程式より求む。 (S_2 -field とはコリオリ定数の 緯度変化を含んだ地衡風の流線関数)

データの期間や計算方法がちがっている割には数値のオーダーはかなり近いが、CharneyとDrazinの推定だけは粗雑な評価だといえ少し大きすぎるようである。(WPであつて $-\frac{1}{g}\overline{\omega'\phi'}$ はその一部であるということも考慮しても。)

4. 非定常擾乱による相互作用

次に外力の直接の影響をうけない、非定常性の擾乱の役割をみてみよう。綜観的な解析とあいまつて、中国では比較的早くから対流圏と成層圏の相互作用が、理論的にも調べられてきたが、現在、筆者の手許にあるのは、アメリカで翻訳が出た陳 雄山(1962)の仕事と、先に太田盛三氏によつてグローズベッターに紹介された孫、淑清、陳 隆勳、葉 篤正の共著(1964)だけなので、中国でなされた研究の公正な展望は出来ないが、先にも述べた中国科学院地球物理研究所気象研究室の総合報告をみても、上の2つの仕事がかんりの代表性をもっていることが推察される。

陳 雄山は、Iの準地衡風近似の方程式系より ω -方程式を導き、大気を鉛直に5層に分割してそれぞれの層が、ある層に於る ω の値に影響する程度を調べた。その結果、成層圏からの影響は、長波がごく僅か対流圏に及ぼす以外には存在しないが、対流圏から上向きの影響はかなりの波長域にわたり成層圏に向つて浸透し、成層圏内のある層の ω をきめる上で成層圏自身の擾乱より大きい効果を与えることがわかつた。

三人共著の方は、大気を8層にわけたモデルに線型化した準地衡風近似の方程式系を適用して気象要素の時間変化傾向に及ぼす他の層の影響を調べている。この8層は気圧の方でいうと等間隔でなく、25mbを中間とする0~50mbの層、200mbを中間とする50~400mbの層、700mbを中間とする400~1000mbの層である。風速や気温の鉛直分布に関していろいろな組合せをつくり、超長波、長波の夫々についてくわしく調べている。主な結論は次のようにまとめられる。

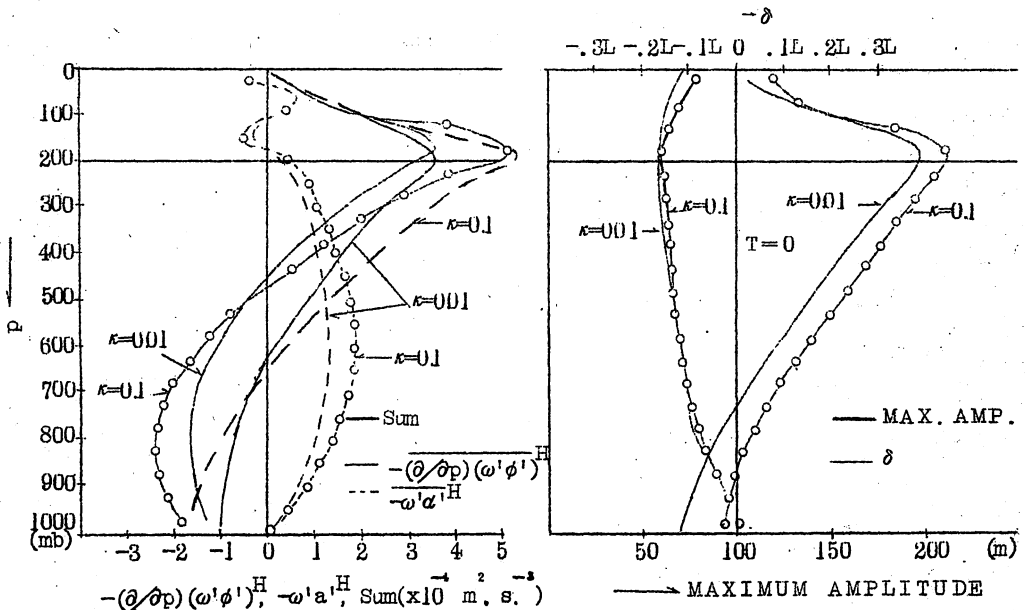
- (1) 冬季にあたる場合、対流圏から成層圏上部に及ぶ影響が著しく、逆向きの場合もその可能性はある。なお超長波になるに従つてこうした相互作用が顕著で、長波は圏界面でtrapされる。
- (2) 大気の温度成層の不安定化、風速の垂直シアの増大と偏西風の上層強化が著しい程、対流圏に発した影響は成層圏やその他の各層に大きくきいてくる傾向がある。
- (3) 超長波に関しては、対流圏から成層圏上部に最も影響し易いのは西に向うretrogressiveな波で、停滞波はこれについて影響しやすい。対流圏の擾乱が前進波であるか後退波であるかを問わず、成層圏に励起される超長波は常に後退波である。しかし長波の場合では、停滞波による影響が最も著しい。
- (4) 計算モデル中の上下の境界条件は、上下層間の相互影響に対して強い影響を及ぼす。新田(1967)は、中国の研究者が単に初期の変化傾向だけをみたり、少ない数の層を使

つて調べているのに対し、実際に数値積分を実行し、また層の数も増して、力学的相互作用を調べた。特に鉛直の相互関係をみる場合、層の数が少ないとお互いに離れていて実際には直接の関係のうすい層同志でもみかけ上直接の関係をもつようにみえる恐れがある。また変化を時間について追跡すれば、初期の傾向を単に linear に外挿するよりはもう少し高次の変動がわかるかもしれない。また特にこれまで余りやられていなかった非定常波の構造と相互作用の関係を重点的に調べている。

実際には等しい気圧間隔の20層モデルを使い、長波も超長波も共存させて扱えるより一般的な取り扱いのためⅡ、の一般的なバランス近似の方程式系を線型化して断熱大気に適用した。帯状風速や気温の鉛直分布は村上の35°Nの場合に近いが、気象要素の子午方向の変動を前もって仮定し、東西方向と鉛直方向についての2次元平面上で、(36)、(37)式にあらわれる相互作用量の計算を、いろいろな場合について行なっている。詳しい式は省略するが、相互作用量は帯状平均量とそれからの偏差の量にわけて扱っている。主な結論は次の通りである。

(1) 相互作用に関係する量の符号は、擾乱の鉛直軸の傾きによつてきまり、高さと共に風上側に傾いているとき、風の鉛直シアが $\partial U / \partial p < 0$ ならば上向きの輸送（或いは下部成層圏と上部対流圏における擾乱の運動エネルギーの増加）となり、風下側の傾斜では逆となる。

(2) 波長、 $\partial U / \partial p$ 、コリオリ定数が相互作用量の絶対値に直接寄与している。

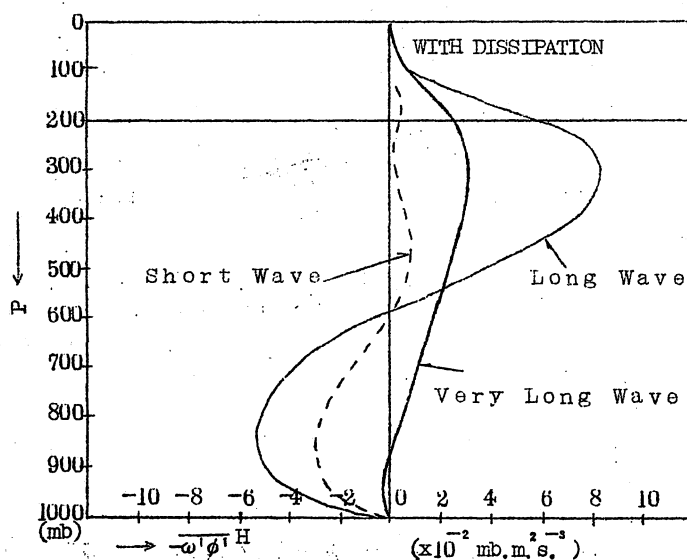


第1.1図 左図 $-\frac{\partial}{\partial p} \omega' \phi'^H$ と $-\omega' a'^H$ の鉛直分布。仮想的な全発散の係数 κ によつてもたらされるプロファイルの変化を示す。右図は同じ場合の位相角と最大振幅の垂直分布。初期には谷の軸が鉛直に立ち、擾乱の振幅も高さによらず一定値としている。(新田 1967)

(3) 超長波の西進を抑える効果がある全発散が大きい程、相互作用が強くなる。第11図左は波長12000Kmの超長波に対する $-\frac{\partial}{\partial p}\overline{\omega'\phi'}^H$ と $-\overline{\omega'\omega'}^H$ の鉛直分布を示すもので、初期に真直ぐ上向いた軸をもつ擾乱が、24時間後にもたらした分布である。 κ は発散項にかかる係数で、大きい数値は大きい全発散を意味する。位置のエネルギーから運動エネルギーへの変換量 $-\overline{\omega'\alpha'}^H$ は対流圏中層で最大値をもつが、他方 $-\frac{\partial}{\partial p}\overline{\omega'\phi'}^H$ は圏界面に最大値をもち、対流圏中層でマイナスの極値をもつから、両者の和は丁度対流圏でほぼ打消し合い、結果として圏界面附近にヤマをもつ。即ち気圧力のなす仕事は、そこで最大だということになる。こうした傾向は κ の値が大きい程著しい。右の方の図は、擾乱の最大振幅と位相角の鉛直分布を示す。初期には鉛直に一樣な大きさの振幅をもち、位相角が一律にゼロであつたが、24時間後には気層内の大部分で西に傾いた軸と圏界面附近で最大となる振幅をもつようになる。このモデルでは、成層圏内部に対しては層の数も少ないし、全般にモデルとして単純すぎるから、特に成層圏内部の振幅と位相角の分布は realistic でない。しかし圏界面を通る。対流圏と下部成層圏の相互作用という観点からすれば、一応充分の精度をもつといえよう。

(4) $\beta = \partial f / \partial y$ の効果は、対流圏上部での相互作用を強め、下部でのそれを弱めるように働く。

(5) dissipation の作用は、擾乱の運動エネルギーを下方に向つて再配分するように働く。この傾向は、対流圏下層で特に著しい。

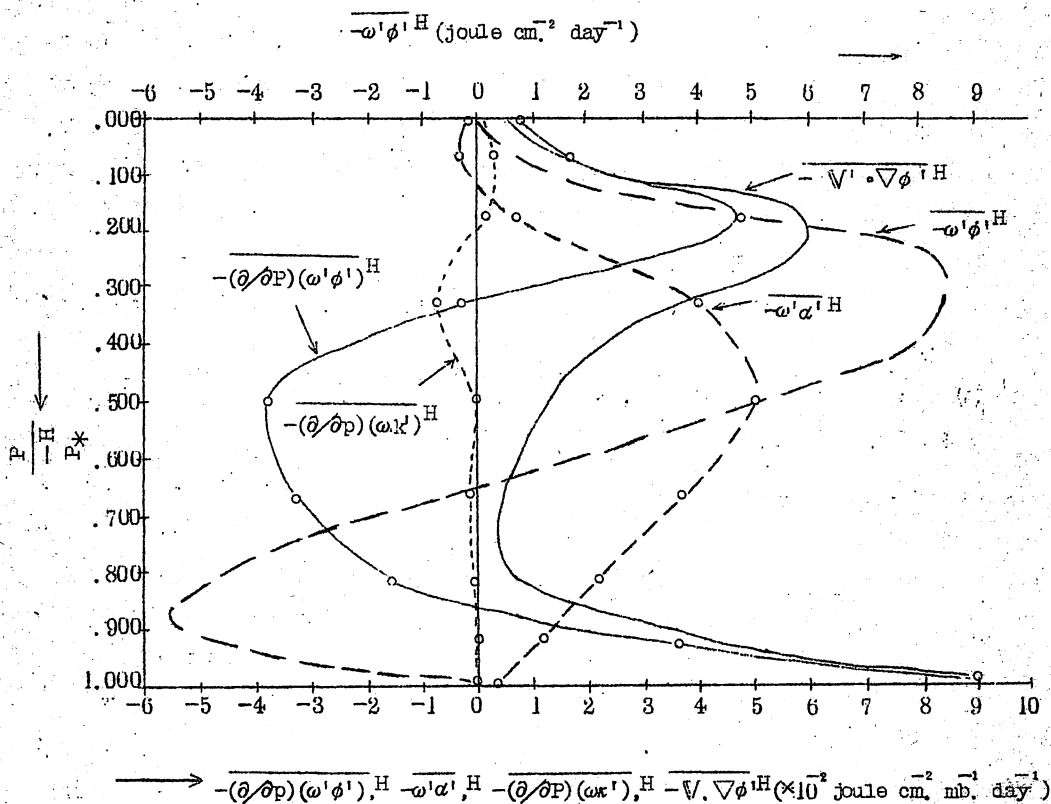


第12図 geopotential の鉛直輸送 $-\overline{\omega'\phi'}^H$ の予想値の鉛直プロファイル。風速分布は村上(1967)のU(85)に似た数学的プロファイル。気温分布も大体同様。dissipation の効果を含んでいる。(新田, 1967)

ここにみたような結果は、多かれ少なかれ、もつと複雑で大がかりな大気大循環の数値モデルによつても保たれている。Smagorinsky, Manabe, Holloway の共著に示されたモデルは、大規模な地形や凝結熱の解放、地表面からの顕熱の輸送がないという意味で外力によつて強制された定常波を含まないモデルである。従つて新田の結果と比較しうる。このモデルは、大気を10層に切っているが圏界面と対流圏下部に層を多くとつている。その他

モデルの複雑さの点で両者には大きい違いがあるが、こゝでは両方の結果を比較するにとめる。

新田の計算から求めた $-\overline{\omega'\phi'}^H$ を波長別に第12図に掲げた。こゝに波長12000Km、6000Km、3000Kmをもつて、夫々超長波、長波、短波を代表するものと仮定する。こゝで与えたような帯状風分布に対しては長波の役割が相対的に大きい。それは前述の中国の三人

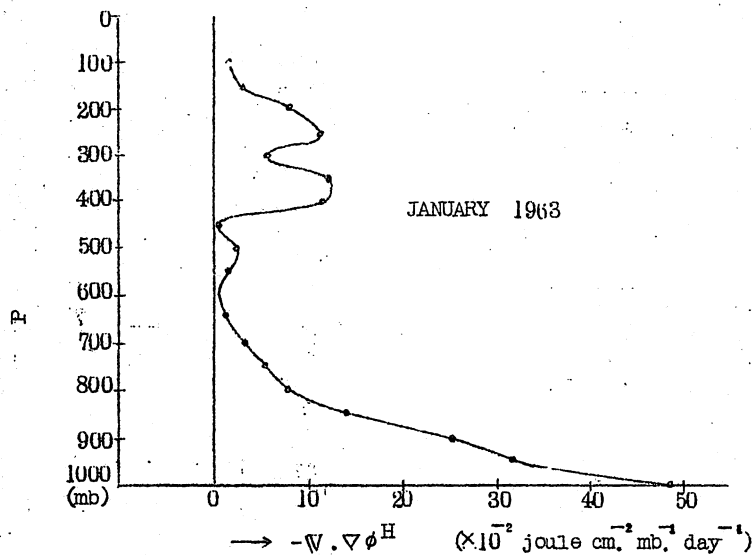


第13図 運動エネルギーの生成率の空間平均値 $-\overline{V' \cdot \nabla \phi'}^H$ とその成分をなす $-\frac{\partial}{\partial P} \overline{\omega' \phi'}^H$ と $-\overline{\omega' \alpha'}^H$ 、及び geopotential の鉛直輸送 $-\overline{\omega' \phi'}^H$ と運動エネルギーの鉛直輸送 $-\frac{\partial}{\partial P} \overline{\omega \kappa'}^H$ の鉛直分布。(Smagorinsky, Manabe 及び Holloway 1965)

の仕事でもふれてあつたように、傾圧不安定場合には波の振幅が増大し、結果として大きく寄与するためだと考えられる。Charney と Drazin など求めた定常波に対する伝播の限界風速と考えあわせるとき、同じ風速を問題にする場合にも、取り扱っている波の特性と周囲の大気構造に充分留意する必要がある。なお短波の寄与は殆んどない。

第13図には Smagorinsky 等の結果を示す。太い破線は $-\frac{1}{g}\overline{\omega'\phi^H}$ の鉛直分布をあらわしているが、第12図のすべてを加え合わせたような分布をしている。新田の計算では一般流は時間と共に変化しないと仮定し、中緯度に典型的な偏西風の構造をもつため、波の軸は対流圏では平均して西に傾いている。一方、Smagorinsky 等の結果も、大体中緯度の平均状態を表現していて常に北向きの熱輸送がありそこでは擾乱の構造が平均的には新田の場合と同様のために、両者の結果が似ているものと考えられる。なお第13図には $-\frac{\partial}{\partial p}\overline{\omega'\phi^H}$ 、 $-\frac{\partial}{\partial p}\overline{\omega'K^H}$ 、 $-\overline{\omega'\phi^H}$ の分布図も示してあるが、 $-\frac{\partial}{\partial p}\overline{\omega'K^H}$ が無視しうる程小さく、残りの2項が、第11図の所で説明したような関係にある。なお地表の境界層の効果が顕著であるが、第14図に掲げた Kung の実測をみてもそうになっているから、Smagorinsky 等のモデルの結果は reasonable だといえよう。なおこの Kung の鉛直分布図は1963年1月の月平均の $-\overline{W \cdot \nabla \phi^H}$ (北アメリカ上の平均値) で実測値は定常、非定常いつれの波も含んでいるからその点は注意しなければならない。又第3図には年平均を掲げてあるが、もともとは一連の仕事である。

最後に $-\overline{W \cdot \nabla \phi^H}$ の上層大気中の最大値を比較しておく。



第14図 運動エネルギーの生成率の面積平均値 $-\overline{W \cdot \nabla \phi^H}$

この鉛直プロファイルは1963年1月の観測値から求めたもの。

(Kung, 1966)

Smagorinsky, Manabe, Holloway
Kung
新田

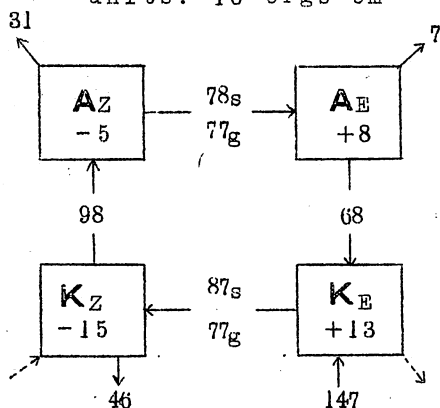
$5 \times 10^{-2} \text{ Joule} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{mb}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$
12 ~ 13
35

5. 突然昇温時の相互作用

前節で少しふれたように、突然昇温時には対流圏から下部成層圏への上向きの擾乱の運動エネルギー輸送は急増する。初期の先駆的な仕事につづく都田, Muench, Julian と Labitzke といった人々による、より進んだ数値解析でも共通に上のことが確認されている。突然昇温時の数値解析では、この外、対流圏一下部成層圏結合系の energetics の研究もされているが、このことは話を相互作用に限ろう。

第15図は Julian と Labitzke の結果で、昇温が起る前と後の約1ヶ月間の平均状態を示している。これは、100-30 mb の energetics だが、夫々1ヶ月の間の変化量を意味している。相互作用という点からいうと明確に上向き輸送量の変化と、それと同時に起っているエネルギー流の変化が示されている。この運動エネルギー輸送の鉛直方向の変化を

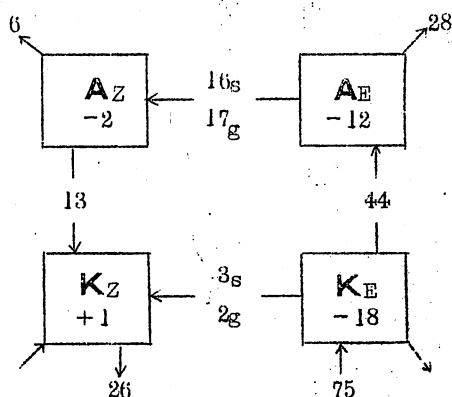
Stratospheric Energetics
(100 to 10 mb., 30° to 80°N)
units: $10^7 \text{ ergs cm}^{-2}$



January 2 to 27, 1963

(a)

Stratospheric Energetics
(100 to 10 mb., 30° to 80°N)
units: $10^7 \text{ ergs cm}^{-2}$



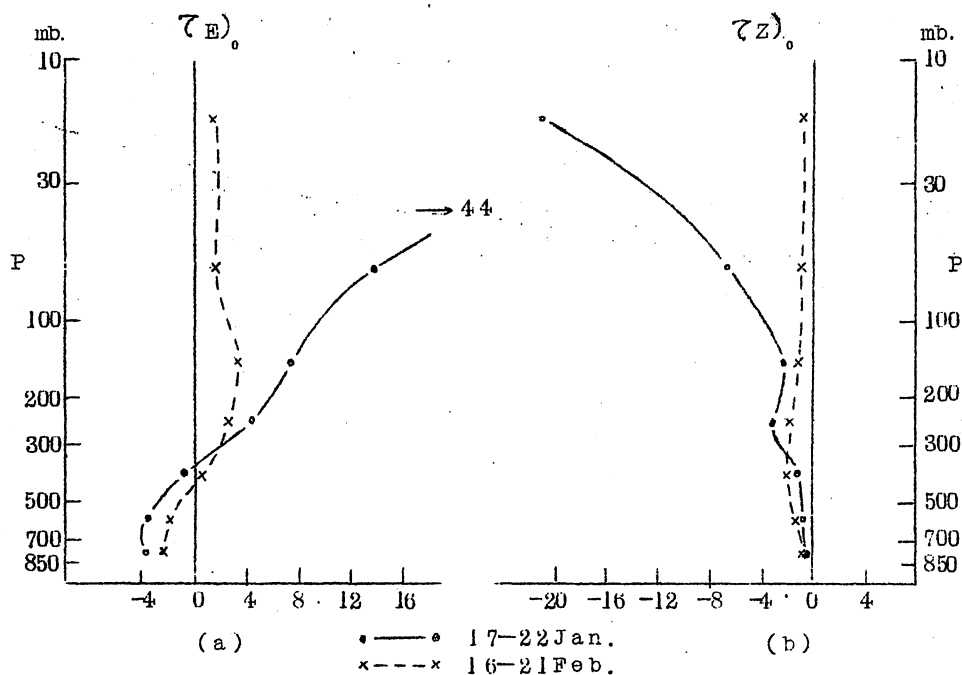
January 27 to February 26, 1963

(b)

第15図 100から10 mb に到る成層圏内のエネルギー流のダイアグラム。(a)は1963年1月2日から27日までの時間積分値、(b)は1月27日から2月26日までの時間積分値。(Julian と Labitzke, 1965)

16図に掲げる。やはり昇温の前と後について夫々比較している。(a)に掲げた擾乱の運動エネルギー輸送が対流圏上部以上で常に上向きであるのに対して、(b)の帯状流の運動エネルギー輸送は常に下向きである点は、はつきりとした対照を示している。

突然昇温時の数値解析は現在なお進行中で、特に最終昇温時も含んだ全体の像はこれから次第に明らかにされていくことだろう。また理論的探究も、ようやくその緒についたばかりのようなので、こゝでは概略にふれるにとどめた。



第16図 2つの期間(1月17日から22日までと2月16日から21日まで)に対する擾乱部分(a)と帯状流部分(b)についての運動エネルギーの鉛直輸送量の気圧に伴う変化。マイナスはエネルギーの下向き flux, プラスは上向き flux を示す。単位は $\text{erg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{mb}^{-1}$ 。(JulianとLabitzke, 1965)

6 あとがき

対流圏と下部成層圏の相互作用の問題は、両者を含んだ単一系に対する力学と熱力学の方程式の解を求める問題に帰する。これらの方程式系に対する一般的なGreen関数を考えると、これは、その単一系内のエネルギー源から影響がどのように伝播するかをあらわす propagator (伝播子) であるともいえよう。そういう観点にたつて Dickinson (1966)は、重力波から惑星波に到る大気波動の広大なスペクトルを総括した伝播の問題を議論している。

こうした解析的方法が今迄知られていることに対して、どれだけ新しい“発見”を提供するか見守っていきたいと思う。或いは少なくともどれだけ新しい視野をひらくものか、といふかえることができよう。

この拙文で論じてきたテーマの下に、現在でもなお、理論的、綜観的、数値解析的研究が次々と発表され、また進行しているようである。この review paper では、現時点で入手可能だった論文に基いて、これまでの仕事を整理することを企てた。まだまだ消化不良の感なきにしもあらずだが、広く御批判を賜わることができれば幸いである。他日、もう一度、ひとまわりも、ふたまわりも大きく、かつ深いものとしてまとめてみたい気がする。本来はこのまとめでもう一度ふりかえつて、このテーマについての自分なりの物理像を描くべきであろうがそれも今回は自重したいと思う。

筆を措くに当り、グロースベッターの前回と今回の編集委員の方々に対して原稿の遅れのために数々の御迷惑をおかけしたことをお詫びしたい。ひいては読者の方々にも発行を遅らせた責任に対してお許しを乞いたいと思う。最後に重ねて御教示、御批判をお願いする次第である。

参 考 文 献 (題名省略)

- 1 Charney と Drazin, 1961 : Journal of Geophysical Research
第66巻, 第1号, pp.83-109.
- 2 Chen Yung-San(陳 雄山)、1962: 気象学報第31巻, 第4号, pp.319-
327.(翻訳はAir Force Cambridge Research Laboratories,
Research Translation, Oct.1966による)。
- 3 Dickinson, 1966: MIT Report № 18
- 4 Eliassen と Palm, 1960: Geofysiske Publikasjoner 第22巻, 第3号
pp 1-23
- 5 Julian と Labitzke, 1965: Journal of Atmospheric Sciences
第22巻, 第6号. pp 597-610. (グロースヴェー第5巻, 第1号1966に中村則
行氏による紹介がある)
- 6 Kung, 1966a: Monthly Weather Review, 第94巻 第2号, pp67-82
- 7 Kung, 1966b: Monthly Weather Review, 第94巻 第11号, pp 627-640
- 8 Miyakoda(都田), 1963: The University of Chicago, Technical
Report, № 14
- 9 Muench, 1965: Journal of Atmospheric Sciences 第22巻, 第4号,
pp.349-360
- 10 Murakami(村上), 1967: 気象集誌, 第45巻, 第3号, pp.205-231
- 11 Newell, 1964: Scientific American, 第210巻, 第3号, pp. 62-74
- 12 Nitta(新田), 1967: Monthly Weather Review 第95巻, 第6号 pp.
319-339
- 13 Oort, 1964: Tellus, 第16巻, 第3号, pp.309-329
- 14 Peng, 1965: Pure and Applied Geophysics, 第61巻, 第2号, pp.
191-218

(附 録) 大規模な惑星波を支配する基礎方程式系

以下の方程式は x, y, p -系に準拠したもので無粘性、断熱の場合にあたる。

I 準地衡風近似の方程式系

渦度方程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \psi \cdot \nabla \eta - f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (\text{ここに連続の式 } \text{div} \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \text{ を使った}) \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 1)$$

超長波 (波長約 1000 Km 以上の波) に対しては

$$\psi \cdot \nabla \eta - f_0 \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 1')$$

発散方程式

$$f_0 \nabla^2 \psi + \nabla^2 \phi = 0, \quad (\text{地衡風の式}) \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 2)$$

熱の式

$$\frac{\partial}{\partial t} \ln \theta + \nabla \psi \cdot \nabla \ln \theta + \omega \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = 0, \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 3)$$

静力学の式

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} + \alpha = 0, \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 4)$$

気体の法則

$$P\alpha = RT, \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 5)$$

温位の定義

$$\theta = T \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (\text{A} \cdot \text{I} \cdot 6)$$

記号は通常よく用いられているものに従ったので説明は省略する。渦度方程式と熱の式を結合して ω に関する方程式に変化したのが ω -方程式である。

II 一般的なバランス近似の方程式系

渦度方程式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + (\nabla \psi + \nabla x) \cdot \nabla \eta + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \eta \frac{\partial \omega}{\partial p} + \mathbf{K} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \nabla \psi}{\partial p} = 0 \quad (\text{A} \cdot \text{II} \cdot 1)$$

発散方程式

$$\nabla \cdot (\nabla \psi) + 2 \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y} \right)^2 \right] = \nabla^2 \phi, \quad (\text{バランス方程式}) \quad (\text{A} \cdot \text{II} \cdot 2)$$

熱の式

$$\frac{\partial}{\partial t} \ln \theta + (\nabla \psi + \nabla x) \cdot \nabla \ln \theta + \omega \frac{\partial \ln \theta}{\partial p} = 0 \quad (\text{A} \cdot \text{II} \cdot 3)$$

以下の式は I・(A・I・4) - (A・I・6) と同じ。

III 最も一般的なプリミティブ方程式系

運動方程式

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} + \omega \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} + f \mathbf{K} \times \mathbf{V} + \nabla \phi = 0$$

この式は、一般的な、渦度方程式と発散方程式とに変形出来るが、物理的内容は同一である。

村上(1967)は後者を用いた。

以上の方程式は II の場合と同一である。

最近の長期予報検討会とその問題点

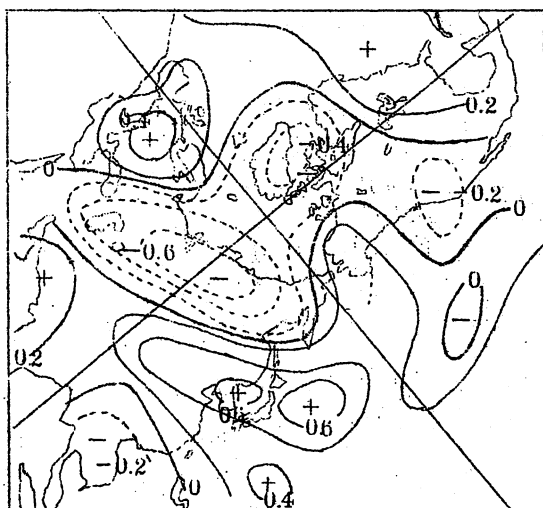
和田 英夫・朝 倉 正

昭和38年から3カ年にわたつて、寒候期予報法の技術開発を目的として長期予報の技術検討会が行なわれた。その概要は、すでに研究時報（第16、17、18巻）に掲載されているが、かなりの成果が得られ、最近の予報に大いに役立つている。この成果に鑑み、本年の2月に行なわれた昭和41年度の検討会から、再び3カ年の予定で暖候期予報の検討がはじめられた。その第1年目として本年は暖候期の天候に関連した諸問題が広範囲にわたつて討論され、偏西風じょう乱が支配的な冬期とかなり異なつた新しい問題がいろいろと提起された。本論は今まで得られた寒候期予報の成果を概観すると共に、今後討論されるべき問題点を明確にしようと試みたものである。

1. 寒候期予報検討会の成果

3カ年にわたつて気象庁の各予報中枢の多くの人々が行なつた研究成果をひと口でまとめることは困難であるが、何と言つても従来の純統計的な手段から、シノブチックなイメージを加味することによつて天気図に基礎をおいた長期予報法の開発に曙光を見出した点が、大きな収穫と思われる。すでに日本と北半球のパターン（500 mb）との同時関係については、循環の高、低指数との関連だけでなく、極渦の動向を通じて、統計的にもまたシノブチックにもある程度わかつていた。例えば東京の2月の気温と北半球500 mb 高度との相関分布を示すと第1図のようになつている。

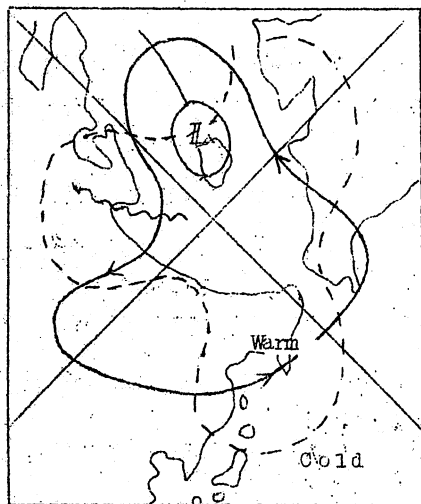
一見してわかるように、東京の気温は北半球のパターンと密接に関連していることを示しており、高指数のパターンは高温、低指数のパターンは低温と対応している。さらにこの分布図の特性は、500 mb 面での主低気圧である極渦が、その平常の位置から著しく偏位してカラ海側に停滞すると、日本は高温に経過することを示している。また北極地方にある大きな負相関域との関係は、北半球的なブロッキング現象により、北極地方が高度の正偏差におおわれた時に、日本が低温となることを示している。気温だけ



第1図 東京2月の気温と北半球500 mb 高度との相関分布 (1946~1960)

でなく、降水量についても、季節によつては北半球のパターンとかなり密接な関係があり、ま

たそのシノブチツクな解釈も少しづつわかってきていた。このように北半球全域にわたる500 mpa高度と日本の天候との相関を計算することによつて、同時関係については、統計的にもまたシノブチツクにも大循環のパターンを通して予報者はかなり明確なイメージを持てるようになっていた。しかしこのようなパターンの特性をいかにして予報するかという点について全くわかっていなかった。ところが寒候期予報の検討会の結果、日本の寒、暖冬のベースを、大規模な環流の特徴的な変動と結びつけて、ある程度予報が可能となつてきた。一例をあげると、冬季の偏西風を支配する極渦が10月にグリーンランド付近に位置すると、寒気は主にカナダと大西洋の間に吹き出し、こゝに深い谷が形成される。その結果、ヨーロッパ・リツジ→ウラル・トラフ→極東・ゾナールというWave Pattern が形成され日本の冬は暖冬ベースとなる。反対に極渦が10月に極東側に片寄ると、大西洋・リツジ→ヨーロッパ・トラフ→ウラル・リツジ→極東・トラフとなつて日本は寒冬ベースとなる。これらの関係をモデル的に示したのが第2図である。さらに対流圏におけるパターンの変動だけでなく、成層圏における極渦



第2図 10月の極渦がグリーンランド付近に形成されるとき、その後の偏西風波動の様相。(実線) 極渦が極東側にかたよると点線のようになる。

の形成、強さ、位置と日本の寒、暖冬との統計的關係も、上述のシノブチツク過程によつて説明できるようになつた。

また次のような成果もある。北半球における寒気の蓄積と消費はあるリズムをもつて繰返されている。寒気の蓄積段階ではパターンがゾーナル型、消費段階はメリディオナル型の流れによつて特徴づけられ、前者は一般に温暖・好天、後者は寒冷・悪天を伴っている。したがつて長期予報の大すじは、寒暖気の大規模な交換現象を正確に把握することで、これが重要なポイントである。一例をあげると、1952年は夏期に極付近に蓄積された寒気が秋から初冬にかけて南下して消費され、1953年暖候期には再び寒気が蓄積されて、夏の後半から消費されて

北日本に早冷をもたらした。その後蓄積段階に入つたために、日本は暖冬となつたが、その蓄積された寒気が1954年の夏期に消費されて未曾有の大冷害の年となつたと考えられる。このように大規模な寒気の南北交換の問題は現実には確かに行なわれており、予報的にはどのようなリズムで起つているかが問題であり、これは超長波の変動に関連する。

超長波変動の予測はむずかしいが、その変動はしばしばプロツキング現象を伴っている。ゾーナル型(寒気蓄積)からメリディオナル型(寒気消費)に変遷するシノブチツクな過程をみると、まず、大西洋中部(イギリス付近)に高度の尾根が形成され(中、低緯度に源をもつ)よう

乱)、次第に発達して高緯度に及ぶと共に、西北進してグリーンランド付近に達する。このプロツキング・ウェイブの影響は、偏西風の上流と下流に伝播して、極の寒気はヨーロッパと北米に南下すると共に谷が強化される。その結果、北米西岸とウラル付近に尾根が形成される。この段階は、ゾーナル型の気流系が破壊され、低指数型循環が強められるときにあたる。すなわち、帯状有効位置エネルギーの蓄積が極大に達し、それを消費することによつて、じょう乱の発達に伴う渦有効位置エネルギーの増大が始まるときである。この段階では、日本はまだ暖冬であるが、プロツキング波に伴つて発生した尾根は、さらに発達し、北米西岸のリツジは西北進してタイミール半島のリツジとついで併合する。同時にシベリア北部の寒気は南下し、持続的な吹出しが東アジアを吹走する。これらの経過をモデル的に示したのが第3図である。このようなシノプチックな経過は、普通20〜30日くらいかかるので、寒候期の1カ月予報には大いに役立つ。

以上寒候期予報の成果から、具体的な2、3の例をあげたが、このほか成層圏循環を利用したシノプチックな方法など多くの重要な結果が得られた。その成果の主なる項目をあげると次のようになり、これがそのまま暖候期予報法の検討につながる問題点のひとつとなるであろう。

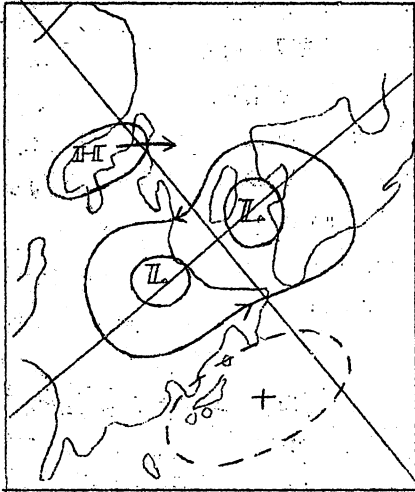
- (1) 寒候期予報の目標の確立： 冬の天候の特性を、時間的経過、地域差という観点から把握できた。
- (2) 寒・暖冬予報のモデルの提出： 日本と北半球の環流との同時関係からさらに、前兆も含めて暖冬・寒冬の環流の変化のイメージがはつきりしてきた。特に日本における多くの予報者が、日本の天候を北半球のパターンの変動を通じて理解するに至つたことは注目すべきことであろう。
- (3) 成層圏循環の導入： 秋の成層圏循環から冬の天候を予想する方法が提出され、対流圏循環と結びつけて立体的に循環の変動解釈しようと試みた。この方法の研究は近年ソ聯で精力的に行なわれているが、着手は日本の方が早く、検討会の内容が世界的な研究に先んじていることを示している。
- (4) 超長波の解析： 半旬値を単位とした資料により、超長波の解析が行なわれ、環流の変動とエネルギーの流水の過程がわかつてきた。
- (5) 夏から冬への循環の季節変化の明確化： 合成図や相関法によつて、夏から冬、特に秋から冬への北半球の大循環の変化過程が明らかになつてきた。

結論的には、寒候期予報検討会の結果、それまで単にグラフ上の気象要素の変化に頼つていた長期予報に比べて北半球の天気図を用い、そのパターンの変動に着目した予報技術が開発されるに至つたことは、最近の大きな進歩として指摘できるであろう。

第 3 図

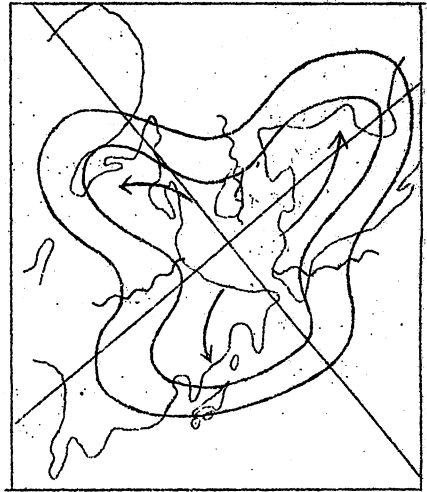
大規模な寒波が吹き出すまでの

シノプチック過程のモデルの様相

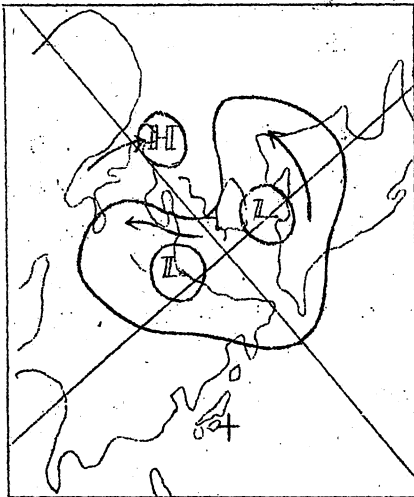


(i) 高示数のstage

蛇行よく、寒気は極付近に停滞。中緯度地方温暖

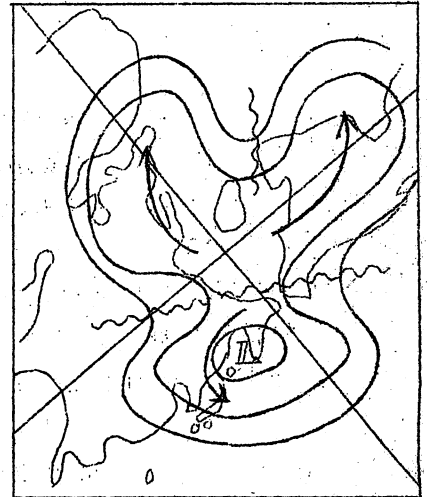


(iii) 大西洋の尾根はさらに北西進し、パターンがいちじるしく変る。極付近の寒気は北米東部、ヨーロッパにいちじるしく南下する。同時にタイミール付近と北米西岸に尾根が形成される。



(ii) 地中海付近の尾根が北西進し、イギリス付近に達する。

グリーンランド付近まで尾根が発達し、ヨーロッパに寒気が南下しはじめる。



(iv) タイミールと北米西岸の尾根はさらに発達して、オホーツク海北部で併合する。同時に極渦はオホーツク海に南下し、日本は、寒冬になる。流れは低示数型に変わる。中緯度地方は寒冷、高緯度地方は温暖になる。

2. 暖候期の技術検討の問題点

まず昨年度行なわれた検討会の中から、そのいくつかを取りあげ、回顧しながらその問題点を指摘し、来るべき検討会の参考となる事項をまとめてみよう。

(i) 暖候期における環流の季節変化

極渦の動向、帯状指数などと日本の天候との関係は、春、秋は冬期と概ね同じであるが、夏期は余り関係がなく、わずかに北海道の天候だけが、冬と同じ関係がみられる程度である。すなわち、季節の進みによつて、日本は偏西風じょう乱に支配される季節から、支配されない季節に移り変わる。したがつて、暖候期の天候を理解するために、偏西風帯の季節変化を理解することは重要な意味がある。偏西風帯の季節的な後退現象をみると、地域的に一様におきているのではなく、しばしば、中緯度と高緯度で位相の逆転することがある。そのよい例が梅雨である。平年の半旬 500 mb 高度をみると、太陽高度の増大に伴つて、ほぼ正弦的な変化をするが、ウラル付近の高緯度地方だけは 6 月に不連続的に高度が上昇する。これはおそらく極渦の縮小を意味するのであろうが、動気候的には、チベット高原付近のジェット気流が北上することと無関係とは考えられない。これは今回の研究にもあるように、1000 mb 循環にも明白に反映されていることから考えられるので、今後成層圏循環の季節変化の正確な記述も重要であろう。とにかく次の検討会では、予報方法そのものよりも、暖候期における環流の季節変化を克明に記述することが、重要な議題の一つである。参考までに検討が望まれる項目をあげると次の通りである。

- (a) 極渦（成層圏・対流圏）の強さ、位置の季節変化および年による違いの系列化
- (b) 偏西風の季節的な後退と偏西風じょう乱の変動の規則性
- (c) オホーツク海高気圧の形成、持続と消滅のシノプチック過程

(ii) 亜熱帯高気圧の形成と季節変化

亜熱帯高気圧が強いときは、大太平洋、大西洋高気圧が共に発達し、同時に寒気は北極付近に閉じ込められている。したがつて、亜熱帯高気圧と偏西風帯のじょう乱とは無関係とは言えないが、どの程度関係があるかとなると、明白でない。すなわち、偏東風帯中の大規模なじょう乱と偏西風帯中のそれとは、どのように関連しているかとなると甚だ明白でなくなる。この理由の一つに亜熱帯高気圧の形態の複雑さがあげられる。地上では太平洋、大西洋に高気圧の中心があつて、その縁辺が大陸と接している。太平洋高気圧は上空にゆくにつれて、高気圧圏が西偏し、1000 mb ではチベット高原に中心をもち、大陸をおおう巨大な高気圧になる。すなわち、地上の亜熱帯高気圧は海洋上に勢力をもつが、1000 mb では大陸上に勢力をもっている。このように鉛直的にみると位相の全く逆になる現象をどのように関連させるのがよいであろうか。これは一つの大きな問題である。中間にあたる 500 mb でみると、中心は2カ所にある。すなわち一つは太平洋高気圧に相当し、他の一つはチベット高気圧に対応するものである。しかし、両者が同時に共存することは統計的にみると稀である。

つまり印度～中国大陸上で500 mb 面の高気圧が発達するときは、中部太平洋や小笠原では高気圧が発達しない。またその逆も成立っている。この事実は日本の夏の天候を考えると重要な問題を提示する。たとえば、本年8月の月平均偏差図をみると、小笠原も含め、太平洋高気圧は例年より弱い。小笠原高気圧の発達したいわゆる夏型気圧配置は、中旬に数日持続したにすぎなかつた。それにも拘らず西日本を中心とした全国的な暑夏ぶりは記録的なものであつた。これは中国大陸に中心をもつた500 mb 高気圧が、日本をおおつていゝ事と関連がある。すなわち、暑夏・干ばつ＝小笠原高気圧というイメージは必ずしも正しくない。このように、亜熱帯高気圧の構造、偏西風帯との関連、日本の天候への影響はまだよくわかつていない。これらの事柄は、これから組織的な研究によつて究明することが必要であろう。参考までに、検討の望まれる項目をあげると、次の通りである。

(a) 亜熱帯高気圧の鉛直構造と水平分布

(b) 亜熱帯高気圧の季節変化の記述

(c) 成層圏循環と亜熱帯高気圧

(d) 偏西風じょう乱と亜熱帯高気圧

(e) 日本の夏の天候と亜熱帯高気圧

(iii) 亜熱帯高気圧と台風

台風の多発生、多上陸、少発生、少上陸の年の500 mb 合成図は全く逆の偏差分布をしている。その最も大きい違いは、太平洋高気圧の強弱と日本への張り出し方の強弱および寒気が中部太平洋北部（ベーリング海）に南下するか、日本付近に南下するかに現われている。したがつて台風の動向が亜熱帯高気圧や偏西風帯のじょう乱と無関係でないことは確かであろう。しかしながら、両者の関係は今まで常識的に知られていることの再確認という面もかなりあるので、これ以上の進歩を図るためには、構造的な面を解析する必要がある。たとえばI・T・Cの強さ、位置と亜熱帯高気圧との関連、海と大気との間に行なわれる熱的な相互作用などがあげられる。動気候的な意味でのI・T・Cの記述は、まだ殆どなされていないが、この方面の調査は、台風の長期予報に有力な情報を提供するものと期待される。しかし残念ながら、低緯度地方の資料は、長期予報に利用できるほど整備されていないので、早急には難しい問題であろう。

(iv) その他

以上8つの大きな問題について述べたが、昨年度の検討会に関連して、さらに調査を進めたらよいと思われる事項は次の通りである。

(a) 夏の循環の経年変化の特性： 極く近年の気候変動という観点から、500 mb 天気図上の年々の循環の特性を把握することが必要である。

(b) 異状天候のイメージの確立： 干ばつ、長雨などの異常天候と大循環との関連をさらに明確にする。例えば、5月の干ばつと、8月の干ばつでは、その機構が果して同じである

うか。

(c) 成層圏循環と季節区分： 成層圏循環に着目した季節区分は発展性があると思われるので、シノプチックな面からさらに調査し、対流圏循環との関連性を明確にする必要があろう。

(d) 基本的な諸問題： 例えば降水量と気温との相関がなぜ夏に悪くなるか、また冬にはなぜ地域によつて逆になるか。また相関の逆転という現象は環流型とその経年変化から解釈できないかなど基本的な問題も多く残っている。

以上最近の検討会に関連していろいろ述べたが、長期予報の大勢としては、大循環の変動に着目し、できるだけ客観的な予報方法を確立する方向に努力が向けられている。特に北半球の資料を駆使し、多くの人々が同じ方向に努力を続けることによつて、いつかは学問的基礎をもつた長期予報法を確立できることは決して夢ではないと思う。このためには、できるだけ多くの人々が、北半球の大循環という観点から研究を進める必要がある。しかしこれは大問題で、長期予報管理官室のメンバーだけでは、とてもなしうるところではない。このような考えから、当室としても北半球の資料、特によく料理した資料配布に心掛け、季節予報資料の中のテクニカルノート、或はその他の方法で地方にもお届けしている積りである。またその内容に、こゝ10年間の500mb 半旬小型天気図をコピーできるようにして、少なくとも予報中枢まで配布できるように計画している。これらを暖候期予報検討会の資料として活用し、本文において示唆されたる項を参考にし、来るべき検討会に大きな成果をあげることを期待してやまない。さらに本文にあげた諸問題は、そのまま毎日予報、週間予報にもつながるので、全国の方々の御協力をこの新面を借りてお願いしたいと思う。

最近の長期予報の成績

長期予報管理官付調査係

まえがき

昭和38年から39年にかけての冬は寒冬予報にもかかわらず、大変な暖冬で、日本海側では雪が少なく、太平洋側では逆に多雨記録であつた。前年(昭38)の冬が例の北陸豪雪であつただけに、この予報の失敗に対する世間の風あたりは強く、長期予報の“受難時代”と騒がれたものである。しかし続出する“異常気象時代”にあつて、長期予報の成績が云々されるのは“あてにされている”証拠でもある。一体長期予報の成績はどの程度のものであろうか。どのような基準で監査したらよいのであろうか。

長期予報の監査はその性質上① 季節予報 ② 3カ月予報 ③ 1カ月予報、さらに④ 予報法別監査を必要としよう。しかもこれらの種類によつて監査基準も変らなければならないのである。ここでは季節予報および1カ月予報の監査方法と最近の成績をのべ、大万の批判を得たい。

第1部 季節予報の監査

§1-1 季節予報の特徴

季節予報は毎年、3月10日頃(暖候期予報)と10月20日頃(寒候期予報)に発表される。

(イ) 予報技術上からは統計的な方法が多く、当然予報内容は来たる暖・寒候期の天候の大きな傾向をのべるにとどまり、定性的な表現が目立つ。一方、異常気象に対する予報の要望は強く、このため統計的な「可能性の予報」が「警戒的な意味」をもつてくる所に季節予報の大きな特徴がある。

(ロ) 実際には“可能性のある異常気象”に対して、予報文とは別に「注釈」をもつて意をつくしているが、予報文中では、例えば夏の「時々低温」という表現はかなり警戒的な意味をもっているのである。

(ハ) 暖候期予報は北日本の冷夏予想に、寒候期予報は寒暖冬のペースの判断に重点がある。

§1-2 季節予報の監査基準

上にのべたようにその性質上予報の表現が定性的である上に、予報対象も毎回固定したカテゴリーをもつていない。また気象現象としての規模の大きさと、気象災害とは必ずしも一致しない。このため、

(イ) 気象現象としての監査 …… 予報されている各カテゴリーについて、適、不適を判定する。この場合かなり主観的な採点がさけられないが、後にのべる予報監査例のように実況を並記し、——— は適中、----- は半適中とした。

(ロ) 情報量としての監査 …… 予報対象季節の季節の特徴および気象災害等を参考にして、その季節の特徴をきめ、その現象が適切に予報されているかどうかを監査する。季節の特徴を決めるに当つては“気象要覧”、“気象”(気象協会発行)等を参照した。

(ハ) 重点予報に対する監査 …… 前節ハでのべた事項に対する監査

(ニ) 総合判定は、右表のようにした。実際には V、

季節予報総合判定表現

I は殆んどなく、判定 II の場合は利用者の評判は非常に悪い。

V: 非常に適切であつた
IV: 大体大筋を予報している
III: 半適中
II: 大筋をはずしている
I: 全くだめ

§ 1-3 予報監査例

例 1

暖候期予報

昭和39年3月10日発表

*1 春の初めの天候は寒暖の変化はげしく、やや不順に経過	90点
*2 5月は関東以西で長雨のおそれなく、	100
*3 気温は高目に経過するみこみ	100
*4 梅雨期の雨量は概して少なく、	50
*5 北日本は時々低温となるおそれがある。	100
*6 盛夏期の天候は多少の変動が予想され、北日本では一時的低温	90
*7 西日本では雨量が少ない	100
*8 台風の発生数は平年なみ	100
*9 本土に接近または影響するもの3~4個	100
*10 「社説」黒点極小年と異常天候の注意喚起	100

(イ) 気象現象としての監査 93点

1964年 暖候期の天候の特徴

(1) 4月の異常高温多雨	○'
*11(2) 大霜害	?
*12(3) 梅雨末期豪雨	×
*13(4) 北海道冷夏・北冷西暑	○'
*14(5) 早冷	?

(ロ) 情報量としての監査 40%

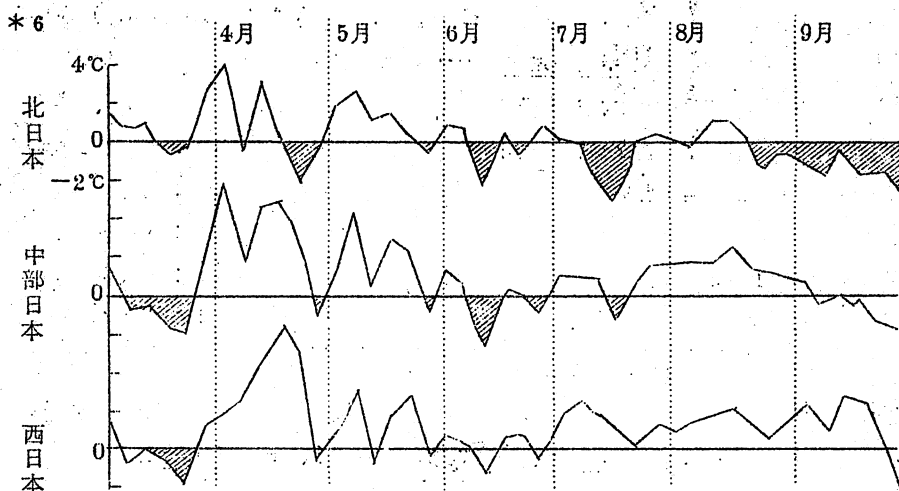
北日本の冷夏予想

春のやや不順、梅雨期時々低温。盛夏期一時的低温(予報の大筋「警戒」)

(ハ) 重点予報監査 ○

実況 (1964年, 暖候期)

*1, *2, *5, 半月気温 (偏差) の経過



*2, *4, 地域月降水量平年比 (%)

*7

月	地域	北海道	太平洋側	日本海側	西日本	記 事
4 月		152%	65	131	104	西日本日照 (-20~-30%) 降水日数、宮崎 19日 (+7日) 長崎 18日 (+6日)
5 月		113	77	74	64	乾燥、大阪月平均湿度 60%
梅 雨		168	81	181	85	7月7, 8, 14, 15, 18日大雨 18~19日、日本海側大雨 死者 123人
8 月		128	157	109	80	本州猛暑、水不足、20日台 14号 関東雨

*1 4月8日、寒のもどり、中旬ナタネつゆ、21日北海道雪

28, 29日 晩霜 … “はげしかつた気温変動” 気象 4686, P12

*8 台風発生 4~9月、22個 (+3個)

*9 台風襲来数 3個

*11 大霜害 被害高昭 16, 32年をうわまわる。

*12 北陸地方の7月の降水量平年比 (%)

1962年 (44%) 63年 (68%) 64年 (239%、記録更新) 65年 (197%、山陰記録更新) 66年 (160%、加治川氾濫)

*13 北海道冷害第1年目

*14 北海道における9月の気温偏差 (°C)

1962年 (0.8°C) 68年 (-0.5°C) 64年 (-1.5°C) 65年 (-0.2°C) 66年 (-1.1°C)

例2

寒候期予報

昭和40年10月20日発表

*1	この冬は寒暖の変動が大きく、地域による差がある	100点
*2	寒くなる時期は、西日本で冬の前半	100
*3	北日本で冬の後半	90
*4	冬期を平均すると(12~2月)西日本の気温はやや低く、その他は平年なみ	50
*5	3月の気温は平年なみ、天候の変動大きい	70
*6	太平洋側の降水量は少なめ	100
*7	積雪 北陸地方でなみかやや多く	100
*8	北日本少なめ、一時的大雪がある	50

(イ) 気象現象としての監査 83点

1965/66年 寒候期の天候の特徴

(1) 寒暖の変動大(北暖西冷の傾向).....	○
*9(2) 太平洋側、異常乾燥.....	○
(3) 春の異常高温.....	△

(ロ) 情報量としての監査 83%

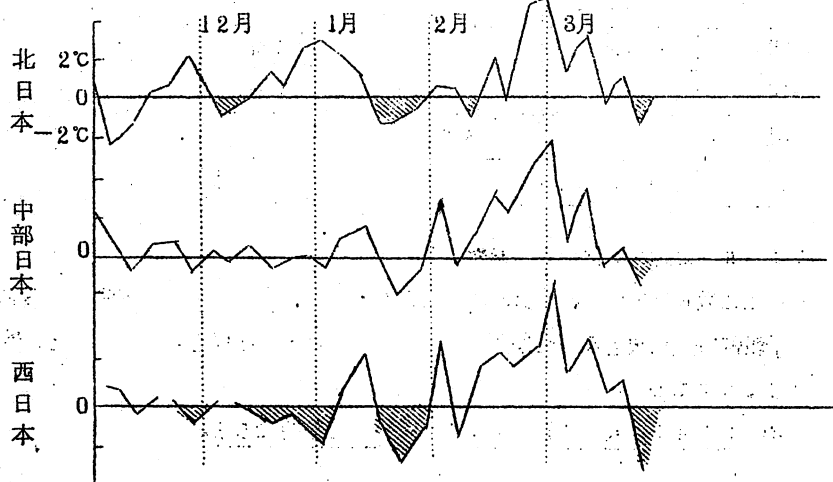
暖・寒冬のペースの判断

変動型(北暖西冷の傾向)

(ハ) 重点予報監査 ○

実況(1965/66年 寒候期)

*1, *2, *3 半旬気温(偏差)の経過



*4, *5 月平均地域気温 (偏差℃)、地域降水量年比 (%)

*6 月	地 域	北 海 道	太 平 洋 側	日 本 海 側	西 日 本
12月		0.6℃ 141%	0.9℃ 80%	-0.2℃ 104%	-0.4℃ 64%
1月		0.5 158	0.9 57	0.8 82	-0.2 112
2月		0.9 113	2.6 167	1.9 95	1.8 111
3月		1.9	2.2	1.7	1.9

*6, *9 東京無降水の記録 (1.0ミリを含む) 1月5日~2月16日, n=48日

*7 積雪 12月25日北陸里雪, 金沢40cm 1月12日札幌集中大雪45cm

18日札幌82cm, 高田84cm 22日秋田48cm 23日高田トカ雪105cm

*5 3月下旬低温 ... 東京サクラ開花 3月20日 (早い記録)

その後低温、ナタメツゆ “気象” 66年5月号P10, 見出し “荒れた春”

§ 1-4 最近4年間の監査成績

以上の(イ)、(ロ)、(ハ)の各監査成績を考慮して、総合判定が下される。この場合、(ロ)の情報量としての監査、例えば5月の長雨 (1964年) や晩霜の予報は現在の予報技術の水準からは不可能であるという議論もある。勿論そのような論旨を肯定した上で、なおわれわれの努力目標としての価値をもっていると思われる。

最近4年間の予報成績は第1-1表に示す。

第1-1表 季節予報監査成績

(1963~1967年)

種 類	年 次	(イ) カテゴリー 監 査	(ロ) 情報量 監 査	(ハ) 重点予報 監 査	総 合 判 定
暖 予 候 報	1963	84点	67%	○	Ⅳ
	64	93点	40%	○	Ⅳ
	65	89点	90%	○	Ⅳ
	66年	63点	38%	△	Ⅲ
寒 予 候 報	1963/64	36点	17%	×	Ⅱ
	64/65	80点	33%	○	Ⅳ
	65/66	83点	83%	○	Ⅳ
	66/67年	90点	75%	△	Ⅳ

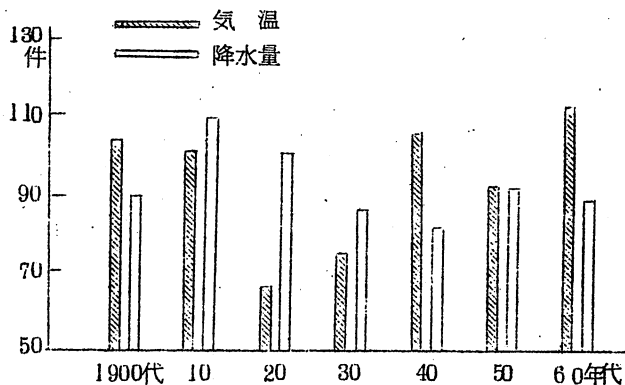
§ 1-5 最近の異常天候の特徴

ここ数年の天候は、毎月のように高温・低温、多雨・少雨の記録があらわれており、この予報監査の対象となつた期間はまさに “異常気象” 時代といえよう。その特徴を上げると次のようになる。

(イ) 1960年代は “異常気象” の続出した時期である。

全国から適当な9地点を選び、過去72年間の北海道、東日本太平洋側、日本海側、西日本の4地域の「地域平均気温」「地域降水量」について、上・下位第7位までの記録をえらび（季節予報できめられている5段階区分+2, +1, 0, -1, -2の最上・下位に相当し、仮りに異常気象とよぶ）10年ごとに集計すると第1-1図のようになる。つまり4地域×12カ月

×10年の延地域で、1950年代は気温、94件、降水量93件に対し、1960年代は114件の異常高低温と90件の異常多少雨がおこつたことになる。（1960～66年は、10年間に換算してある）月別にみる



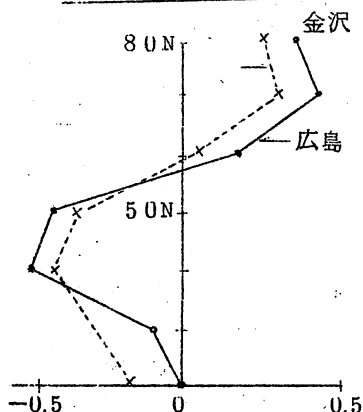
第1-1図 年代別 異常気象発生件数

と春秋に目立っている。しかも夏の北日本の低温、冬の北陸豪雪のような社会的気象災害を加味すると、正に“異常気象時代”といえよう。

(ロ) 変動の大きな天候が続いている。

第1-2表には、1962年～66年のこれらの異常天候の一覧表を示してある。著しく地域差の大きな現象や、同じ季節でも年による変化が激しいことに気づく。予報上問題となるいくつかの事例を上げよう。

(i) 一般則を乱している



第1-2図 西日本・日本海側5月の降水量と500mb高度緯度平均との相関

- 1963年5月： 高温多雨、西日本長雨
 - 1964年5月： 高温少雨、異常乾燥、火災
 - 1967年5月： 高温少雨、干ばつ
- 5月は低温多雨 — 梅雨の到来の早いことが一般則と考えられる。〔第1-2図参照〕
- 1963年12月： 太平洋側暖冬少雨
 - 1964年 1月： “ 暖冬多雨
 - 2月： “ 寒冬多雨

(ii) 年による変動が大きい

- 1964年4月： 異常高温
- 1965年4月： 異常低温

標準偏差の3～4倍という高低温が続いてお

第1—2表 1962～66年 異常天候一覽表

年	月	1 月	2	3	4	5	6	7
一九六二年	気温				高温 I	高温 I, II, III		
	降水量	☆ 多雨 III	少雨 II	少雨 III, IV				☆ 多雨 IV
一九六三年	気温	☆ 低温 IV	☆ 低温 IV		高温 III	高温 I, III, IV	高温 IV	
	降水量	☆ 多雨 III				☆ 多雨 III, IV		
一九六四年	気温	高温 II, III, IV	(低温 I)		高温 II, III, IV	高温 II, III, IV		☆ 高温 IV
	降水量	☆ 多雨 II, IV			☆ 多雨 I	(少雨 IV)	☆ 多雨 I	☆ 多雨 III
一九六五年	気温	高温 I			低温 II, III, IV			(低温 I, III)
	降水量		☆ 多雨 I 少雨 II	☆ 多雨 I 少雨 II, III	☆ 少雨 II	☆ 多雨 II, III, IV		多雨 III
一九六六年	気温		高温 II, III, IV	高温 I II, III, IV				
	降水量	☆ 多雨 I		多雨 I, III, IV	☆ (少雨 III)		多雨 I, II	多雨 II

注 1) 1895～1966年の72年間の資料によつて、5階級区分の〔2〕〔-2〕

2) 地域は、I 北海道(札幌、根室)、II: 太平洋側(東京、仙台)、III: 日本海側

3) ()は、最近37年間で〔2〕、〔-2〕を示す。

4) ☆地域差がおこつており、他の地域で異なつた〔±1〕、〔±2〕の天候である

8	9	10	11	12	記 事
高温 II ☆ 多雨 I	☆ 少雨 II, IV	☆ 少雨 I		高温 I	☆1月：日本海側多雪 ☆2～3月：高温、水続く ☆春：高温 ☆9月：残暑、台なし、少雨 ☆12月：北日本暖冬 ○気温高い
	低温 III		高温 I	高温 I, II, III	☆1～2月：381北陸豪雪 ☆5月：西日本長雨 ☆9月：早冷、台なし ☆12月：暖冬少雪
多雨 II, IV				少雨 III	
☆ 高温 III, IV	高温 IV ☆ (低温 I)	高温 IV ☆ (低温 I, II)			☆1月：暖冬太平洋側多雨 ☆2月：北日本寒冬 ☆春：異常高温多雨(4月) ☆7月：日本海側大雨 ☆夏一秋：北冷西暑、水不足
	多雨 III ☆ 多雨 IV				
	低温 IV				☆1月：北日本暖冬 ☆2～3月：北海道多雪、東日本乾燥 ☆4月：4月寒波 ☆5月：雨台風 ☆7月：日本海側梅雨末期豪雨 ☆夏：北日本冷夏 ☆9月：西日本早冷
☆ 少雨 III	多雨 I	小雨 I, II	多雨 IV		
高温 IV		高温 I, II, III	高温 I, II	(低温 III)	☆2～3月：高温、暖春 ☆6月：東日本梅雨活発 ☆7月：日本海側大雨 ☆夏：北冷西暑 ☆12月：全国的寒冬
少雨 II	多雨 IV	☆ 多雨 I	☆ 少雨 II		

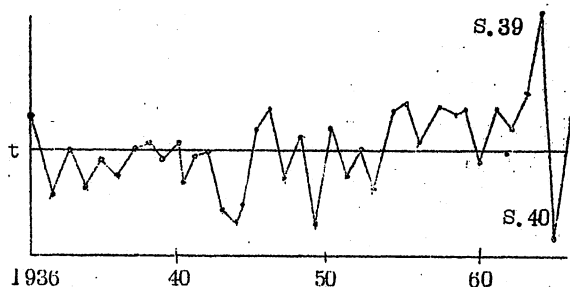
を一覧表にした。

(新潟、金沢)、IV：西日本(大阪、広島、熊本)

ことを示す。

こつている。(第1-8図参照)

- 1962年9月:
残暑 台風襲来なし
- 1963年9月:
全国的早冷、台風襲来なし
- 1965年9月:
西日本早冷、台風襲来被害大



(iii) 地域差が大きい

第1-8図 松本 4月気温

第1-2表に示したようにある地域で異常気象(階級+2または-2)がおこつているときに、同時に他の地域で異つた階級(±1, ±2)の現象がおこつていることを、地域差が大きいと定義する。このような現象は、

気温の場合……6カ月 例1963年1~2月、64年夏、秋

降水量の場合……20カ月

以上は著しい例を指摘したが、現在われわれの周囲では非常に複雑な天候の変動と気象災害がおこつており、このような時期の季節予報であることを強調しておきたい。

第2部 1カ月予報の監査

§2-1 1カ月予報の特徴

1カ月予報は毎月、月末に翌月の上・中・下旬別に、また月の10日に中・下旬および翌月の上旬について修正予報が行なわれる。発表文の形式は(1)予報月の大まかな特徴をあらわす全般予報(2)旬別の天候(3)気温・降水量の要素別予報からなっている。

ここでは天候予想の基礎となつている要素別予報について、主として監査を行なつた結果をのべる。要素別予報は旬毎に(1)北日本、(2)東日本、(3)西日本の「大予報区」(冬季の降水量は日本海側、太平洋側に分けられることもある)ごとに予報されるのが常である。また予報文の表現は規則(気象法規 予報通報編第3章21条)によつて5階級区分でなされているが、1966年の例では第2-1表のようである

第2-1表 予報文にてくる表現回数

(1966年月末発表 1カ月予報)

表現要素	平年なみ	平年なみ~やや高低い	平年なみ~高(低)い	やや*)高(低)い	高(低)い	かなり高(低)い	前半・後半* ₁ の傾向
気温	18例	18	11	11	20	1	29
降水量	19余	7	21	7	48	0	1
階級	0	0, ±1	0, ±	±1	(0 ⁺ ~+2)	±2	

*) 高めという表現も使われる

*₁) 前半低く後半高くなるなどの表現

§ 2-2 1カ月予報の監査基準

予報の採点を客観的にするためにはどのような「監査基準」を決めるかが問題となる。予報がすでに5階級区分でなされているので、監査もまた以下にのべるような5階級区分を原則とする。

第2-2表 季節予報の表現と現象の生起確率(%)

(公報152号 1963.12.8日)

5 階 級	+ 2	+ 1	0	- 1	- 2
表 現	かなり～	やや～	平年なみ	やや～	かなり～
生起確率 (%)	10	20	40	20	10%

注) 場合によつては、巾をもたせた表示や、単に「平年より高(低)い」ということもある。

第2-1表、第2-2表を考慮して「5階級採点表」を第2-3表のようにする。表現はA、B、C、D、Eの5階級表現である。

第2-3表 5階級採点表

予報 実況	+ 2	+ 1	0	- 1	- 2	+	-	0, +	0, -	0+1	0,-1
+ 2	A	B	D	E	E	A	E		E	C	E
+ 1	B	A	B	D	D	B	D		D		D
0	0+	C	B	A	B	C	C	B		A	
0-						C					
- 1	D	D	B	A	B	D	B	D	B	D	A
- 2	E	E	D	B	A	E	A	E		E	C

第2-3表のような採点をしたときに、Random では生起確率を考慮すると次のような成績となる。

5階級	表 現	Randomの確率	累 積
A	ズバリ	24/110 21.8%	21.8%
B	まあまあ	40/110 36.4	58.2
C	もうちょい	14/110 12.7	70.9
D	頑張つて	22/110 20.0	90.9
E	申し訳ない	10/110 9.1	100.0

第2-3表によつて、個々に採点された成績は、月、地域または気温・降水量の総合成績として次の5階級に採点される。

5階級	V	IV	III	II	I
表 現	よく適中した	大体一致した	半々だ	すこし一致した	だめ

2～3回の予報に対する総合採点表は第2-4表のようにする。

第2-4表 5階級総合採点表

2-Parameter	総合採点	3-Parameter
A A A B B B	V	A A A A A B A A C A B E
A C A D B C	IV	A A D A B C B B B A A E A B D B B C A B E
A E B D C C	III	A C C B B D A C D B C C B B E
B E C D	II	A C E A D D B C D C C C A D E B D D B C E A E E
C E D D D E E E	I	D C C B D E D D C E C C B E E D D D E D C E D D E E C D E E E E E

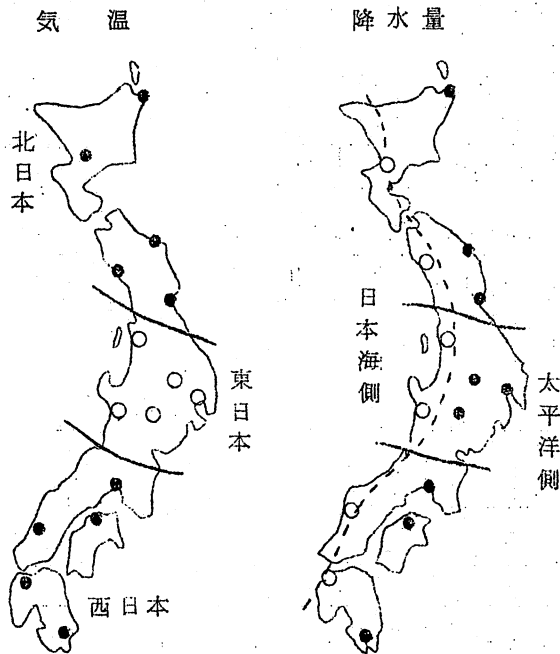
実況の階級区分は半旬値を基礎として、2半旬値を監査対象とした。5階級区分の限界値は厳密には地域と季節によつてそれぞれ異なっているが、現場の作業では、次のようにきめてある。

第 2 - 5 表 気温・降水量の階級区分限界値

要素	階級 平均値	+ 2	+ 1	0	- 1	- 2
気温 偏差 (℃)	月	≥ 1.6	1.5~0.6	0.5~-0.5	-0.6~-1.5	-1.6 $\geq$
	旬	≥ 1.9	1.8~0.9	0.8~-0.8	-0.9~-1.8	-1.9 $\geq$
	半 旬	≥ 2.0	1.9~1.0	0.9~-0.9	-1.0~-1.9	-2.0 $\geq$
降水 比率 (%)	月	≥ 170	169~120	119~70	69~40	39~0
	旬	≥ 240	239~140	139~40	39~20	19~0
	半 旬	≥ 280	279~120	119~20	19~5	4~0

また大予報区の対象地点は次の地点をえらんだ。

第 2 - 1 図



§ 2 - 3 監査例 (略)

§ 2 - 4 1966年1カ月予報成績

昨年1カ年の成績表は以下に示す各表のようになった。

(A) 月末発表予報

(B) 月始発表予報

第2-6表 気温成績表 (%)

統計要素		A	B	A+Bの 有意性	C	D	E	予 旬 報 数	A+Bの有意性
☆各地域	北日本	27.8%	36.2	+ 5.8%	8.3	11.1	16.7	36	+ 8.6%
	東日本	25.0	41.6	+ 8.4%	11.1	19.5	2.8	"	+ 5.7%
	西日本	33.4	36.2	+11.4%	18.9	18.9	2.8	"	+ 5.7%
☆旬別	上旬	27.8	33.4	+ 3.0%	16.7	19.5	2.8	"	+ 3.0.8%
	中	27.8	50.0	+19.6%	8.3	5.6	8.3	"	- 2.6%
	下	30.6	30.6	+ 3.0%	11.1	16.7	11.1	"	- 8.2%
☆年合計		28.7	38.0	+ 8.5%	11.1	14.8	7.4	10.8	+ 6.7%

第2-7表 降水量成績表

☆旬別	上旬	36.3	33.3	+11.4%	0	15.2	15.2	33	+ 10.3%
	中	17.6	44.1	+ 3.5%	26.5	8.8	2.9	3.4	+ 5.4%
	下	33.3	36.3	+11.4%	15.2	15.2	6.1	3.3	- 14.1%
☆年合計		29.0	38.0	+ 8.8%	13.0	12.0	8.0	10.0	+ 4.7%

第2-8表 気温・月総合成績 (月数)

統計要素		V	Ⅳ	V+Ⅳ	Ⅲ	Ⅱ	I	月数	V+Ⅳ
☆各地域	北日本	4	2	6 か月	1	5	0	12	7 か月
	東日本	3	5	8 か月	1	2	1	"	7 か月
	西日本	5	4	9 か月	1	0	2	"	6 か月
☆旬別	上旬	2	6	8 か月	1	2	1	12	10 か月
	中	4	6	10 か月	1	0	1	"	6 か月
	下	4	3	7 か月	2	0	3	"	4 か月
☆月総合		2	6	8 か月	3	0	1	"	6 か月

第2-9表 降水量・月総合成績 (月数)

☆旬別	上旬	4	3	7 か月	3	1	1	12	8 か月
	中	2	5	7 か月	2	2	1	"	7 か月
	下	3	6	9 か月	3	0	0	"	5 か月
☆月総合		2	5	7 か月	3	2	0	"	4 か月

第2-10表 年間気温・降水量総合成績 (月数)

☆年間総合	5	3	8 か月	2	2	0	12	7 か月
-------	---	---	------	---	---	---	----	------

要約：1966年の1か月予報の成績は月末に発表された予報を主とすると

- (1) 気温の成績は“適中(A)”または“1階級ズレ(B)”は全体の66.7%で、Randomより+8.5%有意であつた。地域的には西日本に対してよく(7.1%)、旬別では中旬の予報がよかつた(7.8%)。A+Bを適とすると、スキルスコアでは気温は18.2%、降水量は21.4%となる。
- (2) 降水量の成績も大体同様で(6.70%)あつた。
- (3) 月始めに発表される修正予報は必ずしも有効ではない。しかし北日本(+8.6%)や中旬(+30.8%)の気温に対してはよくなつている。

あとがき

長期予報の監査基準と最近の成績についてのべたが、これらの結果は決して満足すべき状態ではない。一方複雑な天候変動時代を考慮し、諸外国の例を比較しても悲観すべき状態ではないであらう。

この監査報告は、中間報告であつて、予報の基礎となつてゐる予報方法別の監査を明らかにしなければならないが、また別の機会に報告したい。

(久保木 光 熙)

気象衛星による放射測定値から計算された 全地球の熱収支について

飯 田 睦次郎

1. はしがき

極めて最近まで理論的考察によつてのみ計算されていた地球—大気系における熱収支が、ここ数年間における気象衛星の出現によりこれらに関する解析に画期的進歩をなしとげつつある。近い将来我が国でもこの satellite の資料による解析が現段階より盛んとなり、天気解析や短期予報に利用されるばかりでなく長期予報への有効な一つの手段を与えることは明白な事実と考えられる。現在、satellite からの radiometric data の断片的な蓄積が過去数年間にかなりの量に達し、地球—大気系での planetary — scale outgoing long — wave radiation および albedo の長期間に亘る変化模様等の調査研究を可能にして来ている。しかし未だ充分な観測がなされているわけではない。したがつて、これらを利用した調査研究は、月平均又は季節平均をほどこした global scale の long 又は short wave radiation の模様ならびに経度方向に平均した値の子午線分布模様を明確にすることに集中されている。J.S.Winston(1967) は Tiros IV および VII からの資料を用いて、これらの模様を明らかにすると同時に long-wave radiation と albedo との相互関係および対流圏中における等圧面高度の模様との関係を調査した結果を公表している。すなわち、1962年2月～9月までの Tiros IV における channel 5 によつて測定した radiation, channel 2(8~12 μ) の強さから測定した outgoing long-wave radiation, channel 3(0.2~6 μ) の強度から得られる planetary albedo の値等により、* long-wave radiation と albedo は逆相関の関係にあり特に海洋上や砂漠でない地域上でこの関係が顕著であることを見出している。また同時にこの2つの量と北半球上の planetary flow pattern との関係を調査し、2つの量が偏西風の pattern および強さと特に密接な関係を持つていることを明らかにしている。その他、Tiros VII の資料と組合せて、2つの異なつた年の同じ月についての long-wave radiation pattern を比較検討し、或る月から次の月までの radiation pattern にはかなりの持続性が見られるがしかし場所によつては月平均

* 気象研究所予報研究部

* satellite からの観測資料の処置方法および manual は参考文献 1~9 に与えられている。また基本的考え方および気象衛星によつてどのような radiation 測定がなされているかについては気研ノート第18巻第2号158~161頁(1962)の片山による紹介を参照してほしい。

pattern にかんがりの差があることをあげている。そして同じ年における outgoing long-wave radiation の年による差は radiation の平均値の大体 5% であり、変動の幅は平均値の大体 80% にもなることを見出している。更に、これらの関係から対流圏中層での循環系が資料不足で良く知られていない赤道地域および南半球上ではこれら radiation の差によつて異なつた年月の循環模様の相違を指示するのに役立つことを提案している。此の Winston (1967) の仕事の紹介は紙面の都合上この程度に止めるが興味ある論文と思われるので是非読まれることをお勧めする。その他、satellite の資料を利用した解析の主だつたものとして、W.R. Bandeen et al (1961), W. Nordberg et al (1962), J.S. Winston and P.K. Rao (1962, 1963), C. Prabhakara and S.I. Rasool (1963, 1965), E.G. Astling and L.H. Horn (1964), W.R. Bandeen et al (1965), E.B. House (1965), P.K. Rao et al (1965), I. Ruff et al (1966), J.S. Winston (1967, 1967) 等をあげることが出来る。しかしいづれにしても前述したように、これら多くの研究は主に月平均、季節平均およびその子午線分布等の模様を記述するために努力がなされているのが現状である。

これら多くの解析の内、筆者は¹⁾南北両半球大気間の相互作用、気研ノート第 92 巻 (1967) において Rasool and Prabhakara (1965) による Tiros VII の資料から解析した南半球での熱収支の一部をごく簡単に紹介した。しかし、前記 Winston も指摘しているように、南半球および赤道域のゾンデ資料が不足している地域の flow pattern も推定出来る可能性および今後の観測によつて熱収支等の年々の変化模様が明確にされるであろうし、これらの結果が今後長期予報に充分役立つことが考えられるので、特定の年に限られた Tiros VII からの解析結果だけであるが、やや詳細に Rasool and Prabhakara (1965) による全地球上に亘る熱収支の解析結果を紹介し大分の参考に供する。

此の論文は、現在までになされた地球上の熱収支の初期的研究 (ゾンデ資料等による) が主に北半球上に限られていたものを、Tiros VII からの 1 年間の radiation data を解析することによつて両半球における熱収支の差を引出すことを主目的としている。すなわち、過去、南半球上での熱収支は北半球の資料からの推定によつて見積られて来ていた関係上多くのあやまつた推定値をあげている。この主な理由は南半球が 80.9% を海洋によつて占められているため気温、radiation 等の観測値の不足によることは勿論であるが、その他の理由として考えられることは、南半球の地形は北半球の地形とは相当異なつてゐる。また、南半球における albedo、雲や水蒸気等の分布状況が必ずしも北半球と同じでない。更に、太陽をまわる地球軌道の偏奇および地球の傾きの為に南半球に入る solar energy は北半球におけるより同じ夏季をとつても 6% 高いという事実等があげられる。従つて、これらの差を含めて熱収支の見積を satellite の資料から得ようとしたものである。

〔以下 Rasool and prabhakara(1965)* による論文紹介〕

2 Heat Balance

一般に大気の heat engine を推し進めるための根源である solar energy は大気の上限で $1.4 \times 10^{-6} \text{ erg cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ 又は $2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ の flux があり、此の一部は空間において反射され（主に雲により）ることが知られている。多くの研究結果によれば、全地球上の albedo の幅は 35~40% の間とされており、solar energy の残りの 60~65% が地球面および大気によつて吸収される。そして赤外放射のかたちで大気の上限から空間に放出される。回転地球において、長期間での global radiative balance は次式によつて示すことが出来る。

$$\frac{S \cdot C}{4} (1 - A) = E_s \equiv E_r = \sigma T_e^4 \quad (1)$$

ここに $S \cdot C$ は solar constant ($2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$)、 A は全地球上の平均 albedo、 E_s は入つて来る solar radiation、 E_r は地球—大気系から出て行く total radiation、 σ は stefan-Boltzman 常数、 T_e は地球の effective temperature である。しかしこの関係は、短期間又は或る一定の地域だけとする場合には $E_s \neq E_r$ であり、これら 2 つの量の差は必ずしも零となるとは限らなく、そしてそれは有限量であるから。此の radiation balance (R) は緯度、経度、および季節と共に変化する。そしてそれは赤道近くでは正で、極近くでは負であることが一般に知られている。

或る限られた地域上での radiation imbalance ($R \neq 0$) は 8 つの異なつた方法で明らかにすることが出来る。すなわち

- 1) 海洋、陸地および大気の熱容量の変化
- 2) 潜熱の増減
- 3) 海洋および大気の流による energy の輸送

地球—大気系での局地的 heat balance は次式によつて与えられる。

$$R = S + LE + T \quad (2)$$

ここに $S = S_o + S_L + S_A$ で、 S_o は海洋に、 S_L は陸地に、そして S_A は大気に含まれる熱である。もちろん、海洋における貯蔵が最も重要であり、そして S_L および S_A は普通 S_o の 10% 位である。 LE は大気中での真の潜熱、 T は海洋流および風によつて輸送される熱である。一年間を考えるなら、緯度幅 ($\sim 10^\circ$) 内では (2) 式中の貯蔵および潜熱の項は共に零となる。したがつて、一年の radiation balance における緯度変化は緯度圏を横切つて輸送された energy の indicator である。此の研究においては、一年間に亘つて、地球—大気系における radiation balance を両半球にまたがつた気象衛星の資

* 論文の表題は参考文献の項を見られたい。

料から推論し、月変化および緯度変化の模様を見積つた。これらの値は海洋、陸地、大気での energy 貯蔵および大気中における潜熱を含めた climatological な推定値であるため、(2)式によつてTの緯度および月変化の模様を得ることが出来る。

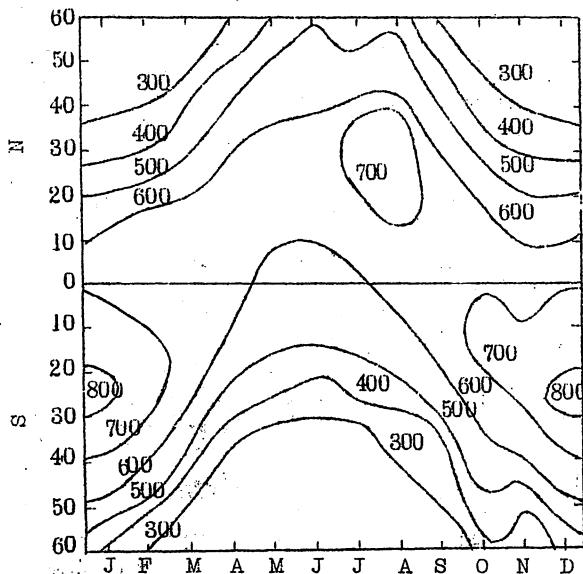
8. Heat Balance の季節および緯度変化

各月において、或る1.0°緯度圏内に入つて来る radiation E_s は次式によつて計算される。

$$E_s = E(1 - \bar{A}) \quad (8)$$

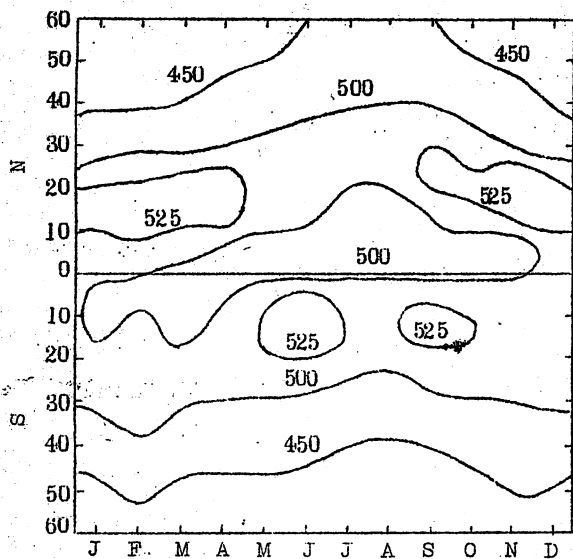
こゝにEはその月に大気の上限で入射する平均 radiation flux, $\bar{A}$ は緯度図における月平均 albedo を示す。 $\bar{A}$ の値は Tiros VII の channel 5 ($0.5 \sim 0.7 \mu$) で測定したものをを用いた。第1図は $60^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{S}$ 間における incoming solar radiation の緯度および月変化の模様を示したもので、両半球共にその夏季の間で、そして亜熱帯域に極大値を見ることが出来る。南半球夏季の間において、 $20^\circ \sim 30^\circ\text{S}$ 間での incoming solar radiation の値は北半球の同じ季節および緯度 ($20^\circ \sim 30^\circ\text{N}$) における値より10%高い。これは南半球では広大な海洋があることと相対的に低い albedo であるためおよび大気の上限における入射量の相違によるものと思われる。

次に出て行く radiation について考察してみる。赤外部分でなくて地球から出て行く

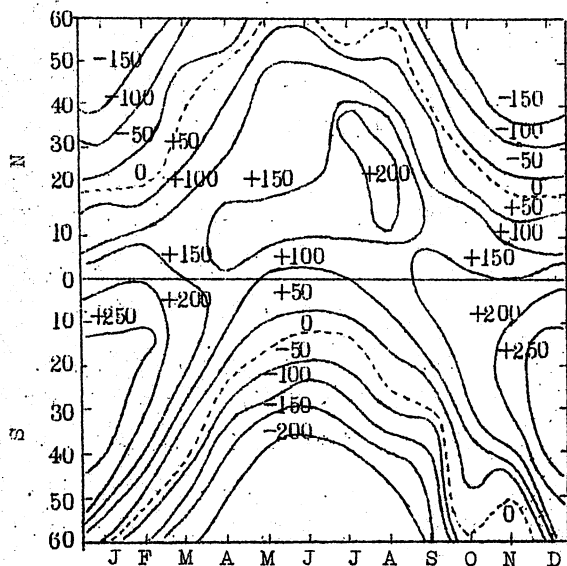


第1図 Latitude and time distribution of the incoming solar radiation in $\text{cal/cm}^2\text{day}$ derived from the albedo measurements made by TIROS VII.

radiation も radiation balance の他の一成分 (同じく tiros VII から計算出来る) である。したがつて、これを含めた total outgoing radiation の月平均値を各1.0°緯度圏について計算し図示したものが第2図である。単位は $\text{cal/cm}^2\text{day}^{-1}$ にとつてある。図に示されるようにその緯度変化は小さくまた季節による変化も比較的少ない。しかし両亜熱帯域でやゝ高い値となつてゐることが注目され、その他、I.T.C (inter tropical convergence zone) の季節による緯度変化から期待されるように赤道域における極少値の位置が2月の 5°S から7月又は8月の



第2図 Latitude and time distribution of the outgoing terrestrial infrared radiation in the far infrared in $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ derived from measurements made by TIROS VII.

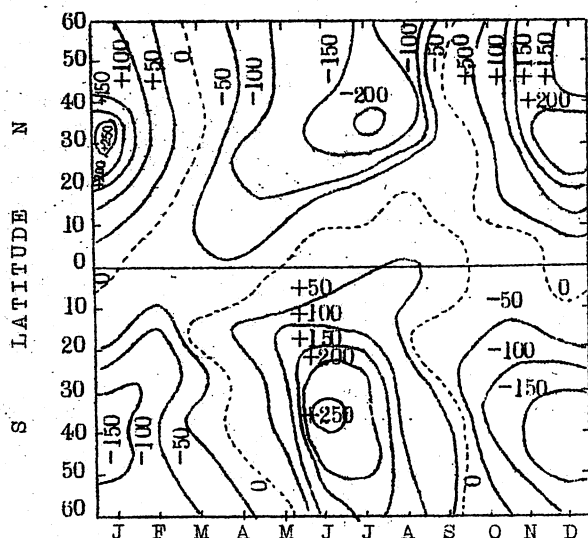


第8図 Radiation balance of the earth-atmosphere system in $\text{cal cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ derived from Figs. 1 and 2

10°Nまで変化していることが特徴としてあげられる。

次にこれら第1図および第2図を用いて第8図に示すように地球一大気系の radiation balance の模様を得ることが出来る。前述したように total outgoing radiation が 60°N および 60°S 間で季節、緯度による変化が少くないためここに示された radiation balance の模様は第1図に示した incoming solar radiation の模様と同じである。しかし第8図において注目されることは、outgoing radiation の値より大きい incoming radiation の過剰が両半球夏季の間で、大体緯度 20°~40° (両半球共) 間に見られ、20°N~15°S 緯度間の熱帯域では一年中 incoming radiation が卓越していることである。ここに示した radiation balance は地球一大気系全体において、太陽から預けられた energy の正味量を与えたもので、この energy の大部分は海洋に貯えられ、幾分かは陸地および大気中に貯えられる。そして此の一部は蒸発によって消費され、更に凝結により大気中に放出される。これらの過程の各々にくまれる energy の大きさの見積

および時間、緯度によるその値の変化模様は第4図および第5図に示した。^{*}したがって、次にこれらの結果および前述した計算方法を用いることにより海洋および大気によつて緯度圏を横切つて輸送される energy を算定することが出来る。その結果を示したものが第6図である。



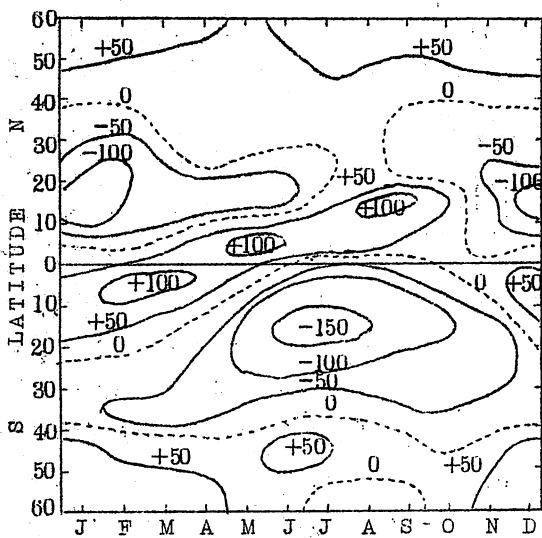
第4図 Latitude and time distribution of the storage of heat in the oceans in $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$: (—) heat gained, (+) heat released (after Rasool and Prabhakara¹⁵).

潜熱 (第5図) および正の radiation balance である。第4図に見られるように赤道域における海洋での熱貯蔵は少なくて balance にはあまり影響はなさそうである。その他特徴的なことは、1~3月の大体 10°S に見られる極大な熱量が7~8月の間では熱赤道の移動に従い 15°N に移動していることがあげられる。

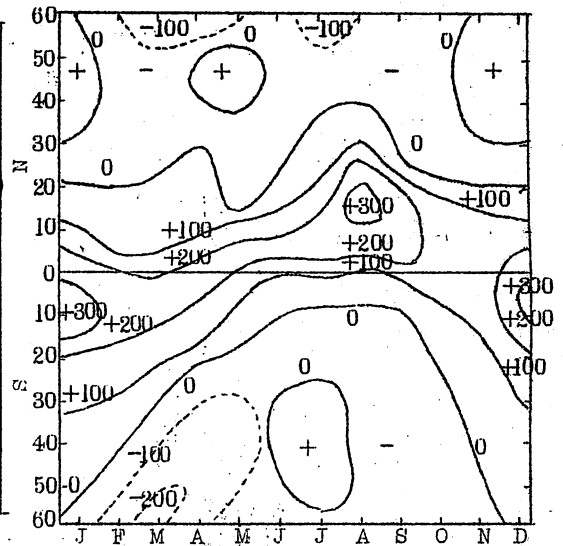
次に前示した図と共に全体的な特徴を眺めて見よう。亜熱帯および中緯度地域 ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}$) において、radiation balance (第3図) および潜熱 (第5図) は相互に逆 phase である。他方において、海洋に貯蔵される全熱量は radiation と潜熱の和に大きさにおいて等しい。しかしその符号は逆である。したがって、亜熱帯域においてはほとんど一年を通して輸送される energy は小さい。北半球において、此の結果はすでに Fritz (1958) によつて示された $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 緯度間では大気は一年を通して radiative equilibrium であるという結果と良く一致する。しかし南半球では北半球と違って、3月~5月の期間において $40^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 緯度圏およびその近辺では高い負の値を持つた不規則な特徴を見ることが出来る。これは南半球におけるこれらの緯度ではこの期間において、radiation balance (第

図中に示された値の推定に関して当然精度上の問題がおこつて来るであろう。すなわち、見積られた値は8つの大きな量の差から得られた結果であり、また、此の大きな8つの量の算出においても種々の仮定がなされているし若干の誤差を持つてゐるからである。しかしながら、ここに示された熱輸送の分布模様は物理的に意味深長であると考えられる。それ故に今後の、大気および海洋における「環」についての観測される特性と比較される必要がありまた期待される。それはさておき、第6図を見るとほとんど一年を通して赤道域で熱の大きな過剰が見られる。これについて考えられる理由は、これらの緯度では蒸発量より大きな降水量の過剰があるため、これによつて生ずる正の

^{*} 此の論文中には此の図を作図するために基礎となつた計算方法、資料等は Rasool and Prabhakara (1965) を参照されたいと述べているが紹介者は現在この論文を入手していないので詳細を記すことが出来なかつた。



第5図 Latitude and time distribution of net latent heat in the earth's atmosphere in $\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$: (—) heat lost by the atmosphere by excess of evaporation over precipitation (+) heat gained by the atmosphere by the excess of precipitation over evaporation (after Rasool and Prathakara¹⁵).

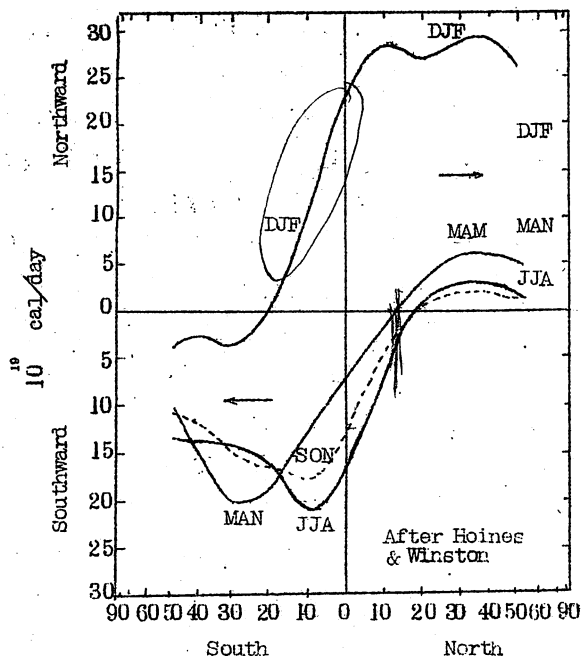


第6図 Latitude and time distribution of the net heat available for transport by the atmosphere and oceans across the latitude circles.

3 図) はすでに高い負の値となっており、そして海洋は5月(晩秋)まで熱を吸収(第4図参照)しつゝあるために生ずるものと解釈される。したがって、此の時期では輸送される熱は負の値を持つと推定される。(2式の関係から)

4. 総合結果

以上の結果から子午線方向に輸送される熱の季節変化の模様を眺めてみよう。各緯度圏を横切つて輸送される熱の流出入は、両極での流れが零と仮定することにより第6図から算出することが出来る。(その他、 72°S および 50°S に対してやられたWeyant(1965), Gabi-tes(1960)による熱輸送の値も利用した)。 $50^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 間の範囲で季節別平均値(3ヶ月平均)を計算し、これによつて緯度圏を横切る熱輸送を論議している。すなわち、第7図はその結果を図示したものである。得られた結果を他のものと比較するために、Haines and Winaton(1968)によつて得られた、 50°N 緯度における顕熱輸送量を図中に加えてある。この顕熱は $500\text{mb} \sim 850\text{mb}$ 間の大気層について計算されたものであるが、



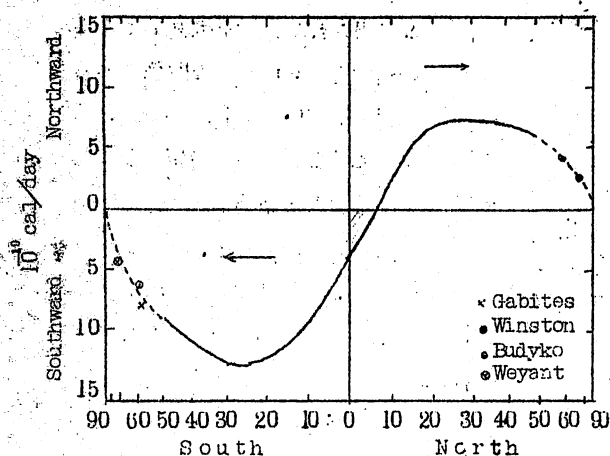
第7図 Three-monthly mean values of the meridional flux of heat in 10^{10} cal/day between 50°N and 50°S . The values are for the combined transport by ocean currents and the sensible heat in the atmosphere

る。しかし此の南向き極大輸送量を示す緯度はまゝ5月(M.A.M)では大体 30°S であるが、6~8月(J.J.A.)には 10°S に移っている。また、北半球における顕熱の北方向への輸送は図に示されるように極端に少くない。

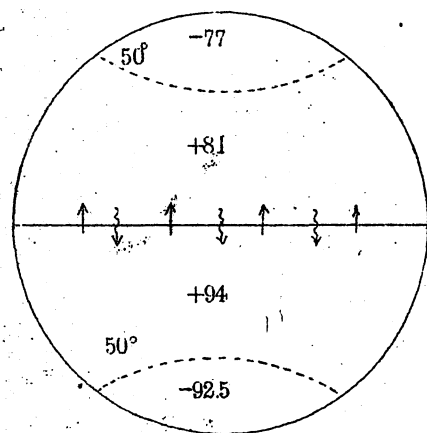
次にこれらの結果から年平均の状態を眺めてみる。第7図に与えられた値を平均し、年平均の輸送の模様を示したものが第8図である。図に示されるように年平均において、海洋および大気による熱輸送が南半球では北半球に比べて非常に激しく、そして赤道のところで 4×10^{10} cal day $^{-1}$ の南向輸送を示している。これは赤道を越えて北半球への潜熱の形態による熱のやりすぎの結果であることを後に述べる。北半球におけるこのような熱の過剰は大気の顕熱および海洋流によつて南半球に逆輸送されるであろう。次に両半球各々に対して地球の annual heat balance の総括を第9図に示すように作成した。これに利用した資料は1963年6月19日~1964年6月7日までの一年間に亘る Tirose VII による測定から得られた outgoing および incoming radiation の値である。また、一年を単位とした場合海洋での貯蔵および潜熱の量は零となるという仮定のもとになされたものである。こゝに作図

Haines and Winston は、こゝに得られた値は全大気中での顕熱の輸送量と linear な関係にあることを提出している。したがって、第7図中に記入したこれらの値は全大気のものに換算してある。

第7図中において、北向きの熱輸送が12, 1, 2月(D.J.F)において極端に大きいこと、そして残りの9か月における熱輸送が $20^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{S}$ 間のすべての緯度で南向きであることは注目さるべき結果である。12~2月の各月における北向きの流れの大きさは $\sim 30 \times 10^{10}$ cal day $^{-1}$ で 40°N のところで極大となつている。そして赤道を横切つて北半球への流入は $\sim 23 \times 10^{10}$ cal day $^{-1}$ である。残りの9か月間では、大体 15°N 以南の緯度で南向きの輸送となり、南向きの極大な輸送量はほぼ一定しており $\sim 20 \times 10^{10}$ cal day $^{-1}$ であ



第8図 Mean annual poleward transport of heat as a function of latitude for the Northern and Southern Hemispheres (in 10^{10} cal/day). Values for latitudes 50° N and S are taken from Gabites,³ Haines and Winston² adjusted) Budyko^{2,7} and Weyant⁸.



↑ Water Vapor

↓ Oceans and Atmosphere

第9図 Heat balance of the earth in 10^{18} cal/day. The magnitude of the total outgoing and incoming radiation are of the order of $\sim 2200 \times 10^{18}$ cal/day. The radiation imbalance of 55×10^{18} cal/day is therefore negligible.

にあつての考察を述べる。 50° N ~ 50° S間の地球の total net radiation balance は $+175 \times 10^{18}$ cal/day⁻¹である。そして1年に亘る全地球上での radiative balance を考えると、この energy は両極(緯度 50° 以上)からの energy と balance していなければならぬ。そこで、最近においてなされた両極地方における radiation balance の研究結果を見てみると、Gabites (1950) および London (1957) による両者の解析結果では北極地方 ($60^\circ \sim 90^\circ$ N) における1年間に亘る radiative balance は -55×10^{18} cal/day⁻¹の推定値を与えており両者の見解は一致している。しかし南半球極地方 (60° S以南) においては両者の算定結果は全く一致していない。それ故に Gabites (1960), Kort (1962), Rubin (1962) によつて 60° S ~ 90° S 緯度圏で見積られた radiative energy balance の値を平均し、 -695×10^{18} cal/day⁻¹の平均値を推算した。そして先に示した 50° N ~ 50° S間の地域における Tiroso による測定値と丁度同じ緯度圏 (50° N ~ 50° S) でやられた Budyko and Kondratiev (1964) による annual radiation balance の推定値および前述した両極地域での推算値等を結びつけて第9図に示したような全地球上での radiation

balanceのモデル図を作図した。

地球上の大部分(全面積の76%)でなされたTirosによる資料と多くの解析結果による極地域のradiation balanceとを組合せてみると全地球上でのradiation balanceの値がほとんど零となり良い結果が得られたことになる。実際には図に示されるように $+5.5 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ のひらきがあるが、しかし $2000 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ のorderを持つincomingおよびoutgoing radiationの値と比較するとこの差は全く無視できる。その他、一年を単位とした場合、両半球共それぞれの中だけでbalanceしていることが示される。したがって、赤道を横切つての熱輸送量は非常に僅かであることが推察される。しかし、ゾンデ資料によるPalmen and Vuorela (1963) および Vuorela and Tuominen (1964) の解析結果にしたがえば6, 7, 8月(北半球夏季)において赤道を横切つて北半球に運ばれるMoistureは $253 \times 10^{11} \text{ g sec}^{-1}$ 、12, 1, 2月(北半球冬季)においては南半球方向に運ばれその量は $100 \times 10^{11} \text{ g sec}^{-1}$ である。著者等による計算結果では、いま、夏季および冬季における平均値だけを用いて一年の輸送が表現されると仮定するなら、潜熱の形態において $738 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ の北方向への輸送を見出している。また、両半球各々においての蒸発量および降水量の緯度と月平均値を用いてなされた推定では南半球($0 \sim 50^{\circ}\text{S}$ 間)において $\sim 40 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ の降水量をうまわる蒸発量の過剰を示すことが出来る。この値はBudyko (1958)の見積による $41 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ の北半球方向への輸送と良く一致する。両半球がradiative balanceをするためには、此の北向きの輸送は海洋および大気による $\sim 40 \times 10^{18} \text{ cal day}^{-1}$ の南方向への輸送によつて補償されるであろう。これについてはBudyko (1958)も同様な解析結果を与えている。一方、Bryan (1962)は、この赤道を横切つて南方向への熱輸送は主に太平洋、印度洋における海流によつてはたされることを指摘しているが、あたかもここに得られた結果はBryanの提言を実証したことになる。そしてまた、此の南方向への輸送が9か月間(3月~11月間、第7図)に主におこなわれていることを示している。おわりにのぞみ、気象衛星によるradiative balanceの実際観測を基にした熱の子午線方向への輸送のこれらの結果が大気および海洋循環の解明に役立ち、そして特に南半球における大循環の研究に気象衛星観測が有効な手段として利用されることを望む。

*低緯度地方における循環系を明らかにし、これから水蒸気の子午線方向の輸送を計算し、そしてこの輸送の発散から、降水量と地球面からの蒸発との差を赤道と 40°N 間の各緯度圏について推算したものである。(1948年から1953年までの北半球のゾンデ資料を基にしたもので、赤道附近での結果は信頼性は薄いと考えられる)。

5 参 考 文 献

- 1) Staff Members, Aeronomy and Meteorology Division, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration, TIROS IV Radiation Data Catalog and Users' Manual, Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Md., 250pp, 1963.
- 2) Staff Members, Aeronomy and Meteorology Division, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration, TIROS VII Radiation Data Catalog and Users' Manual, vol. 1, Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Md., 255pp, 1964.
- 3) Staff Members, Aeronomy and Meteorology Division, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration, TIROS VII Radiation Data Catalog and Users' Manual, vol. 2, Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Md., 200pp, 1964.
- 4) Staff Members, Laboratory for Atmospheric and Biological Sciences, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration, TIROS VII Radiation Data Catalog and Users' Manual, vol. 3, Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Md., 269pp, 1965.
- 5) Staff Members, Laboratory for Atmospheric and Biological Sciences, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration, TIROS VII Radiation Data Catalog and Users' Manual, Vol. 4, Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, Md., 293pp, 1966.
- 6) D. Q. Wark, G. Yamamoto, and J. H. Lienesch, "Methods of Estimating Infrared Flux and Surface Temperature from Meteorological Satellites", Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 19, 1962 Sept. pp. 369-384 1962.
- 7) J. H. Lienesch and D. Q. Wark, "Infrared Limb-Darkening of the Earth from Statistical Analysis of TIROS Data". To be published in Journal of Applied Meteorology.
- 8) R. K. Rao, E. G. Astling, and F. J. Winninghoff, "An Investigation of Errors in TIROS IV Scanning Radiometer Data and the

Determination of Correction Factors", Meteorological Satellite Laboratory Report #34, National Environmental Satellite Center, ESSA 22pp, 1965.

- 9) I. Ruff, R. Kaffler, S. Fritz, J. S. Winston and P. K. Rao, "Angular Distribution of Solar Radiation Reflected from Clouds as Determined from TIROS N Radiometer Measurements," ESSA Technical Report NESC-38, National Environmental Satellite Center, ESSA, 64pp, 1966.
- 10) J. S. Winston: Planetary-scale Characteristics of Monthly Mean Long-Wave Radiation and Albedo and Some Year-To-Year Variations, Monthly Weather Review, vol. 95, #5, pp. 235-256, 1967.
- 11) E. G. Astling and L. H. Horn, Some Geographical Variations of Terrestrial Radiation Measured by TIROS II, Journal of Atmospheric Sciences, vol. 21, #1, pp. 30-34, 1964.
- 12) W. R. Bandeen, M. Halev, and I. Strange, A Radiation Climatology in the Visible and Infrared from the TIROS Meteorological Satellites, NASA Technical Note D-2534, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D. C., June 30pp, 1965.
- 13) F. B. House, The Radiation Balance of the Earth from a Satellite, Ph. D. Thesis, Department of Meteorology, The University of Wisconsin, Madison, Wis., 69p. 1965.
- 14) J. S. Winston, Global Distribution of Cloudiness and Radiation for Seasons as Measured from Weather Satellites, Chap. VII of vol. III (Climate of the Free Atmosphere) of World Survey of Climatology, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, to be published in 1967
- 15) J. S. Winston, Zonal and Meridional Analysis of 5-Day Averaged Long-Wave Radiation Data from TIROS N over the Pacific Sector in Relation to the Northern Hemisphere Circulation, to be published in Journal of Applied Meteorology, June 1967
- 16) J. S. Winston and P. K. Rao, Temporal and Spatial Variations

- in the Planetary-Scale Outgoing Long-Wave Radiation as Derived from TIROS II Measurements, Monthly weather Review, vol. 91, No. 10-12, pp. 641-657, 1963.
- 17) S. I. Rasool and C. Prabhakara, Heat Budget of the Southern Hemisphere, Problems of Atmospheric Circulation, A session of the Sixth International Space Science Symposium, Mar del Plata, Argentina, May. 11-19, 1965.
 - 18) S. I. Rasool and C. Prabhakara, Radiation Studies from Meteorological Satellites, Geophysical Sciences Laboratory Report No. 65-1, Research Division, Dept. of Meteorology and Oceanography, New York University (1965).
 - 19) J. London, A Study of the Atmospheric Heat Balance, Final Report, Contract No. AF 19(122)-165 Research Division, College of Engineering, New York University (1957)
 - 20) J. F. Gabites, The Heat Balance of the Antarctic through the Year, Antarctic Meteorology, Pergamon Press, London, 1960
 - 21) M. J. Rubin, Atmospheric Advection and the Antarctic Mass and Heat Budget, Antarctic Research (Geophysical Monograph Number 7), H. Wexler, M. J. Rubin, and J. E. Caskey, Jr, eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1962.
 - 22) V. G. Kort, On Heat Exchange of the Antarctic Waters, *ibid.*
 - 23) J. F. Gabites, Seasonal Variations in the Atmospheric Heat Balance, ph. D. thesis Massachusetts Institute of Technology Cambridge, Mass., 1950.
 - 24) S. Fritz, Seasonal Heat Storage in the Ocean and Heating of the Atmosphere, Arch. Meteor., Geophy. Bioklimat., 10 4 (1958)
 - 25) C. Prabhakara and S. I. Rasool, Evaluation of TIROS Infrared Data, Rocket and satellite Meteorology, H. Wexler and J. W. Caskey, Jr, eds., North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1963
 - 26) D. A. Haines and J. S. Winston, Monthly Mean Values and Spatial Distribution of Meridional Transport of Sensible Heat, Monthly Weather Review., vol. 91, 319, 1963.

- 27) M. I. Budyko and K. Y. Kondratiev, The Heat Balance of the Earth, Research in Geophysics, vol. 2, M. I. T. Press, Cambridge, Mass., 1964.
- 28) E. Palmén and L. A. Vuorela, On the Mean Meridional Circulation in the Northern Hemisphere during Winter Season, quart. J. Roy. Met. Soc., 89, 131, 1963.
- 29) L. A. Vuorela and I. Tuomineu, On the Mean Zonal and Meridional Circulations and the Flux of Moisture in the Northern Hemisphere during the Summer Season, Pure and Appl. Geophys., 57, 167, 1964.
- 30) M. I. Budyko, The Heat Balance of the Earth's Surface, translated from the Russian edition by Nina A. Stepanova, U. S. Weather Bureau, Washington, D. C., 1958.
- 31) K. Bryan, Measurements of Meridional Heat Transport by Ocean Currents, J. Geophys. Res., 67, 3403, 1962.

あ　と　が　き

御多忙のところ、編集子の要望を心よくきいて下さった執筆者に対し甚深の謝意を表します。
 高橋先生にはとくにお願いして、藤原先生 なき後あまりなかつた予報者に対する指導的立場からの発言を、新田さんと飯田さんには興味あるテーマの最近までの理論的展望をお願いしたものであり、他の二編は長期予報管理官室の諸氏によるもので実際の予報という面から大変参考になるものと思います。以上精神、理論、技術と盛り沢山にしたため頁数が増えてしまい、1～2合併号となりました。

3号には和田管理官をお願いして、

Ulrich, Riige: 世界の気候変動

Met. Abhand. (65年) 51巻2号

の全訳を予定しています。大変時間をかけられた力作で会員の皆さんとともに期待したいと思います。

今後の投稿、御意見をお待しています。(編集子)

