

てみることにした。これらの研究面で精力的に活躍しておられる新田、廣田両氏のすぐれたまとめを話題の中心にしたい。第2回目は超長波と長波の干渉および超長波と海陸分布との関係を中心テーマに窪田、相原両氏の講演及び討論会を開き第3回目は秋頃に岸保、藤範両氏の講演を予定している。

超長波に関するシンポジウム (I)

1. 日時 昭和43年4月下旬(詳しい日時は次号に掲載)
2. 場所 気象庁講堂
3. 話題提供者

廣田 勇: 成層圏循環から見た超長波の諸特性

新田 尚: 対流圏と下部成層圏の相互作用における長波, 超長波の役割

成層圏循環から見た超長波の諸特性*

廣 田 勇**

1. まえがき

数値予報の黎明期に Charney と Eliassen (1949) が一次元の順圧モデルで中緯度の 500mb 高度予報を試みたところ、最大の欠点として北半球をとりまく波数 1 或いは 2 の波の谷や峯の位置が著しく実測と異なることが見出された。これが世に言うところの“超長波の西進”の問題である。長波、つまりふつうの高低気圧波動はこのきわめて簡単なモデルでほぼ良く表現されているのに、何故波長の長い波は異った振舞いをするのであろうか。従来、Rossby et al. (1939) によっていわゆるロスビー波という概念が与えられていたが、その範囲では長波と超長波とを区別する理由は何もなかったはずである。“ロスビーの臨界波長”などという言葉は、まさにその証拠であって、要するにどんな長い波も同一の公式でおさえられると考えていたことに他ならない。しかしながら、現実の超長波は必ずしもロスビー波のような意味で西進するわけではない。Charney 達はこの超長波をヒマラヤ、ロッキーなどの大規模な地形の影響によって強制的に作られた停滞波であると考えた。さすがに卓見である。もっとも彼等とて具体的計算の段階では山のかわりに帯状流の横幅を入れて逃げてしまったのだが。

とにかく、長波と超長波とは本質的に異った特性をもっていることが次第に明らかになって来るのであるが、

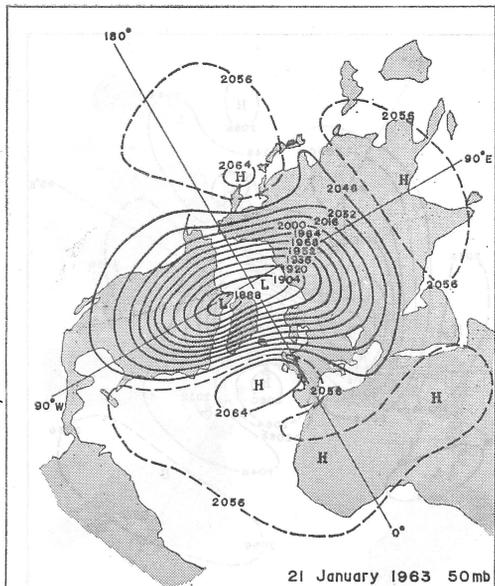
それではその差異を明確に“見る”にはどうすれば良いであろうか。たとえば毎日の 500mb 天気図をながめてみると、特に冬はそうであるが地球をとりまいて数個の高低気圧がならび、そのうちでも大陸東岸の低気圧は強く発達している。ところがそこは又超長波の anchor trough の位置でもあるように見える。超長波そのものを見ようとするならば、むしろ高低気圧波が存在しないほうがのぞましい。(フーリエ解析というのは、実は窮余の一策にすぎない。)この条件をうまく満しているのが、本文の主題の成層圏循環なのである。成層圏には何故ふつうの高低気圧波(長波)が存在しないのか?という問には二つの意味がある。一つは対流圏で発達する長波は成層圏に及んで来ないこと。これに関しては対流圏と成層圏との相互作用という見地から新田氏が解説されるはずである。もう一つは、成層圏の中自体で長波は作り出せないこと。これに関しては後に不安定理論のところでのべよう。というわけでこの表題の意味するところも理解いただけと思う。以下順を追って成層圏循環の総観の特徴、そこにあらわれる超長波のふるまい、更にその理論的解釈などについて述べてゆくことにする。つまりは“超長波とは何か”という問に対する一つのアプローチである。何分にも紙数の限られた短い文章ゆえ多少の飛躍は許されたい。

2. 成層圏循環の特徴

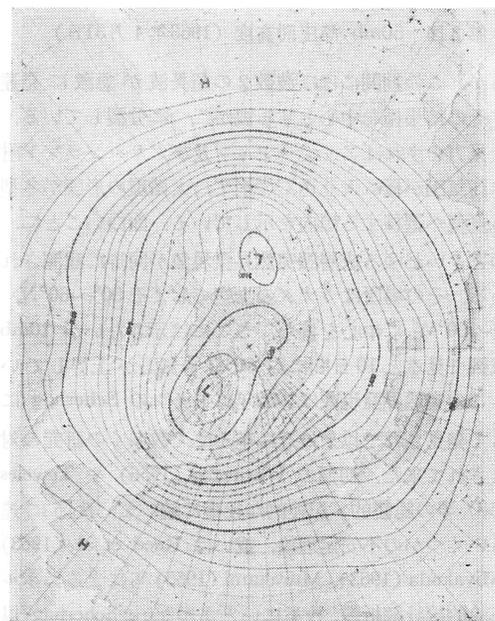
話の順序としてまず成層圏の特徴的なパターンをながめてみよう。夏の成層圏は極を中心とする高気圧性循環で、擾乱は殆ど見られない。それで以下もっぱら話を冬の循環にしぼることにする。第1図は 500mb における

* Some Characteristic Features of Ultra-long Waves from the Viewpoint of the Stratospheric Circulation

** I. Hirota 東京大学理学部地球物理学教室
—1968年2月3日受理—



第1図 500mb 等圧面高度 (1963年1月21日)



第2図 500mb 平年等圧面高度 (1月)

1963年1月21日の天気図である。この日附けは後でのべる成層圏突然昇温現象がはじまる直前として選び出したものであるが、逆に言えば冬の成層圏の最も特徴的なパターンでもある。すなわちこの図の示すところとして、(i) 極を中心とする低気圧性の渦 (これを周極渦 Polar vortex と呼ぶ) が発達していること、(ii) その渦は長く

伸びていること。(或いは周極渦の中に2波数の擾乱が卓越していると言ってもよい。) (iii) その伸びている方向がユーラシア及びアメリカ大陸に一致していること、などである。もちろんこれらの特徴は年によって多少は異なることはあるが、ほぼ冬の成層圏循環の代表的な様子であると言って良い。それは第1図のパターンが、その年の1月の月平均500mbのパターンとほぼ同じであることからもうなづけよう。さて、先に対流圏では高低気圧波動が卓越して超長波をマスクしていると言ったが、それらを除去する一つの方法としては長時間平均を作れば良いであろう。第2図には500mbでの1月の平年高度図を示す。短周期で変動する波長の比較的短い擾乱は殆ど除かれて、対流圏中の平均的な超長波が現われている。この図を第1図と比較してみるのはまことに興味が深い。500mbにおいても、ほぼ2波数の超長波が卓越していることがまず目につく。このことはきわめて重要な意味を持っていて、成層圏のパターンが実は対流圏のその一種の反映と考えるべきだということが Charney と Drazin (1961) によって“超長波の上方伝播”の立場から明確に指摘されている。第1図の説明のところで500mb (高度20km) のパターンを地球表面の大陸分布と直接に対応させたのもこのような事情からである。

ところが、もう少し細かく見ると500mbの超長波の平均的な谷の位置は大陸の東岸であるのに対し500mbに見られる谷の位置は大陸の中心に近く、従っていわゆる“トラフの軸”が上方に行くにつれて西に傾いていることがわかる。つまり超長波に関しても、対流圏・成層圏を一緒にしてその垂直構造を考えてみる必要があると思われる。対流圏下部の低気圧ではこの“軸の傾き”がナマの天気図で見ることが出来、又その物理的意味も明らかにされているのであるが、成層圏まで含めた超長波の構造についての知識は今のところ非常に乏しい。

平均状態の議論の次に考えるべきことは、日々の変動である。まえがきにものべたように、超長波に関して予報の立場からまず問題になったのはその水平運動である。平均的な超長波の谷や峯の位置は大規模な大陸海洋の分布に対応していると述べたが、それならば超長波は本来動かないものだと言ってしまうと良いであろうか？ さまざまな天気図解析から得られる結果をみると、超長波の運動の問題はもう少し複雑な様相を呈している。次節でそれについてのべよう。

3. 超長波の水平運動

超長波は果して動くか動かないか、実測の天気図から

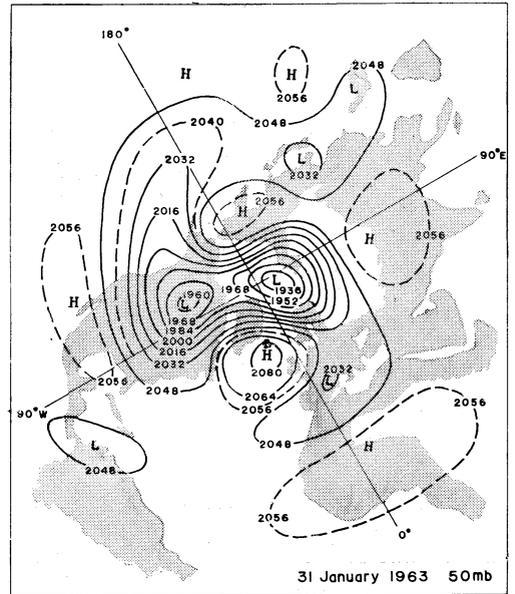
それを探るには超長波だけを取り出す方法及びその物理的意味をはっきりさせておかねばならないのは当然である。超長波を長波と区別するものは少くとも定義の上では波数なのであるから、まず波数解析或いは球面調解析という方法が考えられる。同時に問題となるのは、その解析を行う期間、高度、緯度として何をとりかである。つまり本来は地球大気中に存在する三次元的構造を持った波なのであるから、個々の解析で超長波のどの側面を見ているか明確にしておかないと、群象を撫でることになりかねない。その意味で、従来行なわれた超長波の運動に関する種々の解析 (Kubota と Iida 1954, Eliassen 1958, Teweles 1963, Deland 1964, Arai 1965 等) を総合的にながめてみると、ごく大まかに言って (i) 対流圏の超長波は中緯度でみるとほぼ停滞しており、高緯度と低緯度では西に進む傾向がある。 (ii) 準定常的なもの他に Rossby 波的な西進をする波がある。

(iii) 波数 1, 2 といった長い波では対流圏と成層圏で動きの差が顕著なこと。等があげられる。月平均の天気図に見られるような準定常的な超長波が大陸や海洋の影響で作られているのは良いとしても、それ以外の変動部分、更に高度によってふるまいが異なることなどは簡単に説明し難い。事実、現在行なわれているルーチンの数値予報モデルで、これら動く超長波動かない超長波を長波ともどもひっくるめて正しく表現出来るものはまだない。Bolin (1956), Cressman (1958) 以来数値予報モデルでは“仮の発散項”を導入して超長波の強い西進をおさえているのは良く知られているとおりである*。

今これ以上超長波の運動についてくわしく述べる余裕がないが、この問題については最近新田尚氏がすぐれたエッセイを書いておられるので、是非参照されたい**。

4. 成層圏周極渦の崩壊現象と突然昇温

ここで再び話を成層圏に戻そう。前節の運動に関する議論では超長波の振幅の時間変化にふれる必要はなかった。しかし成層圏の超長波の振舞いのうちで最も特徴的なもののひとつに冬の終りにける超長波の急激な発達とそれに伴う周極渦の崩壊現象がある。第 3 図を見ていただくとおわかりのように、これは第 1 図に示した 1963 年 1 月 21 日から僅か 10 日後の 1 月 31 日の 50mb 天気図で



第 3 図 50mb 等圧面高度 (1963年1月31日)

あるが、この期間にはほぼ波数 2 の超長波が急激に発達し、その結果極を中心とする渦が二つに分裂している。別な見方をすればアリューシャン及びグリーンランド附近の高気圧が極に入り込んで来て、大循環の形態が冬型から夏型へ遷移する傾向を示している。面白いことに、このときいわゆる成層圏突然昇温現象が同時に観測されている。その場所はカナダの上空でおよそ $50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{W}$ に中心を持ち、ここには示さないが 10mb 天気図で見ると 10 日間に約 60°C も気温が上昇している。この突然昇温現象は 1952 年にドイツの Scherhag によって発見されて以来最近に至るまで数多くの研究の対象とされて来た。初期の Warnecke (1956) や Teweles (1958) 等の総観的・記述的な仕事に続いて、次節に述べるいくつかの不安定理論、或いは Reed et al. (1963) や Miyakoda (1963), Murakami (1965) らによるエネルギー論的統計解析等、枚挙にいとまがない。Scherhag 以来約 15 年間に顕著な突然昇温は北半球で 1957, '58, '63, '65 年などにそれぞれ観測され、その結果これら一連の現象は年によってその出現のしかたに多少差異は認められるが、一般的に言えば極夜を中心を持つ冬型の成層圏循環が、徐々に夏型に移行するのではなくて、ある種の力学的不安定化現象によって冬の終りに急激な変化するのだと考えられている。それではその不安定性とは何か?

* 最近 ESSA の都田は成層圏における超長波の変動を実測のデータを用いてプリミティブ多層モデルで予報する試みを行っており、成功しつつあると聞く。今後の結果に注目したい。

** 「超長波の運動についての試論」オメガ Vol. 6, No. 2 (気象庁電計室)

ここでも又考えの筋道は二つに別れる。そのひとつは対流圏と成層圏との力学的相互作用であり、たとえば突然昇温の“原因”を対流圏に求めて、冬のブロッキング現象との対応を論じているものもある (Miyakoda 1963)。従来、俗に“成層圏昇温は上に始まり下に伝わる”と言われていたが、それだけでこの現象に関し対流圏を無視して良いことにはならない。対流圏との相互作用は今後の重要課題であろう。もうひとつの考え方は、成層圏に見られる大規模擾乱の急激な発達を成層圏帯状流それ自身の力学的不安定性に帰せしめようとするものである。まずその後者から見てゆこう。

5. 不安定理論とその発展

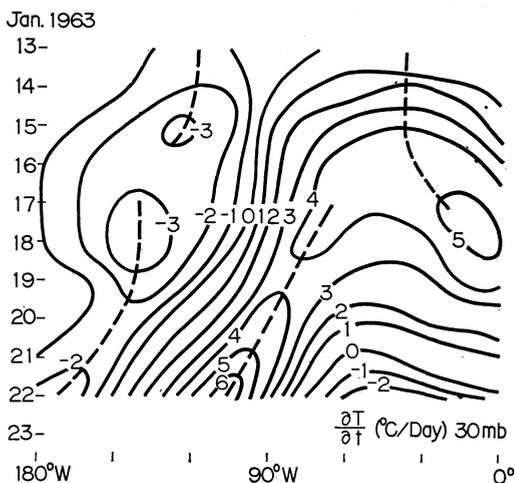
帯状流の力学的安定性の議論は気象学以前の極めてクラシカルかつスタンダードの問題であったが、地球大気に即した気象学としての不安定理論は Charney (1947), Eady (1949) による傾圧波の議論, Kuo (1949) による順圧不安定理論あたりをもって、嚆矢とすべきであろう。これらの理論はまず対流圏の中緯度偏西風帯に伴う波動擾乱の説明に端を発し、次第に大循環のイメージへと発展してきた。

さてこれらの理論を成層圏の超長波に応用しようとして Fleagle (1958) と Sheppard (1959) はまず傾圧不安定度を調べたが、実測の急速な発達を説明するには至らなかった。次いで Murray (1960) も傾圧不安定の可能性を否定し、もしあるとすればむしろ順圧不安定のほうが期待出来ると結論した。たしかに成層圏ではその名の通り静的安定度が対流圏のそれに比してはるかに良く、従って Charney や Eady の意味での傾圧不安定波はまず考えられない。一方 Charney と Stern (1962) は“Internal jet”というモデルを設定してその安定度を論じ、実測の大気にも渦位 (Potential vorticity) の南北分布がその不安定の必要条件を満していることを指摘した。

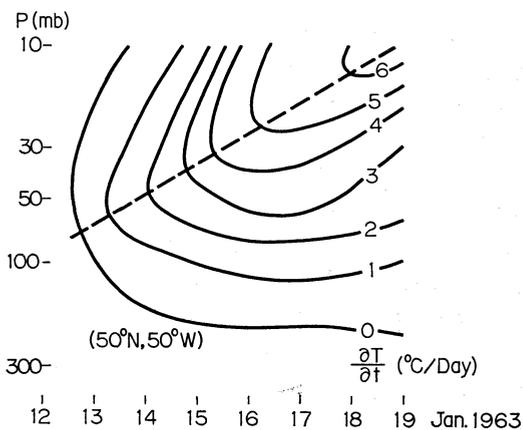
しかし残念ながらまだこれらの理論でも決定的なものとは言えないようである。そのひとつの理由として筆者がかねがね抱いていた疑問は、一体成層圏における帯状流とは何か、波動とは何かということである。そもそも従来の不安定理論で説明しようとする対象は、極をとりまく渦が徐々に伸びてくることなのか、それとも伸びた渦が分裂崩壊することなのか。もし前者ならば、我々はすでに対流圏の底に原因を持つ強制定常波の存在を知っているのであるから成層圏の帯状流それ自身が超長波を作り出すという考え方は片手落ちであろうし、一方後者ならば“帯状流”という概念は定常波をも含めたような

もの、つまり第1図に示されている準定常的循環全体に対する安定度を論ずべきであろう。この点に於て、成層圏の不安定理論が対流圏の長波に関するそれと同日に論ずることの出来ない難しさがあるように思われる。

冬の成層圏における一連の超長波の変動を、このように二段がまえて考えるべきであると主張するひとつの根拠として、突然昇温の時期における大規模な擾乱の“位相の変化”に注目してみよう。次にあげる第4図は筆者 (Hirota 1967 b) が1963年の突然昇温の構造を論じたときのものであるが、横軸には30mbでの50°Nに沿った東西の緯度線を取り、縦軸には時間をとってある。



第4図 成層圏突然昇温の時期における30mb 50°Nでの温度変化のtime-section (Hirota 1967 b)



第5図 50°N, 50°Wでの温度変化位相の上方伝播 (Hirota 1967 b)

温度変化の極大極小をみると(太い点線), Jan. 16 ころまでは場所(経度)が変わらずに強さのみが増加しているのに対し, Jan. 17 あたりにギャップが存在して, 以後温度変化の位相は急速に西進していることがわかる. 一方第5図に示す如く, この期間前半の50°W 附近の昇温を上下に調べてみると, 実はこの昇温は100mb 附近から始めて上方に伝播していることが知られる. これらの事実は次のように解釈される. すなわち Jan. 12~17 の期間は何らかの意味で対流圏の作用が成層圏に及び周極渦の変形を強めている. その期間中, 擾乱(超長波)は水平には殆ど動かない. Jan. 18 以後, 強く変形した成層圏循環はそれ自体不安定化して急激に新たな擾乱が発達し, しかもその擾乱は西に動きはじめる. 従って不安定理論はこの後半の時期に対応するものと考えられ, そこには当然周極渦が長く伸びた効果がとり入れられねばならない. 言い換えればそれは超長波の非線型相互作用の導入である. この立場から先に筆者は変形した渦の力学的不安定性を順圧モデルで調べ, 従来の平均帯状流としての場合に比較してより強い不安定性があらわれることを示した(Hirota 1967 a).

今後も成層圏における超長波の変動を対象とした不安定理論がいろいろな角度から展開されるであろうが, 広い意味での非線型効果が重要になってくると思われる.

6. 超長波とは何か

これまで, 成層圏における超長波のふるまいを中心にその特徴をいくつかの側面からながめて来た. その特徴づけとしてたとえば運動の見地からは停滞波と移動波とに分ける見方があったと同時に, 安定性の立場からは定常波(中立波)と発達波(不安定波)という分類も出来るであろうし, 更に超長波の成因という見地からは外力による強制波と自由波とを区別することも可能であろう. これらのラベルの貼り方はもちろんあくまで概念的なものであって, 実際の大气中に存在する超長波はこれら種々の特性を包含したより複雑なものであろうことは想像に難くない. しかしながら実際の地球大气で我々の観測にかかる超長波のふるまいは, 時としてその諸特性のうちある面だけが卓越するという場合もあり得よう. そのような現象を理解する際には, ことさら超長波のあらゆる性質を考慮せずとも, 理想化したモデルで説明することのほうがむしろ望ましいと言えよう. そう考えれば上述のいろいろなラベルの貼り方を単なる形式的な分類にとどめず, それらに物理的な意味づけを行うこ

との価値が生じて来るわけである. もう少し具体的に言えば, より基礎的な問題たとえば大気帯状流中に存在する長い波には本来どのようなものがあり得るか, 更にそれに山や熱が外力として加わったときどうなるか, などを理論的に調べ超長波の構造やその維持機構等を明らかにすることが是非必要である.

他方, これら理論的な仕事を相補うものとして実測の超長波の解析があるが, これも従来の手法の域を出て新しい見地から再検討されるべき時機に至っていると思われる. 先に超長波の構造に少しふれたが, 実測のデータからある構造を持った超長波の統計的ふるまいを取り出すには, それに応じた解析方法が要求されるはずである. 一例を挙げるなら, 超長波のあるものは中層に節を持ち(そこで振幅がゼロ), 上下層で位相が逆になっていることが理論的に示されている(Hirota 1968). このような波は(もし大気中に実在するとして)中層で見たり, 或いは積分大気のようなもので考えたりしては検出不可能である. 上下層の偏差を見るなり何か新しい方法によらねばならない.

このようなさまざまな超長波の特性を記述するための統計的研究はたしかに多大の労を要する仕事ではあろうが近年の観測結果の集積とその質的充実にかんがみて, 今後も大いになされるべきものと思われる. その結果, 理論的なイメージとしての超長波と実際の大气中に存在する超長波とが合体して, つまりは“超長波とは何か”という問いに対する答をおのずから与えてくれるであろう.

7. おわりに

ここ数年で大型計算機による大気大循環の数値実験は驚くべき発展をとげた. それも初期の理想化された大気モデルから段階的に発展して現在では殆ど実際の地球大気に近いモデルになっている. 事実初期値としてある時刻の実測を用いて長時間積分すること——それはすでに数値実験というより予報そのものなのであるが——も試みられている. その際, 今まで述べて来た超長波の多様なふるまいを正しく表現出来るか否かが最大のポイントの一つに数えられよう. それにつけても不可欠な条件は, 大気の実際の様相を正しく観測すること, その中に存在する種々の現象の本質を物理的にしっかりと把握することである.

予報はいずれ高度な数値モデルが取ってかわるであろうが, それでも“数値モデルで予報が当る”ことと“自然現象を理解する”ということの間には, 今もって

少なからぬ断絶があるように思われるのである。我々はそれを埋めてゆかねばならない。

参考文献

- 1) Arai, Y., 1965: A statistical study of planetary waves. (in Japanese) *J. meteor. Soc. Japan*, **43**, 42~51.
- 2) Bolin, B., 1956: An improved barotropic model and some aspects of using the balance equation for three dimensional flow. *Tellus*, **8**, 61~75
- 3) Charney, J.G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **4**, 135~162.
- 4) Charney, J.G., and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of middle latitude westerlies. *Tellus*, **1**, 38~54.
- 5) Charney, J.G., and P.G. Drazin, 1961: Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. geophys. Res.*, **66**, 83~110.
- 6) Charney, J.G. and M.E. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. atmos. Sci.*, **19**, 159~172.
- 7) Cressman, G., 1958: Barotropic divergence and the very long atmospheric waves. *Mon. Wea. Rev.*, **86**, 293~297.
- 8) Deland, R.J., 1964: Travelling planetary waves. *Tellus*, **16**, 271~273.
- 9) Eady, E.J., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33~52.
- 10) Eliassen, E., 1958: A study of the long atmospheric waves on the basis of zonal harmonic analysis. *Tellus*, **10**, 206~215.
- 11) Fleagle, R.G., 1958: Inferences concerning the dynamics of the mesosphere. *J. geophys. Res.*, **63**, 137~145.
- 12) Hirota, I., 1967a: Dynamic instability of the stratospheric polar vortex. *J. meteor. Soc. Japan*, **45**, 409~421.
- 13) Hirota, I., 1967b: The vertical structure of the stratospheric sudden warming. *J. meteor. Soc. Japan*, **45**, 422~435.
- 14) Hirota, I., 1968: On the dynamics of long and ultra-long waves in a baroclinic zonal current. (to be published in *J. meteor. Soc. Japan*)
- 15) Kubota, S., and M. Iida, 1954: Statistical characteristics of the atmospheric disturbances. *Papers in Meteor. and Geophys.*, **5**, 22~34.
- 16) Kuo, H.L., 1949: Dynamic instability of two dimensional non-divergent flow in a barotropic atmosphere. *J. Meteor.*, **6**, 105~122.
- 17) Miyakoda, K., 1963: Some characteristic features of winter circulation in the troposphere and lower stratosphere. *Tech. Rept. 14. The University of Chicago*. 93pp.
- 18) Murakami, T., 1965: Energy cycle of the stratospheric warming in early 1958. *J. meteor. Soc. Japan*, **43**, 262~283.
- 19) Murray, F.W., 1960: Dynamic stability in the stratosphere. *J. geophys. Res.*, **65**, 3273~3305.
- 20) Reed, R.J., J.L. Wolfe and Nishimoto, 1963: A spectral analysis of the energetics of the stratospheric sudden warming of early 1957. *J. atmos. Sci.*, **20**, 256~275.
- 21) Rossby, C.-G., et al., 1939: Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. Marine Res.*, **2**, 38~55.
- 22) Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951~1952. *Ber. Deutsch. Wetterdienst*, **6**, 51~63.
- 23) Sheppard, P.A. 1959: Dynamics of the upper atmosphere. *J. geophys. Res.*, **64**, 2116~2121.
- 24) Teweles, S., 1958: Anomalous warming of the stratosphere over North America in early 1957. *Mon. Wea. Rev.*, **86**, 377~396.
- 25) Teweles, S., 1963: Spectral aspects of the stratospheric circulation during the IGY. *Tech. Rept. No. 8 M.I.T.* 191pp.
- 26) Warnecke, G. 1956: Ein Beirtag zur Aerologie der Arktischen Stratosphäre. *Met. Abhandlungen Band III Heft 3. Freien Universität Berlin*.