

グロースベッター

第 20 卷 第 1 号

長期予報の問題について — 都田菊郎博士講演要旨 —	久保田 効	1
長期数値予報の理論と一方法 (訳文) — アノマリーモデル —	河原 幹 雄	5
北半球におけるブロッキング・気候学的研究 (抄訳)	酒 井 重 典	27
暖候期予報法の諸問題	久保木 光 熙	37
「1ヶ月予報指針」によせられた書評		63

1982年1月

L. F. グ ル ー プ

長期予報の問題について

—— 都田菊郎博士講演要旨 ——

紹介者 久保田 効*

プリンストン大学, GFDL の都田博士は去る 8 月 10 日気象庁第一会議室において表題の講演をされた。その概要を紹介する。なお詳細は、英論文として、気象集誌 100 周年記念号に掲載される予定なので参照されたい。

1. 自由モードと強制モード

モデルの媒体は大気, 海, 陸から成り, 海面温度 (SST) や土壌水分 (SM), 雪氷アルベド (SA) などは長期予報にとって重要な要素である。いま, 気象要素を気候値とそのアノマリに分離して表現してみる。

$$\text{air} = \text{air}_{cl} + \text{air}' \quad (1)$$

$$\text{SST} = \text{SST}_{cl} + \text{SST}' \quad (2)$$

SST, SM, SA を気候成分のみ (SST_{cl} , SM_{cl} , SA_{cl}) で与えた時に生じる大気の状態を自由モード, アノマリを与えることによって生じる大気の状態を強制モードと呼ぶことにする。

長期予報において, 自由モードによる air' はノイズであるので予想不可能であり, 強制モードによる air' はシグナルを持つので予想可能であるというのが Leith や Madden の主張である。

ここでは自由モードは必ずしもすべてがノイズではなくシグナルも含むことを示す。確かに決定論的予報法では 10 日あるいは 2 週間といった予報限界がある。しかし, 時間平均の予報をすることによって自由モードの一部はシグナルになる。つまり, 予報限界は 1 か月あるいは 2, 3 か月にも延びる可能性がある。

大循環モデル (GCM) によって 1977, 78, および 79 年 1 月について 1 か月の予想を行った。1977 年の 1 月はブロッキングによってアメリカ東部は -10°C の寒波, 西部は高温, ヨーロッパは暖冬に見舞われた冬である。この例についてのみ示す。78, 79 年は 77 年ほどはよくないが, 全然見込みがないわけではない。

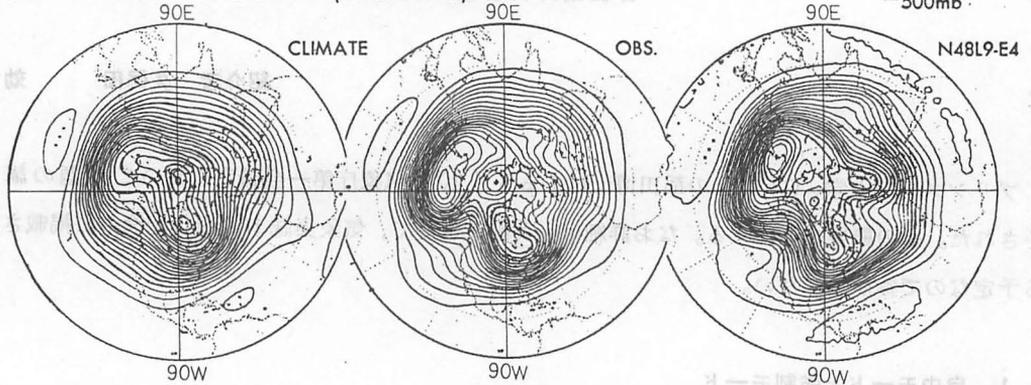
第 1 図に 500 mb 高度について GCM ($\text{N}48\text{L}9-4\text{E}^{**}$) によって 1 月 1 日を初期値として 1 か月予想を行ない平均したもの (右) を示す。比較のため気候値 (左) と観測値 (中) も掲げる。予想値 (右) は自由モードのみである。

第 2 図は北半球領域の RMS エラーである。個々の予想の RMS エラーを 1d で, 5, 10 および

* 気象庁気象研究所予報研究部

** 0-90°N を 48 個の格子で収めた 9 層モデル。格子間隔約 2°。E は新しい物理過程。

ONE-MONTH AVERAGE (DAY 0-30)

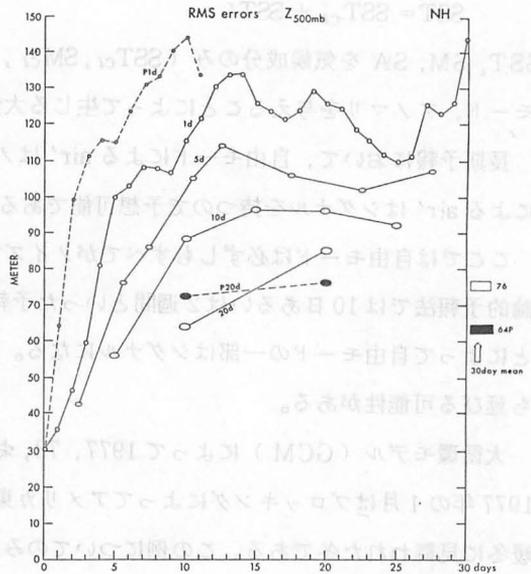


第1図

20日平均値のそれを5d, 10d および 20d で示してある。右側には30日平均のそれをその値で示してある。pを付したものはパーシステンスである。平均時間が長くなると、エラーが小さくなることに注目されたい。

第3図には、同予想のアノマリーの相関係数が示してある。1か月平均値の相関係数が0.6を越えている。

第4図には、いろいろなGCMによって予想された結果を500mb高度のアノマリの10日または20日平均の相関係数によって示している。ここでは、finite difference(格子モデルかスペクトル・モデルか)、物理過程、および初期値(1月1日イニシャル2日イニシャル、またGFDLやNMCによるイニシャルなどであるが、ここには示していない)を変えた。N48は約2°間隔の格子モデル、R30は波数30のRhomboidalのスペクトルモデル、Aは古い物理過程、Eは新しい物理過程を表す。



第2図

2. 強制モードの概観

SST', SM', SA' を初期値に入れて予報することは有望である。熱帯地方の太平洋東部 (130 W - 160 W) の SST が、約 1 か月遅れてアメリカ大陸の気温に影響しているという報告が Barnett や Rasmusson & Carpenter などによって報告されている。エル・ニーニョや Southern oscillation とも関係した現象であろう。

3. アノマリ・モデル

GCM の長期ランには費用がかかる。しかも計算の大部分が気候の再現に費されている。モデルをアノマリ・モードの方程式にしたらどうだろうか。例えば気温を

$$T = T_{cl} + T' \quad (3)$$

で表わす。いままでに

$$T = \bar{T}^{\lambda} + T' \quad (\text{Gambo \& Arakawa 等}) \quad (4)$$

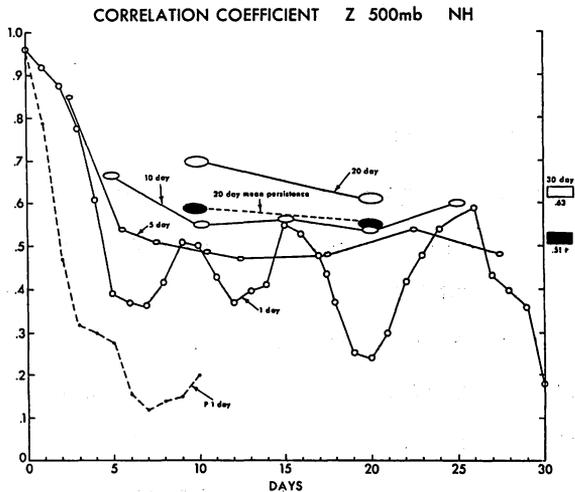
$$T = \langle T \rangle + T' \quad (\text{Epstein 等}) \quad (5)$$

$$T = \bar{T}^t + T' \quad (6)$$

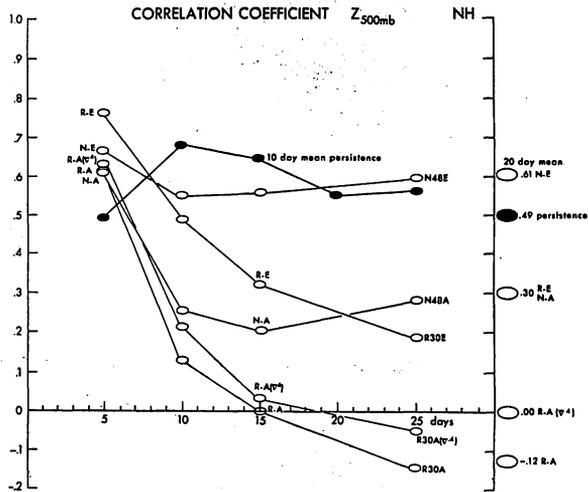
なる取り扱いが試みられて来た。ここで \bar{T}^{λ} はゾーナル平均, $\langle \rangle$ はアンサンブル平均, \bar{T}^t は時間平均を意味する。しかし、これらの試みは長期予報の観点からすれば、それ程成功したとは云えない。

アノマリ・モデルの試みは現在 GFDL で巢紀平 (Chao), NCAR で陳雄山, Opsteigh & Van den Dool などが行なっている。巢は地衡風近似を, その他はプリミティブ方程式を用いている。

例えば 巢の場合



第3図



第4図

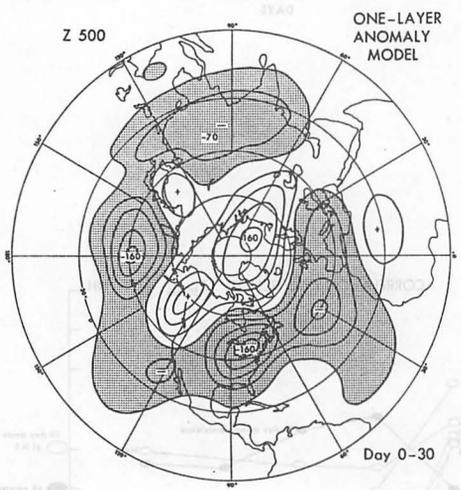
air' として $\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = \dots \dots -\nabla' \cdot \nabla \zeta'$ (7)

SST' として $\frac{\partial T_s'}{\partial t} = \dots \dots$ (8)

と表現され、過渡項を filter out する。つまり $\langle u' \zeta' \rangle = 0 \dots \dots$ などとおく。

更に, transient waves を除去するために, $\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = 0$ の仮定を用いた。 T_s' の初期値を与え, (7)と(8)の方程式を解くことができる。その結果を次に示す。

1か月のランに GCM では 60時間かかるのに, アノマリ・モデルでは 15秒しかかからない。40例を計算している。アノマリ・モデルは漢方薬のようなもので, 理由ははっきりと判らないが, 有効である。過渡項を filter out 出来るかどうかなどの証明を待たねばならない。



第5図

第5図はこのアノマリ・モデルによって得られた 1977年1月のアノマリ予想である。これは, 強制モードにそうとうする。

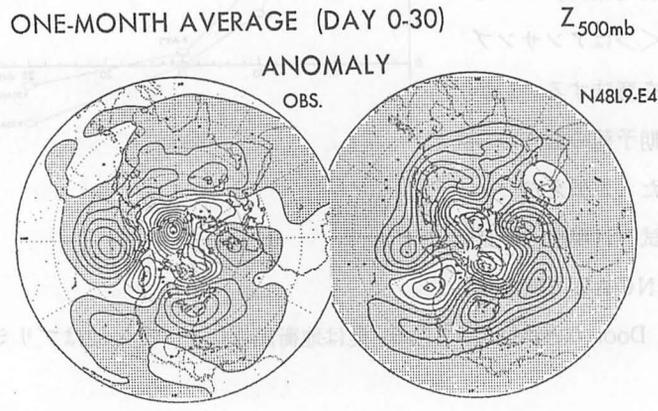
第6図に観測のアノマリと GCM によるアノマリを比較のために示す。アノマリ・モデルと GCMによるアノマリはよく一致している。

4. まとめ

アノマリ・モードは全部がノイズではなく, シグナルも含み, 予報の可能性がある。

強制モードの先行は明るい。

アノマリ・モデルは長期予報に使える可能性がある。



第6図

“A Theory and Method of Long-range Numerical Weather Forecasting”

Chao Jih-ping, Guo Yu-fu

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

長期数値予報の理論と一方法

—アノマリ—モデル—

訳者 河原幹雄*

概 論

いろいろなタイプの熱源をパラメタライズして、海洋—大気結合系の線形モデルが作られた。周波数解析によると、このモデルには2つの異なったタイプの波が存在することが示される。1つは、本質的に非断熱大気中の移動ロスビー波に対応し、もう1つは、1カ月程度の周期をもった波に対応している。さらに解析によれば、周期の短い波の振幅が発達する速さは、長い波のそれよりはるかに大きいことがわかった。

この短い時間スケールの波の存在は、明らかに長期数値予報を難しくしている。なぜなら、振幅の小さい長期プロセスの発達は、振幅の大きい短期プロセスによってゆがめられてしまうからである。この困難を克服するために、移動ロスビー波は、この長期予報モデルから「ノイズ」として除去される。単純なフィルタリングの方法がそこで与えられる。月平均500mb高度と地表面温度の偏差場を予想する実際的なモデルが与えられ、予報実験の結果が報告される。この試験的な研究は、この論文で述べられたフィルタリング法が、長期数値予報の有望な方法であることを示している。

1. 序 論

短期予報における数値予報の成功は、過去20年間、長期数値予報の可能性に、気象学者の興味を引き起こした。全球大循環の数値シミュレーションの最近の目ざましい発展がめざす目標の1つは、長期数値予報のうまい方法を見つけ出すことである。

もちろん、短期スケールと長期スケールの気象過程には多くの相違があるが、海洋からの熱の効果は疑いもなく、その他の源からのものより重要である。大気の準定常的平均運動に果す大規模熱源の役割は、およそ30年前、地衡風モデルを使って Smagorinsky⁽¹⁾によって定量的に研究された。彼は、もし観測された熱源分布がきちんとわかれば、計算された大気循環パターンは、実測と

*気象庁 長期予報課

よく一致することを見出した。彼の研究の後、我々は時間依存モデルを使って、同じ問題を議論した⁽²⁾。Smagorinskyによって得られた主な結果のほかに、興味ある現象が見つかった。もし初期状態で、大気の運動が水平方向に一様ならば、その後の運動は一様でない熱源分布に自らを調節する。調節過程が続くのは10日間以内で、その時熱源が定常的であるか否かによって、準定常的運動が形成されるか、熱源の変化に共なって運動はゆっくりと変化するかである。調節過程での運動は波動の中に見られるということも注目すべきである。なぜなら我々のモデルは地衡風モデルで、これらの波動は移動するロスビー波に対応すると思われるからである。

以上の理論的結果に従って、我々はここで2つの点を強調する。まず第1に、非断熱過程は長周期の大気運動において、主たる要因であるということ。第2には、地衡風モデルにおいてさえ、少なくとも2種類の波が存在するということである。一つの波は、本質的には1週間位の周期をもつ移動ロスビー波であり、もう一つは、それよりはるかに大きい周期をもち、ゆっくり変化する熱源の時間スケールに依存するものである。

長期数値予報を行なうには2,3の方法があり、我々は大体、非断熱モデルを作り、短期数値予報の場合と同じく、それを数値的に積分する。しかしこの方法にはなお、予測可能性の困難が存在する。

一方、我々は全く違った方法をとることもできる。よく知られているように、Namias⁽³⁾は月平均図を使い、連続した2カ月の間での、平均図の変化を予想した。この方法によるなら、Namiasのシノプティック法のかわりに、数値的方法を用いての予測も可能である。もちろん、いくつかの困難は乗り越えなければならないが。この方法で、Adem⁽⁴⁾は月平均気温場を予想するモデルを示したが、それは月平均の環流場を予想するものではなかった。

本論文では、我々は上記の2番目の考えに沿って、ノイズとしてのロスビー波を取除くことによって困難を克服した数値モデルを作り、それによる予報実験の例を示した。

2. 地表面での熱バランス

地表面（陸地あるいは海洋）での熱バランスは、次のように表わされる。

$$R = LE + P + A \quad (1)$$

ここでRは全放射量（あるいは放射バランス）、Pは顕熱の鉛直輸送量、Aは地表下層からの熱の鉛直輸送量、Lは蒸発の潜熱、Eは蒸発率である。

放射バランスは、地表面が受ける日射量と地表面から出る有効放射量の差で、次のように表わされる。

$$R = (S_0 + s_0)(1 - a) - I \quad (2)$$

ここで、 S_0 は直接日射量、 s_0 は乱反射による日射量、 I は外向き有効放射量、 a は地球のアルベドである。一般に、全日射量と外向き有効放射量は次のように計算される。

$$(S_0 + s_0) = (S_0 + s_0)^* (1 - c_s n)$$

$$I = I^* (1 - c_i n)$$

ここで、*印は雲のない時の値を、添字のゼロは地表面の値であることを示している。また、 C_s 、 C_i はそれぞれ、全日射量と外向き有効放射量に対する雲の効果を表わす係数である。 n は雲量。すると、 R は次のように表わされる。

$$R = (S_0 + s_0)^* (1 - a) (1 - c_s n) - I^* (1 - c_i n) \quad (3)$$

我々が興味があるのは気候学的平均より、むしろそれからの偏りであるから、我々はここで、 $\overline{\quad}$ 印と $\overline{\quad}$ 印により気候学的月平均と、それからの偏差に分けて表現する(訳注)。放射量の偏差は近似的に次のようになる。

$$R' \approx - \{ \overline{(S_0 + s_0)^*} (1 - a) C_s - \overline{I^*} C_i \} n' \quad (4)$$

ところで、雲は主に、境界層での摩擦収束で誘起された大規模な上昇運動によって作られると仮定する。さらに雲量は、境界層上端での鉛直速度 W_H に比例すると仮定すると、

$$n = \left(\frac{W_b}{W^*} \right) \quad (5)$$

ここで W^* は経験的パラメーター。境界層の理論から

$$W_b = l_b \zeta_{og} \quad (6)$$

を得る。ここで l_b は境界層の厚さ、 ζ_{og} は地表面での地衡風うず度である。

(6)式を(5)に代入すると

$$n = \left(\frac{l_b}{W^*} \right) \zeta_{og} \quad (7)$$

$\zeta_{og} = \zeta_{og} + \zeta_{og}'$ と仮定すると、雲量の年平均偏差は次のようになる。

$$n' = \left(\frac{l_b}{W^*} \right) \zeta_{og} \quad (8)$$

(8)式を(9)に代入すると

$$R' = - c \left(\frac{l_b}{W^*} \right) \zeta_{og} \quad (9)$$

を得る。ここで

$$c = \overline{(S_0 + s_0)^*} (1 - a) C_s - \overline{I^*} C_i$$

(9)式で、地表面が受ける放射の年平均偏差は、雲のパラメタリゼーションを通じて大気の運動に関係している。

顕熱の鉛直輸送量は

(訳注) 原論文では気候学的月平均を波線 \sim で表わしているが、これ以降所々で \sim 印は別の意味に使われておりまぎらわしいので、横線 $\overline{\quad}$ に直しました。

$$P = -\rho C_P K_T \frac{\partial T}{\partial Z} \approx \rho C_P C_D |\mathbf{V}| (T_{S0} - T_0) \quad (10)$$

となり、その平均偏差は

$$P' = -\rho C_P K_T \frac{\partial T'}{\partial Z} \approx \rho C_P C_D |\mathbf{V}| (T'_{S0} - T'_0) \quad (11)$$

で与えられる。ここで、 ρ は大気密度、 C_P は等圧比熱、 C_D は抵抗係数、 $|\mathbf{V}|$ は地表面での風速の絶対値、 K_T はうず熱伝導係数。

地表面と、さらにその下の層との間の熱輸送量は、

$$A = \rho_s C_{PS} K_S \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_0 \quad (12)$$

で、その偏差は

$$A' = \rho_s C_{PS} K_S \left(\frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_0 \quad (13)$$

ここで、 ρ_s 、 C_{PS} 、 K_S はそれぞれ、土壌あるいは水の密度、比熱、熱伝導係数である。

蒸発による熱輸送量は、

$$LE = -L\rho K_q \left(\frac{\partial q}{\partial z} \right)_0 \quad (14)$$

で、その偏差は、

$$LE' = -L\rho K_q \left(\frac{\partial q'}{\partial z} \right)_0 \quad (15)$$

ここで、 q は比湿、 K_q は鉛直交換係数で、近似的には $K_q \approx K_T$ である。

一般に、蒸発は海上でのみ重要である。この場合、蒸発のプロセスは、ほかの簡便な形でパラメタライズされうる。海上の空気の比湿は飽和していると仮定すると、

$$q = q_{SAT} = \frac{R_v}{R_w} \frac{e_{SAT}(T_0)}{P}$$

ここで、 R_v と R_w はそれぞれ、空気と水蒸気的气体定数、 P は圧力、 e_{SAT} は飽和水蒸気圧。

上の方程式の対数をとって微分すると、次の近似式が得られる。

$$\left(\frac{\partial q_{SAT}}{\partial z} \right)_0 \approx - \left(r \frac{\partial \ln e_{SAT}}{\partial T} \right)_0 q_{SAT,0}$$

ここで $r = -\frac{\partial T}{\partial z}$ 。これの偏差は次のようになる。

$$\left(\frac{\partial q'_{SAT}}{\partial z} \right)_0 \approx - \left(r \frac{\partial \ln e_{SAT}}{\partial T} \right)_0 q'_{SAT,0}$$

海面のすぐ上の大気中で、水蒸気は飽和しており、その温度は海水面温度に等しいと仮定すると、

$$q_{SAT, o'} \approx \frac{\partial \bar{q}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \cdot T'_{so} \quad (16)$$

としてよい。蒸発による熱輸送量の偏差部分は、

$$LE' \approx \left(L \rho K_T r \frac{\partial \ln \bar{e}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \frac{\partial \bar{q}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \right)_o \cdot T'_{so} \quad (17)$$

となる。これは、蒸発による熱輸送量の平年偏差が、SSTの平年偏差に比例していることを示している。

以上の結果に従うと、地表面における熱バランスの偏差部分は、次のように書くことができる。

$$\begin{aligned} z=0, \quad -\rho C_P K_T \left(\frac{\partial T'}{\partial z} \right)_o + \rho_s C_{Ps} K_s \left(\frac{\partial T'_s}{\partial z} \right)_o + \left(L \rho K_T r \frac{\partial \ln \bar{e}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \frac{\partial \bar{q}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \right)_o T'_{so} \\ = -\frac{c l_b}{W^*} \zeta'_{og} \end{aligned} \quad (18)$$

3. 大気中での熱源（冷源）

(x, y, p, t) 座標で、熱力学第1法則は、

$$\rho C_P \left(\frac{dT}{dt} - \sigma_p \omega \right) = \epsilon = \epsilon_T + \epsilon_R + \epsilon_Q \quad (19)$$

となる。ここで σ_p は静的安定度、また $\frac{d}{dt}$ は

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

で定義している。u, v, ω は各速度成分。

うずによる熱交換 ϵ_T は、

$$\frac{1}{\rho C_P} \epsilon_T = \frac{\partial}{\partial p} \left(K \frac{\partial T}{\partial p} \right) \quad (20)$$

ここで、 $K = \rho^2 g^2 K_T$ 。

放射による熱交換 ϵ_R は、Kuo⁽⁶⁾のスキームに従うと、

$$\frac{1}{\rho C_P} \epsilon_R = \frac{\partial}{\partial p} \left(K_R \frac{\partial T}{\partial p} \right) - \frac{1}{\tau_R} (T - T_E) + \frac{k'}{\rho C_P} S \quad (21)$$

で与えられる。ここで、Sは太陽放射、k'は短波の吸収係数、T_Eはまわりの温度、K_R、 τ_R はそれぞれ、

$$K_R \equiv \frac{8 r \sigma \bar{T}}{C_P K_s} \rho g^2, \quad \tau_R \equiv \frac{\rho C_P}{8(1-r)\sigma \bar{T}^3 K_w} \quad (22)$$

で定義される。K_S と K_W はそれぞれ、強吸収帯での平均吸収係数、 τ は全黒体放射のうち、強吸収帯での黒体放射の割合 (%)。

凝結による熱交換 ϵ_Q は、次のように簡単にパラメタライズされる。

$$\frac{1}{\rho C_P} \epsilon_Q = -\frac{L}{C_P} \frac{dq_{SAT}}{dt} \approx -\frac{\partial q_{SAT}}{\partial z} W_b, \quad z \geq z_b \quad (23)$$

ここで、 z_b は凝結高度、鉛直速度は近似的に W_b で置き換えられた。

(6)式を考慮に入れると式 (23) は、

$$\frac{1}{\rho C_P} \epsilon_Q = \bar{T}^* \zeta_{OG} \quad (24)$$

ここで

$$\bar{T}^*(p) = \frac{L}{C_P} \tau \frac{d \ln \bar{e}_{SAT}}{d \bar{T}} \mid_b \bar{q}_{SAT}(p)$$

(20) , (21) と (24) を、(19) 式に代入すると、熱力学第1法則は、

$$\frac{dT}{dt} - \sigma_P \omega = \frac{\partial}{\partial p} (K + K_R) \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{1}{\tau_R} (T - T_E) + \bar{T}^* \zeta_{OG} + \frac{k'}{\rho C_P} S \quad (25)$$

となる。

4. 非断熱うず度方程式

(x, y, p, t) 座標系で、うず度方程式は

$$\frac{d}{dt} (\zeta + f) = f \frac{\partial \omega}{\partial p} + \left(\frac{\partial F_Y}{\partial x} - \frac{\partial F_X}{\partial y} \right) \quad (26)$$

と書かれる。ここで F_X と F_Y は摩擦応力。月平年値については、以下の方程式を満足すると仮定する。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) (\bar{\zeta} + f) = f \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} + \left(\frac{\partial F_Y}{\partial x} - \frac{\partial F_X}{\partial y} \right) \quad (27)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \bar{T} - \sigma_P \bar{\omega} = \frac{\partial}{\partial p} (K + K_R) \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} + \bar{T}^* \bar{\zeta}_{OG} + \frac{k'}{\rho C_P} S \quad (28)$$

ここで、 T_E が気温の平年値 \bar{T} に等しいと仮定した。

地衡風近似を導入して、

$$u' = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi'}{\partial y'}, \quad v' = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi'}{\partial x'}, \quad \zeta' = \frac{\partial u'}{\partial x} - \frac{\partial v'}{\partial y} = \frac{1}{f} \Delta \phi' \quad (29)$$

静力学平衡の関係を考えると、

$$T' = -\frac{P}{R} \frac{\partial \phi'}{\partial p} \quad (30)$$

これと (27), (28) 式を使うと, (26) と (25) 式から, 偏差部分に関する方程式が, 次のように得られる。

$$\frac{d}{dt} \Delta \phi' + \tilde{\beta}_y \frac{\partial \phi'}{\partial x} - \tilde{\beta}_x \frac{\partial \phi'}{\partial y} = f^2 \frac{\partial \omega'}{\partial p} \quad (31)$$

$$\begin{aligned} & \left(\frac{d}{dt} - \frac{\partial}{\partial p} (K+K_R) \frac{\partial}{\partial p} \right) \frac{\partial \phi'}{\partial p} - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \frac{\partial \phi'}{\partial y} \right) + \frac{1}{\tau_R} \frac{\partial \phi'}{\partial p} \\ & = -\tilde{\sigma}_p \omega - \frac{R\bar{T}^*}{pf} (\Delta \phi')_0 \end{aligned} \quad (32)$$

ここで,

$$\tilde{\beta}_x = \frac{\partial(\bar{\zeta}+f)}{\partial x}, \quad \tilde{\beta}_y = \frac{\partial(\bar{\zeta}+f)}{\partial y}, \quad \tilde{\sigma}_p = \frac{R}{P} \sigma_p$$

また, 演算子 $\frac{d}{dt}$ は

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + (\bar{u} + u') \frac{\partial}{\partial x} + (\bar{v} + v') \frac{\partial}{\partial y}$$

で定義される。

(31), (32) 式から ω' を消去すると, 非断熱うず度方程式を得る。

$$\begin{aligned} & \frac{d}{dt} \Delta \phi' + \tilde{\beta}_y \frac{\partial \phi'}{\partial x} - \tilde{\beta}_x \frac{\partial \phi'}{\partial y} = -\frac{f^2}{\tau_R \tilde{\sigma}_p} \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} + \frac{f^2}{\tilde{\sigma}_p} \frac{\partial^2}{\partial p^2} (K+K_R) \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} \\ & - \frac{f^2}{\tilde{\sigma}_p} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} \frac{\partial \phi'}{\partial y} \right) \right] \\ & - fR \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{T}^*}{p \tilde{\sigma}_p} \right) (\Delta \phi')_0 \end{aligned} \quad (33)$$

5. 地表面温度偏差の方程式

地中の温度変化が, 熱伝導方程式に従い, 海洋ではさらに, 海流による移流にも影響されると仮定すると, 次の方程式が得られる。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} + \delta \frac{\partial(\psi_s, T_s)}{\partial(x, y)} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (34)$$

ここで, 海洋に対しては $\delta = 1$, 陸地では $\delta = 0$ をとる。 ψ_s は海流の流れの関係。

同様に, 地表面温度の月平年値の変化 (気候の変化) も上の方程式を満足するとすれば,

$$\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial t} + \delta \frac{\partial(\bar{\psi}_s, \bar{T}_s)}{\partial(x, y)} = K_s \frac{\partial^2 \bar{T}_s}{\partial z^2}$$

そこで、月平年値からの偏差に対する方程式は

$$\frac{\partial^2 T_s'}{\partial z^2} - \frac{1}{K_s} \frac{\partial T_s'}{\partial t} = \frac{\delta}{K_s} \left[\frac{\partial(\bar{\psi}_s, \bar{T}_s)}{\partial(x, y)} + \frac{\partial(\psi_s', \bar{T}_s + T_s')}{\partial(x, y)} \right] = H_t \quad (35)$$

ここで、 ψ_s は海流の平年値から計算される。偏差部分 ψ_s' が大気流によって生じると仮定すると、吹送流の理論を使って、

$$u_s' = \frac{\sqrt{2}}{2} \frac{0.0126}{\sqrt{\sin \phi_0}} (u_o' + v_o') \quad (36)$$

$$v_s' = \frac{\sqrt{2}}{2} \frac{0.0126}{\sqrt{\sin \phi_0}} (v_o' - u_o')$$

が導かれる。 ϕ_0 は緯度。そして

$$u_s' = -\frac{\partial \psi_s'}{\partial y}, \quad v_s' = \frac{\partial \psi_s'}{\partial x} \quad (37)$$

6. 海洋一大気系での波動

簡単のため、地球が一つの海洋だけですべて覆われており、大気の気候学的状態が $\bar{T}(y, p)$, $\bar{U}(y, p)$ のようになっていると仮定すると、線形化した非断熱うず度方程式は、

$$\frac{d}{dt} \left(\Delta \phi' + \frac{f^2}{\bar{\sigma}_p} \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} \right) + \beta \frac{\partial \phi'}{\partial x} = -\frac{f^2}{\bar{\sigma}_p \tau_R} \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} + \frac{f^2}{\bar{\sigma}_p} \frac{\partial^2}{\partial p^2} (K + K_R) \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} - \left(\frac{f}{\bar{\sigma}_p} \frac{R}{P} \frac{\partial \bar{T}^*}{\partial p} \right) (\Delta \phi') \quad (38)$$

となる。ここで $\beta = \frac{df}{dy}$ 。海水面では

$$P = P_0, \quad \omega' = 0$$

ととり、(25) 式の周囲の気温 T_E を地表面温度 $T_s = \bar{T}_s + T_s'$ で置き換え、 $\bar{T} = \bar{T}_s$ と仮定すると、(25) 式は

$$P = P_0, \quad \left(\frac{d}{dt} - \frac{\partial}{\partial p} (K + K_R) \frac{\partial}{\partial p} \right) \frac{\partial \phi'}{\partial p} - \bar{u}_p \frac{\partial \phi'}{\partial x} = -\frac{1}{\tau_R} \left(\frac{\partial \phi'}{\partial p} + \frac{R}{P_0} T_s' \right) \quad (40)$$

と書ける。ここで、 $\bar{u}_p = \frac{d\bar{u}}{dp}$ 。

これは、(38) 式を解くための下方境界条件である。上方境界条件は、

$$P = 0, \quad \phi' = \frac{\partial \phi'}{\partial p} = \frac{\partial^2 \phi'}{\partial p^2} = \frac{\partial^3 \phi'}{\partial p^3} = 0 \quad (41)$$

である。

(40), (41) 式の境界条件を用い、(38) 式を $P = P_0$ から $P = 0$ まで積分すると、

$$\int_{P_0}^0 \left(\frac{d}{dt} \Delta \phi' + \beta \frac{\partial \phi'}{\partial x} \right) dp = - \frac{f^2 R}{\bar{\sigma}_p p_0 \tau_R} (T_s')_{p=p_0} \\ + P_0 \frac{f R}{\bar{\sigma}_p p} \frac{\partial \bar{T}^*}{\partial p} (\Delta \phi')_{p=p_0} \quad (42)$$

(42) 式の左辺は、被積分関数を全大気層での平均（これはある平均層、例えば 500 mb での値に等しい）と見なすと、積分可能である。地表面でのうず度は、この平均層でのうず度 ζ^* に比例すると仮定すると、 $\zeta_{00}' = b \zeta_G^*$ 。そこで (42) 式は次のようになる。

$$\frac{d \Delta \phi'^*}{dt} + \beta \frac{\partial \phi'^*}{\partial x} - K^* \Delta \phi'^* = \frac{f^2 R}{\bar{\sigma}_p p_0^2 \tau_R} (T_s')_{p=p_0} \quad (43)$$

ここで、

$$K^* = - b f R \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{T}^*}{p \bar{\sigma}_p} \right) > 0$$

この方程式は、ある平均層の偏差場の運動は、地表面温度の偏差によって決められることを示している。

一方、(35) 式で海流の効果を無視すると、温度 T_s' は次の方程式を満足する。

$$\frac{\partial T_s'}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s'}{\partial z^2} \quad (44)$$

境界条件は、

$$z = -D, \quad T_s' = 0 \quad (45)$$

$$z = 0, \quad T_s' = T_{0}' \quad (46)$$

簡単のため、熱バランス方程式 (18) を

$$z = 0, \quad \rho_s C_{ps} K_s \left(\frac{\partial T_s'}{\partial z} \right)_0 + \left(\rho L K_{Tr} \frac{d \ln \bar{e}_{SAT}}{d \bar{T}} \frac{\partial \bar{q}_{SAT}}{\partial \bar{T}} \right) (T_s')_0 \\ = - \frac{c l_b}{W^* f} (\Delta \phi'^*)_0 \quad (47)$$

と書く。

さてここで、無次元変数を導入する。

$$t = \tau \hat{t}, \quad z = D \hat{z}, \quad x = l \hat{x}, \quad y = l \hat{y}, \quad T_s' = \delta T_s \cdot \hat{T}_s'$$

$$\phi'^* = \frac{f^2 R l \delta T_s}{\sigma_P \rho_0^2 \tau_R \beta} \hat{\phi}'^*$$

τ と l はそれぞれ、固有な時間と長さのスケール、 D は海洋の活動層の深さ、 δT_s は海水面温度偏差の固有値である。

これらの無次元量を使って、(43) と (44) 式を書き直すと（“・”印は落としてある）,

$$\epsilon \frac{\partial \Delta \phi'^*}{\partial t} + \tilde{U} \frac{\partial \Delta \phi'^*}{\partial x} - \tilde{K} \Delta \phi'^* + \frac{\partial \phi'^*}{\partial x} = (T_s')_{z=0} \quad (48)$$

$$\mu \frac{\partial T_s'}{\partial t} = \frac{\partial^2 T_s'}{\partial z^2} \quad (49)$$

境界条件 (45), (47) 式の無次元形式は

$$z = -1, \quad T_s' = 0 \quad (50)$$

$$z = 0, \quad \left(\frac{\partial T_s'}{\partial z} \right)_0 + \lambda_Q (T_s')_0 = -\lambda_S (\Delta \phi'^*)_0 \quad (51)$$

ここで、無次元数は

$$\epsilon = \frac{1}{\tau \beta l}, \quad \mu = \frac{D^2}{\tau K_S}, \quad \tilde{U} = \frac{U}{\beta l^2}, \quad \tilde{K} = \frac{K^*}{\beta l}, \quad \lambda_Q = \frac{D}{D_Q}, \quad \lambda_S = \frac{D}{D_S}$$

で定義され、

$$D_Q = \frac{\rho_S C_{PS} K_S}{\rho_{K_T} L \gamma \frac{d \ln e_{SAT}}{dT} \frac{\partial \bar{q}_{SAT}}{\partial T}}, \quad D_S = \frac{\rho_S C_{PS} K_S}{\frac{c l_b}{W^*} \frac{b f R}{\sigma_P \rho_0^2 \tau_R \beta l}}$$

である。

運動は y に依存しないと仮定し、解を

$$\phi'^* = \phi'_0 e^{-i(m x - \sigma t)}, \quad T_s' = T_{so}'(z) e^{-i(m x - \sigma t)} \quad (52)$$

のように表わすと、(48) 式から

$$m \{ m (\epsilon \sigma - \tilde{U} m) + 1 - i \tilde{K} m \} \phi'_0 = i T_{so}'(0) \quad (53)$$

を得る。また (49) 式も

$$\frac{d^2 T_{so}'}{dz^2} - i \mu \sigma T_{so}' = 0 \quad (54)$$

と書き直せる。これの解は

$$T_{so}' = a' e^{-\sqrt{i \sigma \mu} z} + b' e^{\sqrt{i \sigma \mu} z}$$

条件式 (50) を使うと、

$$z = 0, \quad \begin{cases} T_{so}'(0) = a' (1 - e^{2\sqrt{i \sigma \mu}}) \\ \frac{\partial T_{so}'}{\partial z} = -a' \sqrt{i \sigma \mu} (1 + e^{2\sqrt{i \sigma \mu}}) \end{cases} \quad (55)$$

(53) と (55) 式を (51) 式に代入して、振動数 σ に関する特性方程式

$$\sqrt{i\sigma\mu} \coth \sqrt{i\sigma\mu} + \lambda_Q = \frac{i\lambda_S m}{m(\varepsilon\sigma - \tilde{U}m) + 1 - i\tilde{K}m} \quad (56)$$

が得られる。一般に、海洋の活動層はおよそ 100 m で、 K_S は $10^0 \sim 10^1$ [cm²/sec] だから $\tau_S = D^2/K_S \approx 10^7 \sim 10^8$ [sec]。我々が関心のある運動の時間スケールのオーダーが 1 カ月とすると、 $\mu \gg 1$ となり、 $\coth \sqrt{i\sigma\mu} \approx 1$ 。この場合 (56) 式は、

$$\sqrt{i\sigma\mu} + \lambda_Q = \frac{i\lambda_S m}{m(\varepsilon\sigma - \tilde{U}m) + 1 - i\tilde{K}m} \quad (57)$$

と簡単になる。この方程式は、3 種類の波に対応した 3 個の根をもっている。3 根の値は、 $\tilde{U} = \tilde{K} = 0$ 、 $K_S = 10$ [cm²/sec]、 $\tau\beta = \frac{1}{\beta l} = 1.22 \times 10^5$ [sec]、 $D_Q = 0.667 \times 10^4$ [cm]、 $D_S = 1.15 \times 10^4$ [cm] で、 $O(\delta^2)$ のオーダーの項は無視することによって計算される。 $\delta = \varepsilon m / \mu \ll 1$ 。

3 つの波のうち 2 つについての分散関係を第 1 a 図に示した。2 つの波の振動数の差は、全波長域にわたりごく小さい。波長が 6,000 km のときの振動数は、およそ 1.3×10^{-5} [/s] で、これは約 5 ~ 6 日の周期に対応している。明らかにこれらの波は短い時間スケールのものである。

この種の短時間スケールの波の物理特性を説明するために、(56) 式で海洋の熱的効果を除く。 $D \rightarrow 0$ と仮定すると、 $\mu \rightarrow 0$ 、 λ_Q 、 $\lambda_S \rightarrow 0$ 。だが $\sigma\mu$ は有限であるから (σ は非常に大きいから)、

$$m(\varepsilon\sigma - \tilde{U}m) + 1 - i\tilde{K}m = 0$$

を得る。上式で $\tilde{U} = \tilde{K} = 0$ として、次元のある形に戻すと、

$$\sigma_R = -\frac{\beta}{m} \quad (58)$$

となる。

これは明らかに、順圧ロスビー波の分散関係である。この関係を第 1 a 図に点線で示した。ロスビー波の振動数は、図に示されるように、上記の短時間スケールの波に非常に近い。このことは、我々が求めたこの短時間スケールの波が、本質的に非断熱大気中のロスビー波であることを示している。

短時間スケールの波の発達率と波長の関係を第 1 b 図に示す。これを見ると、一方は減衰波で、一方は増幅波である。波長 6,000 km の波では、増幅波の発達率はおおよそ 1.5×10^{-6} [/s] であるから、振幅が e (≈ 2.7) 倍になるのは、大体 7 ~ 8 日である。

(57) 式のもう一つの波の分散関係は、第 2 a 図に実線で示した。波長が 6,000 km のときの振動数は、およそ 0.5×10^{-6} [/s] で、周期に直すと約 3 カ月であるから、これは長時間スケールの波である。波長が $3 \sim 4 \times 10^3$ km より大きいとき、この波の伝播速度はおおよそ $1 \sim 2 \times 10^3$ [km/month] である。ゆっくりと動くこの波は、海洋の作用を反映した準定常的作用中心を表わしていると思われる。

長時間スケールの波の発達率は、第2b図に実線で示されている。波長が短い時、この波は減衰波である。波長が5,000 km以上の時は増幅波で、発達率はおよそ 0.5×10^{-6} [1/s]。振幅がe倍となるのは約1カ月である。

7. 短時間スケールの波の除去

前節での計算は、海洋一大気系には2つの異なった時間スケールに対応した、2つの基本的な力学過程が存在していることを示している。振幅の小さい長期プロセスの発達は、振幅の大きい短期プロセスによってゆがめられてしまう。なぜなら短時間スケールの波の発達率は、長時間スケールの波のそれよりオーダーが1つ大きいからである。ここに長期数値予報の難しさがある。同様な問題は、短期数値予報においても存在する。よく知られているように、プリミティブ方程式の解は、気象学的に意味のある解と気象学的ノイズ（重力波と音波）を共に含んでいる。これらノイズの存在は、一方で流体場に速い振動を与えて、気象学的に意味のある運動のよりゆっくりした変化を完全にゆるがめるような仮想的傾向を引起す。また一方、これらのノイズ波はモデル中で何らかの方法で抑えないと、急速に発達してしまう。この難点を除く1つの方法は、ノイズを除いたモデルを作ること、もう一つは、モデル中でこのノイズの発達を抑えることである。

長期数値予報に際してもこの困難を除くために、短期数値予報と同様な取り扱いを行なった。我々はここで1番目の方法を取り、移動ロスビー波をノイズとして除去した長期数値モデルを作った。以下でフィルタリングの簡単な方法が示される。

移動ロスビー波の発生は、(48)式の時間変化項のためであることに注意していただきたい。このことは、(57)式で $\epsilon = 0$ 、 $\tilde{U} = \tilde{K} = 0$ とおくとわかる。そうすると、

$$\sigma_R = -\frac{2\lambda_S \lambda_Q m}{\mu} \quad (59)$$

$$\sigma_I = -\frac{1}{\mu} (\lambda_S^2 m - \lambda_Q^2) \quad (60)$$

ここで、 σ_R 、 σ_I はそれぞれ振動数の実数部分と虚数部分で、 $\sigma = \sigma_R - i\sigma_I$ である。これらは明らかに、長時間スケールの波の振動数と発達率で、短時間スケールの波は除かれている。(59),(60)式の値は、第2の図と2b図に点線で示されている。この図から、波長4,000 km以上ではフィルタリングによる結果は、元の方程式による結果とよく一致していることがわかる。

$\epsilon = 0$ とおくフィルタリングの方法は、準定常法と呼ばれている。これは運動方程式(48)を、大気流の場とSSTの場のバランス関係式で置き換えることに等しい。すなわち、

$$\tilde{U} \frac{\partial \Delta \phi'^*}{\partial x} - \tilde{K} \Delta \phi'^* + \frac{\partial \phi'^*}{\partial x} = (T_S')_{z=0} \quad (61)$$

この方程式は形の上では定常だが、SSTの場を記述する方程式が非定常なので、重力ポテンシヤ

ル場も時間的に変わりうる。実際 (61) 式は、大気運動場がその時々で、SST の場に順応していることを言っているにすぎない。

8. 順応方程式と数値予報実験

(33) 式を 500 mb 面に適用すると、この面の非断熱うず度方程式を得る。

$$\frac{d}{dt} \Delta \phi' + \tilde{\beta}_y \frac{\partial \phi'}{\partial y} - \tilde{\beta}_x \frac{\partial \phi'}{\partial x} - K^* \Delta \phi' = F T_s' \quad (62)$$

ここで、

$$F = f^2 R / \tilde{\sigma}_p p_0^2 \tau_R > 0, \quad K^* = -bfR \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\bar{T}^*}{p \tilde{\sigma}_p} \right) > 0 \quad (63)$$

線形方程式 (62) を海水温度の方程式と組合せ、海気境界面での熱バランス方程式を考えると、2つの異なる時間スケールの運動が、この海気結合系のなかに見出されることが示された。一つは本質的に、非断熱ロスビー波であり、もう一つは長期スケールの波である。もし、運動方程式中の局所時間微分の項が落とされるなら、短期波は長期波に対する“ノイズ”として除去されることが簡単に示される。物理的にはこのことは、移動ロスビー波が分散した後、高度偏差場と地表面温度場の調節関係が樹立されることを意味している。この調節過程が確立される時間間隔が 10 日以下であることも証明できる。

非線形の場合も似たような関係式で、

$$(\bar{u} + u') \frac{\partial \Delta \psi'}{\partial x} + (\bar{v} + v') \frac{\partial \Delta \psi'}{\partial y} + \tilde{\beta}_y \frac{\partial \psi'}{\partial x} - \tilde{\beta}_x \frac{\partial \psi'}{\partial y} - K^* \Delta \psi' = \frac{F}{f} T_s' \quad (64)$$

ここで、 $\psi' = \phi' / f$ は地衡風流線関数。この平衡関係式は順応方程式と呼ばれる。

この調節関係を確認するために、順応方程式で T_s' の実例値を使って ϕ' を計算し、それを同じ月の ϕ' の実例値と比べ、この方程式の精度を調べる。

T_s' が知れば、(64) 式は ψ' に関して非線形非斉次微分方程式である。(64) 式の解は $\psi' = 0$ の境界条件のもとでの、非定常微分方程式

$$\frac{1}{\tilde{D}} \frac{\partial \psi'}{\partial t} + A \psi' = \frac{F}{f} T_s' \quad (65)$$

の $t \rightarrow \infty$ の極限での解として得られる。ここで \tilde{D} は長さの次元をもつパラメーターである。演算子 A は

$$A = \frac{\partial(\bar{\psi} + \psi')}{\partial x} \frac{\partial \Delta}{\partial y} - \frac{\partial(\bar{\psi} + \psi')}{\partial y} \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \frac{\partial f}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial f}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} - K^* \Delta$$

で定義される。ζはfに対しては無視される。演算子Aは正で有限、すなわち内積は

$$(A\psi', \psi') = \iint_Q (A\psi') \psi' dQ > 0$$

であるから、差分式

$$\frac{1}{D^2} \frac{\psi'^{N+1} - \psi'^N}{\tau} + A^N \psi'^N = \frac{F}{f} T_s' \quad (66)$$

は定常解に収束する。ここではτは時間ステップ。繰り返しは過大緩和法で行なわれる。

このスキームを適用して、1965年の12カ月間の地表面温度偏差の観測値から、対応した12カ月の月平均500 mb高度偏差が計算される。

計算は北半球だけに関して、540 kmの格子間隔で、ポーラステレオ投影が使われた。全格子点1,089個である。陸地の地面温度については現在はよいデータがないので、かわりに海面更正をした大気温度を用いた。

第1表は計算された500 mb高度偏差と同じ月の実例値との相関係数である。相関係数の年間を通じての平均は0.49である。第1表の最後の行には、引続いた2カ月間の偏差場の相関係数を示してある。

Table 1
Correlation Coefficients

Month	Jan.	Feb.	May.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
r	0.22	0.41	0.79	0.55	0.56	0.41	0.63	0.41	0.45	0.74	0.41	0.34
Month	12(64)-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12(1965)
r	-0.12	0.07	-0.10	0.17	-0.01	0.18	0.21	0.49	0.24	-0.33	0.02	0.36

第3 a 図と3 b 図はそれぞれ、1965年10月の500 mb高度偏差の計算結果と観測結果である。これら2つの図を比べると、それらの全般的パターンはきわめてよく似ている。

上記の計算と比較から、大気運動は地表面温度に自分自身をある程度順応させる傾向をもっていることがわかる。同時に、順応方程式(64)の客観性が調べられた。

さらに第1表から次のこともわかる。月平均500 mb高度偏差場の持続性はよくないので、次の月の500 mb高度偏差の持続性による予報の精度は、一般に非常に悪い。

一方、地表面温度の偏差場の予想が行なわれるなら、高度場を地表面温度場に順応させることによって、次の月を数値的に予想することが可能であろう。

9. 地表面温度偏差の予想

(35) 式の時間微分項についての差分をとると、

$$\frac{\partial^2 T_{s'ij}{}^{t+\delta t}}{\partial z^2} - \frac{1}{K_S \delta t} T_{s'ij}{}^{t+\delta t} = -\frac{1}{K_S \delta t} T_{s'ij}{}^t + H_{1ij} \quad (67)$$

となる。

熱バランス方程式 (18) のほかのもう一つの条件は

$$z \rightarrow -\infty, \quad T_{s'} = 0 \quad (68)$$

(18) 式で $\frac{\partial T'}{\partial z}$ を計算するために, (32) 式を地表面に対して適用すると, 鉛直速度と凝結熱がゼロとなる。(30) 式を考え, 準定常近似を使い, Z系に戻ると,

$$\frac{\partial^2 T'}{\partial z^2} - \frac{1}{K \tau_R} T' = \frac{1}{K} \left[\frac{\partial (\bar{\psi} + \bar{\psi}, T')}{\partial (x, y)} + \frac{\partial (\psi', \bar{T})}{\partial (x, y)} \right] \equiv H_2$$

この方程式をある局所点 (添字 i, j) に適用し, 水平方向の微分を中央差分で置き換えると, 右辺の移流項はこの点の回りの値だけに依存する。それゆえいかなる局所点に対しても, (69) 式は境界条件

$$z = 0, \quad T' = T_{s'} \quad (70)$$

$$z \rightarrow \infty, \quad T' = 0 \quad (71)$$

のもとでの, 局所的 T' に対する方程式と見られる。

この局所点についての, 2階非斉次微分方程式は簡単に解けて,

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'_{ij}}{\partial z} \Big|_{z=0} &= -\frac{1}{\sqrt{K \tau_R}} T'_{sij}(0) - \int_0^\infty e^{-\frac{z'}{\sqrt{K \tau_R}}} H_{2ij}(z') dz' \\ &\approx -\frac{1}{\sqrt{K \tau_R}} T'_{sij}(0) - \sqrt{K \tau_R} \tilde{H}_{2ij} \end{aligned} \quad (72)$$

となる。ここで, $T_{s'}(0)$ は地表面での温度偏差で, \tilde{H}_2 は H_2 の境界層内における高さ方向での平均であるが, 今のこのモデルでは 500 mb 面での値をとる。

(72) 式を (18) 式に代入すると,

$$\begin{aligned} z = 0, \quad \frac{T_{s'ij}}{\partial z} + \left(\frac{\delta}{D_Q} + \frac{1}{D_S} \right) T_{s'ij} &= -\frac{\rho C_P K_T}{\rho_S C_{PS} K_S} \sqrt{K \tau_R} \tilde{H}_{2ij} \\ &\quad - \frac{b c l_b}{W^* \rho_S C_{PS} K_S} \zeta'_{ij} \end{aligned} \quad (73)$$

となる。

ここで $\zeta'_{0G} = b \zeta'$ が仮定される (ζ' は 500 mb 面でのうず度偏差である)。また

$$D_S = \frac{\rho_S C_{PS} K_S}{\rho C_P K_T} \sqrt{K \tau_R}$$

$z = 0$ での 2つの条件 (すなわち (70) と (73) 式) を満足する (67) 式の解は,

$$T'_{sij}{}^{t+\delta t}(0) = -H\sqrt{K_S}\delta t \left\{ \left(\frac{\rho C_P K_T}{\rho_S C_{PS} K_S} \sqrt{K\tau_R} \tilde{H}_{2ij} + \frac{bc l_b}{W^* \rho_S C_{PS} K_S} \zeta'_{ij} \right) + \int_{-\infty}^0 e^{-\frac{z'}{K_S \delta t}} \left(-\frac{1}{K_S \delta t} T'_{sij}{}^t + H_{1ij} \right) dz' \right\} \quad (74)$$

ここで

$$H = \frac{1}{1 + \frac{\sqrt{K_S \delta t}}{D_s} + \delta \frac{\sqrt{K_S \delta t}}{D_q}}$$

地表層で温度が変化する活動層の厚さは、1カ月程度の時間スケールでも大変薄いので、上式での $T'_{sij}{}^t$ と H_{1ij} は近似的に地表面での値で置き換えられる。そこで、

$$T'_{sij}{}^{t+\delta t}(0) = H T'_{sij}{}^t(0) - HK_S \delta t \left[\frac{\rho C_P K_T \sqrt{K\tau_R}}{\rho_S C_{PS} K_S \sqrt{K_S \delta t}} \tilde{H}_{2ij} + \tilde{H}_{2ij} \right] - H\sqrt{K_S \delta t} \frac{bc l_b}{W^* \rho_S C_{PS} K_S} \zeta'_{ij} \quad (75)$$

(36) 式を考慮に入れ、 $(u_o', v_o') = b(u', v')$ と仮定すると (u', v') は 500 mb 面での地衡風偏差、(75) 式右辺の ψ_s' (\tilde{H}_{1ij} のなかの) は、500 mb 面での ϕ' あるいは ψ' で表わされる。

もし、(75) 式右辺の ψ' 、 T_s' を時刻 $t + \delta t$ での値とすると、この方程式は順応方程式と共に変数 ψ' 、 T_s' について完全方程式系をなす。

当然、時間 δt は移動ロスビー波の固有周期より大きくなければならない。例えば $\delta t = 10$ 日。もう一つの方法は、(75) 式右辺の値を時刻 t での値にとり、 $\delta t = 1$ カ月とすることである。この場合時刻 t での ψ' 、 T_s' を使い、その他の値については平年値を使うと、次の月の地表面温度がこの方程式からただちに計算される。これが求まると、次の月の 500 mb 高度偏差は順応方程式 (64) から計算される。2 カ月先の予想をするには、予想された ψ' 、 T_s' を初期値として使って再び予想を行なえばよい。

10. 予報実験

以下でいくつかの予報例 (我々は 24 例を試した) を示す。この実験で使われた平年値データやパラメーターは付録で与えておいた。予報は 1 カ月予報である。

a) 良い例

第 4 a、4 b 図はそれぞれ、初期値として使った 1965 年 8 月の地表面温度と 500 mb 高度の偏差場である。第 5 a と 5 b 図はそれぞれ、予報された 9 月の地表面温度と 500 mb 高度の偏差場である。第 6 a と 6 b 図は対応する 9 月の実測図である。

これらの図から、地表面温度の予想図での偏差場の主な中心位置と強さは、以下の点を除い

て実測値に非常に近いことがわかる。ベーリング海付近の負偏差中心の強さが弱すぎる。極付近の予想結果は良くない。500 mb 高度偏差予想図の主な中心位置は、以下の点を除いてすべて実測値に近い。ヨーロッパの小さい正偏差中心が予報されていない。極近くの正偏差中心が予報されていない。

1965年8月と9月の500 mb 高度偏差の相関係数は0.24であるから(第1表参照),ここでの予想と実測とのそれは0.36で、持続性予報より精度は良い。

b) まあまあの例

第7 a と 7 b 図はそれぞれ、1978年2月の地表面温度と500 mb 高度の予想偏差場である。第8 a と 8 b 図は対応する2月の実測場である。予想と実況の主な相違は、温度についても高度についても正偏差の中心位置に関してで、計算されたアメリカの中心は実測より北東に位置している。

c) 悪い例

第9 a と 9 b 図は1976年11月の予想図で、第10 a と 10 b 図が実測図である。地表面温度と500 mb 高度のアメリカ西部の正偏差中は予想されていない。これは失敗例であるが、11月の計算された500 mb 高度を見ると順応関係はまだよく成りたっていることがわかる(第II図, P 36に別記)。

これらの予報例から、予報精度は余り高くないが、この長期数値予報の試みはさらに研究する価値のある有望な方法であるとみられる。

References

1. Smagorinsky, J., 1953, Q. J. M. R. S., 79, p. 342.
2. Chao Jih-ping & T. F. Shu 1961, Some computations of long-range weather processes under the influence of non-adiabatic heating, Paper in Dynamical Meteorology, Academia Sinica, Peijing, p. 90.
3. Namias, J. 1948, Trans. Amer. Geophys. Un., 29, p. 777.
4. Adem, J. 1964, Mon. Wea. Rev., 92, p. 91.
5. Budyko, M. I., 1956, The heat balance of earth's surface PB. 131692.
6. Kuo, H. L. 1973, Pure & Appl. Geophys., 109, p. 1870.

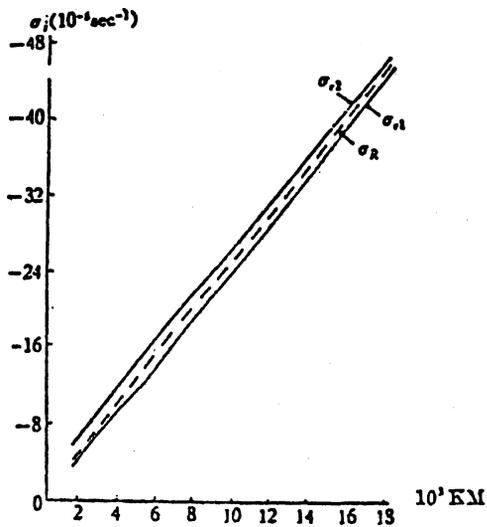


Fig. 1a. Frequencies of short-time waves.

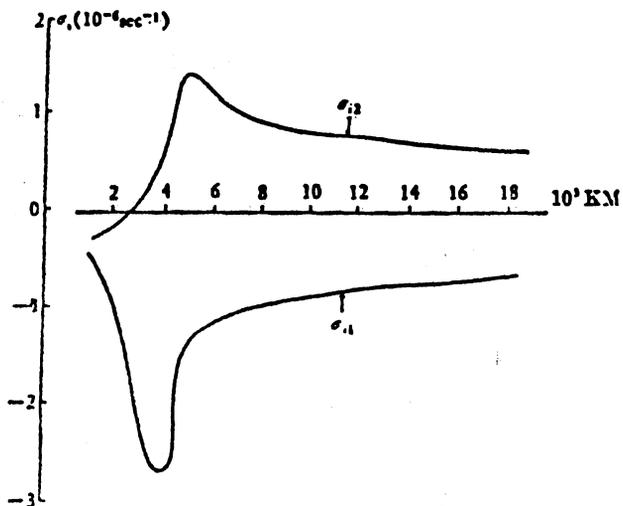


Fig. 1b. Growth rates of short-time waves.

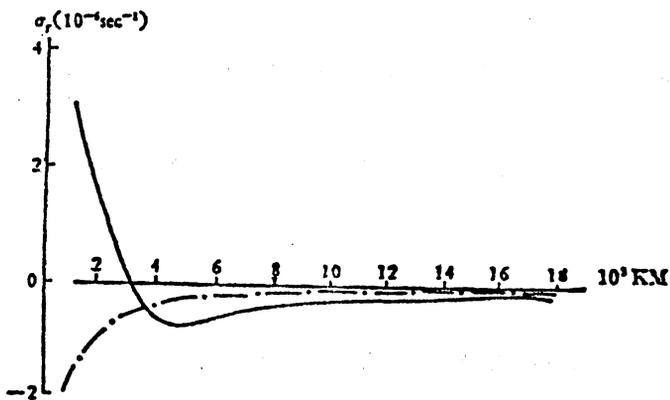


Fig. 2a. Frequency of long-time wave.

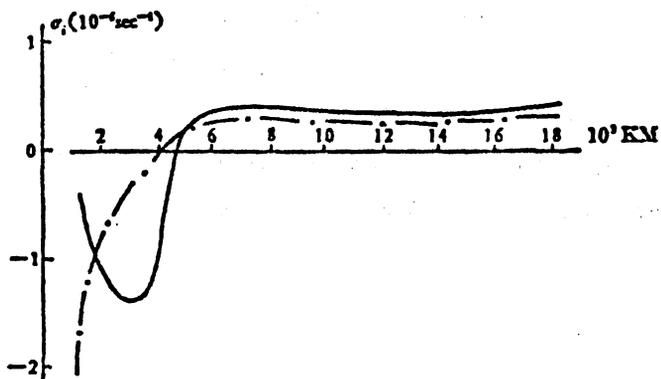
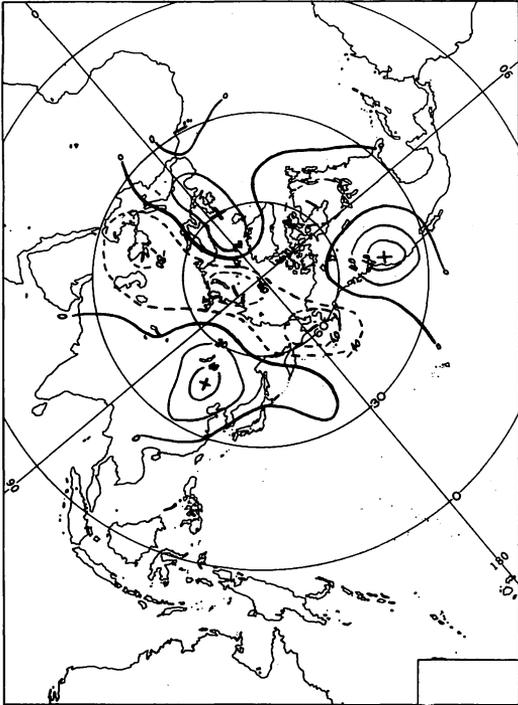
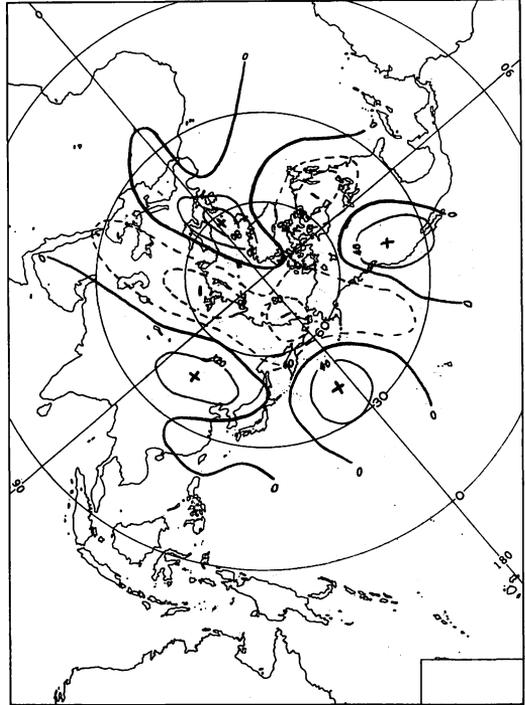


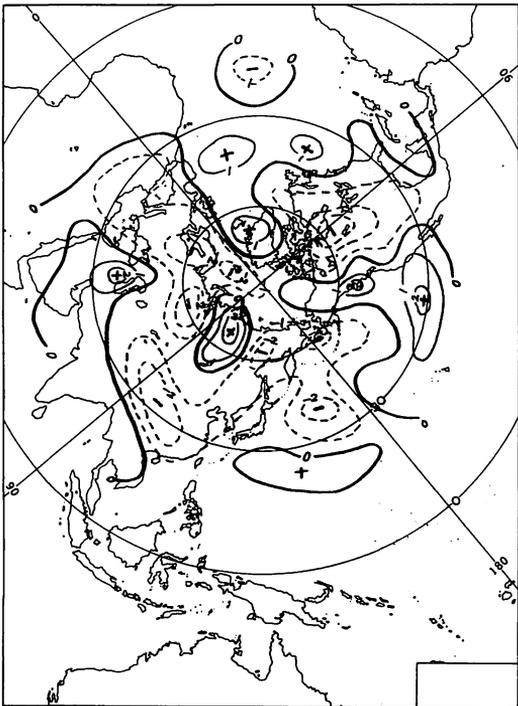
Fig. 2b. Growth rate of long-time wave.



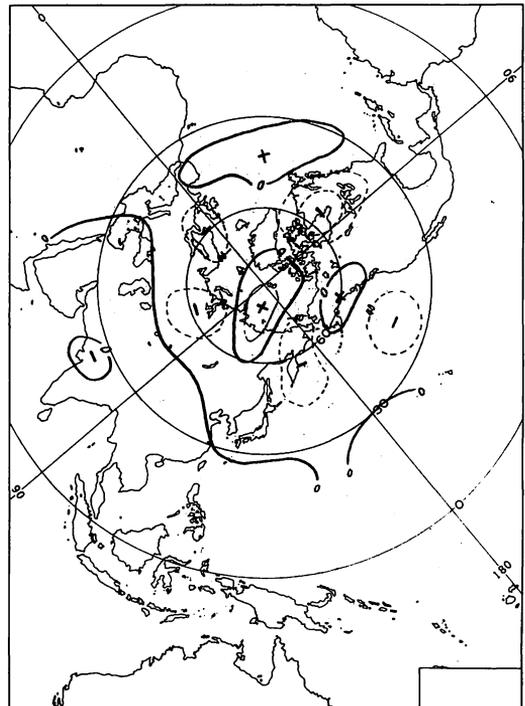
第3 a 図 1965年10月の500mb高度偏差(計算)



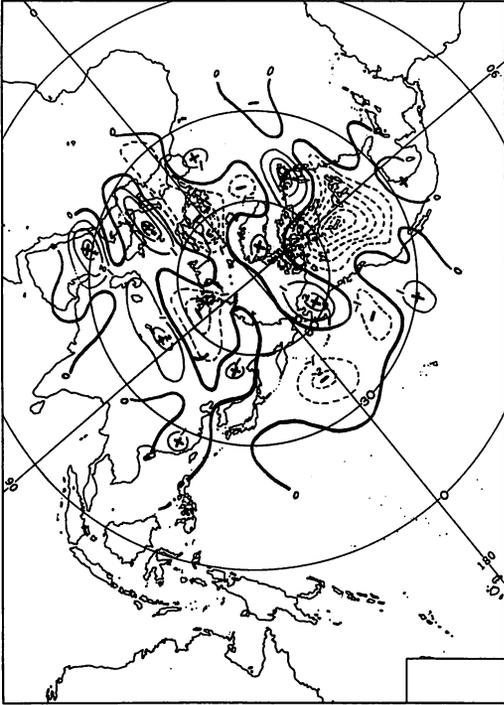
第3 b 図 1965年10月の500mb高度偏差(実測)



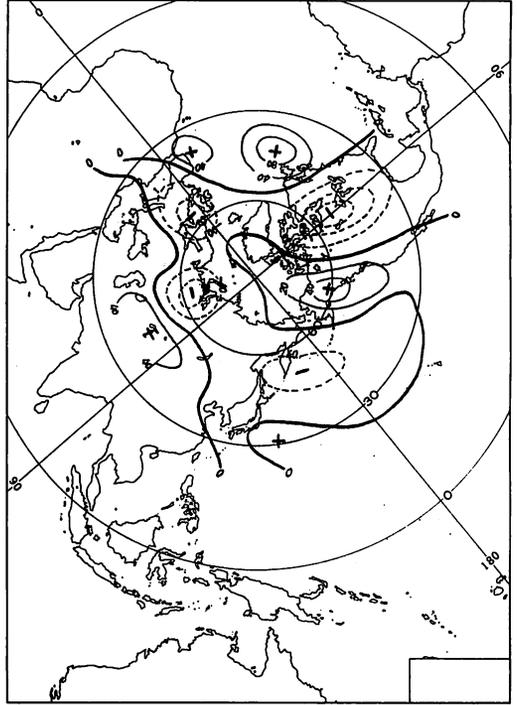
第4 a 図 1965年8月の地表面温度偏差(実測)



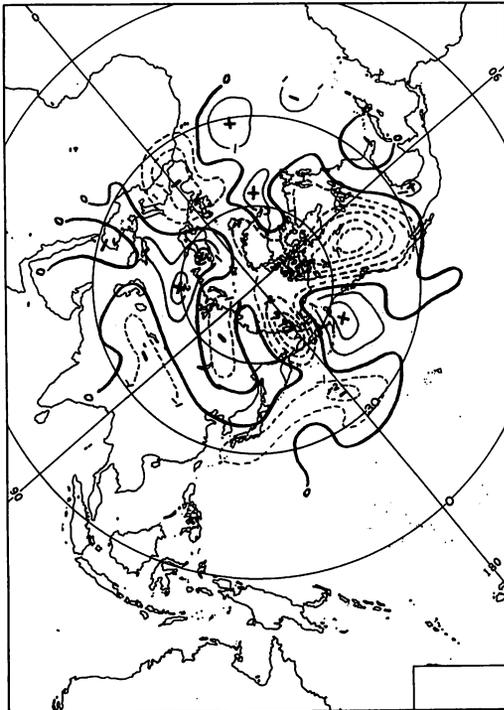
第4 b 図 1965年8月の500mb高度偏差(実測)



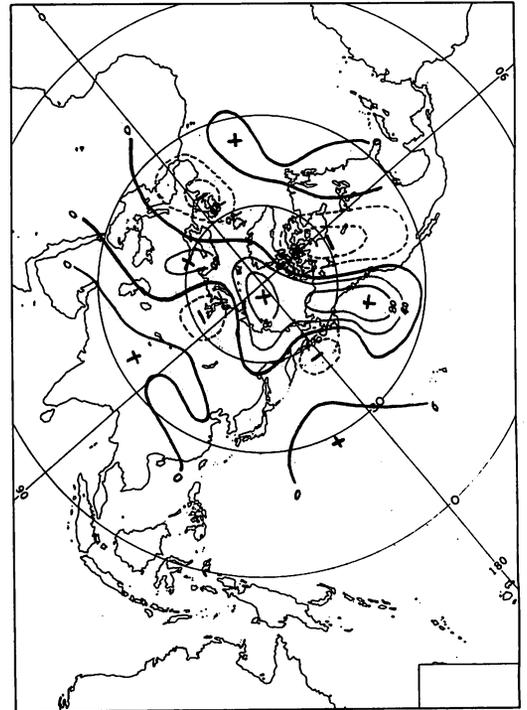
第5 a 図 1965年9月の地表面温度偏差(予想)



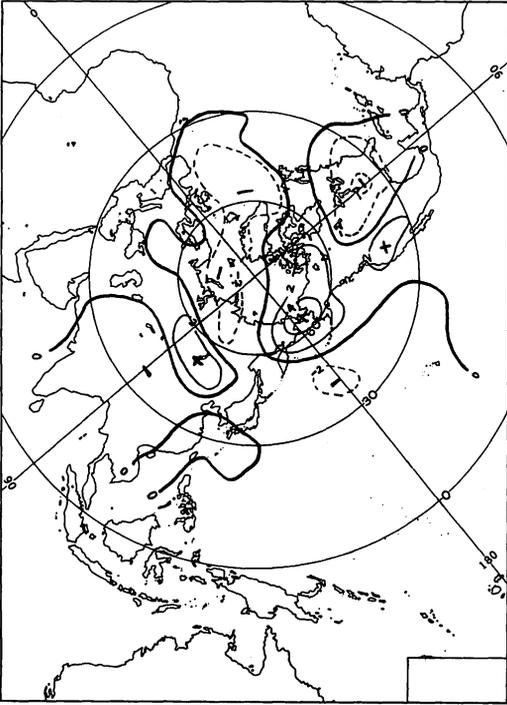
第5 b 図 1965年9月の500mb高度偏差(予想)



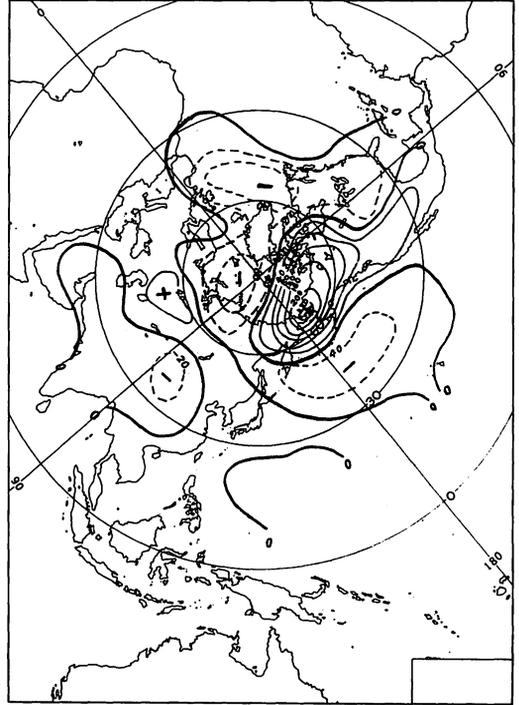
第6 a 図 1965年9月の地表面温度偏差(実測)



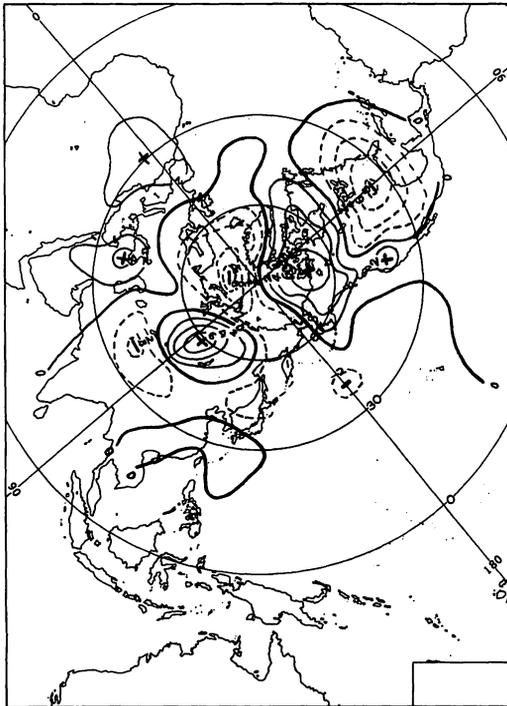
第6 b 図 1965年9月の500mb高度偏差(実測)



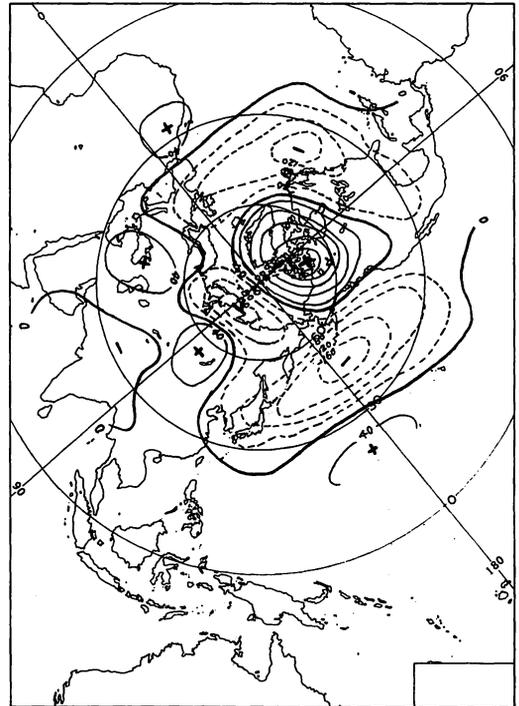
第7 a 図 1978年2月の地表面温度偏差(予想)



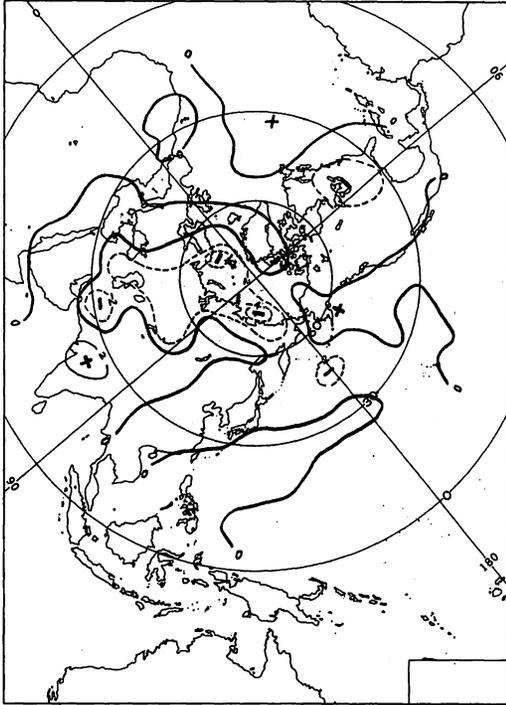
第7 b 図 1978年2月の500mb高度偏差(予想)



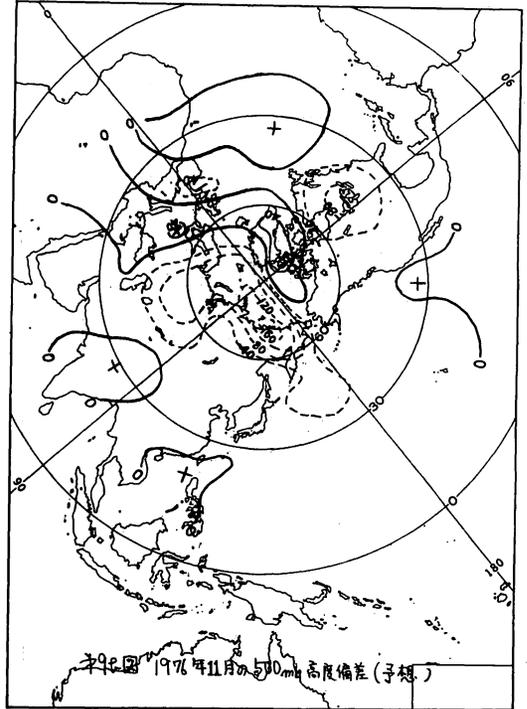
第8 a 図 1978年2月の地表面温度偏差(実測)



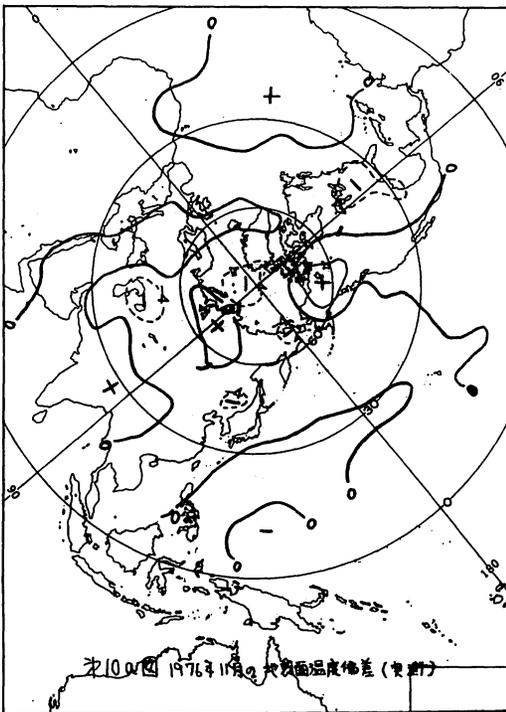
第8 b 図 1978年2月の500mb高度偏差(実測)



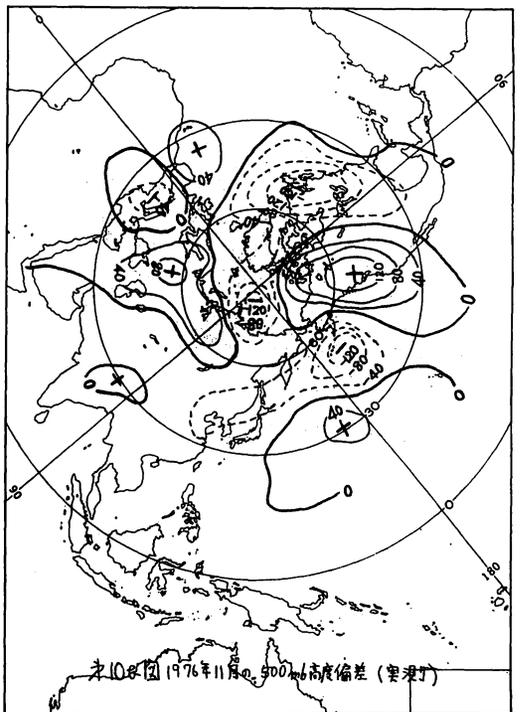
第9 a 図 1976年11月の地表面温度偏差(予想)



第9 b 図 1976年11月の500mb高度偏差(予想)



第10 a 図 1976年11月の地表面温度偏差(実測)



第10 b 図 1976年11月の500mb高度偏差(実測)

“Blocking Action in the Northern Hemisphere : A Climatological Study”

R. A. Treidl, E. C. Birch, and P. Sajecki

(ATMOSPHERE OCEAN 19 (1) 1981, 1-23)

北半球におけるブロッキング：気候学的研究の抄訳

訳者 酒井重典*

1. はじめに

偏西風帯の気候は、その西風によって運ばれる連続したじょう乱によって特徴づけられる。そして偏西風の強さがこの気候帯の気温や降水の分布を規制している。

じょう乱が次から次と通過するのに伴い暖い気団と冷たい気団が入れ替り、雨天と晴天が交互に現れる。ところがこのパターンがある時にくずれて南北方向の流れが卓越し、高緯度側に停滞性の高気圧（ブロッキング高気圧）を、南側には停滞性の低圧域を形成することがある。ブロッキング高気圧内では沈降があり、地上では発散場となり上空から乾燥した空気をひきおろして昇温する。この結果、その場所では長期間にわたり平年に比べて気温が高く乾燥した状態が続く。このような状態が植物の成育期間に数週間も続くと穀物等は水不足により収量が減り、また森林では乾燥により山火事の危険が増す。この時、低圧域となったところでは多量の降水により洪水の危険が増し、また高湿度の中で害虫が増え植物の正常な発育が妨げられる。

ブロッキング現象が人間活動に大きな影響を与えることが分り、第二次大戦後間もなくこの問題についての研究の重要性が認識されるようになった。まずジェットストリームとブロッキング高気圧との関係について Rossby や Namias 等により認められた。ヨーロッパにおける典型的なブロッキングについて Berggren 等（1949）によって調べられた。彼等はブロッキング高気圧を流体力学におけるハイドロリックジャンプにより説明した。Namias と Clapp（1949）は大陸東岸付近におけるジェットの形成と偏西風の合流の関係について検討し、ジェットの出口にあたるアメリカ西岸やヨーロッパでブロッキングが発生していることを示した。Willet（1949）はブロッキングとジェットとの関係を気候変動と結びつけて考えた。

ブロッキングの気候学的考察はまず Elliot と Smith（1949）によってなされた。彼等は40年間の地上気圧のデータを使って、その平年偏差が5 mb を越える期間が3日以上の場合を基準としてブロッキングをひろい出した。この時使ったデータは東太平洋から大西洋そしてヨーロッパまでの範囲についてであったが、発生頻度のピークはアラスカ湾とスコットランドの近くにあった。

Rex（1950）は高層観測データを使ってブロッキングを記述するはじめての気候学的研究を行

* 札幌管区気象台、予報課

った。彼は 160°W 90°E の範囲における 13 年間の地上と高層 (500 mb, 700 mb) のデータを使い、天気図からブロッキングをひろい出す基準として、“偏西風が南北にめいりょうに分流し経度にして 45 度におよび、この状態が 10 日以上継続すること”とした。彼の研究によると、ヨーロッパにおけるブロッキングの大部分は 10°W 付近で起り、発生数の年変化は 4 月に最大、9 月に最小となり継続日数はメディアンが 14 日となる非正規分布となった。

Rex の研究はその後の研究者のモデルとなった。代表的なものは Bezowsky 等 (1951) と Sumner (1954) である。Sumner は 1949 ~ 1952 年のデータを使い 100°W から 60°E の間について Rex と同様の空間分布を作り 55°N から 60°N の間にモードがあることをみつけた。また彼は 2 日以上継続した 53 例により継続日数の平均は 16.5 日で、発生数の年変化では 5 月と 11 月にピークがあることをみつけた。

Geb (1966) は 1950 ~ 1965 年の冬期間について簡略化したブロッキングの抽出方法を提案した。それによると 50°N ~ 70°N の間において最低 3 日間気圧の高い状態が継続している地域があることとした。彼はまた準 2 年周期の変動による成層圏の影響も考慮した。

北半球におけるブロッキングに関しての情報はいろいろ得られたが、データ数が不十分なために各研究者の統計結果はあまりよく一致していない。

この研究は北半球における 30 年以上のデータを使ってブロッキングを抽出し、今後の研究のためのカタログを提供することを目的としている。

2. ブロッキング高気圧の定義

ブロッキング高気圧は対流圏内の現象であるので地上天気図だけからこれを識別するのはむずかしい。対流圏の状態を表わすのにかつては 700 mb 面も使われたこともあるが、通常は 500 mb 面を使う。

通常、高気圧 (またはリッジ) は対流圏の中の短波の動きに対応しており、その典型的な速度は 1 日に緯度にして 10 ~ 15 度程度である。

ブロッキング高気圧は 500 mb での閉じたコンターと同様に地上天気図でも閉じた等圧線を形作る。層厚はコンターと一致して力学的 (暖い) 高気圧であることを示し、その動きは短波の速度より遅く時には逆行することもある。

ここではブロッキング高気圧を次のように定義する。

- 1) 偏西風の流れを二つに分流するように 500 mb 面と地上天気図上で同時に閉じたコンターが存在すること。
- 2) 高気圧発生 of 緯度帯が 30°N 以北にのびていること。
- 3) 高気圧が最低 5 日間は継続していること。

3. 解析方法

ブロッキング高気圧の評価を完全に客観的な方法（例えばコンピューターを利用）で行うことは大変魅力的ではあるが、これでは業務を繁雑にし費用もかかる。ここでは23000にも達する毎日の北半球の地上および500 mb 面天気図を使ってひろい出した。この結果、次のような情報が得られた。

- a) ブロッキング高気圧の発生については時間的にも空間的にもかなり良い精度で決定できたが、その解消の段階の決定はつねにむずかしかった。
- b) 500 mb 面での高気圧がリッジに変るか、またはそれがじょう乱の東進を妨げなくなった時にブロッキングが解消したと判定した。極付近ではしばしば暖い高気圧が持続しこれが上層の偏西風のリッジと結びついて新しいブロッキング高気圧となることがあった。
- c) 500 mb 面で閉じたコンターが一時的に消えても、2日以内に回復し、更に地上高気圧が持続している場合には同一のブロッキングと判断した。ブロッキング高気圧はその下層へ極からの冷たい空気の流入によって強化され、この過程は一つのブロッキング期間中に数回繰り返された。
- d) 地上高気圧は対流圏のブロッキング高気圧の重要なインデックスであり、この地上高気圧が対流圏下部をほぼ均質な気団で維持している。つまり典型的なブロッキング高気圧は発達した地上高気圧を伴い、その中心気圧がブロッキングの強さを示す指標となるのでその最盛期の中心気圧がパラメーターの一つとして使われた。
- e) 亜熱帯高気圧とブロッキング高気圧とはその持続性や力学的（暖い）高気圧であるという共通の性質もあるが、両者の主な違いは次のとおりである。

① 亜熱帯高気圧は全層が熱帯気団でできているが、ブロッキング高気圧は上層とその西側は暖い気団、下層とその東側は冷たい気団でできている。大陸の冬のブロッキング高気圧は、しばしば地表近くでは極の冷たい気団、上層は暖い気団でできている。

② ブロッキング高気圧はじょう乱の進行を妨げるが亜熱帯高気圧は妨げない。

③ ブロッキング高気圧は通常、中心の南側と北側に地上の前線をもつが亜熱帯高気圧は全て前線系の南側にある。

- f) 極の高気圧とブロッキング高気圧とは次のような違いがある。

① ブロッキング高気圧は極側に地上の前線帯をもつが、極の高気圧は通常これをもたない。

② ブロッキング高気圧とは異なり、極の高気圧は偏西風帯の中の短波の発達や進行には影響を与えない。

③ 500 mb 面の東西方向のトラフは極の高気圧を偏西風から分離するが、南北方向のリッジはブロッキング高気圧と亜熱帯高気圧とを結びつける。

4. データベース

ここで使ったデータは北半球の地上および 500 mb 面の解析図である。1945～1968 年については NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) の “Daily Series Synoptic Weather Maps, Part 1, Northern Hemisphere” を使い、1969～1977 年については西ドイツ気象局の “Europäischer Wetterbericht” を使った。両者とも同程度の精度の天気図である。

この二つのデータソースの間には次のような相違点がある。つまり NOAA のデータは 12 GMT の値で等圧線の間隔は地上天気図では 4 mb ごと、高層天気図では 200 gpm (60 gpm) であるがドイツのデータは 00 GMT の値で地上天気図では 5 mb ごと、高層天気図では 80 gpm となっている。このため、高気圧の中心示度に僅かながら差が生じており継続日数にもいくらか影響がでている。しかしデータの継ぎ目である 1969 年を境にして目立った不連続はでない。

ブロッキング高気圧下の気象状況をみるのに WMO から出されている世界各地の月平均気温と月降水量の平年値も使った。

ここでは 4 つの季節を次のように定義した。冬；1, 2, 3 月, 春；4, 5, 6 月, 夏；7, 8, 9 月, 秋は残りの 10, 11, 12 月である。

紙面の都合により全てのデータはここに載せていないがその一例を表 1 に示す。各欄の説明は次のとおり、発生と消滅の年・月・日、継続日数、500 mb 面における高気圧中心の高度とその平年値、海面気圧とその平年値、高気圧の移動した緯・経度と地区、移動の方向、中心位置の初めと終りの距離、平均速度および気温・降水量とその平年値である。

5. 討論と結果

a ブロッキング

① 経度方向の様子

年間を通しての発生頻度をみると図 1 に示すように 10°W 付近に明瞭なピークがある。次いで 30°E - 40°E および 120°W - 160°W にもピークがあるがあまり目立たない。

季節別の分布 (図は省略) でピークの特徴をみると、冬には 0° - 20°W にはっきりしたピークがあり 40°E - 50°E と 160°W - 170°W に 2 番目のピークがある。春には第 1 のピークは弱まり 20°E - 50°E に強いピークが現れ、もう一つのはっきりしたピークが 120°W - 130°W に現れており、この変化は夏にむかって更に続く。夏には主要のピークは 30°E - 40°E に現れ、これをはさんで 10

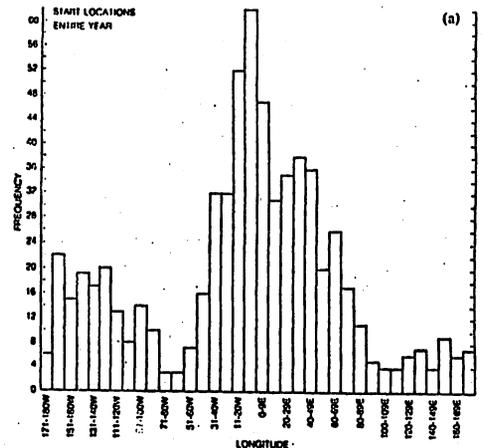


Fig. 1 F requencies block starts by longitude classes for : (a) the year

TABLE 1. Listing of blocking highs for 1976. Headings are explained in the text.

REGIM	ENDED	LENGTH	600MB	HEIGHT	HSL	PRESSURE	START	LOCATION	END	LOCATION	FMG	LOCATION	AZIMUTH	NOTICED	SPEED	IMPACT	FIRST	CALENC-R	MONTH		
YR	MO	DY	MO	QY	DAYS	HIGH	NORMAL	HIGH	NORMAL	LAT	LONG	ZONE	M=30°	DISTANCE	KM/DAY	TEMPERATURE	PRECIPITATION	YR	MO	QY	
																MEAN	C	NORMAL	YR	MO	QY
76	1	3	76	1	6	5680	5156	1050	1019	73	152W	4	117	2497	242.9	-23.3	-26.6	1	16.7		
76	1	16	76	1	20	5568	5280	1065	1035	63	85E	2	132	817	163.4	-16.7	-21.6	3	69.6		
76	1	30	76	2	7	5998	5360	1041	1016	61	8E	1	156	730	81.1	-9.6	-6.3	4	1.4.7		
76	2	12	76	2	23	5743	5280	1046	1020	61	42E	1	238	715	53.6	-8.5	-7.7	17	58.5		
76	2	25	76	3	23	5852	5610	1055	1026	62	14W	6	72	5836	133.4	6.5	3.4	23	50.3		
76	2	24	76	3	4	5780	5210	1045	1016	64	173W	4	242	2947	491.2	-25.6	-13.2	1	7.7		
76	3	10	76	3	20	5520	5210	1024	1011	73	2W	6	174	1125	102.3	-2.6	-7.2	23	56.7		
76	3	21	76	4	6	5670	5373	1050	1022	59	80E	2	71	1736	102.2	-12.7	-11.3	14	33.3		
76	4	19	76	4	29	5733	5510	1045	1015	54	13W	6	277	840	79.9	0.2	3.2	23	45.3		
76	4	27	76	5	6	5780	5430	1035	1015	53	118W	3	61	3-2	94.2	7.6	8.1	122	229.6		
76	5	20	76	5	29	5780	5430	1026	1015	70	21E	1	273	1372	137.2	3.5	2.4	19	52.4		
76	5	22	76	5	31	5760	5480	1035	1018	59	95W	3	174	2126	212.6	0.1	-2.3	22	73.3		
76	6	8	76	6	20	5780	5560	1027	1012	54	9W	6	316	1944	149.3	12.3	11.6	101	141.5		
76	6	22	76	7	2	5865	5824	1035	1011	61	179E	3	275	2155	193.3	7.6	7.3	53	231.1		
76	6	24	76	7	26	5933	5666	1032	1015	50	3W	6	70	2320	85.0	17.9	15.5	27	30.1		
76	7	24	76	8	6	5470	5610	1030	1010	60	146W	4	242	428	34.9	3.5	4.6	10	35.7		
76	7	25	76	8	1	5340	5710	1041	1017	52	23W	6	270	274	16.3	16.2	15.2	74	63.2		
76	8	2	76	8	6	4813	5370	1025	1010	72	70E	2	203	444	96.9	5.6	5.4	62	134.3		
76	8	9	76	9	1	5920	5800	1033	1009	60	3E	1	238	2971	117.6	14.7	14.7	24	14.4		
76	8	10	76	8	23	5843	5810	1020	1009	62	157E	3	136	3348	561.6	12.3	12.3	13	30.5		
76	8	25	76	9	4	5470	5630	1035	1010	53	25W	6	245	520	75.6	16.9	15.4	17	17.7		
76	9	11	76	9	29	5470	5690	1026	1013	48	35W	6	36	2625	131.2	3.1	7.8	4	9.7		
76	10	12	76	10	23	5753	5300	1045	1012	77	5W	6	139	3346	282.2	-1.1	0.4	23	41.3		
76	10	22	76	11	31	5643	5330	1040	1015	62	165E	3	162	8	0.2	-2.7	-1.3	11	66.7		
76	11	19	76	11	25	5810	5490	1042	1010	56	13W	6	164	8-7	115.4	7.9	4.7	138	133.5		
76	12	13	76	12	28	5730	5250	1045	1022	70	32E	1	250	3562	220.9	-2.9	-2.7	23	67.4		
76	12	26	77	1	7	5630	5480	1065	1035	53	74E	2	261	23-0	133.1	-19.1	-11.7	11	74.6		

$^{\circ}\text{W} - 10^{\circ}\text{E}$ と $60^{\circ}\text{E} - 90^{\circ}\text{E}$ に次のピークがあり、更に $140^{\circ}\text{W} - 150^{\circ}\text{W}$ にも現れている。秋には冬の分布への移行ができており第1のピークが $0^{\circ} - 10^{\circ}\text{W}$ に現れ、次いで $30^{\circ}\text{E} - 40^{\circ}\text{E}$ そして $160^{\circ}\text{W} - 170^{\circ}\text{W}$ にもピークがみえる。この時期の特徴としては $80^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{E}$ 間では一つも発生していないことである。

図2にはブロッキングの消滅した場所の経度方向の頻度分布を示してある。ある場所での発生数と消滅数とを比べることにより、経度方向への移動の様子がわかる。つまり、もしも消滅数よりも発生数が多いならばその地域からの流出を意味しておりその逆ならばその地域への流入を示している。

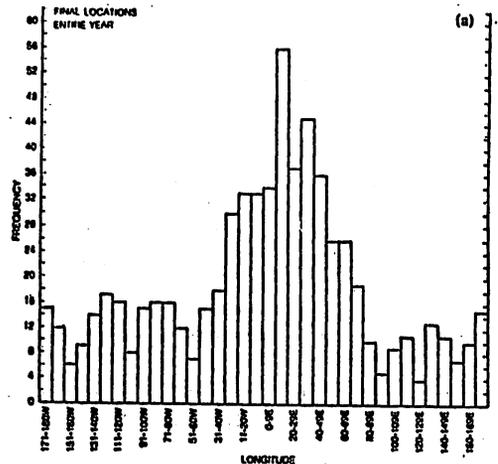


Fig. 2 Frequencies of block endings by longitude classes for (a) the year

TABLE 2. Seasonal net block migrations

Longitude					Annual Character of Zone
	Zone	Winter	Spring	Summer	
4	8	7	2	9	Export
5	- 5	- 15	- 4	- 7	Import
6	26	17	3	19	Export
1	- 16	4	2	- 13	Net Import
2	- 2	- 15	4	- 3	Net Import
3	- 11	- 3	- 2	- 5	Import

表2には経度60度ごとに区切った地区別に季節別のブロッキング高気圧の流入・流出の状況を示してある。負号は発生数が消滅数より少ないことを示しつまり流入を意味する。従って地区4(東太平洋, アラスカおよびユーコン)と地区6(北大西洋, グリーンランドおよびアイスランド)では一年を通じて流出域となっており。地区1(ヨーロッパ)では秋と冬にはかなりの数が流入してくるが春と夏には流出域となる。地区2(シベリア)は夏には流出しているが基本的には流入域である。地区5(カナダ)と地区3(シベリア東北部と西太平洋)では完全な流入域となっている。地区5(カナダ)では発生数も消滅数も一般に少ないが春になるとブロッキング活動が爆発的に起るのは興味深い。

要約すると経度方向では2つの主な発生地区があり、その一つは北大西洋からウラルへのびる地域、もう一つは東太平洋を含むベーリング海峡からユーコンへのびる地域である。

② 緯度方向の様子

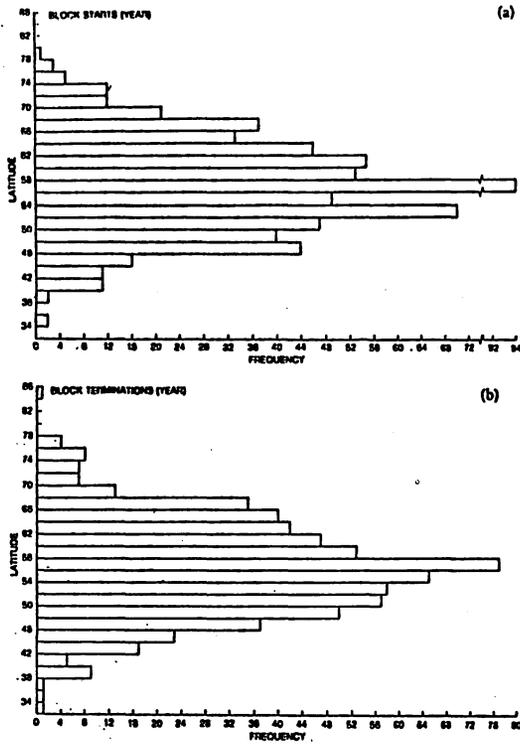


Fig. 3 Frequencies of blocking highs by latitude classes for : (a) starts, and (b) terminations.

図3には緯度方向の発生数と消滅数の頻度分布を示してある。ブロッキングは 38°N から 76°N の間で発生しており、その大部分は 46°N から 68°N の間となっている。そしてピークは 56°N から 58°N の間にある。消滅についても同時に示してあるがこのピークも 56°N から 58°N となっている。各緯度ごとの発生数と消滅数を比較して流出・流入を調べてみると流出域としては主に $56^{\circ}\text{N} \sim 64^{\circ}\text{N}$ の間で、次に $68^{\circ}\text{N} \sim 72^{\circ}\text{N}$ の間になっており、主な流入域は $48^{\circ}\text{N} \sim 52^{\circ}\text{N}$ である。高緯度と低緯度も僅かながら流入帯となっている。

③ 半球的分布

ブロッキング高気圧の発生数と消滅数の地理的分布を季節別にみる。冬には170のブロッキング高気圧が観測され、主な発生場所は西ヨーロッパとベーリング海峡付近であり消滅の場所は中央ヨーロッパおよびカムチャッカからアリュウシャンにかけての太平洋であった。かなりの数がウラル山脈およびシベリ

ア付近で消滅しておりここでは一つも発生していない。

春には205のブロッキング高気圧が観測され、発生場所はほぼ全ての地区におよぶ。特に多いところは大西洋北東部とヨーロッパで、消滅域はこれよりいくらか東によったイギリスそのほかには西シベリアおよびカナダ北部近くの海上である。太平洋にはほとんど入らずかなりの数が大西洋に入っている。

夏には147の例があった。発生地域としては北大西洋(52°N , 25°W 付近)とアイスランド付近で明瞭で、消滅地域としてはユーコンおよび東シベリア付近、そしてスウェーデンからウラル方面である。夏には大部分が大陸上で消滅し、海洋上ではほとんど消滅しない。

秋には139のブロッキング高気圧が観測された。主な発生場所はヨーロッパ北西部から西シベリア、もう一つはベーリング海峡付近で、カナダやアジア東部では発生していない。消滅場所は主にヨーロッパで、ほかにはベーリング海峡の西からカムチャッカ半島にかけての地域となっている。

b ブロッキング活動の経年変化

1945年から1977年までの33年間のブロッキング高気圧の数の経年変化を図4に示す。この期

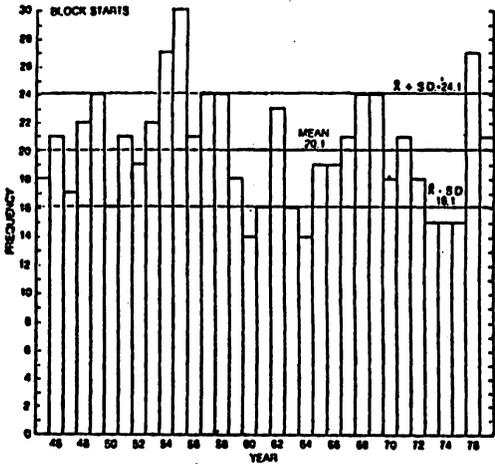


Fig. 4 Annual frequencies of blocking highs, 1945 - 1977.

間の年平均のブロッキングの数は20個で標準偏差は4であった。従って、1年あたりのブロッキング数は大部分16個から24個の間にある。1953～1958年の6年間は他の6年間に比べて多かった期間で、1955年には30個もありこれは標準偏差の2倍であり約2.5%の生起確率に相当する。一方1960, 1964年は少なかった年でまた1973 - 1975年も比較少ない期間であった。ここでみられる年々の変化に規則性はなく、また黒点周期との関係についてもここで使った33年間では統計結果を出すには不十分であった。

の方法として、各年のブロッキング日数の変化図(図は省略)でみるとほぼ図4に対応している。1年あたりの平均ブロッキング日数は199.1日で標準偏差は30.2日となっている。

ブロッキング活動の経年変化をみるもう一つ

c ブロッキングの継続日数

ブロッキングが発生すると、次の問題はそれがどの程度継続するかということである。図5に664個のブロッキングによる継続日数の度数分布を示してある。

664個の平均継続日数は12.1日でこれは全体の6.8%である。ところがモードは8日でこれは全体の11.8%となっており平均の約2倍の数となっている。従って継続日数を予想する場合には12日より8日又は9日程度が良い。しかし図からわかるようにこれはガンマ分布を示しており右の方へ長いすそ野が広がり、この中に小さいながらもいくつかのピークがあるので十分な精度で予想するのはむずかしい。12日および19日のピークはElliotとSmith(1949)の研究からも興味深い。

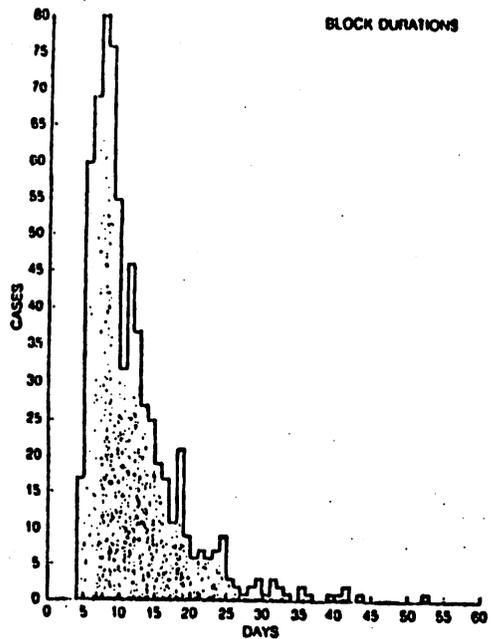


Fig. 5 Frequency distribution of block durations, 1945 - 1977

継続日数の地域特性をみるために、経度60度ごとに区分した地区別の季節別日数を表3に示

す。データ数はヨーロッパ地区が208，大西洋地区が201で残りの4地区は少なかった。これから分るように年平均の継続日数はヨーロッパ地区で最も長く，カナダ地区で最も短い。継続日数の季節変化としては冬が最も長く，次いで春，夏，秋の順となっている。

TABLE 3. Seasonal and zonal variations of mean durations (days)

Zone Number	Winter	Spring	Summer	Autumn	Year	Region
1	13.7	13.8	12.4	12.3	13.1	Europe
2	14.8	14.5	11.5	10.3	12.6	Siberia
3	10.8	13.7	10.9	10.5	11.8	W. Pacific
4	12.7	11.3	10.0	10.5	11.3	Alaska
5	13.4	9.7	11.1	7.1	10.3	Canada
6	13.5	11.0	10.9	11.2	11.9	N. Atlantic
All Zones	13.0	12.3	11.4	11.0	12.1	

d ブロッキングの同時性

ブロッキング高気圧が長期間にわたり同時にいくつかの地域で発生すると穀物の供給に悪影響を与える。そこで同時に7日以上継続して発生したブロッキングについて調べた。同時発生ブロッキングは33年間で85回，1435日あり平均継続日数は16.8日であった。季節別にみると春に41%，夏19%，秋11%そして冬に29%となっており，同時発生の可能性は4月から6月までが高く10月にかけては少い。1954年は同時発生が顕著に現れた年で12回もありそのうちの6回は春に現れた。また，この33年間のうち13年間については1年に3～4回の発生があり，5年間については1度も同時発生はなかった。

6. 概要と結論

ここでは1945年から1977年までの664個のブロッキング高気圧をひろい出しカタログを作った。このデータを解析の結果，Rex や Sumner の結果を確認したばかりでなくブロッキング高気圧についての新しい特性もみつかった。

主な結果は次のとおり

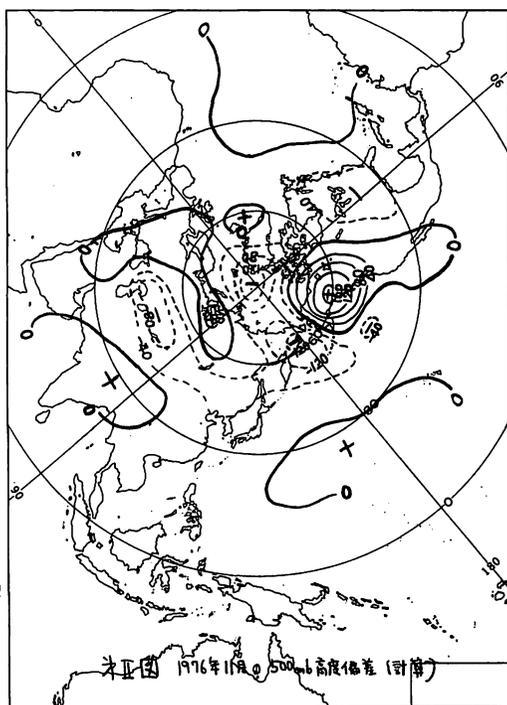
- 1) 年間を通してブロッキング高気圧発生の主な地域は40°Wから50°E帯，そして120°Wから170°W帯でRex (1950) や Sumner (1954) の結果と一致している。季節変化では，冬(1月から3月)には上記二つの発生地域よりはるか西で発生し，春から夏にむかって東方へ移動し秋には逆に冬の位置へもどっていく。
- 2) ブロッキング活動の季節変化は次のとおり，大部分(205)は春に，冬には173，夏に147そして秋に139となっている。
- 3) ブロッキング発生の基本的な緯度帯は56°N～60°Nであるが，秋には南に寄った54°N～56

$^{\circ}$ Nで観測される。ブロッキング高気圧は主としてこの緯度帯から南で終了し、夏にはこれが逆に
なっている。

4) 継続日数の分布はほぼガンマ分布で、その平均はメディアンモードから大きくはなれている。
ブロッキングの継続日数は Elliot と Smith (1949) によって示唆された6日周期の平均渦によっ
て影響されていることは明らかであるがまだ確認されていない。

5) 33年間の中で同時発生数は85例あり、平均継続日数は16.8日であった。

6) 高緯度のブロッキング高気圧は 55° N以南で発生したものより逆行しやすい。



第II図 1976年11月の500mb高度偏差(計算)

暖候期予報法の諸問題

久保木 光 熙*

§まえがき

1970年代は四季を通じて異常気象時代といわれている。夏についても例外ではない。過去10年間に、われわれは冷害をもたらすほどの3回の冷夏（'71, '76, '80）と3回の猛暑・干天（'73, '75, '80）を経験した。凍霜害（'71, '79, '81）や大雨（'72）・長雨（'77）、秋の日照り（'77）も話題になった。中でも、6月も、7月も、8月も明治以来の記録であった'78年の猛暑、明治の三大冷夏にせまるといわれた'80年の冷夏が最も印象的で、いずれも「黒点の極大期」に起こっているのである。もし的確に予報されたなら国民生活に益する所が大きいだろう。そのために長期予報の使命が問われているのであるが、批判する側も、批判される側も、その原因はわからないのが実状であろう。

長期予報課では、'82年度から「夏の予報」が予報技術検討会の中心議題になるのであるが、何がわかっており、何がわかっていないかをあらかじめ明らかにする必要がある。その上立っての予報技術の開発であろう。ここでは暖候期予報の全般について述べ、問題点を提起する。

§暖候期予報の考察と問題提起

暖候期予報のための資料（本庁、地方中枢）は膨大なものにのぼる。しかしそれらの資料は次の二つの特徴がある。①大まかには太陽活動・海水温などの外因ないし境界条件を主としたもの、相関関係、周期的変化の規則性、類似天気図および経験則などに分類される。しかも、②個々の資料の成績は必ずしもよくない。

予報はこのように多くの資料を総合判断し、矛盾のないようにして天候の地域差を予想することである。このためどのように総合判断したかが予報の品質に関係してくる。平均値をとることではない。どのように取捨選択するか、情報をさばく原理が問われているのである。問題点を明らかにするため、過去6年間の暖候期予報を検討してみた。第1表は毎年“気象”誌4月号に掲載された暖候期予報解説のうち、梅雨・盛夏期の天候予想、実況、予報根拠をリストアップしたものである。紙面制限があつて、当然五項目くらいの資料にふれている。共通する資料の中から最も説得力をもち、予想される天候特性を示唆し、予報者の意志も語られている。いわば端的に“情報量をさばいた”結果を読みとることができる。

この表の分析から次の三つが指摘される。

①驚くことに、ここにもられている資料は、必ずしも暖候期予報資料（本庁、地方中枢）にみら

*気象庁、長期予報課

第1表 暖候期予報の予想と実況

(1976～'81)

重点予報	予報	予想	実況	予報	資料	天候の持続性
1976	入/出梅 梅雨の性格	0/0～おそい 前半不活発・後活発 北日本不順	梅雨長い 梅雨寒顕著 (霜害, 梅雨量少なめ)	予報	料	天候の持続性
	盛 夏	北日本少雨 西日本天候不安定	凶冷・多雨	予報	資	
1977	入/出梅 梅雨の性格	0～早い/おそめ 6月南岸/7月北陸活動 西日本少雨/北多雨	6月7日～7月20～22日 6月梅雨寒 7月カラツユ	予報	料	天候の持続性
	盛 夏	北日本低温多雨 西日本少雨	低 温 東日本長雨	予報	資	
1978	入/出梅 梅雨の性格	早い/西早く, 北おそい 6月陰性/7月変動 6月西/7月北陸多雨 並夏	6月10日～7月3～5日 6月陽性北陸豪雨 7月干ばつ	予報	料	天候の持続性
	盛 夏		猛暑干天	予報	資	
1979	入/出梅 梅雨の性格	0～早い/0～おそい 前半不活発/後半活発 中部以北多雨	出梅おそい 6月陽性西多雨 7月低温西少雨	予報	料	天候の持続性
	盛 夏	西高温少雨 ときどき寒気	並夏	予報	資	
1980	入/出梅	0～早い/0～おそい 6月陽性 7月低温・多雨 暑夏	△T 北0/西0～1 6月7日～7月19～21日 6月陽性・少雨 7月低温・多雨	予報	料	天候の持続性
	盛 夏		凶冷・多雨	予報	資	
1981	入/出梅 梅雨の性格	早い/並(～おそい) 最盛期6月中～7月上旬 東・西日本多雨	6月10日～7月中旬前半 6月中～7月上旬活発 日本海側多雨/南岸少雨	予報	料	天候の持続性
	盛 夏	短かい夏 中・北部多雨	△T, 0～9 水雪の夏	予報	資	

れる資料ではない。予報者が資料をさばくために調査した資料が多い。

②予報は定性的なものである。極端な天候が起こった年は成績が落ちる。つまり、凶冷、干ばつ、真夏の長雨など、遠く暖候期予報の段階から想定されていない。その後の3か月予報にも影響している。最も困難な問題がここにある。

③年々の天候には部分的に2年くらいの持続性がある。例えば8月の低温は'76, '77年と続いた。7月の高温は'77, '78と続き、6月の陽性梅雨は'78, '79, '80年と続いている。しかし単純な持続性とみるわけにはいかない。夏(6, 7, 8月)全体の傾向は年々変わっている。予報をわかりやすくするためには前年とどこが違うかを明らかにする必要がある。

このような分析と反省の上に立って、暖候期予報のための資料の検討と、主としてシノプテックな観点からの予報法を検討してみよう。

§ 暖候期の天候特性

夏の天候特性を示す統計資料は予報を検討する前に整備されていなければならない。それは先づ共通の認識の上に立って議論をすすめる必要があるからである。

(1) 問題意識

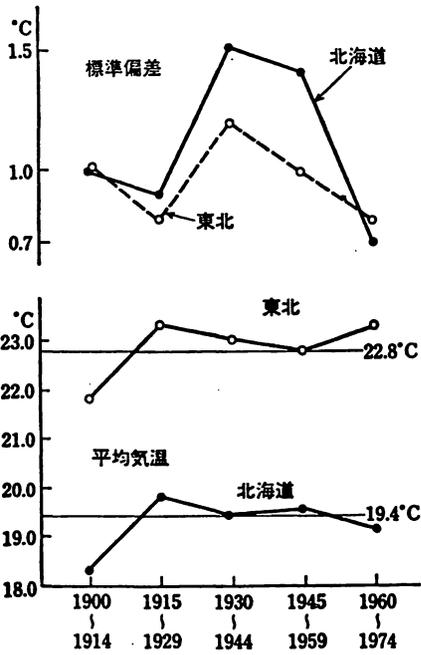
暖候期予報の重点予報は次の二つである。

- ① 基調：暑夏か冷夏か(北日本・中部日本)
- ② 梅雨の性格：多雨か干天か(沖縄・西日本・中部日本)

暖候期の季節変化の特徴は春から夏、秋に向かう季節変化の中で、日本では梅雨期と秋雨期の二つの雨期が現れることである。この季節変化は北方の寒帯気団と南方の熱帯気団、その境界の寒帯前線帯の消長として統一的に理解される。ある年は早く夏が到来し、ある年は早く夏が後退する。北半球の各地の月平均気温の標準偏差をみると、アジア大陸東岸に位する日本は7月にもっとも大きく、変動の大きな地理的条件を負っている。

このような夏の天候の一般的な理解に対して、近年の気候変動は顕著な特徴が現れていることを教えている。第1図は北日本の15年ごとの夏の気温(7, 8月)の標準偏差の変動を示したものである。1960年代には標準偏差が半減した。これは北極寒冷化現象に伴って、前線帯が北海道の近傍にあったことを物語っている(久保木, 1976)⁷⁾。1974年以後、オホーツク海高気圧がひんぱんに出現し、夏の前線帯がより南下する機会が多くなってきていることを考えると、1959年以前のように標準偏差は再び大きくなっていくと思われる(東北地方1975~81, $\Delta T - 0.3$, $\sigma = 1.5^{\circ}\text{C}$)。

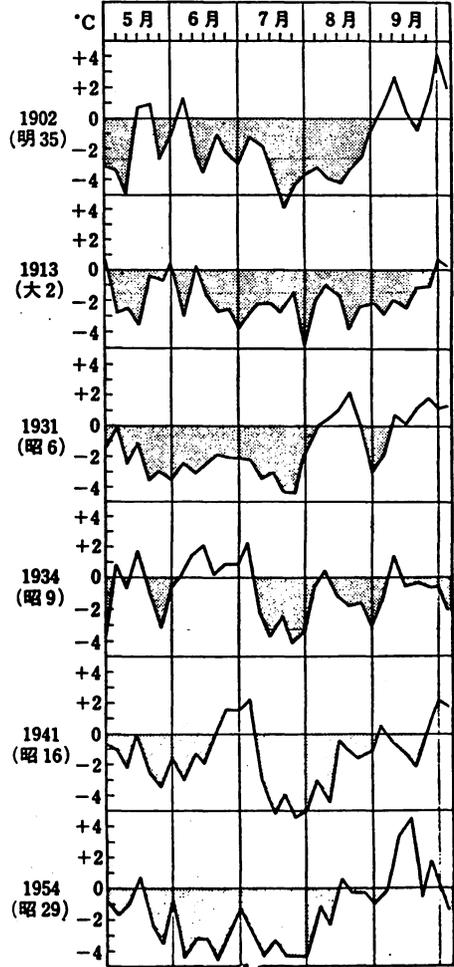
1960年代には北冷西暑の天候がしばしば現れた。近年、オホーツク海高気圧がひんぱんに現れるとすれば、そのような過去の天候経過に習熟しなければならない。第2図は主要な冷害年の気温経過である。1980年は、1902年に似た年といわれているが、夏の来なかった年は決して珍しいことではない。⁷⁾'80年冷夏の教訓はまさにこの認識を新たにすることである。



第1図 北日本7～8月平均気温と標準偏差の変動
 東北6地点：福島，石巻，宮古，青森，秋田，山形
 北海道7地点：旭川，札幌，寿都，函館，帯広，根室，網走。

気温と前線帯の位置 — 天候の地域性についても全く同様である。夏に寒気が南下するときは、しばしば大雨や悪天を伴うものである。第2表は低温の程度と前線帯の位置を示

唆する資料である。1962年程度の低温では本州ではむしろ干天であったが、前線帯の北海道では石狩川の氾らん、豆類の20%減と記録されている。'76年は東北・北陸地方の悪天，'77年は関東



第2図 主要冷害年の気温経過（青森県）

第2表 8月の低温と大雨

8月	ΔT (°C)			RR (%)					
	北日本	中部日本	西日本	札幌	仙台	新潟	東京	大阪	福岡
1962	-0.5	0.9	0.2	319	116	39	33	59	98
1976	-2.1	-1.9	-0.3	94	268	353	104	105	161
1977	-1.2	-1.2	-0.6	171	119	123	190	43	75
1980	-3.2	-2.1	-1.7	113	205	234	110	195	526
1981	-0.2	-0.6	-0.4	492	70	137	97	56	102

地方がその中心、強い寒気の南下した'80年は九州地方が記録的多雨であった。前線帯が想定されたとき、少なくともその近傍では“不安定な天候”などの表現は似つかわないのである。'81年8月の低温の程度は強くはない。しかし中国北部（西安206%、チチハル186%）、ソ連極東部（ハバロスク378%）の悪天と関連づけると、その規模の大きさが理解されよう。

(2) 定性的な予想と定量的な判断

暖候期予報は“かくもあろうか”という定性的な傾向予報といわれている。しかしすでに指摘したように、「予報」が問題となったのは、どのような災害を伴うか、定量的な判断を要求されているのである。予報のための調査や予報法の開発に当って、この点の問題意識がもっと強調されるべきだろう。

(a) 冷夏の生起確率⁸⁾

巻末には北海道および東北地方の夏の平均気温表を付した。第3表は東北地方の冷夏の順位を示したものである。

①過去の東北地方の冷害は7月か8月に20°C以下の年といわれている（荒川，1954）。表現を換えると次のようになろう。第3表にみるように7、8月平均気温が-1.6°C以下では顕著な冷害が、-1.0~-15°Cの間では顕著な冷害と不作が起こっている。-0.9°C以上の年には冷害の記録は少なく、'53年は早冷と病害の大きかった年とされている。一応-0.8°C以下の生起確率は20%程度と考えてよい。

②北海道は事情が異なり、-1.1°C以下の年に顕著な冷害の記録が高く、生起確率26%。それ以上では不作と豊作が混在している。

③中部日本の冷害は余り注目されていない。しかし東北地方の冷害の基準として指摘した気温偏差と作況の変動はほぼ同じと考えてよい。

④第3表にみられる'57、'66、'69、'74年は東北地方の冷害年ではないが、日本の夏の天候としては顕著な水害年で、冷害年と区別して注目されてよい。この認識は極めて重要に思われる。

第3表 東北地方の冷夏の順位

(1897~1981)

年次	7, 8月	冷害	7月	8月
1902 M35	-3.2	A	-3.0	-3.3
80 S 55	-2.7	A	-2.1	-3.3
13 T 2	-2.6	A	-2.3	-2.8
05 M38	-2.4	A	-0.8	-4.0
41 S 16	-2.0	A	-2.4	-1.6
76 S 51	-1.8	A	-0.9	-2.7
34 S 9	-1.7	A	-1.8	-1.7
56 S 31	-1.5	○	-1.2	-2.0
03 M36	-1.4		-1.4	-1.4
31 S 6	-1.4	A	-3.1	0.3
54 S 29	-1.4	B	-2.8	-0.0
1897 M30	-1.3	A	-1.6	-0.9
10 M43	-1.3	B	-1.0	-1.6
45 S 20	-1.2	A	-3.2	0.8
06 M39	-1.1	B	-0.3	-1.8
35 S 10	-1.0	A	-0.3	-1.8
01 M34	-0.9	○	-1.6	-0.3
12 T 1	-0.9		-1.3	-0.4
53 S 28	-0.8	A	-0.1	-1.5
65 S 40	-0.8	○	-1.8	0.2
74 S 49	-0.8		-1.6	0.0
08 M41	-0.7	○	-2.1	0.7
58 S 33	-0.6		-0.1	-1.2
77 S 52	-0.4		0.5	-1.4
59 S 34	-0.4	○	-0.1	-0.8
79 S 54	-0.3		-0.7	0.1
57 S 32	-0.2	○	-0.8	0.3
66 S 41	-0.2		-0.9	0.4
69 S 44	-0.2		-0.1	-0.4
Normal	°C		°C	°C
1931~60	22.8		22.0	23.7

第4表 西日本干ばつ年の降水量経過*

(1895~'81)

干ばつ年	規模	降水量平年比(%)								
		冬	春	型	4月	5	6	7	8	9
1897 7~8月	⊕	110	110	(II)	99	93	57	91	79	82
1900 5~7		93	103	(III)	138	96	34	194	134	78
03 7~9	⊕	138	155	(III)	147	181	38	206	12	67
04 7~9	⊕	72	118	(II)	155	82	136	48	46	53
13 6~8	⊕	119	111	(II)	140	128	73	27	101	76
17 6~7	⊕	58	66	(III)	47	46	94	27	135	144
22 6~9	⊕	167	73	(III)	79	36	62	216	9	81
23 5~8	⊕	74	142	(II)	118	172	167	208	69	100
24 6~8	⊕	60	88	(II)	98	115	44	34	96	95
26 7~8	⊕	96	90	(III)	54	126	58	133	53	148
27 5~8	⊕	103	96	(III)	88	46	56	90	177	113
29 5~9	⊕	67	74	(III)	69	86	42	121	40	100
33 7~8	⊕	84	119	(II)	156	78	74	40	101	31
34 6~8	⊕	51	77	(I)	95	59	64	63	32	122
39 5~9	⊕	83	72	(I)	77	41	75	21	44	58
42 7~8	⊕	97	100	(II)	97	82	141	13	133	132
44 6~8	⊕	61	84	(I)	68	118	41	41	88	113
47 7~8	⊕	108	77	(II)	51	113	111	50	42	46
51 7~8	⊕	142	105	(III)	117	104	64	218	21	64
58 3~7	⊕	109	129	(I)	207	69	49	44	178	58
60 7~8	⊕	94	108	(II)	87	140	96	64	106	134
67 7~9	⊕	75	127	(III)	169	58	44	123	23	26
73 6~8	⊕	132	116	(II)	183	109	48	43	40	113
78 5~9	⊕	60	51	(III)	51	49	108	23	35	52
1895~1966 平均値 (mm)		173	410		150	152	270	241	134	187

* 大阪・広島・熊本平均雨量

(b) 少雨と干ばつ

冷夏と対照的な天候であるが、どの時点で災害を伴ってくるのか、定量的な判断を必要とするとは同じである。

第4表は近世の西日本における干ばつ年の降水量平年比(%)の経過を示したものである。

次の三つの型を指摘することができる。

①持続的少雨年(I型)：1934, '39, '58, '44年の4例に代表されるように、冬・春にすでに少雨が始まっており、5月に早くも渇水が社会的な問題となった。7月~9月まで続く。'58年の干天の中心は東日本である。

②盛夏期少雨年（Ⅱ型）：最も一般的な干ばつ年で、1877，など10例を数え、7(6)～8月が中心、9月にもちこす例(1904)は少ない。春の少雨は問題となっていない。

③梅雨期中断型（Ⅲ型）：1951，'67年に代表される型で、7月にかなりの大雨となっている。'78年は6月に福岡で129%の降雨があったが、台風性であったり、陽性の梅雨である。亜熱帯高気圧は持続的に強い。

過去3回の干ばつ('67，'73，'78)は少雨が単に農業干害にとどまらず、都市用水の問題として新たな側面を教えている。また'78年の2～9月の降水量積算値は福岡845mm(61%)，高松532mm(58%)と同じ程度にもかかわらず、その影響は極端に異なっている。水は配分の問題で、受動的な社会と能動的な社会とで大きく変わってくることを教えている。予報上からは次の諸点が指摘される。

①第4表を中域および広域の干ばつとすると、1897～80年の生起確率は29%である。元田(1978)の指摘するように「かって例をみない」異常気象とするわけにはいかない。

②定量的判断をするため、各中枢ごとに基準積算降水量を調査する必要がある。多くの研究者によると、規準は地域によって異なってくる⁷⁾。同じ地方でも、ダムや開発の環境の変化によって変わってくる。

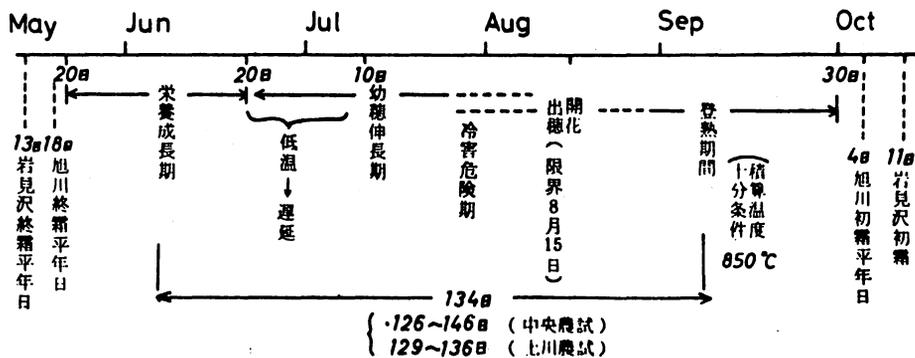
(3) 予報と利用者の要求

問い合わせの多い利用者の声に耳を傾け、その要望を知っていなければならない。一方、長期予報の性格、精度について卒直に話し、どの時点で要求に答えることができるのかをわきまえておかねばならない。

(a) 稲作と重点予報^{6), 7)}

第3図は寒冷地の代表的な「稲作こよみと天候」をモデル化したものである。

①栄養成長期：特に6月下旬～7月上旬は梅雨の最盛期をむかえ、しばしば冷涼な天候になる。



第3図 北海道の稲作と気象

この時期の低温は遅延型の要因として、高冷地や緯度の高い地方では無視できない。出穂が8月15日より遅い年は遅延型冷害の公算が大きくなる。開花期が8月15日以後におくることが登熟不良をもたらす。大まかにこの期間の平均気温 1°C の低下は4日程度のおくれである(道中央農試)。

②穂ばらみ期：出穂前10～14日のいわゆる冷害危険期で、7月後半～8月初めに相当する。一般には梅雨が明け、盛夏がやってくる。この時期の日最低気温の5日平均値が 14°C の時は45%の減収、 12°C ではかなり決定的な影響をもってくる(青森農試)。

③出穂開花期：この時期の日最高気温の5日平均値が 19°C を割ると、80%以上の減収と見込まれる(青森農試)。盛夏期の日最高気温 19°C はほぼ前線帯近傍の悪天領域と考えてよい。

④登熟期：出穂後40日間の積算温度は 850°C 以上が理想的とされるが、9月末ないし10月初めは霜害の危険が大きくなって来る。登熟不良はコメの品質に大きな影響をもってくる(道中央農試)。

このような事情を考慮した各地の气象台から出される「異常低温注意報」の基準は次のようである。

札幌：7～8月上旬に 15°C 以下(道東は 14°C)が12時間以上継続し、稲作などに障害のおそれ

仙台：平年よりおおむね 5°C 以上低い日が数日以上

水戸・長野・甲府・岐阜： 15°C 以下が2日以上継続

前橋・宇都宮・熊谷・千葉： 16°C 以下

北陸各地： 17°C 以下

このための予報は当然、短期予報あるいは精々週間予報の領域である。しかしすでに第3表にみたように、この種の強い低温は月平均気温が 1°C 以上低いときに現れる。このベースの判断は長期予報の最も重点的な予報対象である。1か月予報では「低温情報」や「日照不足に関する情報」が出されるポテンシャルの検討が必要である。冷夏に引き続く初秋の早冷や降霜のポテンシャルも心得ておいたほうがよい。*

(b) 天候と商品

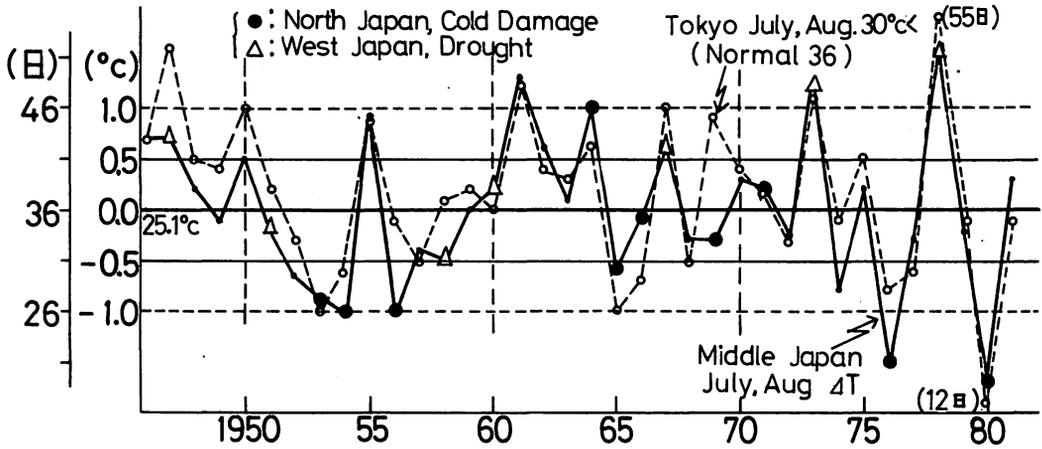
第4図は中部日本の夏(7, 8月)の気温の経過である。大まかには1933, '55, '78の暑夏を中心とした前後に、ヘールの周期(22～23年)に従った冷夏群が現れている。これは東北地方の傾向と同じである。 $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$ の領域は生起確率 $\frac{1}{10}$, $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$ をこえた年はほぼ $\frac{1}{10}$ である。オホーツク海高気圧の優勢な年は顕著にその影響をうける。北冷西暑の年は並くらい。西日本干ばつの年は少なくとも東日本はその影響をうける。1969年は特異な年である。

このようなバックグラウンドのもとで、東京の7, 8月の真夏日日数を併記してみた。平年36日、標準偏差8日で、32～40日の間が平年並である。'78年はさすがに暑い年であった。6月の高温で早くも爆発的な売れ行きとなったルーム・エアコンは緊急増産も間に合わず、7月中旬には品切れとなり、この年の販売実績は285万台と最高を記録した。

* (注) 札幌管区の経験則⁹⁾

晩霜害の年と冷害の年は関係がない。しかし早霜害の年は冷害の年に続いて起こっている(確率%)。

しかし翌'79年7月は顕著な出梅の遅い年で、4～7月の出荷台数224万台に落ちこみ、大冷夏の'80年は165万台と報告されている（東京三洋電機，1980，Sep. 28日. 日経）。



第4図 中部日本の夏の気温と東京7，8月真夏日の経過

これが季節商品と天候との関係をいやが上にもアピールさせてみせた1例であるが、図にみるように'78年の真夏日55日は標準偏差の4.8倍、'80年の12日は6倍の変動である。いずれも計画立案の規準にはなり得ない。この種の予報の問い合わせも多くなってきているのであるが、販売傾向は一般に5月以前に全体の45%，6～7月に50%，8月に5%の割合といわれている(1981，Jun，26日. 読売)。

(4) 長期傾向と異常気象対策

異常気象が目目されてから久しい。第5表は現行、大予報区の地域平均気温について、標準偏差のほぼ2倍をこえる高温・低温（異常気象のめやす）の月数をリストアップしたものである。一見するまでもなく、この'70年代は高温、低温とも、他のどの時代よりも出現数が多いことがわかる。この傾向は冬季についても同様で、正に“異常気象時代”を物語っている。年々の変化の大きいこともよく経験してきたことである。

この原因が何であるかは気候変動の問題である。気候の途切れの「遷移期間」と理解されている(1976，根本)⁷⁾。第5図は1970年代の各季節ごとに集計した極東低指数循環の半旬数の経過である。次の三つの特徴を指摘することができる。①3年，3年の大規模な6年くらいの変動をしている。現在はM型増大のステージで、'80年12月から'81年11月までの1年間に、低指数循環は実に49半旬数えることができる。②5～7か月のリズムがみられ、大規模な高指数期には異常高温が、低指数期には高温期間が安定せず、異常低温が目立っている。③数か月リズムのくずれる所、あるいは再び高指数期に移行する時期が暖候期予報にとっては重大な関心事であるが、全くわかっ

第5表 夏の異常高・低温

年代		'50年代		'60年代		'70年代		月数計	σ	±°C
		+	-	+	-	+	-			
北日本	6月	0	2	1	0	3	0	6	0.8	1.5
	7	2	2	0	1	1	0	6	1.0	1.9
	8	2	1	0	1	2	2	8	0.8	1.6
中部日本	6	0	1	0	0	3	0	4	0.7	1.4
	7	1	1	1	0	1	2	6	0.6	1.3
	8	0	1	1	0	2	2	6	0.6	1.3
西日本	6	1	2	2	0	3	1	9	0.4	1.0
	7	0	2	2	0	1	1	6	0.5	1.2
	8	0	1	2	0	1	2	6	0.4	0.8
沖縄	6	2	1	1	2	2	0	8	0.6	1.1
	7	1	0	0	0	1	2	4	0.4	1.0
	8	0	1	0	0	2	1	4	0.3	0.7
計	6~8月	9	15	10	4	22	13	73		
		24		14		35				
	7~8月	6	9	6	2	11	12	46		
		15		8		23				

ていない。かって提唱された経験則や関連の乱れは1970年代に数多く現れ、予報の失敗も経験した。

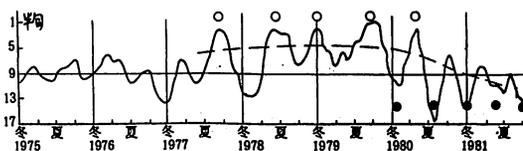
異常気象が現れると、“第〇位の極値”とか“まれにみる天候”と表現しているが、いつまでもただ驚ろいてばかりいるわけにはいかないだろう。第5表と第5図は

毎年何らかの異常気象が起こっていることを示している。はっきりと予報者はその予知にとり組む姿勢が必要だ。そのため、

①最近10年間の異常気象の前兆現象が何であったかをリストアップする。

②天候は年々異なっている。年々の時系列の長期傾向は過去の天候特性を理解するには便利だ。しかしこれを単純に補外しても予報にはならない。予報はあくまでも同じ前兆現象が現れているか、どうかを調査されなければならない。

③第6表は単純に過去30年の資料から第3位、生起確率 $\frac{1}{10}$ の極値を選んだものである。いずれも社会的には大きな災害を伴った年である。生起確率は $\frac{1}{10}$ である。予報文に用いられる階級区分の



第5図 季節別の南北流出現状況

表現は気象法規（実施要領，第2章7条）によるが，単に「高（低）い」「多（少）い」の使用上の慣例（1か月予報指針P263）は「やや高（低）い～かなり高（低）い」を意味しているので，積極的に使用する根拠を検討したらどうだろうか。

§ 長期予報の理念と予報法

長い先の予報が可能かどうか議論のあるところである。二つの例を示そう。

(1) 1966年（1971年）の例⁶¹

(a)第6図は北半球500mb高度緯度平均偏差 ($\overline{\Delta Z}$) と東西指数偏差 ($\Delta Z.I$) の経過を示したものである。高緯度の極うずの発達とその後の寒暖気の南北交換の様子をよみとることができる。この例では大まかに3か月のリズムを繰返している。注目される日本の冷夏はこのような北半球規模のバックグラウンドのもとで起こっている。

冬の高緯度の寒気が夏に影響するわけではない。冬に夏の天候を予想するというとは何とかなの南北交換の後の，春の終りの高指数期と北極寒気の強さが先づ予想されなければならない。予報的には間接的な統計法に頼らなければならない本質がある。予報を困難ならしめている事情もここにある。

この例では南北交換はほぼ3か月のリズムであった。しかし常に規則正しいリズムとは限らない。また，それまでみられた規則性が再現されるという保証はない。しかし何らかの方法で“上手に”この大気の変動のリズムがとらえられるならば，予想が可能であろう。

(b)第7図は第6図のその後の4～8月極東域半島500mb高度緯度平均偏差と東西指数の経過である。4月の南北交換の後，5月の極地方では大規模な寒気の蓄積期であった。その後，ほぼ6半月のリズムで寒気の南下を繰返している。7月30日，タイミル半島上空にはブロッキング高気圧が確立し，札幌では13.9°Cを観測した。最も重要なことは，寒気の南下する前の高指数期，札幌では30.3°C（7月16日）の“バカ陽気”を観測しているのである。このときシベリアには寒冷うずが南下しつつある。

大循環の過程は5月の高指数期とその後の低指数期の1つのサイクルと記述することができる。8月末再び高指数にむかったが，7月末の低温害は回復するすべもなかった。これほどの寒気南下の前兆現象は何か。5月の高緯度極うず ($\overline{\Delta Z}$ 80 + 70 + 60 N) の発達は第2位の低極を示しているのは注目に値しよう。

(c)第8図は'66年と似たような経過をたどった'71年7月20日の地上天気図である。オホーツク海のブロッキング高気圧に対し，北日本には上層の切離低気圧に対応する低気圧が発達し，全般に低温悪天となっている。この日，札幌では日最低気温12.2°C，日中の気温14.9°Cであった。この悪天・低温こそ，障害型低温害をもたらした具体的・直接的要因なのである。統計資料によると，500mbでは-15°C，700mbで3°C，850mbでは9°Cの等温線の動静が監視される（柏原・

大川, 1966)。

長期予報では、この種の予報を試みようとしているのではない。それは不可能だ。繰返し強調したいことは、第7, 8図で述べた循環の大規模過程で起こっていること、また第3表に示したように、夏の平均気温偏差 -1°C 以下の年にそのポテンシャルをもっているのである。

(2) 1980年の例

第9図は'80年の冬から夏に至る極東東西指数偏差の経過を示したものである。真冬の低指数循環、北太平洋広域の強い低圧の後、5月には強い高指数にむかい、再び盛夏期に南北交換の活発な時期をむかえている。次の四つの経験則を指摘することができる。

①前年('79)6月, 12月の高指数期, 7月, 1月('80)と続く低

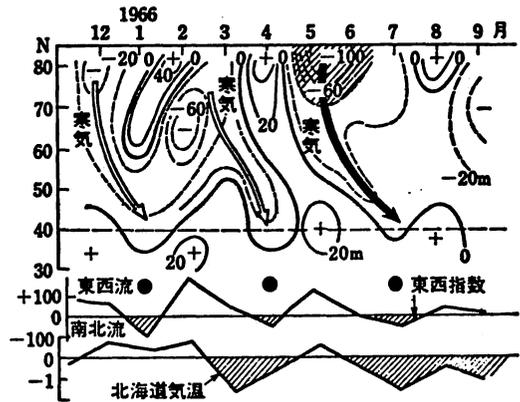
指数期に対応する異常高低温を繰返ししている。基調的変動は6か月のリズムと考えてよい。低指数の持続期はほぼ2か月である。

第7表 1月の極東東西指数偏差と8月の気温偏差

No	年	8月気温偏差			
		東西指数	北日本	中部	西日本
1	1963	-191m	-0.5	-0.3	-0.4 $^{\circ}\text{C}$
2	74	-109	-0.2	-0.1	-0.1
3	81	-108	-0.2	-0.6	-0.4
4	77	-101	-1.2	-1.2	-0.6
5	68	-99	-0.8	-0.5	-0.4
6	80	-73	-3.2	-2.1	-1.7
7	53	-69	-1.2	-1.2	0.1
8	70	-62	-0.1	0.2	0.3
9	76	-58	-2.1	-1.9	0.0
10	56	-53	-2.3	-1.5	-0.9
11	62	-39	-0.5	0.9	0.2

第6表 気候値の順位 (1951~80)

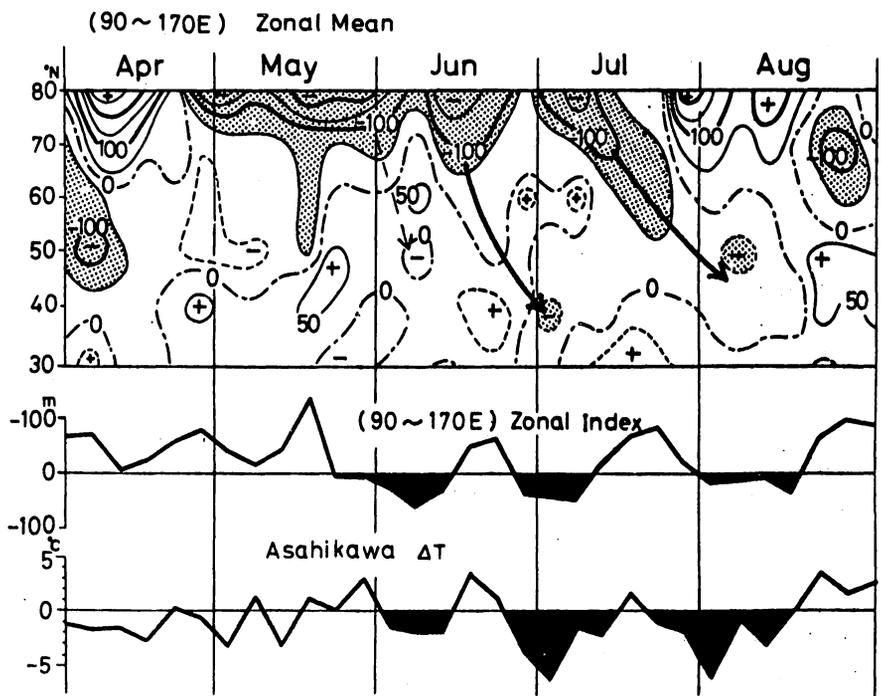
順位	北日本 7,8月気温偏差	西日本夏降水量年比
1	1980 -2.3°C	1973 47%
2	1956 -2.1°C	1978 61
3	1954 -1.9°C	1967 69



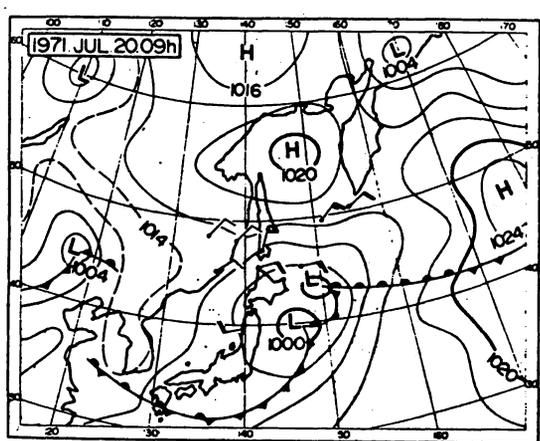
第6図 大循環の冬から夏への経過 (昭和41年)
 上段 500 mb 高度偏差緯度平均 (北半球)
 中段 偏西風の変動 (北半球東西指数)
 下段 北海道の平均気温

②暖候期予報法の1つの重点は真冬の循環特性と冬の天候の評価から出発する。第7表は1月の極東域東西指数偏差の低極の順位とそれに続く8月の天候傾向を示したものである。途中の経過はそれぞれ異なっているが、8月の気温は並か低く、大雨や凶冷が問題となった。定性的な傾向から定量的判断をするために他の資料によってさらに掘り下げなければならないだろう。

③1つの高指数期・低指数期の天候を判断するためには、5月の北極寒気の強さを評価



第7図 寒気の南下する経過（1966年）
 上段：半月500 mb 高度偏差緯度平均イソプレット（極東域）
 中段：東西指数偏差（40-60 N, 極東域）
 下段：旭川半月気温偏差

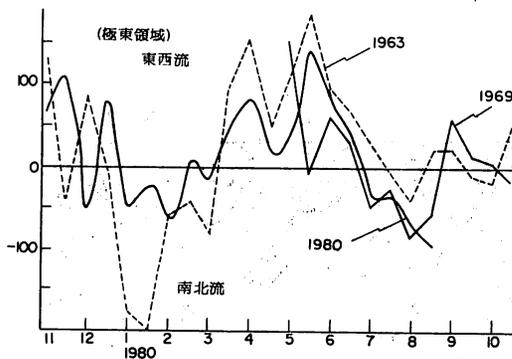


第8図 1971年7月20日地上天気図

しなければならない。1例として示した第8表は冷夏年に観測された北極寒気の強さである。'80年は5月中旬から北極寒気が成長し、6月中旬に最盛期に達し、その後南北交換を活発にした。

5月後半、500 mb 天気図では5100mの極うずの動向がまず監視の対象である。

④1月の低指数循環に次いで、5月の高指数+87 mは第2位の高極であった。高極に注目した時系列類似年は'63, '69, '72, '64年で、盛夏期の寒気の南下と前線性の大雨を天候の特徴としている。



第9図 1980年極東域東西指数偏差の経過

第8表 冷夏年の500 mb等圧面の気温
(1956年以前23時, その他21時)

年月日	地名	気温
1954. 5. 17	BARGZIN 54N, 110E	-40°C
1956. 5. 22	VERHOJANSK 67N, 133E	-42°C
1964. 5. 30	HATANGA 72N, 102E	-40°C
1965. 5. 30	AM DERMA 70N, 62E	-37°C
1966. 5. 22	MYS CELJUSKIN 77N, 104E	-40°C
1971. 5. 25	EUREKA 80N, 86W	-38°C
1980. 5. 16	ATANGA 72N, 102E	-36°C
1980. 5. 20	OLEKMINNS 60N, 120E	-38°C
1980. 5. 31	THULE 77N, 70W	-37°C
1980. 6. 13	ALERT 83N, 62W	-41°C

(3) 東西指数の変動と長期予報

解析や事後検討はしばしば結果論の嫌がある。5～6月期の好天に対しても当然前兆現象があるので、実際の予報は情報量の取捨選択の段階で悩むのである。予報は一つの方法で行うのではない。①リズム的な規則性、②時系列類似、③経験則（相関関係、前兆現象）などの総合によって組み立てられ、④類似年によって異常天候のポテンシャルが考察される。しかし長期予報の最も重要な理念は高指数—低指数の過程、いつ南北交換するかを予想することが基本である。

第9表は北半球東西指数偏差と各地の気象要素との相関関係を示したものである。

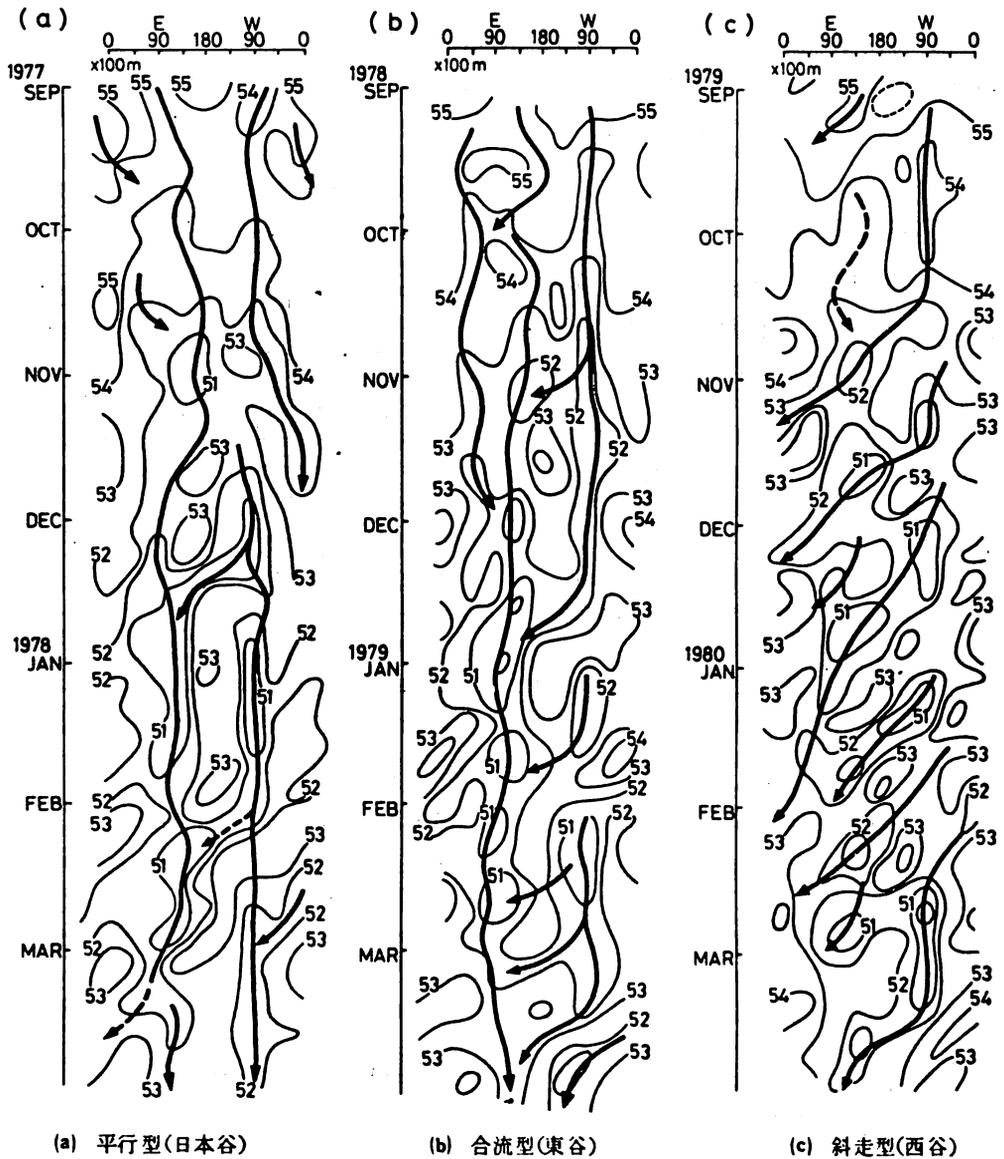
①日本の気温は大体高指数のとき高温、北半球指数と高い相関関係にある極東域東西指数との関係をみると一層高い相関値を示す。このことは毎日の経験とよく一致する。

②冬の日本海側の降水は低指数期に低温・多雨となる。梅雨期もまた低温・多雨である。この低指数・多雨現象は春

(4, 5月)の南西諸島にまず現れ、7月の高指数期には沖縄は偏東風じょう乱の影響を受ける。

日本の長期予報²⁾は古く仙台管区の前駆者たちによって、「寒気の蓄積・消費の過程」としてとらえられ、その後「高指数・低指数の過程」として素直に受け入れられた所にその特徴がある。これはどんなに強調されても、強調すぎることはない。かつて Rossby (1939)の東西指数の概念から、Girs (1960)の環流型、Baur (1963)の東西流・南北流とそれぞれの特徴をもっているが、第9表の諸外国の例をみると、大陸の東岸、日本の地理的位置が、発想の有利な条件をもっている。

大気の運動エネルギーの源泉は半球的な太陽放射の不均衡に由来している。大循環の季節変化に対して、どのような原因で年々の大循環の特性の違いが起こるのか—これは大循環論そのものの



第10図 周極流偏位解析連続図の三つの基本型

(80 ~ 40°N, 緯度10度ごとの500 mb 格子点高度平均)

未解明の課題であるが、長期予報は大循環の季節変化、進み、おくれ、平年との違いを知ることによりその基礎をおいているのである。

§ 第1次暖候期予報の検討

(3月期, 暖候期予報発表)

①長期傾向（気候特性）、②太陽活動と気候予想の他に、③秋から冬の環流特性、④海水温と天候の関係などが検討される。秋から冬への天候特性、循環の経過が重視されるが、充分ではない。結果は①南北交換の時期、②環流型、③作用中心の特性、④類似年などの循環の一応のイメージが成文化される。予報は定性的な傾向予報である。

循環の特性について考察してみよう。

第9表 北半球東西指数と気象要素との相関

(a) 周極流偏位解析⁵⁾

500 mb 平年図にみられるように、極東およびアメリカ東岸には準定常的な気圧の谷が存在する。第10図は経度ごとに平均した500 mb 高度の連続図で、寒気の非対称性を示している。次の三つの特性がある（植木、1962）。

	1946～65			
	1月	4月	7月	10月
東京 T	0.24	0.36	0.54	0.32
山陰 R	-0.47	0.27	-0.57	-0.13
沖縄 R	-0.13	-0.37	0.46	-0.36
モスクワ T	0.45	-0.25	-0.19	0.03
ベルリン T	0.61	0.16	0.25	0.82
ニューヨーク T	0.13	-0.32	0.07	-0.51

①平行型（日本谷）：'77に続く'78年は平年に近い定常性が強く、高温の現れやすい特徴がある。

②合流型（東谷）：西半球の谷は定常性がない。極東では東谷を形成しやすく、寒気の南下期には北日本をマークする。'79年は北日本の出梅が極端に遅かった。

③斜走型（西谷）：谷の位置は非定常で、大陸に谷を形成することが多い。寒気の南下するときには西日本もマークする。'80年の夏は西日本も顕著な低温多雨となった。

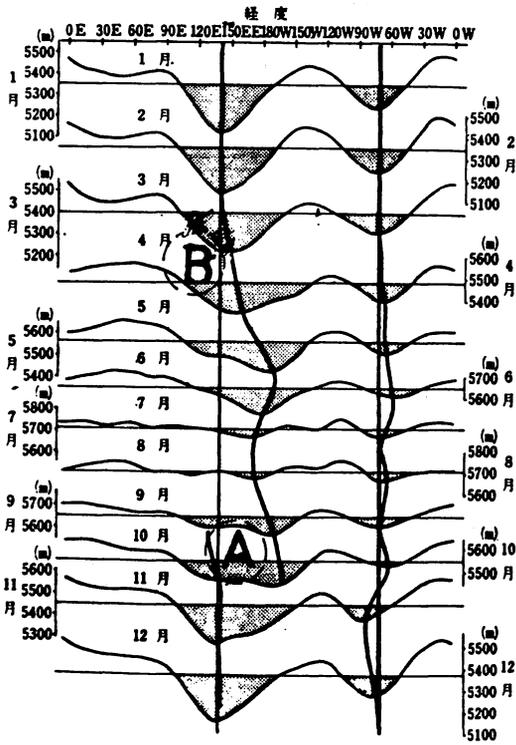
これらの循環および天候の特性は前年9月ころから明らかになってくるので、南北交換の時期には環流型（西谷・東谷など）まで考察する必要がある。

(b) 相関シノプテックス

暖候期の予想には前年秋の資料が多く利用される。その総観的な意味を考えてみよう。第11図は平年の50°Nにそって500 mbのプロフィールである。西半球の気圧の谷の定常性に対して、極東の循環場は秋と春にA、B、二つの大きな季節変化を示す。

その第1は秋の循環である。10月おそくとも11月には亜欧大陸に気圧の尾根、日本付近には谷が形成され、この環流は3月まで続く。相関図解析の結果では、秋にこの西シベリアの尾根を強調することは、日本の寒冬を意味している（負相関）。同時に夏の気温とは正相関となっている。つまり“冬の季節風の強い年は夏の季節風も強い”という経験則¹⁾の総観的意味である。

この一般則に対して、1970年代は冬の天候に対しても、夏の天候に対しても“相関の乱れ”が目立っている。冬の天候に対しては尾根の位置が特定の経度である必要はない。40°E～90°E（Nov.）の領域ならどこにあっても、寒冬になるポテンシャルをもっている⁵⁾。恐らく夏の天候に対しても層別化して再検討する必要があるのかも知れない。いずれにしても大循環の季節変化に基礎



第 11 図 500 mb 面の平均プロフィール (50°N)

をおこうとする相関シノプテックスはこの解明を避けて通るわけにはいかない。かつて、秋の前兆現象は精度が高かった。²⁾ '80年冷夏予報の失敗は先づここから出発している。

(c) 冬の天候と夏の天候⁸⁾

(すでに冬の天候が予想されている～寒候期予報)。秋の循環に引き続いて、冬の天候が現れるとすれば、この時点での総観的予報法の重点は冬の天候とそれをもたらした環流の評価を必要としよう。恐らくこの段階から多様な季節変化をたどると思われるからである。1例を示そう。

①第 10 表は北海道の大寒冬(-1.7°C ≧) 以外の寒冬の順位である。前年 11 月には亜欧大陸の気圧の尾根の確立を特徴としている。続く夏には日本の少雨の記録が目立っている。

②これに対し第 11 表は北海道の

第 10 表 寒冬・暑(並)夏の経験則

1946~77

	Nov		冬 ΔT		夏 (7,8月)			メ	モ
	*1) ヨーロッパ	*2) ウラル	北海道	東北	北海道	東北	西日本		
1976/77	-3 m	25 m	-1.6	-0.9	-0.0	-0.5	0.5	7月カラ梅雨, 西日本一部少雨	
67	-31	142	-0.7	-0.6	0.5	0.9	1.0	凶干ばつ	
75	-35	17	-0.6	-0.5	0.5	0.6	0.5	④ 8~9月干天, 一部干害	
61	-39	54	-0.6	0.0	0.8	1.0	1.2	カラ梅雨, 東日本7~8月50%	
51	-63	37	-0.6	-0.1	1.1	0.6	-0.4	凶干ばつ	
70	-91	70	-0.5	0.0	0.4	1.2	0.6	少雨, 7~8月70%	
47	-9	27	-0.1	-0.6	0.2	0.5	0.5	凶干ばつ	

* 1) 60 N, 10 E, 50 N, 10 E, 20 E ΔZ * 2) 50 N, 60 E ΔZ

夏の低温の順位である。今、冬の気温とその前兆としての秋の循環をみると、10月ころから極うずは負偏差、11月の亜欧大陸は気圧の谷で、高指数暖冬の傾向を示してくる例が多い。これが暖(寒)冬・冷(暑)夏の一般的経過である。

③この一般則を乱す1つの天候経過のタイプは'53年の例である。第12表は異常な大寒冬とそれに続く春、夏の天候である。古い観測資料をみると、冬寒く夏寒い“小氷期的気候”の一群が注目される。

④第7表に示した真冬(1月)の低指数循環、その最も極端な「北暖西冷・豪雪年」もまた日本の夏の天候は順調ではない。寒気の南下期の大

雨や早冷現象が目立っている。
寒(暖)冬・暑(冷)夏は全体の65%、それに、大寒冬・冷夏、低指数暖冬・暑夏の規則性を加えると93%で、夏の天候不定は7%である。い

ずれにしても多様な季節変化はこの段階から始まり、夏の天候予想のためには冬の天候の集約・評価が重要な意味を

第11表 暖冬・冷夏の経験則

		1946~'77				
冷夏	10月 Δ Zm	11月 Δ Zm	冬 Δ T $^{\circ}$ C		夏 Δ T $^{\circ}$ C	
	70 $^{\circ}$ N, 120E	50 $^{\circ}$ N, 60E	北海道	東 北	北海道	東 北
1955/56	-80 m	-41 m	1.0	0.8	-2.3	-1.5
54	-6	-85	0.7	1.3	-2.2	-1.4
64	-17	-42	0.6	1.0	-1.3	0.5
66	-60	-37	0.5	0.7	-1.1	-0.2
71	-4	-30	0.4	0.5	-1.1	-0.2
69	-46	-18	0.6	1.0	-0.8	-0.2
76	-61	-16	0.8	0.6	-0.7	-1.8
53	-76	61	-2.5	-0.6	-0.7	-0.8
57	-70	-38	-0.2	0.0	-0.6	-0.2
65	-31	-68	1.1	0.7	-0.6	-0.8
58	-52	-47	1.7	1.5	-0.5	-0.6
62	-3	-58	1.1	1.1	-0.4	0.7
74	-154	-22	1.4	0.1	-0.3	-0.8
59	-39	-6	1.5	2.0	-0.2	-0.4
77	-0	25	-1.6	-0.9	-0.1	-0.5

第12表 大寒冬・冷夏年(北海道)

		(1897~1977)				
年 代	冬 Δ T $^{\circ}$ C		夏 Δ T $^{\circ}$ C			
	北海道	東 北	北海道	東 北	西日本	
1945 S 20	-2.8	-2.8	-1.8 A	A -1.2	-0.6	
08 M 41	-2.6	-1.2	-0.9 B	-0.7	-1.1	
53 S 28	-2.5	-0.6	-0.7 B	A -0.8	0.1	
31 S 6	-2.2	-1.2	-1.7 A	A -1.2	-0.8	
09 M 42	-2.1	-1.1	-0.6	0.0	-0.1	
13 T 2	-1.9	-0.6	-3.2 A	A -2.6	-1.2	
02 M 35	-1.9	-0.5	-3.1 A	A -3.2	-1.7	
11 M 44	-1.8	-1.0	-1.1	-0.4	-0.5	
00 M 33	-1.7	-0.8	-1.0	-0.5	-0.5	
(77)S 52	-1.6	-0.9	-0.1	-0.5	0.5	

夏(7,8月)平均, A:第1級, B:第2級冷害

もってくるのである。^{*} 恐らく冬の亜欧大陸の大気の端的な評価が表現されているかも知れない。

§ 第 2 次暖候期予報の検討

(5 月期, 3 か月予報発表)

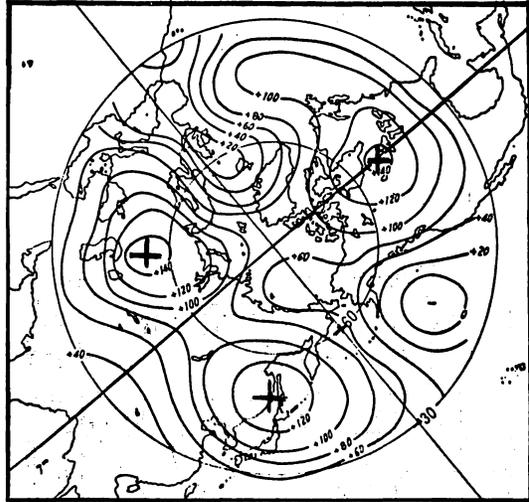
① (秋)・冬から春の経過見直し,
 ②冬から春の循環の経過が重視される。
 予想資料には対流圏, 100 mb, 成層圏,
 低緯度循環と情報量がふえてくる。また,
 天候・環流のリズムが重要になってくる。
 ③重点予報の中には, 冷夏と
 干ばつに対するポテンシャルが検討され
 る。あえて第 2 次検討と名づけるの
 はこのためである。

この時期の循環の特性を考察してみよう。

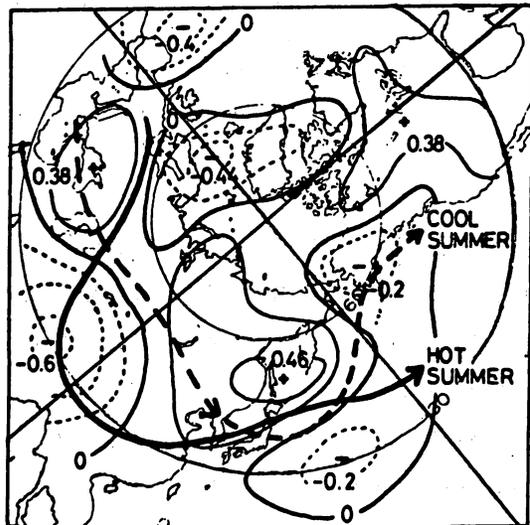
(a) 相関シノプテックス

再び第 11 図をみると, 冬の間日本付近にあった準定常的な気圧の谷は 4 月から 5 月にかけて, 急速にベーリング海に転位し, 梅雨の前の循環に移行する。大陸と海洋の冷熱源分布の相対的位置の変化に対応しよう。

第 12 図は 3 月から 4 月にかけての 500 mb 高度の変化傾向図である。北日本とカスピ海北方とカナダに顕著な高度の上昇域が現れる。日本の天候は冬の北西季節風が減少し, 南高北低の気圧配置など, 中緯度高気圧による南寄りの風の出現日数が増してくる。倉嶋 (1973) はこれを第一段階の夏の季節風と規定している。季節的に冬の北西風が継続し, あるいは季節的に



第 12 図 月平均 500 mb 高度の季節変化 (4 月—3 月)

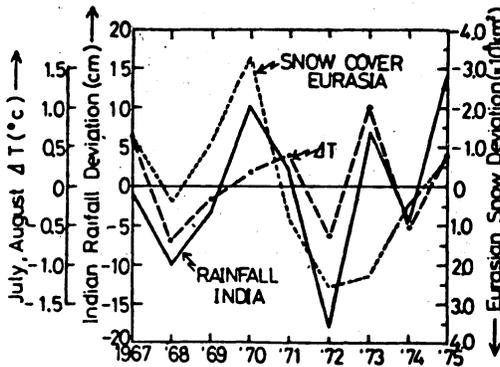


第 13 図 夏の北日本気温と春の 500 mb 高度との相関分布図

第13表 暖(寒)冬・冷(暑)夏の春の気温傾向

	冬	3月	4月	5月	夏
暖冬→冷夏	⊕100%	⊖40%	⊖60%	⊖80%	⊖100%
寒冬→暑夏	⊖100	⊖57	⊖43	⊖43	⊕100

(注) ⊕高温, ⊖低温



第14図 冬季(12月~3月)亜欧大陸上52°N以南の積雪面積偏差(点線)と夏季(6~9月)インドモンスーン雨量(実線)との関係 (Hahn & Shukla, 1976)
 - - - - : 中・西部日本(10地点)
 7, 8月ΔT

順調に南寄りの風が卓越するかは広域の循環の季節変化に関係している。

第13図は北日本の夏の気温と春の500mb高度との相関分布図である。日本付近とカスピ海付近に正相関、チベット付近に負の相関域が現れる。第12図と対比して亜欧大陸の大気の流れをモデル的に示すと、90°E付近で気圧の尾根が発達し、日本に北西風を送りこむ環流は、夏にも現れ(日本付近では偏西風が分流する)、冷夏をもたらす。逆に日本付近で南西流となる流れは本格的な夏の季節風も早い。1974, '80年の冷夏はこの最も典型的な例(4月)である。しかしこれに類似した1978, 4月は、その後も6月まで'74年に似た経過をたどって、やがて干天に発展した。'78年干天予報失敗の問題提起である。第13表は代表的な寒冬・暑夏(7例)と暖冬・冷夏(10例)の、春の低温月の出現度数(%)である。次のような解釈がなされよう。暖冬から冷夏にむかう過程で、春には一時的にしる“冷夏の走り”が現れる。また寒冬から暑夏にむかう過程で、春には最後の“北西風の名残り”が現われることもある。実際問題としてはこの分離は困難である。東西指数の経過も同様である。大規模な季節変化を適確に予想するためには、もう一つの条件、“より機構的なもの”が必要であろう。この点についての理論家の助言を期待したい。

(b) 境界条件の問題

“より機構的なもの”の一例として、第14図はHahnら(1976)の示した冬の亜欧大陸の積雪面積と夏のインドモンスーンとの関係である。次の三点が指摘される。

- ①チベット高気圧を介在して考えるならば積雪の少ない年には日本は暑夏となる⁵⁾(片山, 1979)。
- ②朝倉³⁾(1980)は3月の積雪と8月の北日本の関係がよく、積雪面積の広がった1969, '71, '76年は北日本の冷夏であったと指摘している。

第14表 1~4月東西指数の経過とその後の北日本の気温経過

1946~81

月	北半球 $\Delta Z I$				北日本 $\Delta T (C)^{**}$						
	1	2	3	4	5	6	7		8	9月	
W ₁ 型	1946	49	53	55	58	-16	22	11		21	01
		48	54	33	70	-4	15	04	07	15	03
		67	17	59	53	-14	16	03	06	06	-07
		75	55	0	2	-22	-02	03	-01	11	15
	*	76	28	78	58	-13	08	-03	01	-21	-09
W ₂ 型		55	-39	9	13	2	-15	07	32	06	-09
		61	-26	28	15	26	11	17	18	03	24
		59	-38	43	19	30	06	-03	03	-07	03
W ₃ 型		50	-15	50	-11	12	08	08	25	22	07
		60	-50	11	-14	6	-07	-04	-02	13	12
		70	-78	30	-65	34	19	04	08	-01	03
	*	74	-25	18	-19	0	02	-04	-08	-02	00
C ₁ 型		53	-43	8	19	-85	-12	-08	-02	-12	00
		54	-18	41	12	-11	-08	-22	-29	-10	12
		66	-40	89	15	-15	-02	-09	-15	-03	-08
		79	-25	19	8	-16	-09	19	-10	05	01
C ₂ 型		56	-78	-64	17	6	20	-05	-20	-23	07
		68	-41	-107	49	34	-06	08	04	-08	-03
		63	-128	-57	56	-11	11	00	01	-05	-09
		71	-5	-10	7	6	-08	-06	-05	-11	-06
		77	-127	-4	47	16	-07	-01	11	-12	06
	*	78	-35	-89	29	-30	02	19	34	17	-01
C ₃ 型		80	-70	-67	12	-12	04	17	-14	-32	-03
		47	-10	-94	-12	54	-07	-19	04	00	-09
		65	-3	-12	-52	2	00	04	-19	00	00
		58	-23	-35	-39	-6	-03	05	-01	-10	-01
		69	-62	-46	-8	49	-03	-03	02	-16	-05
平年・ 変動型		81	-94	-10	-10	19					
		52	51	-38	-14	20	-03	06	00	-04	-01
		57	3	-8	-36	7	02	-15	-05	-04	-11
		62	20	-16	-33	8	13	05	03	-05	06
		49	34	72	-43	10	10	-11	-02	11	05
		51	22	55	-8	-40	02	01	-05	23	13
		73	5	31	-2	-13	02	-02	02	16	02
	64	17	-4	38	74	07	-02	-12	-05	-15	
	72	45	-3	18	32	06	07	04	04	-01	

*: 例外

**: 10地点平均

③年々の亜欧大陸の積雪に関係するのは、少なくとも大陸に尾根が発達するか、谷となるかであろう。日本の暖冬であった'71, '72, '73年は大陸の多雪年である。寒冬であった'67, '70, '75年は大陸の少雪年ということだ。

現在、これ以上の議論は残念ながら資料不足である。が、夢を託すのに充分であろう。チベット高気圧は4月の平年図にはまだ現れていない。もし季節的に早く、4月に現われる年には、発達条件をもってい

るかも知れない。第15図は4月のビルマ上空の100mb高度と7月の西日本の降水量との関係を示したものである。⁵⁾ 大まかには負相関の関係である。1973年以来、西日本の少雨にはチベット高気圧が関与していた。しかし1980年の冷夏・多雨に対して、この資料はみごとに失敗した。思うに5～6月の亜熱帯高気圧の強まりと偏西風帯とのかかわりを考慮しなければならない例である。前兆現象からその後の追跡調査を必要としている。作用中心の変動のリズムや時系列類似と総合して判断することが重要に思われる。

(c) 冬から春の経過監視

春のある月の評価が困難ならば、経過を重視するとよい。不順な年にはしばしば極うずの分裂を繰返す。順調な年は早くから極うずは一つにまとまる(松倉, 1972)。極うずの分裂は北半球規模のものである。第14表はこの傾向を類別化したものである。1～4月は北半球東西指数偏差, 5～9月がその後の北日本の気温経過である。

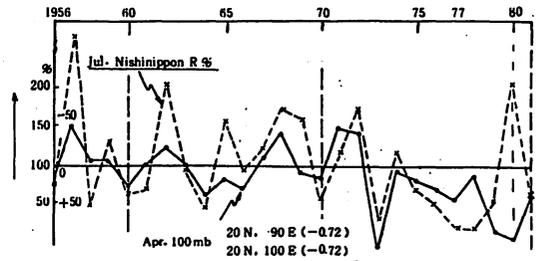
'79年はC₁型, 7月中心の冷夏。'80年はC₂型, 8月中心の冷夏である。'81年はC₃型, 5月に一致して低温, 夏の中1か月はかなり強い低温月がある。この中で'74, '76, '78年などの重要な年の例外がある。しかし類似年などを重視する長期予報では、この種の分類表を作っておくことは必要な作業なのである。

(d) 5月の北極寒気と異常気象^{5), 6)}

5月の第2次暖候期予報の一つの重点は、高温・低温, 多雨・少雨の異常天候のポテンシャルを考えることである。前線帯の位置, 性格, 北極寒気と亜熱帯高気圧の量的判断が要求されるが、最も技術開発がおこなわれている。例えば北太平洋高気圧のどの時期の、どのような状態が、日本の天候にどのように影響するのかはほとんどわかっていない。

第15表は日本の夏の天候の四つの天候分布である。

①全国低温型：北日本から西日本まで異常な低温が現れる。オホーツク海高気圧が強く、降水は

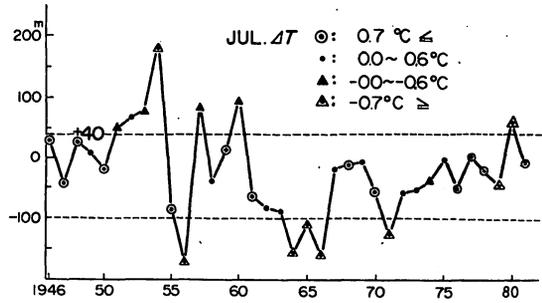


第15図 4月の100mbビルマ方面の高度と7月西日本降水量との関係(相関係数:1956～71, n=16)

西日本を中心に本州南岸で多く、北海道では晴冷型も現れる。'80冷夏もこの型。

②北冷西暑型：北日本は第2級の低温、西日本は干天が現れることもある。前線帯が日本海側にあり、低温・多雨・日照不足が現れ、地域差が大きい。

③全国高温型：中部以北の異常高温はこの型に多い。北海道は偏西風帯の影響を受けやすく、夏の後半に長雨になる例もある。



第16図 5月の北極寒気と7月の北海道気温との関係
縦軸：5月，500 mb，60 N～80 Nの高度偏差緯度平均合計値を示す。

第15表 夏の代表年の天候分布

年次	夏の天候型	気温偏差 (°C)		降水比率 (%)			
		北海道	西日本	北海道	北陸	東日本	西日本
1954	冷夏 ●	-2.1	-0.9	99	80	112	159
1971	北冷西暑 ●	-1.2	0.2	90	146	110	117
1973	暑夏 ○	0.6	0.7	110	42	43	47
1972	北暑西冷 ●	0.5	-0.6	59	122	109	152

④北暑西冷型：異常低温は起こっていないが、前線活動は西日本で活発である。中国東北区に寒気が南下し、しばしば北日本の判断を誤る。東方海上は尾根である。

1例として、第16図には5月の北極寒気の経年変化を示した。

①春の終わりに極うずが異常に弱いことは、西半球に尾根が発達し、北半球規模の南北交換が始まっていることを意味している。日本付近では第13図とともに、春の荒天、サクラの開花のおくれなど変動の大きな天候が現れている。梅雨期にはオホーツク海高気圧が現れる。

②これに対し、極うずの極端な発達には、亜熱帯高気圧が強く、春はむしろ好天である。夏は北冷西暑になりやすい。

北日本の凶冷は①、②の型に多い。1960年代は②の型が多かった。最近はおホーツク海高気圧の出現頻度が増大しているとすれば、天候の経過や分布も変わってきよう。

③ 適当な極うずの発達状況のもとでは、北日本の夏の気温は高い。少なくとも7月凶冷の記録はない。'69、'76年は8月中心の冷夏で、7月の気温は高かったのである。

§ 1 か月予報と天候監視、情報の発表

6月：入梅と梅雨の性格，7月：出梅，8月：冷・暑夏，台風，干天などが問題となるが、ペー

第 16 表 暖候期の積算温度の順位 (帯広)

(1946~81)

(A) 5/21日~7/24日		(B) 5/21日~8/4日		(C) 5/21日~10/2日		階 級
1978 1129 °C		78 1496 °C		78 2466 °C		2 2400°C
61 1094		50 1420		50 2419		
46 1083		61 1395		61 2415		
72 1082		46 1389		46 2414		
55 1075		72 1386		72 2367		1 2300°C
62 1067		55 1381		75 2346		
50 1066		70 1372		70 2339		
80 1058		62 1360		73 2332		
70 1047		67 1355		48 2330		
58 1046		48 1343		60 2305		
67 1039		63 1339		55 2303		
52 1018		73 1335		51 2300		
79 1016		68 1332		62 2299		0 2200°C
73 1010		80 1330		49 2290		
63 1009		52 1329		67 2287		
51 1005		58 1326		79 2266		
48 1001		51 1321		63 2263		
68 998		75 1317		52 2260		
75 991		60 1315		58 2254		
69 985		76 1302		68 2228		
76 977		79 1300		74 2225		
49 970		71 1296		59 2217		
71 967		77 1293		77 2215		
59 966		49 1277		80 2189		
60 962		69 1275		65 2186		
65 958		74 1274		53 2183		
77 956		59 1270		76 2176		
56 955		81 1250		47 2176		
74 943		53 1247		69 2174		
53 940		47 1242		81 2167		
47 936		65 1239		56 2166		
81 927		56 1233		57 2120		
57 918		57 1201		71 2117		
66 898		64 1175		66 2091		8
64 896		66 1166		64 2037		
54 817		54 1090		54 2016		
平均 °C 995		1305		2248		
標準偏差 68		82		108		
相関係数 0.902		0.948		1.000		

スの問題でないので「1か月予報指針」参照，天候監視と情報の発表が重要な任務である。

一般に北日本では7月の3か月予報の段階では暖候期（5月下旬～9月）全体の最終的評価を要求されるのが常である。1例として，第16表には帯広の暖候期の積算温度の順位を示した。

①表は5月下旬～7月24日(A，8月4日(B)および9月最終半旬(C)までの積算温度で，(A，C)，(B，C)の間にはそれぞれ0.90，0.95の相関がある。

②最終的に「9～8」にランクされる年は冷害または不順な時期があって，とかく問題の多い年であった。

③このような年は暖候期前半にすでにその特徴が現れ，Aの段階で9例，Bの段階で10例は「9～8」にランクされてくる。

使用上の注意

④7月半ばの段階でその後の10日平均予想値または平年値を代用して評価する。

⑤一応平均値より下位の年は「要注意」。

例外⊕→⊖：'80，'76，'71，⊖→⊕：'60，'75

⑥この表は「現状評価の規準」で，持続性だけで予報してはならない。

§むすび

暖候期予報の総観的方法論を体系化するための素材を提供したが，特に季節変化の急速に進行する春の段階でむずかしく，亜熱帯高気圧の特性を示唆する情報量が少ない。この春の段階が今後の中心課題になろう。そのため

(1) 地方ごとの夏の天候特性，異常気象，各種統計表を整備する。

(2) 「季節予報指針」「1か月予報指針」にもられた予報則，経験則を地域天候に適用し，ワークシートを作成する（成績を加える）。

(3) 地方の重要な季節現象に対して，予報技術の開発をする。総観的な意味を考える。

(4) 多様な春の季節変化と夏の天候特性を考える。 magari なりにもモデルを考えてみる。

参 考 文 献

- 1) 高橋(1956)：季節予報について，気象研究ノート，7
- 2) 和田(1969)：長期予報新講，地人書館
- 3) 朝倉(1980)：長期予報，朝倉書店
- 4) 気象庁(1972)：季節予報指針(下巻)
- 5) 気象庁(1981)：1か月予報指針
- 6) 久保木(1976)：長期予報，札幌気象100年記念論文集
- 7) 根本・坪井(1976)：異常気象と農業，朝倉書店
- 8) 久保木(1978)：冬と夏の天候について(I，II)，グロスベッター，第16巻
- 9) 上田豊治(1973)：1972年秋の遅い霜に関連して，北海道の農業気象，第24号

付表1 北海道7, 8月7地点平均気温偏差

年 代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880 (M 13)	1.1 *	-0.7 *	0.5 *	0.9 *	-1.3 *	-1.3 *	1.5 *	0.3 *	0.0 *	-0.4 *
1890 (M 23)	0.3 **	-1.0 **	0.9 **	-1.2 **	0.3	-1.6	-0.5	-1.2	-0.2	-1.2
1900 (M 33)	-1.0	-0.6	-3.1	-1.3	0.8	-1.6	-0.6	-0.2	-0.9	-0.6
1910 (M 43)	-1.1	-1.1	-1.2	-3.2	-0.8	-1.0	1.4	-0.3	0.0	-0.5
1920 (T 9)	1.3	0.4	0.3	-0.3	2.1	0.7	-1.1	1.6	0.7	0.9
1930 (S 5)	0.6	-1.7	-1.7	1.9	-1.6	-1.3	-0.7	1.5	1.0	1.1
1940 (S 15)	-0.1	-2.8	-0.5	2.4	1.6	-1.8	1.8	0.2	1.4	0.7
1950 (S 25)	2.5	1.1	-0.1	-0.7	-2.2	1.9	-2.3	-0.6	-0.5	-0.2
1960 (S 35)	0.7	0.8	-0.4	-0.1	-1.3	-0.6	-1.1	0.5	-0.2	-0.8
1970 (S 45)	0.4	-1.1	0.4	0.7	-0.3	0.5	-0.7	-0.0	2.5	-0.4
1980 (S 55)	-2.1	0.0								

(注) 平年値 1930~60, (*) 函館・札幌・根室平均 19.1°C, (**) 旭川・寿都・網走追加 19.4°C, その他帯広追加 19.4°C

付表2 東北6県(7, 8月)平均気温偏差

年 代	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1880 (M 13)				-0.7 *	-1.7 *	-1.4 *	1.6 **	0.4 **	0.6 **	-0.4 **
1890 (M 23)	-0.3	-0.9	1.1	-0.5	1.3	-1.2	-0.3	-1.3	0.7	-0.4
1900 (M 33)	-0.5	-0.9	-3.2	-1.4	0.1	-2.4	-1.1	-0.1	-0.7	0.0
1910 (M 43)	-1.3	-0.4	-0.9	-2.6	0.1	-0.2	0.2	0.3	0.9	-0.3
1920 (T 9)	1.4	0.4	1.5	0.1	2.0	0.0	-0.5	0.9	-0.5	1.5
1930 (S 5)	1.0	-1.4	-0.2	1.9	-1.7	-1.0	-0.5	1.5	0.3	1.1
1940 (S 15)	-0.1	-2.0	0.7	1.9	0.9	-1.2	0.1	0.5	0.7	0.1
1950 (S 25)	1.8	0.6	-0.4	-0.8	-1.4	1.9	-1.5	-0.2	-0.6	-0.4
1960 (S 35)	0.4	1.0	0.7	2.1	0.5	-0.8	-0.2	0.9	0.0	-0.2
1970 (S 45)	0.3	0.2	0.3	1.5	-0.8	0.6	-1.7	-0.4	2.3	-0.2
1980 (S 55)	-2.7	0.2								

(注) 平年値 1930~60, (*) 宮古 21.4°C, (**) 青森・秋田追加 22.0°C, その他山形・石巻・福島追加 22.8°C

付表3 最近の冬と夏の天候

年	1976~'81				(注)
	冬 季		夏 (7, 8月)		
	北海道	東 北	北海道	東 北	
'76	0.8	0.6	-0.7	-1.7	暖冬・冷夏
'77	-1.6	-0.9	0.0	-0.4	(大寒冬に近い)
'78	-0.7	0.2	2.5	2.3	北冷・暑夏
'79	1.4	2.3	-0.4	-0.2	暖冬・冷夏
'80	1.0	0.9	-2.1	-2.7	暖冬・冷夏
'81	0.9	0.3	0.0	0.2	北暖西冷・大雨不順

「1ヶ月予報指針」に寄せられた書評

1ヶ月予報指針を贈られて

高橋 浩一郎

新しい一か月予報拝見致しました。大変立派にまとまっております。私が長期予報の現場で働いていたのは、もう20年近くも前のことですが、当時を思い出し、ずい分進んだなあと思いました。広範囲の高層天気団の解析が定着し、数値予報の結果も多くとり入れられております。

このような進歩の基礎には、おびたしい背景となる研究があったと思います。近年は気象に関する研究も進み、多くの研究成果が出ており、それをすべて一人で見るとは不可能になっております。そこで、手わけをし、時々整理をしてまとめることは、新しい前進のために重要なことだと思います。この意味でも、今回の一か月予報指針は、大変よい取りまとめと思います。

ただ、欲をいえば、干ばつを一項目あげたのなら、冷害もあげた方がよかったですのではないのでしょうか。これは、ほかのところでもとりあげており、また、三か月予報で取りあげた方がよいという見方もありますが、昨年の凶作などから見ても、一寸欲しい気がしました。長期予報を有効に利用するには、気象の予報だけではなく、たとえば農業と気象との関連を考えることも重要でしょうから。

「1ヶ月予報指針」の書評とL.F.グループへの提言

根本 順吉*

1981年8月の札幌の雨量が644mm(492%)というのには昨年の福岡の847mm同様大へん驚きました。この問題は1ヶ所で処理せずに、空間分布から取扱ったものが「水利科学」の最近号に出ており、また菊池原氏の仕事も、現業にもっととり入れる必要があるように思いました。

さて「1ヶ月予報指針」の批判ですが、この仕事から遠ざかっている者にとって大へん助かるのは①豊富なデータです。個人ではとても、これだけ集めることはできません。

これを通読して感じたことは、1ヶ月予報の特長は、形通りやることではなくて、調べながらやり、そして明らかにされた特長をつかんで予報するというのではないかと思いました。

そのため一定の形にマニュアルをつくるが大へんむづかしく、叙述が妙にゴタゴタしてきます。これをさけるためには、②何を新しく発見したか という点に焦点をしばり、そののところを出来るだけ簡潔に、図なども用いて説明することです。

最近の予報技術をみていると、確率予報にしても、何にしても、定形化して、マニュアルをつく

* 埼玉大講師

ることに性急で、新しい事象を発見しようという気がいみえない。しかし本当の予報の進歩は何かを発見しなければ、行なわれないのではないかと思います。

それから③外国の長期予報についても、少しふれてほしかった。たとえば相関シノプティクスのようなことは日本が先で、イギリスはあとです。影響を与えたかどうかは？ですが、両者のやり方の違いでも比較してみたら大へん面白いのではないのでしょうか。

L. F. グループのメンバーは大部分が部内の方でしょう。そのため数少ない部外者に対する考慮が少し足りないように思います。たとえば技術や学問の進歩を知るために、そのようなことを内容とした会合に出ようとしても、私たちは事実上出席する機会はないのです。現在所内で行なわれている気候変動調査会のようなものもオープンではなく、そこから報号物が出ていることは最近地方の気象台の方からききました。1月おき、もしくは年4回位でもよいから、L. F. グループなら誰でも出席できるような研究会を企画していただけないのでしょうか。

1 か月予報指針に寄せる

檢 山 国 雄

気象庁では予報部長指示の下に、昭和 53 年 10 月から長期予報改善作業委員会を設け、今後の技術開発の基本方針が答申された。その一環として1か月予報法の改善と開発が取り上げられたという。

1 か月予報の総観的手法を改善する打合せは高橋・和田両管理官の頃からあったようで、その現われは例年2月下旬に開かれる全国長期予報技術検討会の昭和 46 年以後の主題となり、各種予報法の検証を行ない、原理を同じくするものの集大成により「1 か月予報指針」として開花したものと理解される。

将来は力学モデルに基づく数値予報が期待され、その実用化に向け全球3次元スペクトルモデルの開発の努力が重ねられているというが、短期予報の場合の電計プロダクトと各種天気図解析技術とのかね合いの例もあり、現在までの総観的方法の蓄積が予報上重要なことに変わりはないと考えられる。

以下に2, 3の私見を述べてみたい。

(1) 成層圏の循環特性のうちアリュージョン高気圧の東西運動に伴い、両進する時に偏東風、東進する時に偏西風となり、中部成層圏で卓越する30日位の周期が日本付近に南下する寒気のリズムとよく対応するという。この変化を日常つかんで1か月予報に利用していることに興味を抱いた。

成層圏との相互作用などが推測されたことであったが、筆者はかつてセントポールの気圧が5月に入って1000mb以下となり、その後1015～1030mbの高極が起ってから平均で22日後に入梅となるとの経験則を発表したことと関連しての興味である。同島の気圧変化は春季においてもし

ばしば有効（P 147）、1980年5～6月では17日遅れで稚内の気圧と対応するとの指針（P 177）も心楽しいものであった。

これは1例にすぎないが、多くの有益とみられる調査、感心させられることが盛り沢山にあり、昭和46年の退官後の進歩に一驚を禁じ得なかった。

(2) 一方、長期予報はどのようにして行なうのか殆んど目標の立たない方もあると思われるが、このような気象人がこの指針を味うことによって各季節に対応する予報則を利用し、自分なりの予想を試み、その積み盛ねでヒントを得て調査を発表したり、ひいては長期予報技術者となることも可能と思われる。それにふさわしい解説が随所に見られ、目的を同じくする技術者の多くなることが期待される。

短期予報者にとっても大規模な循環に変化をもたらす事例が対流圏・成層圏を通じ変化の過程が数多く収録されている。例えば低気圧の発生・発達と循環との関係、作用中心の概念と合成図解析のくんだり等で、これらを把握しているか否かで結果に差が出ないとはいえない。週間予報者もその範ちゅうに入るのではなからうかという気がした。

(3) 終わりに希望としては各種の図のうち数字が細かくて見えにくいものが幾つかあったことが惜まれる。文字の誤植（1部脱落）などもある程度目についたが、解釈に支障のあるようなものは無かったといえる。

最後に関係者のご努力に対し心からの敬意を表する次第である（長期予測コンサルタント）。

「1か月予報指針」について

内 田 英 治*

1. 全般について

待望のこの冊子が刊行されて喜びにたえません。私が長期予報課長であった頃、予報部内の課長会議の席上、長期予報のマニュアルを計画中と発言したら、予報部長が驚いて、もう長期予報マニュアルの出来る時代になったかと言われましたが、はやそれから数年経過して、今日に至った訳です。私はあるいは7～8年かゝると当時思ったのですが、意外と早く出来上りそれこそ驚いている次第です。

内容について言うと、全体がよく整理されていて見やすく、とくに図の説明など日本語で書いてあって結構としました。古い季節予報指針はその点英語とチグハグでした。また、物理過程が明快に書いてあって、私の在任当時、この種の予算が成立したことも考え合せて感無量のものがあります。高層や海洋のことも丁寧と記されていて嬉しいと思いました。

2. 要望について

* 気象庁観測部

技術的なことを申しますと、やはり図の中に線がごちゃごちゃ入れまじっている観がまぬがれず、もう少し線の太さや区別を工夫され、一見わかる図としてほしいと思いました。また今後の問題でしょうが、衛星利用の問題点、1か月予報に対する力学的予想法の導入の問題、1か月予報の利用状況、適中率、各国の長期予報状況の引用など記入する方向に行けたらと感じました。しかし、紙面の都合もありましょうし、その企画ではハンドブック的になる恐れも出るでしょう。それでもその種の冊子のない今日、いずれ必要になると感じました。

また長期予報時代の予報作業を思い起して、予報官の予報の出し方の総合性について何か事例なりと記録しておいた方がよいと考えています。すなわち、相関法にしる類似法にしる、循環特性法にしる、個々の方法はコンピューターを多く利用して客観的なのですがそれを総合する段階でどうしても主観に頼らなくてはならない面が確かにあります。そのことについてはこのマニュアルにかなり詳しく書いてあり、長期傾向、天候経過の特徴の見通し、環流の経過と天候の統一の順にまとめている旨が記されています。しかし、より改善するために、とくに異常天候予測に対処するために、事例の引用と検証をしておくべきでないでしょうか。

またパタン分類について、いつかソビエトのギルスの分類を調べたことがありますが、過去のパタン（たとえば北半球 500 mb 平年偏差図）を客観的に分類する問題を一層進めさせていただきたいと思えます。これも本文にこまかく記されていますが、完全に類似なものはおそらく古今東西存在しないでしょう。しかし、ある相関率において過去の類似パタンを引き出したとき、その相関率の差（たとえば $\Delta Z 500$ で符号一致率の検定をしたとき危険率5%と3%の差）が具体的天候の差にどれくらい影響を及ぼしているか、もしそれがはっきりしないなら、そのような方法を多く集めれば集めるだけ不確定度が増加してしまい天候予測はますます難かしいものになってしまうのではないか。したがってパタン分類にも何か数理的方法によって類似度のあるパラメーターで分類すると言ったことが出来ないか、そうすれば今存在する手法をもっと整理して、ずっと少ない手法の組み合わせで予報が出せるのではないかと……と勝手な想像をします。

素人くさい話しに聞えますが、とにかく立派なマニュアルが出来たので刺戟されてつい欲が出てしまいました。グロスベッターや他の雑誌でも結構ですから、意ある人の開発研究を期待して居ります。今や統計学も過去のものでなく、新しい目的と要求にそう新統計学の出現（過去の統計の手法の新しい組み合わせでもよい）を望みます。また大循環の力学モデルによる感度実験やシミュレーションの結果も大変期待しています。そしてこれら（統計学と力学）の総合的利用法が長期予報分野において燎原の火の如く燃えるような時代を心まちにしています。

「1 か月予報指針」について

根本 芳晴*

“歳月人を待たず”とはよく言ったものだと痛感した出来事の一つに、この1か月予報指針の刊行がありました。ほぼ10年前、季節予報指針の原稿を書いたのがつい先頃のような気がします。長期予報に日夜明け暮れていた若き頃(?)、飛びついて成層圏をいじったものでした。そうゆう思いにかられながらこの指針を読みかえしていくうちに、当時多くの検討課題として残されていたものが著々と究明され、特に1か月予報部門が集大成されて、日進月歩の長期予報技術の向上に努力されてきた跡がありありと見受けられます。にもかかわらず、未だ平均して60点位の採点しか得られないのは何故であろうかと考えさせられます。今日、気候変動、異常気象ということがはんらんし、気象災害もスケールが短期的なものから長期的なものに、そしてその程度も酷びしさを著るしく増してきている現状に、その気象予測技術サイドでの対応では、昔に比べてかなりの躍進が見られると思うのに、今一つ迫るものがないのが悔まれます。近い将来数値予報的に延長された長期予報の出されるととも夢ではないかも知れませんが、まだまだ相関、類似等の方法が主役を演じている限りでは、第3章、第4章は貴重なマニュアルでしょう。ただこれらの中にはまだまだ追試して普辺性、客観性を充実せねばならないものが残されています。そして地方季節予報のきめ細かな内容に翻訳する技術的方法もまだまだ調べられねばならないでしょう。次代を引き継ぐ若き長期予報を志す人々は大いに努力してもらいたいものです。そのためにもこの指針はよりよいタキ台ともなるように思えます。第2章は長期予報者の常識として熟知しておく必要があるでしょうし、第5章は実際に現場をやる人に有効でしょう。第5・2・4表(P272)の結果はそのままある程度の安心材料のようにも見えますが、気象庁の採点とユーザー側のそれとの考え方にギャップのあることを考えるべきです。学校で先生が提出した試験問題の生徒の解答を先生が採点しているので不思議がる人はいませんが、もし答を出した生徒がそれを採点したらどうでしょう。ある意味では気象庁が予報を出してそれを気象庁が採点する。不思議に感ずる一般の人もあるでしょう。平年値からのずれを予想した発表に対し、例えば1981年の夏は1980年の夏のようにはならない(今年の暖候期予報の骨子の中にある)と予報したけれど、それでは最近の夏ではどの年の状態を考えておけばよいかと言ったような内容の質問が、ある会議の席で発言されました。平年に比べての表現はある意味ではそれで事足りるとするユーザーもいるでしょうが、日本人はとかく数字には弱いので、例えば農家等にとれば農作業上体験してきた“昨年”とか“何年”とかいったものに対比して説明される方が、ピンときて案外利用価値を高めてもらえると思います。その他の産業にも共通した面があるのではないのでしょうか。長期予報の解説(5・2・5, P269)を“天候のかくあろうかという傾向を予報するものである”と断定せずに、難かしいかも知れないが一考してみる必要はな

*大阪官区気象台

いでしょうか。

1 か月予報指針に目を通して（感想）

福 島 農 次 *

昨年4月から長期予報を担当するようになった私達は、経験も浅くほとんど零の状態から出発しました。そんな中で最初に手にした参考書が「1か月予報指針」であったわけです。

この指針については、個人購入が県内官署を合せて68冊にもなり、なんと総職員の6割近くの人が、手にしているということになります。

これだけ多くの人があるんだから、とにかく調査係として一度読んでおこうということで、5月から輪読の形ではじめました。

まず、基礎的なことがまとめてある第3章までは、わからないことが多いながらも順調に進みました。第4章以下は実際に長期予報を出す場合に、「よりどころ」とすることがらが、まとめてあるので、予報時期に合わせてその季節の特徴と予報法を理解していこうということで現在も進行中です。

いずれにしても、一通り読んだだけで頭に入るというものではなく、すでにある季節予報指針（上、下）と合せて、いつも自分の手もとにおき、予報作業をする上で有効に利用していきたいと思っています。

1 ヶ月予報指針を読んで

西 原 功**

地方の担当者にとり、その上梓が渴望されていた「1か月予報指針」を、多忙な事務の傍ら完成していただき、ありがとうございました。

早速活用していますが、とくに、当台では新たに長期予報業務に携わった人や、比較的経験の浅い人もいて、第5章が大いに役立っています。

また、第2、第3章は、現状における基本的な問題を理解するのに格好で、とかく、現場の技術だけに囚はれがちな我々には、得るところの大きい部分となっています。

さらに、第4章は、これまでの1か月予報に関する具体的な成果が盛られていて、常時利用したい（利用できる）項です。

ただし、この章については若干の問題点を指摘したいと思います。

* 新潟地方気象台予報課

** 名古屋地方気象台予報課

それは、予報則の整理の仕方が各節毎にまちまちなので、何らかの様式に統一してあれば、より即戦力になったのでは、と愚考したからです。

ともかく、大いに活用することが、執筆者各位の御苦勞に報いる最大の術と心得、座右に侍らせるつもりですが、御苦勞ついでに、続いて「3か月予報」に関する「指針」もまとめていただければ幸いです。

「1か月予報指針」についての感想

宮 平 操*

昨年の4月から長期予報を担当することになり、毎日が新しい体験で予報の当り、はずれを一喜一憂しているところです。

長期予報研修を受け長期予報の概略は、あるていど理解したつもりでしたが実際に予報を出すとなるとむづかしく暗中模索というのが現状です。

このたび「1か月予報指針」ができあがり未熟な私でも予報らしきものが出せるようになりありがたく思っております。新しい「1か月予報指針」は官用は黄色、個人用は緑色の表紙となっており、目につきやすく、書籍棚に置いてもすぐわかり内容もこんせついでいねいで初心者私にも理解しやすく編集されていると思います。

特に第5章は地方の現場にいる者でも非常に参考になり私は座右の書として常に利用しています。とりわけ、第5.3.1表は地域の気候特性の推移がわかり、予報文作成に於いては非常に参考になります。ただ各地方で諸現象を予測するうえで総観場（作用中心など）や循環指数等の着目ポイントをあげ巻末には重要な事項や主要な索引をのせ、できれば各章の第1ページを色分けしたらと思います。

特に第4章の各季節別気候特性に於いては、第1ページを色分けしておく現場では利用しやすいと思いますがいかがでしょうか。

今回は沖縄に関する資料が豊富ですし、予報例文では沖縄のものをとりあげいただきありがとうございました。

今年は沖縄本島地方では少雨状態がつづき何かといそがしい毎日ですが、これまでの予報はまあまあいい線を行っているのではないかと思ったりしています。

「1か月予報指針」についての感想ということでしたが感想になりましたかどうか。

* 沖縄気象台予報課

L. F. グループ昭和 55 年度会計報告

昭和 55 年 8 月 1 日～昭和 56 年 8 月 18 日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前年度繰越金	237,310 円	印別費	500,000 円
会費	457,800 円	vol 19 No.1	203,000
52 年度分	600	vol 19 No.2	297,000
53 〃	5,400	54 年度総会補助	15,000 円
54 〃	37,800	55 年度 〃	10,850 円
内訳	401,000	郵送費	12,970 円
55 〃	401,000	雑費	690 円
56 〃	11,000		
57 〃	1,000	次期繰越金	165,466 円
58 〃	1,000		
バックナンバー別売	3,866 円		
預金利息	6,000 円		
収入計	704,976 円	支出計	704,976 円

○ 役員交代のお知らせ

昭和 55 年度 久保木光熙, 荒井康, 田中康夫, 平沼洋司 (長期予報課), 青木孝 (気研)

昭和 56 年度 植木九州男, 北村修, 福谷博, 河原幹雄 (長期予報課), 久保田効 (気研)

○ 昭和 56 年度分の会費納入について

会費 1000 円はなるべく官署ごと一括してお願いします。納入方法は次の口座のいずれかを御利用下さい (会計担当者: 河原幹雄)。

(1) 郵便口座

口座番号: 東京 5 - 165913

加入者名: L. F. グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営部 (店番号: 110)

口座番号: 203156

名称: L. F. グループ

編 集 後 記

第20巻第1号を送ります。発行がすっかり遅れてしまいましたことをお詫びします。

昨年の天候をふりかえると、北陸地方を中心とする豪雪、晩春から初夏にかけての強い冷えこみ、8月には16年ぶりに関東地方に上陸した台風第15号が北日本を北上（晩春の冷えこみと、台風ともない北日本の稲作は2年続きの不作となった）、晩秋には早々と“冬のおとずれ”があり変動の大きい年であった。こうしたこともあり長期予報に対する関心が高くなっており、これらの期待に答えるべく長期予報課では日夜奮闘しています。最近は長期予報に対する好意的な報道がみられるようになりました。なお一層の努力をいたしましょう。

今号は“都田博士の講演要旨”、“アノーマリーモデル”および“北半球におけるブロッキングについて”それぞれ気象研究所の久保田氏・長期予報課の河原氏および札幌管区気象台の酒井氏に紹介をお願いした。また実務的な方面から“暖候期予報法の諸問題”を長期予報課の久保木氏に論じていただいた。また昨春に刊行した「1ヶ月予報指針」について当所によせられた書評も掲載いたしました。

今後ますます当会が発展するために、各方面からの論文、紹介、批評、感想などの投稿をお願いいたします。

