長期予報研究

-1

グロース ベッター

第3巻 第3号

- 目 次—

経験的直交函数と季節予報

広 瀬 元 孝 1 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 伊 藤 宏 紹介 12 1958年1月下旬成層圏突然昇温時における25と500 mb のパターン変化について 朝 倉 正 紹介 24 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 北 原 英 一 紹介 33 ノルウエー北部におけるオゾンの変動と移流について (2) 渡 辺 正 雄 紹介 47

1965年 1月

L. F. グループ

経験的直交函数と季節予報

気象研 広 瀬 元 孝

筆者はこの春以来、経験的直交函数を統計予報、とくに季節予報に利用することについて、いる ろいろ調査してきた。どの程度役に立つか、技術的にもいろいろ未解決の点もあり、研究途中で あるが、一応これまでの経験をとりまとめて、"Grosswetter"の皆さんに報告すること にする。

(1) 経験的直交函数について

経験的直交函数というのは、Lorenz [1]の使つた言葉で、統計学の成分分析にでてくる 国有ベクトルのことである。ひらたくいうと、フーリエ級数や球函数などは、初めから数学的に 与えられた直交函数であるが、これはデーターから直接、そのデータに合うように決められた直 交函数という意味である。たとえば、緯度圏に沿う500mb高度をフーリエ解析すると、"波 数-1 " は経度巾360度の正弦波で、"波数-2" は180度巾の正弦波である。しかし これらの波は、現実の波の形とは大分違つている。"波数-3、4 "になると、いくらか現実の 波に近く、振巾も最大になる。これに反して、経験的直交函数は、与えられたデータから、その 都度直接決まる直交函数で、正弦波などのような一般的な形ないし、数値はない。そして必ず才 1成分が最大で、以下順次小さくなつているのである。

いま M 個の気象要素 P_1 (t), P_2 (t), ••• P_m (t) を考え、これらの気象要素は、すべて N 回の t_1 , t_2 , •••, t_n の観測値からなるものとする。いまこれらを m 次元のベクトルと考えると、適当な直交変換により、次のように表わすことが可能である。

$$P_{m}(t) = \sum_{k=1}^{M} Y_{km} Q_{k}(t)$$

ここで Y_{km} , $Q_k(t)$ は次の関係を満足する。

$$\sum_{k=1}^{M} \mathbb{Y}_{km} \, \mathbb{Y}_{jm} = \boldsymbol{\delta}_{kj} = \left\{ \begin{array}{c} 1 \cdots k = \mathbf{j} \\ 0 \cdots k \neq \mathbf{j} \end{array} \right.$$

 $N\overline{Q_k}Q_j = a_k \delta_{kj}$

$$a_k \ge a_{k+1} \ge 0$$

● P₁(t), P₂(t), ···, P_m(t) は、簡単のため、Normal からの偏差としておく。

そして、このような Y_{km} を求めるには、結局 $P_m(t)$ からM元の共分散または相関行列を計算して、これの固有値(= a_k)、固有ベクトル(= Y_{km})を求めればよい。さて、 Y_{km} が求まれば、 $Q_k(t)$ は

$$Q_{\mathbf{k}}(\mathbf{t}) = \sum_{1}^{m} \Upsilon_{\mathbf{k}m} P_{m}(\mathbf{t})$$

から求めることが出来る。

気象要素の場合、一般に固有値、固有ベクトルは全部求める必要はない。 $\frac{a_k}{N}$ ×100(相関 行列の場合)で表わされる Percent reduction が適当なところで止めればよい。すな わち、これによつて、M個の気象要素 P_m (けが、それより少くないK個の別の Parameter Q_k (t) で置き換えられ、ぼう大な資料の集約化と、 randum error の除法ができるので ある。統計予報の場合、さらに、いま一つの利点がある。もとのデータ P_m (け)は、一般に相互に 独立ではないが、新たな変数 Q_k (け は、相互に独立している。 したがつて重相関係数を求める 場合、単相関の結果を加え合せるだけですんでしまう。

成分分析ないし経験的直交函数については、"気象と統計" で小沢正氏や鈴木栄一氏などの 解説が何回か、なされており、詳細は、そちらにゆずることにする。

(2) 天気図型の計算と類似法への応用

Grimmer[2]は、オ1図に示すような、ヨーロッパ各地32地点の、月平均地上気温80 年の観測値を、月別に経験的直交函数に展開した。

comp	JAN FEB	MAR	APR.	МАУ	JNN	JNL	ANG	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN
1	44 = 47 =	= 46 =	= 35 ==	= 33==	- 28	29—	- 2.6	30 =	= 35 =	= 39	- 31	<i>,</i> 44
2	21 = 21-	- 18	>15 ≥	×18 =	16	22	19-	- 16	- 19	- 20	26	21
3	7 7	- 8	1,2	12 -	- 12	10-	- 15	14	- 12-	- 8	10-	- 7
4	5 = 5-	6 =	- 9	8	8	7	7	7	7	7	6 -	- 5
5	3 3	3	5 -	- 5	6 -	- 5	4	5	4	4	5 -	- 3
6	3 — 3	2	3	4	4	4	4	4	,3	3	3 -	- 3
7	2 2	2	3	3	4	3	3	3	2	2	2	2
8	2 2	2	2	2	2	2 -	- 3	3	2	2	2	2
計	87 89	87	84	85	80	82	81	8 2	8 5	85	85	87

才1表	月別特性天気図のP・R・	および持続性

ヨーロッパ抽上気温

-2-

記入して出来上る図を、彼は Characteristic Patterm 特性天気図と呼んでいる。) の相関係数で、 = 10.9 以上、 — 10.7 以上を意味する。これによると、月別に経験的直交 函数に展開したが、相互の月の特性天気図(Y_{km})は大変よく似ており、成分も8 個くらいと れば、各月とも 80% 以上(相関で 0.9 以上)になることを示している。

筆者は、極東の17年の月平均500mbについて、まつたく同様の計算を行つた。範囲も、 Grimmer とほとんど同じく、東径100度から170度まで、北緯30度から70度までの



第1図 Gvimmerの使用したヨーロッパ各地の気温観測点 (32地点)

Grid, 36 地点である。オ2~5図に、そのうち1月の4個の特性天気図を示す。また次のオ 2表は、各月、各成分の Percent reduction を示す。オ1表のように相降る月の特性 天気図の相関係数は計算しなかつたが、やにり大変よく似ているようである。この表から極東域 36地点の500mb patterv は、僅か4個の新しい変数 $[Q_k(t)]$ によつて表わすこと ができることがわかる。





-5-



-- ó --



-7-

成分	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	бст	NŌV	DEC
1	43	37	39	40	38	36	28	27	30	40	33	44
2	.19	23	24	27	28	18	18	20	22	17	24	24
3	16	14	12	14	11	12	17	16	16	12	20	11
4	8	12	9	6	7	10	8	11	8	9	7	7
計	8.6	86	84	87	84	76	71	74	76	78	84	86

オ2表 極東域 500mb 天気図の各成分の P・R (1948 — 1964)

成分	1948	49	50	51	52	53	54	55	56	, 57	58	59	60	61	62	63	64
1	-211	-196	105	13	-129	190	-66	-25	153	-109	-63	21	77	20	43	408	-230
2	11	60	62	-16	161	80	95	-142	215	-27	-48	173	38		31	-121	-148
3	99	67	26	50	-50	89	51	45	72	-1	-108	37	-166	-142	188	120	95
4	-27	-73	134	.47	85	44	• 44	-184	4	1 33	23	60	-7	-20	15	66	51

オる表 極東域1月500 mb pattern の各成分の係数

われわれが pattern の報告を云う場合、全体としてまとめたものについて、云つている のであるが、この場合は、1つの pattern を各々独立な数個の pattern に分けてい るので、上の例へように、1963, 1964年の極東域は、オ1成分は、反対であるが、オ2、 オ3成分は似ている、というような表現になる。いずれにしても、従来の類似法に、いま一つの 新しい考え方を導入したものであると思う。

(3) 天気図の変化型について

前節で述べた経験的直交函数展開による天気図型の分類は、ある月における同時関係のもので あつた。予報については、ある月で類似がよければ、翌月も類似年とおなじ経過をたどるであろ うことを、仮定しているにすぎない。そこでさらに一歩をすすめて、天気図の変化型についても 分類できれば都合がよい。

まず、tendency pattern については、前節と、まつたく同様のことをやればよい。 いま一つの考え方の一例として、次のような方法もあると思う。才る図は、3月から翌年の2月

-8-

まで、1年間の Zōnal mean を図のように竝べ、これを天気図と考えて、この17年間の 値を、経験的直交函数に展開したもので、図は、そのオ1成分だけを示してある。1年間の変化 という長い期間のせいもあつて、 PoR= 184% (期間では0.4と少し)しかない。しかしこ の図から、5月に high index (偏差の意味で)だと、11月から12月頃には Low index(あるいは、それの反対)がおこりやすいことが判る。このようにして、Pattern の経過も入れて型の分類を行うと、展開期間の中途までの状態から、この期間のQ_k(t) は、ど の程度の値か、どの変化型に属するかが判り、もちろん、これによつて予報も可能になるわけで ある。ただし、この計算には、まだ問題がある。たとえば、出発点となる3月の Zonal mean の分布が、17年間いろいろ違つているのを、一緒にして展開したことである。したが つて才6図は、出発点の状態に関係のない、季節的に決つた関係を押出しているとも考えられる。 まだ最終的に決論の出てない方法であるが、このような季節予報の方法もありうると思つている。

いま一つ、季節予報では、おもに月平均値を扱つているため、月の内部の詳細は、言及できないことが多い。しかし以上述べたと同様に、月を旬まるいは半旬に分けた pattern すべて について、上のように経過を入れて展開しておけば、月平均値を予報すると、まつたく同様にして、これらの状態を記述できるわけである。

まだ書き足りない点も多いが、研究途中のことで、具体的成果に乏しい。いたずらに憶測をふ 物廻しても致し方ないので、これくらいにしておきたい。

(1964, 12, 24)

参考文献

- (1) Lorenz, E.N. Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. DEC. 1956, M.I.T Scientific Report <u>16</u>1
- (2) Grimmer M. The space-filtering of monthly surface temperature anomaly deta in term of pattern, using empirical orthogonal function, 1963. Q.J.R.M



第6図 500mb ZOnal mean の12ケ月の経過の展開結果 (第一成分)



<u>.</u>

2

٩

-11-

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 憅 隆

中国科学院地球物理研究所で研究された「成層圏環流及び太陽活動の 影響」をまとめた論文を増田さんがもつて帰国された。ここには10 編ある中の2編をえらんで理論的な面から伊藤さんに、解析的な面か らは朝倉さんに紹介をお願いしたものである。 編集 部

1. 緒 言

近年来、天気学(synoptic analysis)上で既に見出されている少なからぬ天気過程 は、対流圏と成層圏環流の間に相互影響がありらることを説明している。 「陳隆勲と陶詩言」 け更に一歩進んでこの二層上の超長波系は同一の波動が異なる層の上での反映でありうること、 従つて日常の天気過程では成層圏と対流圏の間にはある種の明確な関係があらねばならぬ事を述 べている。彼等は成層圏と対流圏の間には冬季の毎日の高度変化場の配置、変化及び移動等が均 しく対応しているととを見出した。このことは従来の動力学の分析により得られた結論即ち成層 留と対流圏の環流系はお互に独立しているということと相反するものである。 載丘、孫淑 [6]※※ 清、陳隆勲と叶篤正 は動力学の観点からこの問題を研究した。彼等は先づ過去に理論と実 際の間にあつた矛盾点を探し出し、上下層の間に一定の条件のもとでは相互に影響していること を説明した。本文もまたこの種の問題をとりあつからものである。吾々は非地衡風モデルを使つ て鉛直方向の波動伝播の折射指数(屈折指数)を求め、これを使つて定性的に種々のスケールを もつた波動が上下層の間で相互に影響する可能性を論じた。此の方面の研究では、1961年 [7] Charnev 等が地衡風モデルをつかつて折射指数により同一の問題を討論している。その 結果によれば過渡的な季節でのみ擾乱のエネルギーは低層から高層え伝播するが大多数の情況の 下では上下層の間に相互影響は大々的に行われない。本文の結果によれば冬季高緯度地方の超長 波系では相互に影響しているが夏期には不可能である。この他に、非地衡風モデルは cyclone

*,**	これらの論文の概要は「天気」 vol.11, ん4, "大規模な天気過程に関する諸研
	究 ″ (中国地球物理研究所 気象研究室)の中で紹介されている。
**	この論文では、擾乱の初期の傾向による相互影響のみを論じているので時間の経過に
	よる蓄積された作用は議論できない。

wave 程度の短い波長の波ではその影響が中間層頂(Mesopouse,約80 Km)にまで到 達することを許している。その他の結論はCharney と結論と一致している。

2. 非地衡風モデルによる波動折射指数

断熱大気且静力学の平衡をしている場合の廻転地球上の大気の線型化された基礎方程式系は次 の様に表示できる。

$$\begin{cases}
L(u) = -\vartheta \frac{\partial H}{\partial x} + fv \quad (1) \\
L(v) = -\vartheta \frac{\partial H}{\partial y} - fu \quad (2) \\
\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{P} \quad \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0 \quad (3) \\
T = -\frac{\vartheta}{R} \zeta \quad \frac{\partial H}{\partial \zeta} \quad (4) \\
L(T) = \frac{T\Gamma}{\vartheta \zeta} \omega \quad (5)
\end{cases}$$

(1)式と(2)式は線型化された水平方向の運動方程式、(3)は連続の式、(4)は静力学の釣合いの式、(5) は断熱方程式である。オペレターL三($\frac{\partial}{\partial t}$ + $U\frac{\partial}{\partial x}$), $U(\zeta)$ は基本流、fはコリオリの 係数である。 $\zeta = \frac{P}{P}$ (P=1000mb)を垂直坐標として使つている。 $\Gamma = \frac{R}{P}(r_d - r)$ であり、他の記号は通常用いられるものである。

先づ(1)-(5)からu, ω ,T,Hを消去して vのみの偏微分方程式にひきをおす。その為に(4)式 を(5)に代入しくで微分したものと(3)式から ω を消去すると

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = L M H , \qquad (6)$$

 $\star \sim \nu - \mathscr{I} - M \equiv \frac{\mathscr{I}}{c^2} \left(\frac{\partial}{\partial \zeta} \zeta^2 \frac{2\partial}{\partial \zeta} - \zeta^2 \frac{\partial \ell_{\rm II} c^2}{\partial \zeta} \frac{\partial}{\partial \zeta} \right), \quad c = \sqrt{\frac{R}{\mathscr{I}} (r_d - r) R T},$

即ち大気中の音速である。次に(1)と(2)に対してオペレーターMLをほどこし、(6)を代入すれば

$$\begin{cases} M L^{2} u = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + f M L v \tag{7} \\ M L^{2} v = - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - f M L u \tag{8}$$

-13-

更に(8)式にLをほどこし(1)(7)式を使つて∇のみを変数とする方程式を作ると次の様になる。

$$M\left(L^{3}+f^{2}L\right)v=-\mathscr{F}\left(L\nabla^{2}V+\beta\frac{\partial V}{\partial x}\right)$$
(9)

(9)式を導くにあたつて LM L 三 M L² なることが仮定されている^{*}。又(9)式の中の β は $\frac{\partial f}{\partial y}$ である。(9)式が吾々の取扱う基本方程式である。先づ(9)式の中にどんな種類の波が含まれているかを知るために、バロトロピック大気の場合を考える。この場合に(9)式は次の様になる。

$$(L^3 + f^2 L) \nabla = -c^2 \left(L \nabla^2 \nabla + \beta \frac{\partial \nabla}{\partial x} \right)$$
 (10)*

(1)式より容易に波の速度 Cをきめる方程式が得られる。

$$m^{2} ((C-U))^{3} - (f^{2} + c^{2} m^{2}) ((C-U)) - c^{2} \beta = 0$$
(11)

(1)式は大気波動に対しては3箇の実根をもつていることがうかがえる。その内の1つは波速がほぼ基本流しと同程度のもので、それはオー項を省略することによつて近似的に次のように表わせる。

$$C = U - \frac{\beta}{m^2 + f^2/c^2}$$
(12)

これは Rossby の波速公式である。残りの波は基本流Uより1オーダー大きいものでそれは 近似的に

$$C = U \pm c$$

であらわせる重力波である。

さて、(9武にもどつて
$$\eta = \zeta^{-1}$$
 なる変数変換を行い、
 $y = V(\eta)_{o}^{i(mx + my + \sigma_{t})}$

とおけば(9)式はレル関する次の様な方程式となる。

$$(M' + \mu^2) V = 0$$
 (9)⁴

ここでM= $\left(\frac{\partial^2}{\partial \eta^2} - \frac{\partial \ln c^2}{\partial \eta} \frac{\partial}{\partial \eta}\right)$ なるオペレーターであり、 μ^2 は次のような量である。

$$\mu^{2} = \frac{M'\left[\left(f^{2}-\left(\sigma+mU\right)^{2}\right)\left(\sigma+mU\right)\right]+\frac{c^{2}}{\eta^{2}}\left\{m\beta-\left(m^{2}+n^{2}\right)\left(\sigma+mU\right)\right\}}{\left(\sigma+mU\right)\left\{f^{2}-\left(\sigma+mU\right)^{2}\right\}}$$

- * Uは ζ の函数であるから、一般には $L M L \equiv M L^2$ にならない。(9)式を導く場合にのみ Uを一定とみなしている。
- (8) ** (10) 式は ドブリシニマン が風と気圧の場の遠応の問題の討論に用いた方式と一致している。

1 1 -

更にレ = - なる新従属変数を考えると(9)の一次破分の項が消えて(9)は次の様になる。

$$\frac{\partial^{2} \nabla'}{\partial \eta^{2}} + \left\{ \mu^{2} - c \frac{\partial^{2}}{\partial \eta^{2}} \left(\frac{1}{c} \right) \right\} V' = 0$$

$$\mathbb{X} I , \quad \mu^{2} \gg c \frac{\partial^{2}}{\partial \eta^{2}} \left(\frac{1}{c} \right) \mathcal{T} \mathcal{B} \mathcal{B} \mathcal{D} \mathcal{B}$$

$$\frac{\partial^{2} \nabla'}{\partial \eta^{2}} + \eta^{2} V' = 0 \qquad (14)$$

この方程式は電磁波方程式に似たものであるから、吾々は(14)式を可変的折射指数 μ^2 に対す る一次元波動の垂直伝播の方程式とみなすことが出来る。Charne $p^{(7)}$ は此の概念の対応性を証 明している。 μ は波動エネルギーの折射指数(屈折指数)である。若し μ^2 が到る所負であるな らば(従つてµはいたる所虚数ならば)、波動のエネルギーは伝播することができなくて、全て 反射される。則ち或る層に攫乱が発生した后もこの擾乱は垂直方向に充分速くまで伝播できない。 このことは上層と下層の間で相互に影響を及ぼすことができない状態である。一方若し μ^2 の値 がいたる所正ならば、波動エネルギーは自由に伝播することが出来る。若し或る一層で μ^2 が負 であるが他の層では正であるならば、部分的に波動エネルギーは $\mu^2 < 0$ 層を透過して影響が他 層に及び 5る。従つて各種の情況の下で μ^2 の符号を知れば、波動エネルギーが鉛直方向に伝播 しちるか否かを決めることが出来る。 μ^2 の値がわかれば、吾々は一歩進めてエネルギー輸送の むき及び数量を計算できる。

3. 屈折指数μ についての討論

今、簡単のために定常波(0=0)の場合を考え、オペレーターM の演算をすれば

$$\mu^{2} = \frac{(f^{2} - 3m^{*}U^{2}) \frac{\partial^{2} U}{\partial \eta^{2}} + (3m^{*}U^{2} \frac{\partial \ln c^{2}}{\partial \eta} - f^{2} \frac{\partial \ln c^{2}}{\partial \eta} - 6m^{*}U \frac{\partial U}{\partial \eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} + \frac{c^{2}}{\eta^{2}} \{\beta - (m^{*} + n^{*})U - U - (f^{2} - m^{2}U^{2}) - (m^{*} + n^{*})U - U - (f^{2} - m^{2}U^{2}) \}}{U - (f^{2} - m^{2}U^{2})}$$

となる。(15)式を用いて μ^2 の正負を考える。このために大気の成層を二種類、即ち成層連続 区と成層不連続区にわけて考える。対流圏、成層圏及び中間圏(Mesosphere) 等夫々自身 は成層連続区であつて、この区域内では $\frac{\partial U}{\partial \eta}$ の変化ははなはだ小さく、又には変化するけれど も、その変化は他の項に較べて小さい。従つて成層連続区では $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2} \approx 0$, $\frac{\partial \ln c^2}{\partial \eta} \approx 0$ とみなされる。対流項(圏界面)、中間層峯(Mesopeak,約55 Km)内至 中間層頂 (Mesopause)を成層不連続区とする。対流層頂或いは中間層峯では温度減率 r が不連続で あり又きわめて強い急流(ジェット流)の中心があるので、この二箇所では $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ 及び $\frac{\partial \ln c^2}{\partial \eta}$ は極値をとり、消略することは出来ない。然しr及び $\frac{\partial U}{\partial \eta}$ 自身は省略できる。

-15-

1. 成層連続区

成層連続区では、近似的に $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ 及び $\frac{\partial \ln c^2}{\partial \eta}$ を省略すると、(15)式は $\mu^2 = \frac{c^2 U}{\eta^2} \left(\frac{\beta - mU \left\{ 1 + \frac{\delta \eta^2}{c^2} \left(\frac{\partial U}{\partial \eta} \right)^2 \right\}}{\int^2 - m^2 U^2} \right)$ (16)

となる。(16)式より、U>0 即ち西風の場合には

$$\mathbb{L}_{\mathcal{S}}\left(1+\frac{\delta \eta^{2}}{c^{2}}\left(\frac{\partial U}{\partial \eta}\right)^{2}\right)^{\frac{1}{2}} > \mathbb{L} > \frac{2\pi U}{f} = \mathbb{L}_{f}$$

の様な範囲にある波長を持つた波動にたいしては μ^2 は負になる。即ちこの種の波動の垂直伝播 は濤等をうける。そして上記以外の波は自由に垂直方向に伝播する。上式の中の $L_S \equiv 2\pi\sqrt{\frac{J}{\beta}}$ で所謂ロスビーの定常波の波長である。実際の大気中では対流圏内では $\frac{\partial U}{\partial \eta} \approx 10^{\text{m}}$ /sec, 中部及び下部成務圏では 4^m/sec であるから、対流圏では $\left(1 + \frac{\delta \eta^2}{c^2} \left(\frac{\partial U}{\partial \eta}\right)^2\right)^{\frac{1}{2}} \approx 1.014$, 成層圏では 1.05である。従つて中部及び下部成層圏以下の成層連続区では、波長上が 1.05L_S より大きいような長波乃至は超長波のエネルギーは成層連続区内では相互に影響しらる。一方下 限に対してけ、 $L_f = \frac{2\pi U}{J}$ は気旋波(Cyclone wave) に相当するもので、約500~ 600 Km 位のものである。実際の大気中では短い重力波(Lee side Wave)等はこの種 の波動に相当する。以上のことをまとめれば、冬季には成層連続区内では、Planetary wave 及び Cyclone wave の垂直伝播は大きくさえぎられ、ただ超長波及び短波のみが 自由に伝播できる。

2. 成層不連続区

ここでは $\frac{\partial U}{\partial i_j}$ '4省略できるが $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ は留めなくてはならない。 そのような簡単化を行う と(15)式は

$$u^{2} = \frac{\left(\frac{f^{2} \eta^{2}}{c^{2}} \frac{\partial^{2} U}{\partial \eta^{2}} + \beta\right) - m^{2} U \left(1 + \frac{3 \eta^{2} U}{c^{2}} \frac{\partial^{2} U}{\partial \eta^{2}}\right)}{\frac{\eta^{2} U}{c^{2}} \left(f^{2} - m^{2} U^{2}\right)}$$
(17)

となる。 ひろりの場合には

 $\mathbb{K}^{\frac{1}{2}} \mathbb{L}_{s} > \mathbb{L} > \mathbb{L}_{f}$

の間にある波長を有する波動に対しては不連続層を自由に透過し鉛直方向に伝播することは出来 ない。上式の中のKは

-16-

e title	$1 + 3\eta^2 U$	∂² U
	C ²	$\partial \eta^2$
• =====	$\eta^2 f^2$	$\partial^2 U$
	$1 + \frac{1}{c^2 \beta}$	$\partial \eta^2$

不連続層は急流中心と一致しているので、ここでは $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ は一般に負の値である。それで $K^{\frac{1}{2}}$ は虚数になることもありうる。今、対流頂のpolar front jet の強さを $U \approx 40 \%$ /秒、中間層案附近の polar night jet の中心の強さを 90%/秒と仮定し $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ の 色々な値に対する $K^{\frac{1}{2}}$ の値を表にすると次の様になる。

対 流 頂	<u> </u>	Û	- 1	-2	-2.5	-2.8 6	- 2.8 6 	<33.00	
Polar front jet	K 2	1		1.77	270	\$	虚值	>0	
中間層峯	<u> </u>	-10 ⁻²	-10^{-4}	-10	-6 -8.33×10	-8.331~ -6 -1. 61 0×10	-1.610 × 10	_5×10	-7 -10
Polar nigbt jet	K ²	0.44	0.4 2	0.20	0	虚值	8	1.52	1.38

 - C		-		4	
	1.1	75		J	
		~ `			

表1を見れば、Polar front jet の中心では $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ >2.86 であるとLf よりも 短い波長を持つた波動以外のすべての波(超長波も含めて)は不連続層を自由に透過して鉛直方 向に伝播することは出来ないことがわかる。実際の大気中では中緯度の対流頂急流中心では $\frac{\partial^2 U}{\partial \eta^2}$ の値は約-5~-6であり高緯度地方で-1.5~-30の間である。したがつて中緯度地方の対 流頂急流は Lf > L のような波を除いては波動の上下方向の影響を蓄るしく阻碍する。前に述 べたように超長波をのぞく planetary wave や frontal wave等は連続層内でも μ^2 が負になるので上下方向に影響しあうことは不可能であるが、超長波に対しては連続層内で は μ^2 は正であつた。然し上にのべたことから中緯度地方では対流圏の擾乱が不連続区を通して 成層圏へ、又その逆の影響は著るしく小さいことがうかがえる。この問題については又才4節で 取扱うことにする。

一方高緯度地方では、波長 $L>1.5~2.0 L_s$ のような超長波は対流頂に於ける不連続層を 自由に透過できる。したがつて、高緯度地方では成層圏と対流圏の超長波系は相互に影響してい る。このことは解析上の事実からも確かめることが出来る。

Polar night jet では Murgatroyd の資料に依れば、 $\frac{\partial^2 \dot{U}}{\partial \eta^2}$ の値は約 - 5×10 米/秒で簡々の例では - 10 米/秒になることもある。因つて一般的にいつて

-17-

1.5~2.0 L₈ より大きい超長波の波動ではその影響が50 Km に及び得るし、又その逆に 50 Km 以上の層から下層に影響しうる。ロケット観測の資料によれば、北アメリカ地区の 50 Km 辺に顕著な超長波系がみとめられ、large-scale な突然昇温が50 Km 以上から 中及び低成層圏に影響を及ぼしている。この種の天気事実は吾々の結論とよく一致している。

5. 東風時期

今まで議論は西風の情況(U>0)のもとのものである。これは冬半年に対応するものである。 然し夏季になると50 mb 以上の環流は東風即ちU<0になる。それで50 mb 以上の μ^2 の値 について重ねて議論することにする。

先づ成層連続区では、(16)式で $\beta - mU\left\{1 + \frac{6\eta^2}{c^2}\left(\frac{\partial U}{\partial \eta}\right)^2\right\} > 0$ であるから μ^2 の符号は $U \neq f^2 - mU^2$ によつて決まる。したがつて $L_f > L$ なる波だけが自由に伝播し、その他の波動に対しては $\mu^2 < 0$ になる。

次に成層不連続区を考えよう。夏季には中間層峯は東風急流の中心にあたる。(65 Km附近) そこで $\frac{\partial^2 U}{\partial \pi^2} > 0$ である。(17)式より μ^2 の符号は $U(f^2 - \pi^0 U^2)$ できまる。した がつて $L_f > L$ なる時だけが中間層案を透過できる。

以上の分析から夏季には鉛直方向に自由伝播できるのは短波のみである。超長波系に対しては 対流圏も対流層頂に対してもその伝播はあまり障碍を受けないが、一進して東風層(例えば100 mb以上)に入れば、すぐに強く障碍を受けるようになる。この推論を以つてすれば、夏季には 対流層の超長波系は 100~200mb 以上では急速に阻碍されることになり、これは冬の情 況と全く相反するものでまる。図1a, bは1958年1月と7月の北緯60°線に沿 う地面よ り10mbに到るトラフーリッジダイヤグラムである。冬には大きなトラフーリッヂの強度は対



-18-



第1図(a:左頁 b:右頁)

図の中の数値は緯度平均の高度値よりの偏差、負が高圧区、正が低圧区である。太い線はト ラフ又はリッチの中心線である。

流層より上にむかつて増加しておるが、夏には200mbを過ぎると急速におとろえている。

以上の討論から吾々は次の様な結論に到達する。

(1) 波長が $L_f \gtrsim 500 \sim 600 \text{ Km}$ よりも小さい短波の波動に対しては夏冬を問わず各層内を自由に伝播する。

(2) 中程度以下の planetary wave 及び cycline wave に対しては夏冬をとわず、 その垂直伝播は極めて困難である。特に polar front jet の中心附近の対流層頂はあ たかも一箇の篩のようなものでこの種の波動を濾過してしまうので、対流層のこの種の波動はそ の影響を大きく成層圏に及ぼすことはできない。

(3) 夏には高緯度の超長波系は50~100mb以下の大気中のみにあつて、自由に伝播でき、 上下に相互影響を生じている。

(4) 冬期、中間層案以下の大気中に少しみられる高緯度地方の超長波系(L>15L_s)は自由 に伝播することができるので、その場合は上下の層の間に相互影響が生ずる。強い急流中心のあ る対流層頂では超長波系の伝播が影響しあうのみである。このことからみれば、対流層内に地形 又は海陸分布によつて発生した超長波系は少しばかりは50Kmにまでその影響がとうたつする。 冬季中緯度地区では、対流層頂が超長波系の伝播にたいして比較的強い障碍作用を示す。

4. 対流層頂の急流中心による超長波の伝播の阻碍程度

上節までに、冬季には対流層頂の急流中心が超長波系の鉛直伝播に一定の障害の程度がどの位



のものかを調べてみょう。⁶この為に量子 力学の中のトンネル効果を調べる時に用 いる方法を採用する。Charney が用 いた方法も実質的にみてこれと似ている。 オ 2図の様に大気を 3 つの層にわけ、各 層の μ を夫々 μ_1 , μ_2 , χ び μ_3 とし 且つ常数と仮定する。その場合、(14) 式の解は次のようになる:

(18)

C

今、下層から上層にむかう波、即ち入射波 Aは既知であるとして透射波 a の強度を求めることに する。又、高層からの入射波 A は無いとする。従つて(18)式に対しては 4 箇の条件があれば a, α , β と B の直が定まる。この為に吾々は $\eta = \eta_T$, η_S で $V \ge \frac{\partial V}{\partial \eta}$ が連続であるという条件 を使う。即ち、

$$\eta = \eta_{\odot} \ \tau \ t \qquad V_1 = V_2 \ , \quad \frac{\partial V_1}{\partial \eta} = \frac{\partial V_2}{\partial \eta}$$
$$\eta = \eta_{\rm T} \ \tau \ t \qquad V_2 = V_3 \ , \quad \frac{\partial V_2}{\partial \eta} = \frac{\partial V_3}{\partial \eta}$$

(18)式を(19)式に代入すれば

 $B_{\theta}^{-i\mu_{1}\eta_{S}} - \alpha_{\theta}^{i\mu_{2}\eta_{S}} - \beta_{\theta}^{-i\mu_{2}\eta_{S}} = -A_{\theta}^{i\mu_{1}\eta_{S}}$ $-i\mu_{1}B_{\theta}^{-i\mu_{1}\eta_{S}} - i\mu_{2}\alpha_{\theta}^{i\mu_{2}\eta_{S}} + i\mu_{2}\beta_{\theta}^{-i\mu_{2}\eta_{S}} = -i\mu_{1}A_{\theta}^{i\mu_{1}\eta_{S}} \left. \right\} (20)$ $\alpha_{\theta}^{i\mu_{2}\eta_{T}} + \beta_{\theta}^{-i\mu_{2}\eta_{T}} - \alpha_{\theta}^{i\mu_{2}\eta_{T}} = 0$ $i\mu_{2}\alpha_{\theta}^{i\mu_{2}\eta_{T}} - i\mu_{2}\beta_{\theta}^{-i\mu_{2}\eta_{T}} - i\mu_{3}\alpha_{\theta}^{i\mu_{3}\eta_{T}} = 0$ $(20) \exists \forall \alpha_{\theta} \in \mathcal{O} \land \forall \beta_{\theta} \forall \beta_{\theta}$

$$a = A \frac{4\mu_{1} \mu_{2}}{\left((\mu_{1}+\mu_{2})(\mu_{2}+\mu_{3})_{\theta}-i\mu_{2}(\eta_{T}-\eta_{S})+(\mu_{2}-\mu_{1})(\mu_{3}-\mu_{2})_{\theta}i\mu_{2}(\eta_{T}-\eta_{S})\right)}$$

-20-

$$\times \frac{1}{\theta^{i}(\mu^{3}\eta_{\rm T} - \mu^{1}\eta_{\rm S})}$$

(21)式から、障碍層の厚さ $\nabla \eta = \eta_{T} - \eta_{S}$,及び μ_{1} , μ_{2} , μ_{3} を与えれば、 $a \ge A o$ 比、即ち障碍の程度を計算できる。今特別の場合として $\mu_{1} = \mu_{3} = \mu$, $\mu_{2} = i \mu \ge 2$ 定す れば(21)式は次の様になる。

$$a = \frac{A e^{i \mu \bigtriangleup \eta}}{\cosh \mu \bigtriangleup \eta}$$

或いは

 $\frac{|\boldsymbol{a}|^2}{|\boldsymbol{A}|^2} = \cosh^{-2} \mu \bigtriangleup \eta \ .$

上式より、障碍層の厚さ及び折射指数が増加すれば、透射波の振巾αは急速に減少することがわ かる。極端な場合として $\Delta \eta \rightarrow \infty$ 或いは $\mu \rightarrow \infty$ の時は $|a|^2 \rightarrow 0$ となり、波動は完全に障 碍層を透過できない。実際の大気中では対流層頂の急流中心は 300 mb から100 mb にわた るから $\nabla \eta = 6.7$ に相当する。冬季中緯度急流地区の超長波系に対しては、 μ の値は約 0.5 で あるから、中緯度地区では $|a|/|_{A|} \sim 0.08$ になる。因つて中緯度急流地区の対流層頂は対 流層の超長波系の影響が成層圏の環流に及ぶのを強烈に阻碍する。吾々は中緯度地方では成層圏 環流の中のトラフやリッチが十分に強くないことを知つているが、上述のことはこの事実と関連 しているだろう。一方、冬季高緯度地方では μ の値は一般に 10⁻¹ 以下である。その場合に 1 $a / (1A) \sim 0.81$ になる。即ち、大部分の超長波のエネルギーロ対流層 頂を透過して成層圏 に進入できる。

4. 結 語

以上の簡単な分析を通して、対流層頂の Polar front jetはふるいのような働きをし て、対流層の中の Planetary wave や cyclone wave を濾過して、その影響が成 層圏環流に及ぶことを不可能にしている。一方冬季高緯度地方では超長波系は対流圏、成層圏か ら中間圏にいたるまで相互に影響することを可能にしている。以上のようであるから、吾々は成層 圏環流或いは対流圏環流を考える時には別の層の影響を考慮することが必要である。若しそうで ないと少からぬ意義を持つている天気変化を解釈できなくなる。すでにのべたように、largescaleの長期にわたる天気過程に対して重大な作用のある超長波系は高低層の間で相互に影響 しあうことができるので、それならば吾々は成層圏環流の変化の助けをかりて対流圏環流の変化 の情況を理解するにいたるだろう。対流圏環流には色々のスケールの波動がふくまれているので、 環流の様相は大変複雑であることを吾々は知つている。一方対流層頂の濾過作用によつて成層圏 ではただ large-scale の波動のみが存在しているので、環流の様相は非常に簡単である。 したがつて成層圏を通して対流圏内の物事を理解することはいくらかでも有益な結果を得ること

(21)

ができるだろう。この方面の研究はまだはじまつたばかりであるから、なお一層の研究が必要である。

(予報部 電子計算室 伊藤宏* 紹介)

参考文献

- (1) Craig, R.A. Herring, W.S., The stratospheric Warming of January-February 1957, J.Meteor., 16(1959), p.91-107.
- Scherhag, R., Stratospheric temperature changes and the associated changes in pressure distribution, J.Meteor., 17(1960), 572-582.
- [3] 陳隆勲, 陶詩言, 冬季中高緯度平流層和対流層大気環流相互聯系的一些事実(本号 4 6-6 6 百参照)
- (4) Spar, J., Meteorological Models for the study of atmospheric responses to anomalous solar-emissions, Tech. Reports, No. 5, 1958, Institute for Solar-Terrestrial Research.
- (5) Ooyama, K., On the vertical propagation of a disturbance through the mesosphere., Department of Meteor. and Oceanography, NEW YORK UNIVERSITY pp. 69, 1958, September.
- 〔6〕孫淑清, 陳隆勲, 叶篤正, 平流 層和対流層環流的相互作用(本号1-17頁参照)
- (7)Charney, J.G. and Drazin, P.G., Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, J. of Geophy. Research, 66(1961), p.83-109
- (8) Dobryshman, E.M. and Nozadze, R.I., O svyazi polei davleniya i vetra v barotropnoi atmosfere, Trydy, TSIP.,, Vypusk 86, 1959, pp.55-62 (露文)
- (9) Murgatroyd, R.J., Wind and temperature between 20Km and 100Km - A Review. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 83(1957), P.417-458

日本語訳に際しては通報課山本信次氏の多大の援助をうけました。

-22-

- (10) Joint scientific advisory group, The meteorological Rocket Network - an analysis of the first year in operation, J. of Geophy. Research, 66,(1961), p. 2821-2842.
 - (11) Sidney Teweles, The section and bodograph analysis of churchill rocket and radiosonde winds and temperatures, Monthly Weather Review, Vol. 89(1961), No.4, P. 125-136.
 - (12) Blokhintsev, Osnovy kvantovoi Mekhaniki, Gostekhizdat, 1949(露文)

(訳本 量子力学の基礎、オ16章 参照)

1958年1月下旬成層圏突然温暖時における

25と500 m b のパターン変化について

海詩言 朱 福 康

昇温期間における25,500mbの流れの変化

突然温暖化がおこる前の。25mb 天気図の変動はかなり小さいので、オ1図に示した1958 年1月1-15日までの北半球25mb 平均図はその期間内の日々の天気図の特ちようをよくあ らわしている。北極の極夜低気圧の中心はグリーンランド北部にあり、冬季の平均的な位置を占 めている。しかし、1月20日になるとアリューシャン高気圧は北にむかつて拡かり、極夜低気 圧はノルウェー海に退いた。

オ3図はオ2図とオ1図との高度変化を示したものである。突然温暖化がはじまると、25 mb 上に一対の高度変化系統が出現して、これがアリューシャン高気圧と極夜低気圧の位置と強度変 化に反映している。1月20日以降になるとアリューシアン高気圧は継続して北に向かつて拡が り、同時に極夜低気圧は分裂しはじめる。オ4図がその例で1月27日には極夜低気圧は2つに 分裂している。

この時期はちょうど昇温がもつとも強くなつたときで、同時に25mb上の流れの型が波数1 から波数2にかわつている。200,500mbのパターンもやはり同時に大きく変化している。 オ5図a, b, cは1月20日と27日の25,200,500mbにおける高度変化を示した ものである。ヨーロッパの上空には25,200,500mb面とも正の高度変化があらわれ、 1つのプロッキング・パターンが形成されている。オ6図は北半球200mb、500mb上の 40~65°Nの西風指数の変化状況を示したものである。図中の点線は25mb面における 40~70°N範囲内の平均高度の毎日の変化を示したものである。

200,500mbの西風指数は減少してゆき、25mb上の中・高緯度の高度は急速に増大 している。これは昇温期においては極夜渦は成層圏でも対流圏でも急速に高度が高かまつている・ 時期である。かくて、ヨーロッパにプロッキングが形成されるが、これは対流圏の現象だけでな く、成層圏の擾動にも貢献している。

突然温暖化のとき、25mbの40~70°Nにそう領域の平均高度を波数分析すると、有意 と思われる現象が見出だされる。オ7図は突然温暖化の期間中における25mb面の波数1,2, 3の振幅を示したものである。オ7図よりわかるように波数1,2が冬季成層圏環流で絶対的な 優勢を占め、百分率であらわすと、85%以上を占めている。昇温期前後になると2つの波の振幅は大きな変化をする。1月20日以前ではオ1図に示したように、成層圏には高・低気圧が1 ッづつあつて波数1が優勢を占めているが、20日以降になると、波数2の振幅が急激に増大し、



-



C

Ċ





第6図 1958年1月16日より2月11日北半球200mb.500mb西風 指数及25m等圧面平均高度の変化曲線



第7図 1958年1月1日より2月15日25mb上第一,二,三波振幅の時間変化図

波数1の振幅が急激に衰弱している。このような変化は昇温期に、極夜低気圧が分裂し、1高1 低のパターン(オ1図)が2高2低のパターン(オ4図)に変わつたことを示している。

8 a 図は1月18-29日、40-70°№範囲内の25mb 平均高度のプロファイルを示したもので、最上段は1~15日までの平均高度を示している。突然昇温期に入ると、北半球をおおう1つの波は2つの波にかわつている。このような状況は1960,1961年1月の突然昇温期にあらわれている。1960年1月25-31日、61年1月26日-2月1日に突然昇温がおこり、30mb上では1この波が2この波に変わつてゆく。これは突然昇温期によくおこる代表的な性質である。

オ7図より波数1,2の振幅の変動周期を計算すると、オ9図に示すように波数1には12~

-28-



à è

- 7,

第8図 a) 1958年1月18-29日逐日40-70°N内25mb平均高度

13日の周期がみられる。波数2は波数1と逆位相で変化しているから、周期は同じく13日ぐらいである。これは Scherhag がベルリン上空の夏季10mb 気温に13日周期があることを、700mb 西風指数に14日周期があることを考えると、対流圏、成層圏中にこの種の固有振動があることを示すものであろう。(陳隆勲)

突然温暖化の前には、25mb 面上の波数1は西に移動する性質があり、波数2はやや静止している。昇温期に入ると波数2,3が顕著に西に移動している。これは、25mb の温暖な波が 西に伝播していることと一致している。(訳者註、これは例年西に伝播していることではない) 波数1の振幅は昇温期間中一次調整し、その後は余り動かない。

オ10図は25mbと500mbの波数2の時間変化曲線を示したもので、点線は25mb上の暖波の移動経路をあらわしている。オ10図からわかるように、温暖化の期間には25mb、500mb上の波数2は東より西にむかつて移動している。これは暖波の移動方向と一致している。このような時期に、500mb上の長波に不連続に後退する現象があらわれる。(オ11図) 1月22-27日にウラル地区にあつた500mb高気圧は1月27-31日にはヨーロッパ海岸地区まで後退し、そこに、プロッキングパターンが形成され、それは2月上旬にかけて大西洋上に後退した。同じような性質が500mbの他の高。低気圧の動きにもみられる。

-29-





第8図 b) 1960年1月21日-2月8日逐日 60-70°N内25mb平均高度

第8図 c) 1961年1月20日-2月3日逐年 40-70^{PN} 内25mb 平均高度



第9回 1958年1月1日-2月15日25mb第一波振幅百分率の自相関曲線分布図



第10図 25mb上暖中心と25mbと500mb等圧面第二波位相(波育)逐日移動の関係図

1958年1月~2月15日までにわたる25mb上の波数1の振幅百分率と500mb上の 波数3の振幅百分率とのLag 相関を計算し、成層圏と対流圏と何れがさきに影響しているか をしらべた312図にその結果が示されているように、相関係数の最大値は2~3日にあらわれ る。資料数45、信頼限号0.1%、とすると有意な相関係数は0.474で、図中の値は、この条 件をみたしている。成層圏の変化は対流圏変化の2~3日前におきている。これは平均して1日 に8kmの速度で、対流圏にむかつて伝播していることを示す。また、これはScherhag が かつて指摘したように、突然温暖化があつたときには25mb上の閉じた温暖な高気圧は東より 西に向かつて移動し、数日後に地表面上の高気圧は西に向かつて移動していることと一致してい



第11図 1958年1月15日至2月11日北半球500mb40-70N高度分布図

2.

太陽面から微粒子放射があ つたときに、昇温がおきてい ることが Palmer により 指摘されている。微粒子放射 があると、人工衛星の観測に よつて密度が増加しているこ とがわかつた。そこで一つの 考え方として、太陽爆発があ ると、電離層内の大気密度が 増大し、成層圏大気は昇温し、 子午面環流が強められる。こ れが同時に、対流圏長波系統 の調整を引きおこすとも考え



られ、太陽活動が大気環流に影響を及ぼしている可能性を否定するわけにゆかない。(訳者注: Rabitzke によると Scherhag 自身太陽活動説は主張しなくなつている)朝倉正紹介

-32-

冬季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

On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter¹

Karin Labitzke National Center for Atomospheric Research² Boulder, Colorado

- Paper presented at the WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-Range Forecasting, held at Boulder, Colorado, June 29- July 3, 1964
- 2. On leave from Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin.

1. はしがき

1958年以来ペルリン自由大学の成層圏研究グループは北半球の100-, 50-, 30 (または25-)および10mb 面の毎日の天気図を解析し、公刊してきた。(ペルリン自由大 学1960-1964年)

これらの天気図によつて 1957/ 58 から1963/ 64 年までの7回の冬季成層圏循環の研 究が可能になつた。この研究の結果中部成層圏において1年おきに真冬の成層圏昇温(stratospheric midwinter Warmings) のパターンが同じ動きをすることを発見した。

これらの昇温はアメリカ南東部か、またはヨーロッパ南東部上で12、1月、あるいは2月に 始まる。これらのうちのいくつかはときどき成層圏の周極渦を完全に破壊するが、しかし調査し た何れの場合も再び確立されていた。ここで一つ注意しなければならないことは成層圏昇温のこ の型と成層圏において冬の循環から夏の循環に変わる春の最終昇温(final spring warmings)とを区別することである。

1952年におとつた冬季の昇温が最初に記録された(Scherhag 1952)・今日では 1956/'57, 1957/'58, 1962/'63年の冬季の昇温はいくつかの刊行物によつてよく 知られている(Teweles 1958: Teweles and Finger 1958: Craig and Hering 1959: Scherhag 1960, '63: Reed 1963 a and D: Finger and Teweles, 1964)。

しかしながら中部および上部成層圏の冬季の昇温は毎年おこつても、それは成層圏の周極渦を

بالأر والمعد

-33-

波療するほど強くはない。それにもかかわらずこれらの小規模な昇温は興味があり、研究する価 値があるように思われる。

6

5.

í,

なぜこれらの昇温がそれ程知られていないのか、その理由の一つはたぶんこの現象が一般には 10mb 面で起つているからだろう。ヨーロッパ上空ではしばしばペルリンやビエナのラジオゾ ンデ観測所でのみ観測される。なぜならこの二つの観測所だけが定期的に10mbまで達してい るからである。

2. 冬季成層圏昇温の二つの型

成層圏の冬季の昇温の動きに関して現在利用できる毎日の成層圏天気図で8回の冬について比較してみると、これらの昇温は次の基準によつてアメリカ型とヨーロッパ型の二つに分けることができる。

移動の方向

2. 昇温の各々の型は特殊な対流圏循環型の後にきまつた領域上で始まる。

5. ヨーロッパ型は対流圏の明瞭なブロッキングを伴う。

オ1図^{*} はよく知られている1957年や1963年1月の成層圏昇温、また余りよく知られ てはいないが1959年や1961年の昇温の始まる直前の中部対流圏の天気図を示した。

この図は成層圏で昇温が始まる直前の500mbと300mbの3日平均の天気図である。

1957年や1963年にはこの総観場の後に非常に強い昇温が続いたが、また1959年や 1961年には暖域を伴なつた高気圧が10mb面に形成された。オ1図の場が如何に類似して いるかは注目すべきことで、いずれも昇温の始まつた地域では非常に強いジェット気流が見られ る。この事実は Teweles(1958)が1957年1月の昇温についての記述でのべている ところである。

オ2図の a 図は 1957、1959、1961および1963年の昇温を伴つた10mb 面 での高気圧の移動の方向を示した。

これら4年間の昇温は同一領域上で発生し、オ1図に示した対流圏の状態に続いておこつてい る。経路はいずれも東方に移動しているが、1957年と1963年の二つの大規模な昇温はそ の後北方に拡がり、成層圏の周極渦の破壊をおこしている。しかしまたその間に入る1959年 と1961年にも昇温が観測されている。

オ2図の b 図は 1958, 1960, 1962年および1964年の昇温に伴う10mb 面の高気圧の追跡図である。

これら全ての高気圧は30°~70°Eの間に起源を持ち、初めから逆行しているのが目立つ。

1958年の昇温についてはよく知られている(Scherhag 1960). しかしまた 1960 年の10mb 面の高気圧も西に移動し(Labitzke 1962)、最初は 1月25日に、次 ぎ

*原論文はかなり図が豊富なのであるが、適当に撰択した。以下同じ、

-34-



Ş

35-



C

1

に2月25日にもヨーロッパを通過している。1962年、1964年にはロシアおよび小アジ アに高気圧が停滞したため昇温の部分だけがヨーロッパに達した。しかしラジオゾンデの観測か らは昇温が起つたことは疑いないことである。

TABLE 1. Dates of occurrence and magnitude of the European type of stratospheric midwinter warmings.

Y EA R	TIME INTERVAL	LEVEL mb	TEMPERATURE From ℃	INCREASE To °C	OBSERVED OVER
1954	Around 16 Jan.	?	?		Stratospheric warming indi- cated by Wilson & Godson.
1956	9-20 Jan.	20mb	-72	-36	Berlin
1956	2-12March	20mb	-70	-49	Berlin
1958	20-24 Jan.	15mb	-73	-27	Berlin
1958	2-4 F⊖b.	10mb	-59	-20	Bitburg
1960	11-19 Jan.	10 m b	-71	-41	Berlin
1960	22-24 Feb.	11mb	-56	-19	Vienna
1962	11-17 Feb.	1 1mb	-70	-28	Berlin
1964	24-30 Jan.	10mb	-71	-34	Berlin

オ1表によるとペルリン上空の11mbの成層圏では1962年の2月中旬に-70℃から -28℃に、また1964年の1月の末には10mbで-72℃から-34℃に上昇した。

昇温の始まる直前の500mb、300mbにおける対流圏循環の3日平均図をオ3図に示した。図から昇温の前兆が非常に類似していることが明らかである。いずれの例でも強い北西ジェット気流が西部ョーロッパ上空にある。天気図上では最も強いジェット気流で、はつきりとしたジェットの流出域(exit area)を伴つている。

昇温直前の地上天気図は3日平均の偏差図にしてオ4図に示した。図から明らかにパターンが 類似しているのが見られる。これらの対流圏の循環型の直後に成層圏の昇温が始まつている。 Toweles(1958)や Boville(1960) は強い低気圧活動によつておこる垂直運動が成 層圏昇温の原因ではないかと推論したが、この事実は彼らのアイデアをうらずけている。



£.

C

- 38 -



ç

-39-



Ċ

C



-40-



Fig 6

-in

*

-41-

3. ヨーロッパ型成層圏昇温のその後に続く対流圏えの影響

成層圏昇温が始まつて約10日後にヨーロッパでは気圧が上昇し、オ5図のようなブロッキン グパターンが形成された。初めの10日の間の大きな負偏差域は大きな正偏差域に置き代つた。 昇温に続いて形成されたブロッキングによる正偏差域は1~3週間持続した。さらに1958年 と1960年には2回目の昇温の後にも正偏差となつた。

1958年の昇温は Scherhag(1960) によつて、また1960年の昇温は Labitzke (1962)によつて示された。オ6図は昇温の始まる前からその後の約10日間の全気圧変化 を示した。

一般に、成層圏の真冬の昇温はプロッキング活動にとつて必要条件ではないけれども、ヨーロ ッパ型の成層 海昇温は約10日以内に必ずプロッキングを起している。

ヨーロッパ型の昇温のあつた年について1、2、3月を調べて見ると成層圏の昇温と関係のないヨーロッパの地上での同じような連鎖現象は見当らなかつた。

*3 図に示したように、ヨーロッパ型昇温の前の中部対流圏におけるシノプティックな場は、 軸が一般的には南東に傾いた気圧の谷の後面の強い北西ジェット気流によつて特徴づけられる。 これは低緯度に角運動量を輸送するのに都合のよい状態である。Elliott と Smith (1949)や Namias と clapp(1951)によればこのことはまたプロッキングを 起すのに都合のよい状態である。

ヨーロッパ型の昇温は従つてオ2の指標としてブロッキングの予報に役立つのかも知れない。

4. 26ヶ月周期との関連

この明らかな2年周期を説明するについて、この現象は最近発見された熱帯成層圏の風の26 ケ月周期と関連しているように思われる。

氷7図は1月のカントン島上空の10,30mbの風向と26カ月周期での位相を表わす方向の傾向を示したものである。この期間中ヨーロッパの昇温は26ヶ月周期の偏東風になつたときにおこつている。これはヨーロッパの真冬の昇温が26ヶ月周期と同位相にあることを意味している。これは高緯度における26ヶ月周期の存在を示す最初のシノプテイックを指標であるかも知れない。

以上に述べたように連続したシリーズで、毎日の成層額の解析を行なつた最初の冬は1958 年である。26ヶ月周期とヨーロッパ型の成層額の真冬の昇温との関係は対流圏循環型と関連し たこれらの昇温が1954年や56年の冬にまたにつているだろうと思われる。オ1表を見ると

1954年と56年にもまたヨーロツベ上空で昇温がおこつた形跡がある。オ8図に示すように対流圏の 状態を平年からの偏差にして見ると1958, '60, '62, '64年の冬はいずれも類似し ており、昇温道前の大きな負偏差域は約8日後には大きな正偏差域となり、総気圧変化量は60

JAN/YEAR	10 MB	30 MB	MOVEMENT OF THE STRAT WARMINGS
1954	E → E	E → E	N Z
1955	?	$W \rightarrow W$	N ?
1956	E → E .	$E \rightarrow E$	N 🖌
1957	$W \rightarrow W$	$E \rightarrow W$	N
1958	$E \rightarrow E$	$W \rightarrow E$	N
1959	$E \rightarrow W$	$E \rightarrow W$	N
1960	£ → E	W→E	NR
1961	$\mathbb{W} \to \mathbb{W}$	$E \rightarrow W$	N
1962	£ → E	. W→E	N
1963	$E \rightarrow W$	$E \rightarrow W$	N
1964	$E \rightarrow E$	$W \rightarrow E$	N K

Fig 7

~70mbになる。

5. 結 論

1. 調査した年での成層圏の真冬の昇温はその発生および移動の方向に関して、ヨーロッパ型 とアメリカ型の2つの型に分けることができる。

2. 昇温は類似したシノプティックな条件、恐らくは極端に強い低気圧の活動による垂直運動 で成層圏の昇温がおこるときに、その後に始まつている。

3. ヨーロッパ型の昇温の発生は約10日以内に持続的なブロッキンデパターンをおこすよう な大気の異常状態の指標となつている。

4. ヨーロッパ型の昇温は中部、上部成層圏における熱帯での風の振動が東よりの傾向のとき におこつている。またアメリカ型の昇温は西よりのときにおこつている。これは高緯度における 26ヶ月周期の存在を示す最初のシノブティックを証拠だろう。

Landsberg その他(1963)の統計的研究はこれらの結論と一致している。彼等は "2年ごとに現われる傾向はある年のある季節と位相が一致している"そして"北半球では特に 冬1、2、3月に極大がおこりやすい"ということを指摘した。振動の周期は2年より長いので ここに示したように成層圏昇温の周期は将来の冬季に関しては位相がずれるだろうと当然思われ る。このことはすでに1963/、64年の冬に始まつた形跡がある。Landsbergその他が指 摘しているように周期は14~17年の後に同位相になるだろう。

ら約14年のブロッキンギ活動の長周期を見つけたことに注目することは興味がある。

(北原英一紹介)

8.

 \tilde{D}

Eliott や Smith(1949)が1899~1938年にわたるプロツキングの研究か

(文献略)



Fig 8

≪一年後の天気は?≫

ッ連日刊 "経済新聞" 1964年8.29.(読者の投稿)

毎土曜日の晩に我々の気をもますのは明日の天気予報である。もし、アナウンサーが、「快晴 でしよう」というと皆さんは喜んで、日曜日の郊外散歩の仕度に取りかかるでしよう。

どこかの森とか、湖の岸辺で落着いた時に思いもかけなくおそつてきた俄雨にあつたさいの、 皆さんの腹立はよく分ります。中央予報研究所の職員に向けられる、非難の言葉は数知れず、学 者方の予言にもかかわらず傘を持つて出掛けた用心深い<悲観論者>達に、あなた方は羨望のま なざしを送ることでしよう。

このような不測の事態が、特にお百姓、パイロット、船長などに多くの不幸をもたらすことは 言うまでもありません。又学者方の立場もよく分ります。残念ながら彼等は今のところ絶対確実 に天気を予報できる状態にはありません。我々の宇宙の天気は余りにも多くの思いがけない贈物を 持込むのですから。

多くの未知数を含む方程式は単に近似値しか出せないのと同様、今のところ天気予報も単なる 大体のところしか予報できないのです。しかし、学者の考えでは、多くの未知の《天気の方程式》 は既に近い将来には、計算することが出来る、従つて、今とは比べものにならない高い正確さで 天気を予報することが出来るようになるということです。世界気象機関の決定による地球をとりま まく<軌道上に現われるはずの地球の気象人工衛星は、明らかに不十分だということが分ります。 彼等と気象気球との同盟が必要です。いかにしてこの同盟をむすぶか?。約10 Km の高さに数 百個の気球をとばす。様々の気流の影響を受けてこれらの気球は地球の上を移動する。気球には 大気の湿度、気圧に関する情報を集めるための機器が積まれている。しかし、これらの気球によ つて集められたデータを、それらを処理するセンターに如何にして伝えるのか? そのためには、 二つの気象衛星が要る。これらは、500 Km の高度に打上げねばならたい。

ここから、衛星はテレビ装置によつて陸も海も、地球の全表面を観察するばかりではなく、気 球をも監督する。その移動は、大気の変動に関するデータをもたらす。

気象気球に積まれた無線送信機は、この≪大気中の放浪者≫によつて収集された、あらゆる情 報を人工衛星に伝える。衛星は受取つたデータを磁気記憶器に書込み、次いで、地上中央監視所 の上に来た時にこれらのデータを学者に伝えるのである。専門家達は、電子計算機を使つて宇宙 から受取つた情報を分析して全世界天気図を作成する。気象研究のこの案は非常に面白い。経済 的にも得である。他の計画で予定されている数十の気象衛星を利用するというのは、軌道に二つ の衛星を打上げ、数百の気球を打上げるよりは、疑いもなく莫大な金を要する。1967年の末

1

に外国の学者達は大平洋の南部に、258個の気球を打上げるという。気象そのものへの実用の体制は1970年代の初め迄に作り上げる予定という。この計画は気象学者達の興味をよんでいる。

もつともなことでかる、誰もが、彼等の仕事に不満な人が、1人でも少なくなるように顧つて いるのだから。

日曜日に郊外に行く人や、種子をまく百姓や、都市から都市へ飛行する飛行士や、遠く海洋を 航行する船乗だけではなく、それこそ夫々の色々の連由で、みらゆる人が明日、明後日の、1月 後、1年後の天気を、知りたいのである。

> V. GUBAREV (和田 哲夫 紹介)

to.

. .

Ð

D

ノルウエー北部におけるオゾンの変動と 移流について (2)

第 3 章

ラジオゾンデによる観測

オ6図にあるダイアグラム30と3 bには、前号で述べた2例について画かれており、それぞ れ100 mb の観測結果を月の函数としてプロットしたものである。3a -図は100mb の高 度の変動を記したもので、これより冬から夏への転移期にかけては空気の温暖化現象がおきてお り、しかも等圧面の高度の上昇とともに大気が膨脹している様子がよくあらわれている。前号で |掲げたオゾンカーブとこの高度変動カーブとを比較して見ると、冬期間では100mbの高度変| 動の方が difference (実線と点線の差)はずつと小さい。これに反して、100mbの 気温の変動を囲いたるりー図を見ると、difference は割合に冬期間は大きいようである。 若し、この100mb の温度が下部成層圏の温度の代表として用いられるならば、少くとも下部。 成層圏は大気中にオゾンが少ない場合には温度は低く、これとは反対にオゾンが多量に含まれて いる場合には暖かいということがいえるようである。このことはオ1図にある4a-diagram を見ればうなづけられよう。これはトロポ・ポーズの温度の変動を示しており、トロポポーズの 温度は一年の大部分は100mDの温度より低いようでずる。オ8図にある4d、40のダイア グラムは前号にもあるように、1952、1955年の平均(実験)と1953、1954、 1956の3年平均(点線)の100mbとトロボポーズの気温の変動を掲げたものである。こ れは成層圏と対流圏の特徴ある状態をあらわしているとも考えられる。トロポポーズと100mb との間の成層状態には著しい特徴ある変化が見られ、むしろ不安定な成層から安定な成層への転 換現象のおきる時期はオゾン量の少ない年よりもオゾン量の多い年の方が早くなつている。しか し、乍ら、オゾン量は下部成層圏の成層状態が安定の度合が大きい方が多いように見受ける。

1955年を見ると、100mbの1月気温はオ4d表にあるように $T_{100} = -633$ °C トロポポーズの気温は $T_{tr} = -64.7$ °C で、既に1月にして100mbの気温は1.4 °C 高 くなつていた。ところが、1953年、1956年を見ると、オ4b表、オ4o表で分るように、 100mbの気温は4月になるまでトロポポーズの気温より低かつた。3月で調らべて見ると、 1956年は100mb気温はトロポポーズ気温より0.6 °C 低く、1953年では2.4 °C と いう低さでをつた。オ7図にある4b-ダイアグラムはトロポポーズの高度の変動を記したもの で、実線はオゾン量の多い年、点線はオゾン量の少ない年をそれぞれあらわしている。オゾン量 の difference (実線と点線との差)が最も大きい期間 — 冬期間 — では、この図を見



6

 \overline{c}

÷.

氷6図 Skatt¢ra ゾンデ観測所における100mb観測の月平均値。図中の 実線、点線はダイアグラム2と同じようにオゾンの多い年、少ない年のそ れぞれの平均な示す。

-48-



Ŷ

÷

ŝ

<u>ş</u>,



オ7図 トロポポーズ観測の月平均値、実線、点線はダイアグラム2に対応している。

-49-



T.

.

. 0

D

Ð

米8図 100mbとトロポポーズの気温の月平均値 実線は1952、1955年の平均、点線は1953、1954、1956年

の 3年平均

-50-



オ9図 600mbの観測

. .

نې ا

-51-

が最大になつた月とが全く一致している。以上のことから、オゾン全量はトロポポーズの高度が 低い場合には多く、したがつてオゾン量がMax の冬期間はトロポポーズの気圧は高いことにな る。これは初めに、Harald Johansen と他の人達によつて観測から確められた現象であ る。

É.

C

 $\hat{\omega}$

対流圏内における状態についてはオ9図の5a-ダイアグラムに示されているが、これを見る と600mb 面の高度はオゾン量が少ない場合の方が高いという結果を示している。全体として、 オゾン量が少ない場合の年は前半の6ヶ月を通して600 mb 面の高度は高く、オゾン量が最大 になる月には600mb の高度は最低に達する。なお、気温については才9図の5b-ダイアグ ラムにあるが、オゾン量が少ない時の方が600mbの気温は高いようだ。600mbの気温の 変動を示した5b-ダイアクラムで見られる differemce については、5a-ダイアグラ ムを検討することによつて更に明確になつて来るだろう。気温は良く知られているように、対流 圏内では100m上昇するごとに06℃下がる。600mbの気温はオゾンが Peak の月には 割合低くなつているが、点線の方を見ると秋になるまで高温が持続している。次ぎに気温ではな くてシックネスで調べたものは才10 図の6a-ダイアグラムにあるが、これを見るとオゾン量 の difference が最大の期間 -- 冬期間 -- では、100-600 mb のシックネスはオ ソン量が少ない年よりも多い年の方がずつと厚いことを示している。しかし乍ら、トロボポーズ と600mb との高度差を調らべて見ると、逆の結果となつており冬期間ではオゾン量の少ない 年の方が厚くなつている。ところで注目すべきことは、この図にある2つのカーブの極小の月は 共にそれぞれのオゾン量の極大の月と対応していることである。(前号の図を参照されたい) 100mb - 600mb のシックネスのカーブがなぜ、前に述べたような特徴をあらわすかとい う理由は100mbレベルとトロボポーズとの距離がトロポポーズと600mb面との間の高度 差の減少よりも大きく増大していることに原因を求めなくてはならない。このことは6c-ダイ アグラムではつきりと確認される事実である。この外には、10cmb とトロポポーズとの間の シックネスはオゾン量が最大を示している月には同じように最大になつていることも分る。大気 オゾンは主として感層圏中にあらわれ、トロポポーズ面とオゾン濃度が最大のレベルとの 間の 層では対流圏の容積の増大に対応して成層圏の容積の減少する影響があらわれ、オゾン量の減少 が目立つている。又これは逆に対流圏内の容積が減少して成層圏の容積が増大する場合にはオゾ ン量が増加する結果になつている。このことは、対流圏はオゾン破壊要素の量が多いので対流圏 と接触する空気は、成層圏内よりも多量のオゾンが解離されてなくなつてしまつているという説 とも一致しているわけである。≪Umkehr method> で行つた Troms中におけるオゾン の垂直分布も調らべて見ると、トロポポーズから25 Km ~30 Km の光化学平衡層まではオゾ ン量は多くなり、この層を越えると大気中のオゾン量は急激に減少している。

オ11 図に掲げたものは一般に認められたオゾンの垂直分布をあらわしている。冬期間におけ るオゾン全量の変動は主としてトロポポーズと光化学平衡層との間の領域内におけるオゾン量の

-52-



Ð

ъ.



-53-



 オゾンの垂直分布、 Scientiflc Proceeding of the International Association of Meteorolgy より引用

Ŀ

C

増加、減少によるものであることがらなづけられよう。太陽光線のオゾンを生成する Power は光化学平衡層、およびそれ以上の高々度では減衰しているので、オゾンは光化学的な反応プロ セスからかなりさけられるようになつている。光化学平衡層以下の高度では、オゾンの変動は恐 らく移流が主であつてオゾンを含んだ大気の輸送によるものであろう。したがつて、水平発散、 水平収斂がオゾン量の地域的な増減の要因になつていると考えられる。大気の垂直運動と共にオ ゾンも同じ運動をし、大気が沈降すればオゾンも沈降し、オゾン最大層から Protected LeveL まで下がるようになる。光化学平衡層以上の領域からオゾンを沈降させても、この領 域は極夜期間を除いては太陽の光化学反応が作用してたちどころに元の状態に復するので、オゾ ン量においては量的な変化にはとくに著しい変化はない。そのためにオゾン量は全体的には増加 するという結果を生ずる。逆に大気が上昇する場合にはこれと反対の現象がおきると考えられて いる。というのは光化学平衡層以下ではオゾン量が減少して来るが、この領域では新らしくオゾ ンを生成して補償するということはできず、又平衡層以上では太陽光線の分解作用によつてオゾ

-54-

ン量が一方的にどんどん増加することを阻ぎ、且つオゾン量を一定に保たうとするので全体的に はオゾン全量は少くなるという結果になる。jet の及ぼす影響について次のように考えられて いる。jet の近傍は乱流状態になつているので、トロボボーズの直下にある jet は対流圏か ら成層圏内へオゾンを分解する要素を diffuse する傾向を有し、このためトロボボーズの 高度に近づくとオゾンは徐々に少なくなつて来ているということが良く考えられている。この diffusionの現象は jetの上部ほど強いが、トロボボーズから上に行くに従つて弱まるも のである。それ故に、オゾン最大層の方向にトロボボーズが上昇することは Protected Region のオゾン破壊作用の効果を増加させることになることは明白である。したがつて、斯 かる場合は全体としてオゾン全量が減少することになる。これに反し、トロボボーズの高度が低 いことは反対の効果作用があることを意味する。今回のトロボボーズの観測結果を総合してみる と、この見方が正しいことを示している。したがつて、オゾン全量の子午面分布の推定は成層圏 は赤道から北に行くに従つて暖かくなつており、トロボボーズは北径ど高度が低いという結果か ら判断されよう。

今回の調査で、オゾン量の少ない年の冬期間とオゾン量の多い年の冬期間について見ると、 100mbの高度は同じであるが気温の方が変動している事実から成層圏内の大気に解離現象が おきたものであるという示唆があるのでこれを次に述べる。この現象は100mbの等圧面を通 つて空気塊が垂直に輸送されたことによるものであり、気温は継熱的な状態で変化したものであ ると考えられる。今、等温層をなしている成層圏内に垂直運動がおきたと仮定する。初期状態で は上昇、下降の場合でも同じと考えると、等圧面を通つて上方に垂 直輸送した方が気温の下降 量は沈降による気温上昇量よりも大きい。このようなブロセス、例えば空気塊の垂直変位に対応 して等圧面がこれに follow しない原因は水平の補償気流によるものにちがいない。

Troms&市の観測でオゾン量の少なかつた年を調らべて見ると、上部対流圏および下部成層圏 の状態はもつと南の地域における状態と同じような特徴を示していた。これは南からの移流によ るものと考えられる。上記のことを頭に入れておいて、Troms&地点におけるオゾン量の変動 をひきおこしている原因について、仮説的ではあるがその模様を Picture として作つて見 ると次のようになるだろう。

対流圏および下部成層圏内における Airmass の南からの移流によつて、トロボボーズは 上昇しオゾン最大層に近い所に位置するようになる。Airmass の上昇と共に、100mbの 気温は断熱的に下がる。しかし等圧面は上昇しないので、下層における水平収斂は上層に水平発 散をひきおこすことになる。したがつて、オゾンの垂直分布からすると発散現象はオゾン量の多 い大気中におき、収斂はオゾン量の少ない大気中におきていることになる(オ12図b)。トロ ポポーズ Jotがオゾン量の変動に寄与しているという前に述べた仮説と共に、この収斂発散現 象はオゾン全量を通常の値以下にする原因になつている。寒気の移流によつて成層 圏層は沈降し、 その結果トロポポーズも下方に下がり、その成層圏層の気温は断熱的に上昇する。水平収斂はオ

-55-



オ12a、オ12b図:対流圏内に移流現象がある場合のオゾン垂直分布に及ぼす∴ 補償気流の作用を示す。

> 実線は予想される Airmass の運動がおとる前の最大 腐以下の成層圏内におけるオゾンの垂直分布である。

ゾン量の多い高々度層においておきている。これは前にも述べたように、オゾンの垂直分布を考慮するとオゾン量の少ない下層へオゾンが輸送されていることを示している。(オ13図a)、 なお、オゾンはトロポポーズの渦によつて蓄積され、その容積を増すものである。発散現象はオ ゾン量の少ない下層でおき、結果的にはオゾン全量の増加をひきおこしている。

これらのAirmass の補償運動は主として成層圏中におきていると考えられているが、100 mb レベル近くでは解離作用の効果は小さいので、オゾン量には殆んど影響はない。しかし乍ら、 既に指摘したように、太陽のオゾンを生成する Power が支配的である領域に向つて上方に exdendingしている Airmass の運動も、極夜の期間を除いては同じようにオゾンの変 動をおこす要因の一つとなつている。(オ13図)。これらの関連層における気流についての直 接の観測はないので、オゾン分布の変動に関する仮説をしつかりした基礎に基いてだすことはな



かなか困難である。予知しない、且つかくされた因子がその Picture に入つており、恐ら くこのような考え方の基礎となつている理論を引きだす可能性はあるだろう。上の説明も、例え ば秋に近づくにつれて、トロボボーズが下層のレベルまで下がるという事実があるにも拘わらず 余り当てにならないということが判明している。これは太陽のオゾンを生成する Power は太 陽高度の函数である光の強度に関係しているからで、秋になると太陽高度は减少して来るように なり、オゾン生成力もある程度減衰してしまう。光化学平衡層からオゾンが輸送されている間に、 輸送による影響を十分に補償するためのオゾンをより早く再生成することは難かしい状態にある。 このようにして光化学平衡層ではオゾン量が減つてしまい、結果的にはオゾン全量も少くなるわ けである。この考え方を適用すれば、8月や9月にあらわれているオゾンカーブの才2次極大値 を説明することができる。100mb ートロポボーズの間のシックネスのカーブを調らべて見る と、才2次極大値は成層圏の容積が増大し始めた その時 におきていることが分る。この時は 太陽はオゾン最大層からオゾンを再び引きだすのに充分なほど強いものとなつている。しかしこ の時以後はその Capacity は徐々に弱くなり、トロポポーズも下がるに及んで成層圏の容 積け次才に増大するようになるにも拘わらず、オゾン全量はどんどん少なくなる一方である。

しかし乍ら、100mb 面における気温の変動はオソンの熱吸収性質によるものであるという 観点から、かようを空気塊の運動がオゾン量変動の原因になつているということに対して異議を はさまざるを得ない。Airmassの運動があることは気温の変動より認められている。又、オ ソン量は100mb における気温の変動とまる関係が存在していることは疑いもない事実である。 しかし、オゾンの熱吸収はスペクトルの長波長の領域では effective であるので、この吸 収 Property が最強でない所では、これは割合に大きい気温変動の問題に対する完全な 答 えになるとは思えない。 わる図の3 bーダイアグラムを見ると、3月は100mb の気温は他の 時期よりかなり変動しており、その difference (実験ー点線)は7.5℃に達している。 なお、オゾン全量の difference は4710⁻³ cm である。(オ5a表、オ5b表、オ3 表を参照)。このことより、100mb 面におけるオゾン量は予想されたよりも割合少ないよう である。この本の((a)ページに書いてあることとは空気塊の輸送によつて100 mb 面の) 気温が影響を受けているという理論を支持する根拠を与えている。普通の等温層の成層圏を調ら べて見ると、オゾン生成の高い時期では少なくとも100mbとトロポポーズとの間では気温減 率は逆転状態を示し、オゾン量の少ない時 ― 冬期間 ― では不安定であるような気温分布のよ **りである。トロボポーズの直上の層における気温分布の初期状態が等温であると仮定し、又トロ** ボボーズの下層の Airmass より彭燥していると考えると、この空気層が上昇すると、 オ 14図にある如く対流圏の空気より成層圏の空気の方がより一層断熱冷却するようになる。した がつて、このため垂直の温度分布を下向きに傾ける結果となる。例えば100mbとトロポポー ズとの間の領域ではこのようを現象が当てはまる。又、これと反対の現象は沈降がある場合で、 その例はオ14図の下方に掲げてあるが高さとともに温度が上昇している。

-58-



オ14図 トロボボーズの周囲の領域におけるエントロピーの変化を考えない場合の気温減率に及ぼす垂直運動の影響を示す。

オゾン量は成層圏層(レベル)が上昇すると減少し、沈降した場合には増加するという現象に ついてのダイアクラムに基づいた記述内容は、下部成層圏の気温は断熱過程を受けていることを 示唆している。

(渡辺 正雄 紹介)

付 録

Table $4c \sim 5b$

Table 4c

1954

レイア	気 象要素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	-111	12
100	高度 g.p.m.	15510	15558	15611	16051	16371	16456	16604	16452	16102	15877	15642	15531
mb	気温.℃	-61.9	61.6	~ 57.8	-450	-446	-41	-426	-437	-469	535	-634	-635
	気圧mb	276	262	281	325	286	298	248	250	273	272	256	278
	高度g.p.m.	9241	9683	9158	8308	9464	9109	10559	10381	9541	9469	9851	9149
ボース	気温 °C	-61.3	-63	59.6	51.9	-523	-49.2	514	532	54:	57.3	-62 	-61
600	高度 g.p.m.	3940	4017	3946	4013	4204	4105	4221	4167	40.38	3979	4026	× 3896
шþ	気温℃	-27	-24.1	-249	-23.5	1 49	-147	-:6.9	-103	-162	-19.9	20.7	-224
	気 圧 m b	994 	1001.3	993.4	999.7	1008.1	994 	994 	994 	987.2	987.5	997.3	982.4
地上	気温 ℃	- 25	- 3.4	- 1.5	- 1.8	7.8	9.5	17	126	9.2	3.1	- 0.8	- 0.6
	風Beauf	2.3	2.8	2.6	2.6	2.4	2.4	2.0	1.9	1.8	2.1	2.8	2.5
1201-07	雲 8分割	6.3	3.9	5.1	5.1	5.6	6.5	4.9	6.5	5.4	5.8	5.1	5.9
1201	降水量mm	150	45	118	47	26	69	29	54	84	106	-32	77

Table 4d

1955

5

レベジ	X	家要	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
100	高度	g.	p.m.	15357	15574	15649	15879	16007.	16282	16495	16394	16 132	15795	15558	15254
тb	気	温	°C	-633	552	-549	526	48.1	- #453	-47.7	51.8	-524	54,4	-63.1	66.5
	灵	Æ	шþ	282	309	314	298	290	296	246	236	253	289	279	270
<u>ት</u> ባポ	高度	g.	p.m.	8936	8393	8362	8862	9011	9109	10632	10917	10249	9007	9243	<u>9</u> 184
ポーズ	気	温	° 'C	647	57.7	553	-542	53.9	51.9	526	56.1	549	57.1	582	63.1
600	高度	g.	p.m.	3848	3894	39 08	4003	4026	4110	4223	4224	4155	3965	396 7	3833
шр	気	溫	°C	288	-284	-2.7.9	-23.7	19.6	17.0	- 8.9	- 9.6	-11.6	21.8	24.1	27.2
	炅	圧	mb	9858	991.8	9923	999.7	9946	999.6	1001.1	1002.1	9946	9888	9954	9830
地上	炅	溫	°C	- 47	- 6.1	- 2.4	- 0.1	4.1	6.9	11.6	11.9	106	2.0	- 2.9	- 7.7
	風B	eа	uf	2.6	1.0	2.3	27	2.4	2.5	2.4	2.3	2.1	2.8	22	2.9
	雲	<u>.8</u>	分割	5.6	4.6	54	5.0	5.6	6.3	6.5	6.5	5.0	6.4	5.5	4.3
12G T	降7	k 量	mn	109	52	70	105	19	64	51	112	51	166	103	24

						· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·							
ν ~_л	気 象 _{安素}	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1 0	1 1	12
100	高度 g.p.m.	15190	15504	15666	15710	16216	16378	16468	16319	16178	15936	15737	15604
mЪ	気温℃	69.3	-688	60.7	540	-463	-46.7	-46.1	-454	-49.7	-532		-636
	気圧mb	269	251	271	304	295	286	2.44	2.66	258	275	263	266
トロパ	高度 g.p.m	9315	10009	9454	8317	9192	9463	10627	9854	10053	9520	9734	9858
ポーズ	気 温 °C	-638	-64-	60.1	56.4	-50.5	51.1	55.9	534	542	553	59.8	623
400	高度 g. p. m.	3887	4033	40,29	3983	4056	4140	4256	4131	4092	4012	4001	4009
mb	気温℃	-265	-254	-225	-252	-17:	-13-	- 7.9	-128	-147		-214	21
	気 圧 mb	9883	1007.9	999.3	997.7	994 	995.7	1001.3	9941	9956	991.3	9954	9951
地上	気温℃	- 5.6	- 4.8	- 0.2	- 0.3	- 5.8	10.3	15.1	11.7	69	33	- 1.6	- 2.1
	風Beauf	2.7	3.2	3.0	2.8	25	2.4	2.5	2.3	2.1	2.5	3.1	2.5
	雲 8分割	5.3	6.1	5.8	5.4	7.3	6.5	4.5	5.5	6.3	57	55	5.0
12GT	洚水量 mm	76	74	100	57	82	82	2	68	120	112	50	61

Table

4 ө

1956

Table 5a

1952-1955

レベル	気象 要素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1 1	12
4.0.0	高度 g.p.m.	15360	15483	15787	15922	16138	16402	16064	16385	16130	15842	15672	15359
up mp	気 温 'C	-64	-58.1	-520	518	-464	-435	-455	46.7	-49.5	-549	60.3	643
الر ال	気圧mb	291	310	316	294	296	288	256	259	269	264	269	286
P ^{LI} J	高度 g.p.m.	8734	8388	8401	8978	9003	9370	10369	10188	9777	9514	9221	8874
ホーズ	気 温 °C	-627	58.1	55.1	54.6	526	512	51.3	54.3	543	-60.0	57.8	60.0
600	高度 g.p.m.	3844	3880	3943	4011	4069	4131	4199	4163	4098	4049	3989	3809
шр	気温℃	28.1	282	-268	-224	18.9	-14.4	- 9.5	-123	-141	-192	-227	-272
	気 圧 mb	9837	989.0	9962	997.6	9989	997.0	99 89	9980	992.1	9958	9958	987.7
地上	気温で	- 4.4	- 47	- 2.3	1.3	4.7	9.6	11.8	10.9	8.9	2.4	- 22	- 6.1
	嵐Beauf	2.4	2.2	20	2.5	2.1	2.0	2.1	2.1	18	2.4	1.9	26
120T	雲 8分割	55	5.5	52	55	5.9	6.3	6.6	6.1	6.0	5۵	5.5	48
	降水量 ###	118	65	53	84	28	68	33	89	93	93	77	42

Table

1953-1954-1956

ч ~ л	気象要素	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1 0	11	12
100	高度 g.p.1	n. 15358	15537	15617	15804	16270	16462	16532	16415	16151	15938	15687	15640
шр	気温(-648	-630	595	52.3	-453	-446	-438	-446	-484	541	61.2	-624
5P#	気 圧 mt	282	270	276	_ 300	293	273	252	258	262	267	267	268
7-7	高度 g.p.n	2 9025	9452	9303	8683	9218	9837	10404	10141	9980	9606	9594	9623
	気温(-61.1	61.7	59.1	558	51.2	51.5	527	-529	546	-56.6	60.1	61.0
¢00	高度 g.p.r	n . 3 885	<u>3</u> 984	3972	3995	4114	4180	4215	4165	4077	4029	3999	3980
шb	刘温(27.2	259	240	-24.1	-17.0	-153	8.6	1 1.1	-157	-183	-210	-212
	氮 圧 📖	, 9382	1001.1	9948	997.1	10008	9985	9965	9949	9927	991.9	9935	9908
17 -12	気温 (2 - 4.0	- 45	- 1.1	1.1	9.1.	11.6	155	130	8.1	42	- 0.2	- 0.2
	風Eeaut	25	2.9	2.7	· 2.3	2.1	2.1	2.0	1.9	1.8	2.4	27	2.7
i CHT	雲 8分譜	<u>ل</u> ه ا	5.1	5.9	5.5	6.4	5.1.	5.0	5.7	58	58	5.6	57
	降水量 m	7 12-4	65	131	63	53	54	19	44	94	117	73	74

5 h

編集・あとがき

冬も半ばを過ぎた。北海道の帯広では平年より7.8℃も高く、逆に福岡では-2.7℃も低いという。(1月11日~15日) 柑橘類にも被害がでているようだ。長期予報にたずさわつている会員の中には今年の 検討会のテーマである″寒候期予報法″について頭を悩ましている方もいよう。御苦労様。

長期予報に関心をもつている会員も、また長期予報を使う立場の会員も是非知つてもらい たいことがある。それは北暖南低の"地域差もかなり著しい"冬となろうという今年の冬の 予報(昭・39年10月20日発表、全般寒候期予報)はヒイキ目でなくとも100点満点 なのだ。"ドウセ、マグレだろう!"というイヂワルな御仁もいよう。しかし気候変動の立 場からも、また"北日本の低示数型高温"、西日本の2年周期などいずれも興味あるネタを 提供した今年の冬である。

グロースペッター、今年度のか3号をおくる。広瀬さんからは、英国気象界でも問題にな つている類似選定の統計法の力作を頂いた。伊藤さん、朝倉さんには入手の困難な中国気象 界の成層圏関係の一端を紹介して頂いた。また昨秋、日本にも立ち寄られたK.Rabitzke 女史のボールダーにおける講演(3-2号紹介)内容は北原さんから頂いた。成層圏循環に 関心がもたれる昨今、渡辺さんからはオゾンの変動のオI報を続けて頂いた。また和田管理 官の弟さんからはソ聯の新聞にのつたゴシップの紹介を頂いた。どれもこれも貴重を労作に 対し、財政上何んにも御礼できないのが残念だ。誌上をかりて投稿の諸兄に感謝のことばを 送る。

(全国の会員の皆さん カイヒ、オワスレナク。)

子 編 集

-63-

