

グロースベッター

第 29 巻 第 2 号

月例会報告

- 予報誤差の変動と準定常状態..... 向川 均・木本昌秀・余田成男 1
- 30 ～ 60 日振動と延長予報の可能性..... 露 木 義 20
- 力学的 1 か月予報の現状..... 山田真吾・前田修平・工藤達也 29
- アンサンブル予報実験を中心として —
- 気象庁全球モデルによる 1 年積分の解析.....
- 岩崎俊樹・田宮久一郎・里田弘志・山田慎一・佐藤信夫 45
- SST 実験により何がわかったか..... 杉 正 人 53
- 大気海洋結合モデルによる長期予報の展望

文献紹介

- 衛星データからみたインド・モンスーン発達の解析..... 森 広 道 60

論 文

- 赤道準 2 年周期振動と太陽活動の関係..... 須 田 滝 雄 68

1991 年 2 月

L. F. グ ル ー プ

予報誤差の変動と準定常状態

向川 均* 木本昌秀** 余田成男***

1. はじめに

近年、数値予報モデルの発達に伴い、気象庁をはじめとする、世界の各予報センターでは、一週間程度の中期予報に対する数値予報の利用が、ルーチン的に行われるようになってきた。この中期予報において、予報誤差は短期予報におけるそれと比べて格段に増大するため、予報誤差の見積りが、予報自体と同様に重要となる (Palmer and Tibaldi, 1988)。

例として、図1に、気象庁全球スペクトルモデル (GSM) における 1988年12月1日より1989年2月28日の 500 mb 等圧面高度の RMS 誤差, $RMSE(t; \tau)$ の時系列を示す。 $RMSE(t; \tau)$ は、

$$RMSE(t; \tau) = |Z(t + \tau; t) - Z(t + \tau; t + \tau)| \quad (1)$$

で定義した。ここで、 t は予報の初期時刻、 τ は予報時間、 $Z(t_1; t_2)$ は、時刻 t_2 を初期時刻とする時刻 t_1 における予報値であり、 $t_1 = t_2$ の時は、時刻 t_1 における解析値を示す。また、 $|\cdot|$ は $20^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$ での面積平均である。予報誤差の絶対値同様、その変動の大きさも、予報時間が延びるに従って大きくなり、その予測の重要性が認識できる。特に、この図において、日々のランダムな変動以上に、一週間以上のスケールでの誤差変動が顕著である。本研究では、このスケールの誤差変動の力学を考察して行く。

一般に、予報誤差の原因としては、

- (i) 予報モデルが大気の力学・物理過程を正しく表現していない
- (ii) 予報の初期値が正しくない
- (iii) 非周期的な大気運動に伴う、流れの不安定性による必然的な誤差の成長

の3点が考えられる。ここでは(i)は、予報の systematic error に寄与し、(ii)はランダムな成分が卓越するので、図1の誤差の低周波変動の原因としては、(iii)が最も重要であると考えられる。

そこで、本研究においては、「予報誤差の予測」という問題に対する第一歩として、予報誤差変動を、大規模大気力学的側面より考察する。特に、大気の非周期低周波変動に対して、最近、提出されてきた、準定常状態 (天候レジーム) (木本, 1989; 向川, 1989a) という概念が、予報誤差変動の理解にとって有効か否かを中心に、議論を進めていく。

* 気象大学校

** UCLA; 数値予報課

*** 京都大学理学部

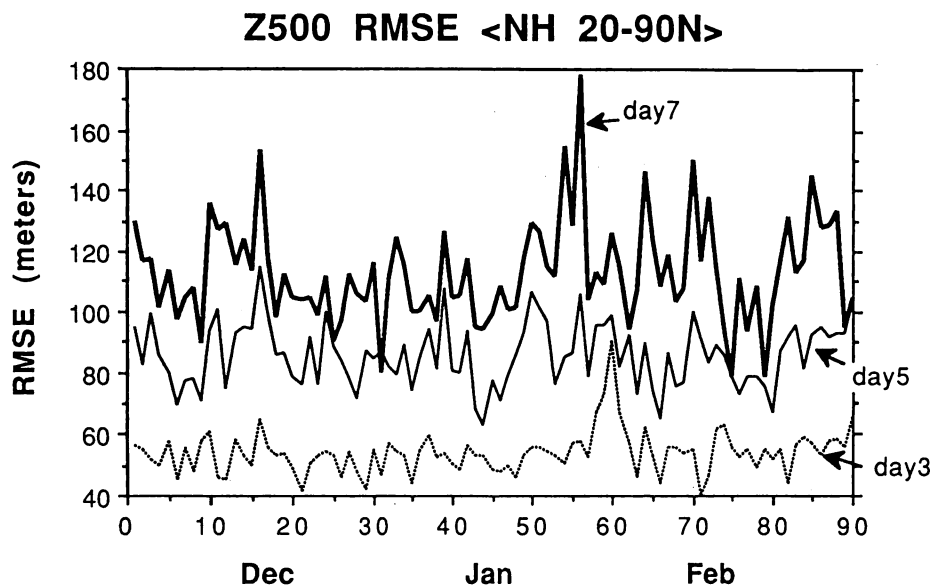


図1 気象庁 GSM における 1988 年 12 月 1 日 (day1) から 1989 年 2 月 28 日 (day 90) での, 500 mb 等圧面高度の RMS 誤差。太実線; 7 日予報, 細実線; 5 日予報, 点線; 3 日予報。

2. 間欠性カオス (*)

この節では, Lorenz system

$$\begin{aligned}\dot{X} &= -\sigma X + \sigma Y, \\ \dot{Y} &= -XZ + rX - Y, \\ \dot{Z} &= -XY - bZ\end{aligned}\tag{2}$$

で生ずる間欠性カオス (Pomeau and Manneville, 1980) における, 初期誤差成長と準定常状態との関係について詳しく論ずる。

図 2 に, 典型的な間欠性カオス ($\sigma = 10$, $b = 8/3$, $r = 166.2$) での X , Y , Z の時系列を示す。この時系列は, laminar phase と呼ばれる, ほぼ周期的な期間と, 突然の乱れた状態 (burst

(*) この節は, Mukougawa et al. (1991) による。

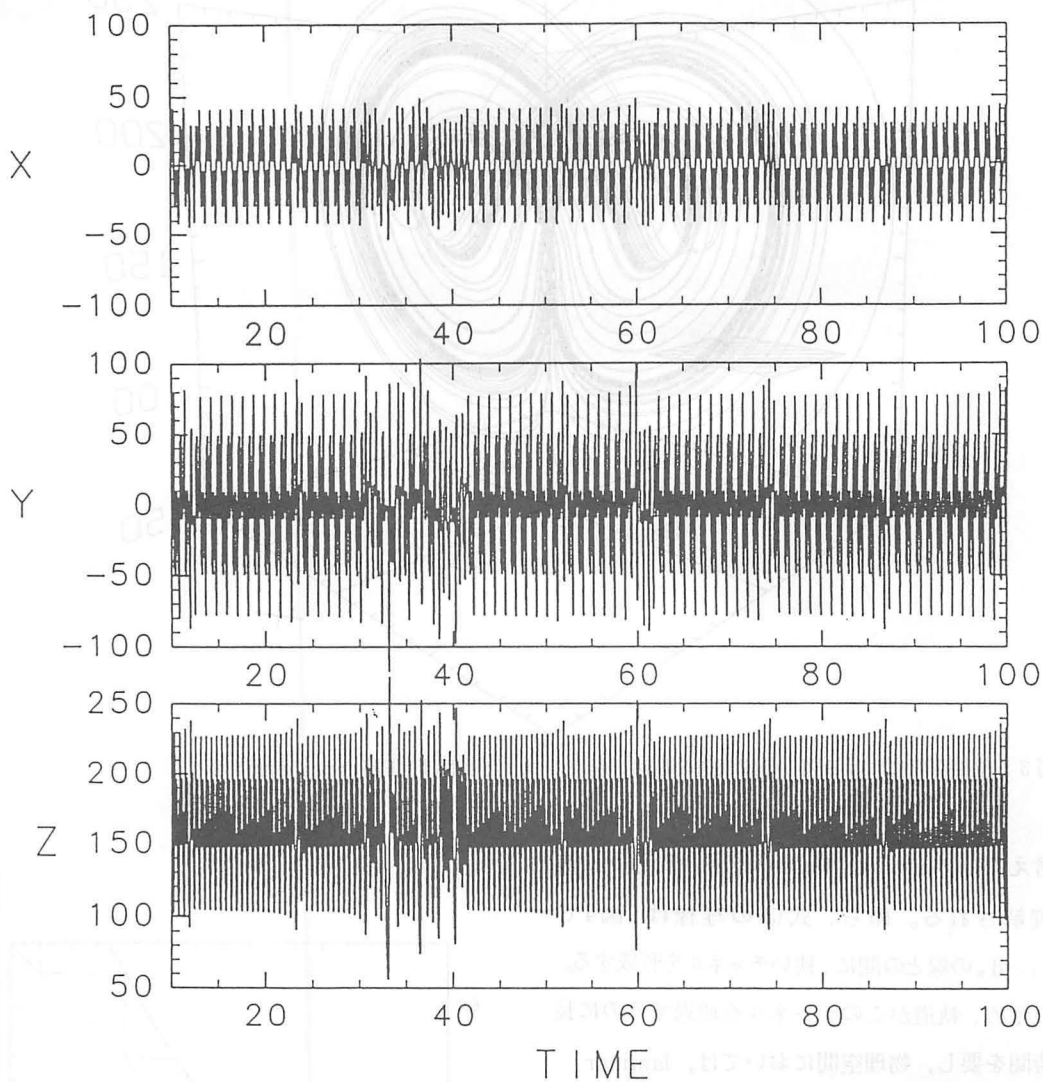


図2 Lorenz system における X, Y, Z の時系列 ($\sigma = 10, b = 8/3, r = 166.2$)。

event)によって特徴づけられる。また、図3の様なPoincaré断面を位相空間中で取り、この面と交差する軌道の座標 (X_n, Y_n) (n は交差した回数)より作られる、次の一次元写像(図4)；

$$d_{n+1} = f(d_n), \quad d_n = (X_n^2 + Y_n^2)^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

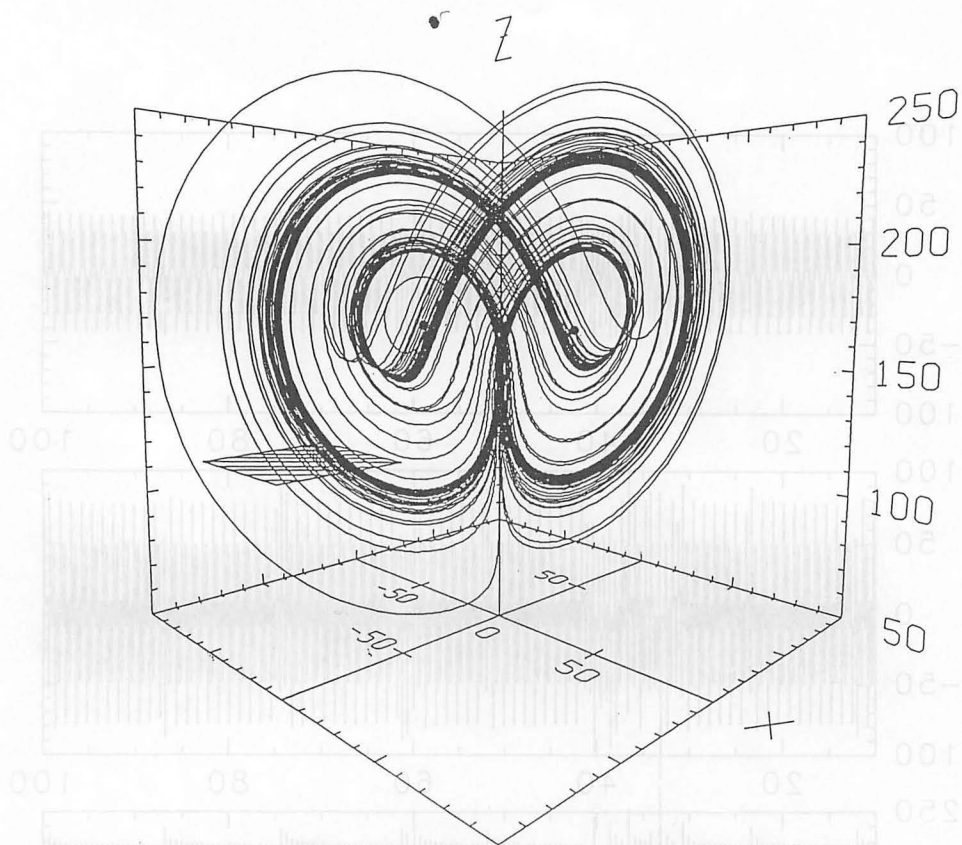


図3 位相空間における図1の解軌道の軌跡。斜線のつけた平面は、Poincaré断面を示す。

を考えると、laminar phase は、次の様に容易に理解される。即ち、式(3)の写像は、図4で $d_{n+1} = d_n$ の線との間に、狭いチャンネルを形成する。そのため、軌道がこのチャンネルを通過するのに長い時間を要し、物理空間においては、laminar phase が出現する。さらに、この間欠性カオスは、分岐パラメータ r の変化に伴い、一次元写像における安定・不安定の2つの定常解が、極限点分岐により消滅した後、発生することが示される (Pomeau and Manneville, 1980)。従って、この laminar phase は、一次元写像の非定常極小点 (Mukougawa, 1988 ; 向川, 1989a) による“準定常状態”と考えられる。

次に、この間欠性カオスにおける誤差成長を考

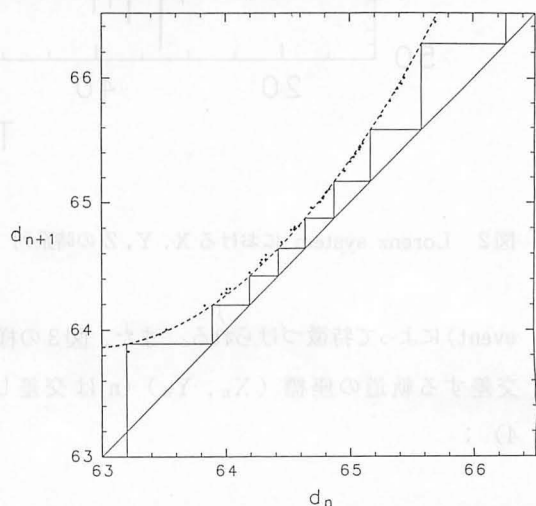


図4 図3のPoincaré断面による一次元写像 (小さい点)。破線は、式(2)で近似した時の写像。

える。初期誤差成長の力学的示数として次の様に定義される Lorenz index (Lorenz, 1965; 向川 1989b) を考える。まず, n 次元力学系を考え, 解軌道 $\mathbf{x}(t)$ が, 次の n 元連立常微分方程式に従うとする:

$$\dot{\mathbf{x}}(t) = \mathbf{f}(\mathbf{x}(t)) \quad (4)$$

すると, 微小誤差 $\mathbf{y}(t)$ は, 式(4)の線型化方程式:

$$\dot{\mathbf{y}}(t) = \mathbf{J}(t) \mathbf{y}(t), \quad \mathbf{J}(t) = \frac{\partial \mathbf{f}}{\partial \mathbf{x}}, \quad (5)$$

で記述される。時刻 $t + \tau$ における式(5)の解は,

$$\mathbf{y}(t + \tau) = \mathbf{A}(t; \tau) \mathbf{y}(t), \quad (6)$$

と, $n \times n$ 行列 $\mathbf{A}$ を用いて形式的に解ける。次に, 初期誤差の平均的成長率を求めるため, 初期時刻 t において, 位相空間中の, 軌道を中心とする半径 ϵ の球殻上に等方的に存在する誤差の成長を考える,

$$\mathbf{y}^T(t) \mathbf{y}(t) = \epsilon^2, \quad (7)$$

この球殻は, 時刻 $t + \tau$ には, 式(6)により

$$\mathbf{y}^T(t + \tau) [\mathbf{A}(t; \tau) \mathbf{A}^T(t; \tau)]^{-1} \mathbf{y}(t + \tau) = \epsilon^2, \quad (8)$$

で表現される楕円体に変形される。誤差の平均的な大きさは, 楕円体の各主軸長の 2 乗平均であるので, 結局, Lorenz index $\alpha(t; \tau)$ を

$$\alpha(t; \tau) = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Gamma_i(t; \tau) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (9)$$

で定義できる。ここで, Γ_i は $\mathbf{A}\mathbf{A}^T$ の固有値で, $\epsilon \Gamma_i^{\frac{1}{2}}$ が楕円体の主軸長を与える。Lorenz index は式(5)のヤコビアン行列 $\mathbf{J}$ を通して, 流れの不安定性に関連しており, 誤差の線型的成長を仮定した場合の, ensemble 平均の増幅率を表現する。

図 5 に, 図 2 の間欠性カオスにおける Lorenz index $\alpha(t; 0.1)$ を示す。ここで, “予報時間”

$\tau = 0.1$ は、アトラクター内の微細な構造も反映するように、laminar phase の一周期に比べて充分短くとった。Lorenz index は、短い時間スケールの変動の他に、laminar phase と burst event との間の遷移に対応する、より長周期の変動成分を持つ。

この後者の変動を取り出すため、予報時間 τ として、軌道が Poincaré 断面と交差した後、再び交差するまでの時間を取った場合の Lorenz index を計算し、図 6 に実線で示した。従って、図で各 n に対応する予報時間 τ は一定ではない。また、運動の持続性を表現する transiency index, $|d_{n+1} - d_n|$ を、破線で示した。この transiency index が小さな値をとる所が、laminar phase に対応する。この図から、Lorenz index は、laminar phase の直前に極小となり、除々に増加した後、burst event の直前に極大となることがわかる。

以上の、Lorenz index と transiency index の関係は、式(3)の一次元写像における誤差成長を考え、うまく説明できる。微小誤差 y_n は、式(3)の線型化写像：

$$y_{n+1} = \frac{d}{dd_n} f(d_n) y_n, \quad (10)$$

に従うので、一回写像に対する Lorenz index $\alpha(d_n; 1)$ は、容易に、

$$\alpha(d_n; 1) = \left| \frac{d}{dd_n} f(d_n) \right| \quad (11)$$

と書ける。また、laminar phase での一次元写像は、次の 2 次式

$$d_{n+1} = f(d_n) = ab_n^2 + bd_n + c, \quad (12)$$

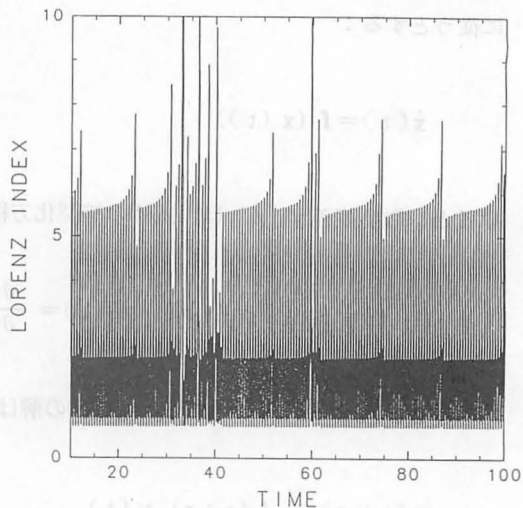


図5 Lorenz index $\alpha(t; 0.1)$ の時系列

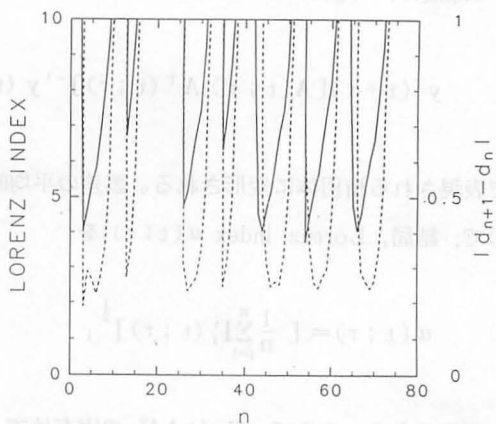


図6 Poincaré 断面を一回交差する間の Lorenz index (実線)。破線は transiency index $|d_{n+1} - d_n|$ を示す。交差回数 n は、図 1 の $t = 10$ より数えた。

で近似できるので (Pomeau and Manneville, 1980), 結局, Lorenz index は,

$$\alpha(d_n; 1) = |2ad_n + b| \quad (13)$$

となる。

図 7 に, 式(12)で図 4 の一次元写像を近似した時の, transiency index (a) と, Lorenz index (b) を示す。ここで, $d_n = d_c$ は, 一次元写像における非定常極小点であり, transiency index はそこで極小値をとる。一方, Lorenz index は d_n に対し線型的に増加し, d_c で 1 をとる (即ち, ここでは, 誤差は成長も減衰もしない)。従って, 初期誤差は, 非定常極小点に近づく時は減衰し, 遠ざかる時に成長する。これは, 図 6 における Lorenz index と transiency index の関係をよく表現しており, 非定常極小点が, 誤差成長の特徴的変動に大きな役割りをはたしていることがわかる。但し, 図 6 の Lorenz index が常に 1 以上である (誤差は常に成長する) 点は, 図 7 と異なっている。これは, 元の三次元運動を, 図 7 では一次元写像に縮約したためであるが, 図 7 で間欠性カオスの本質は表現されている。

ここまでで, ローレンツシステムの間欠性カオスにおいて, 準定常状態に相当する laminar phase の onset と break に対応して, 初期誤差成長率が特徴的変動をすることがわかった。さらに, この変動が, 準定常状態を形成する非定常極小点の力学的性質により, うまく説明できることも示された。

3. 気象庁 GSM における中期予報誤差の変動

この節では, 前節の結果を念頭におきながら, 図 1 で示された期間での中期予報誤差の低周波変動が, どのように大気の流れの場の状態, 特に, 準定常状態 (天候レジーム) と関係するかを調べる。そこで, ランダムな日々の変動を取り除くため, 図 1 で 7 日予報の RMS 誤差に, 5 日の移動平均を操作したものを図 8 に示す (以下, 特に断わらない限り, 時系列には全て, 5 日の移動平均を取る)。この変動を理解することが, この節の目的である。

流れの場の状態を表現する示数として, 次の二種類の blocking index, β_{obs} と β_{fcst} を定義する

$$\beta_{obs}(t) = \langle Z(40^\circ N; t; t) - Z(60^\circ N; t; t) \rangle, \quad (14a)$$

$$\beta_{fcst}(t; \tau) = \langle Z(40^\circ N; t; t - \tau) - Z(60^\circ N; t; t - \tau) \rangle. \quad (14b)$$

ここで, $\langle \cdot \rangle$ は帯状平均であり, 各々, 解析値, 予報値における $40^\circ N \sim 60^\circ N$ 間の帯状流の強

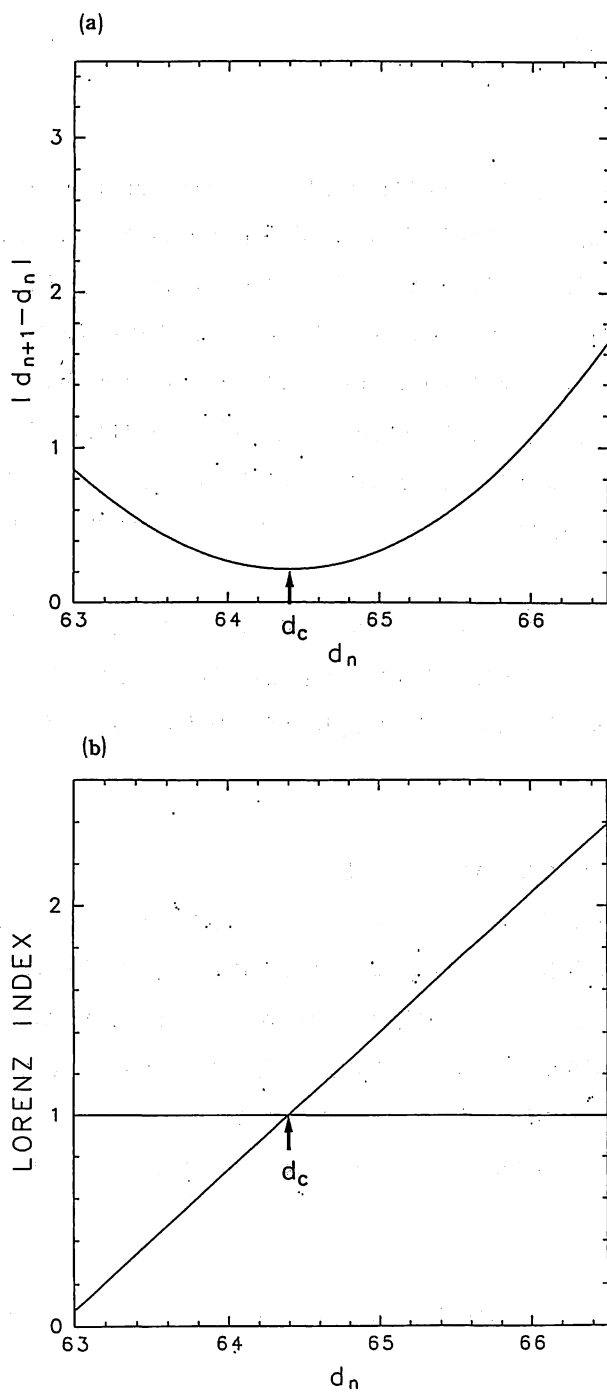


図7 一次元写像, 式(12)における transiency index (a), Lorenz index $\alpha(d_n, 1)$ (b)。非定常極小点は $d_n = d_c$ 。

さを示している。従って、 β の値が大きい程、流れは zonal であり、逆に、小さい程、南北流が卓越する。図 9a は、帯状平均として全球（ $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ ）を取った場合である（ $\tau = 7$ 日）。わずかな例外を除き、 $\beta_{fcst} > \beta_{obs}$ であり、モデルの systematic error で帯状流が常に強く予報されやすいことがわかる。図 8 の RMS 誤差と β_{obs} を比べると、10～20 日以上と比較的長い周期で、両者に負の相関が認められる。しかし、day 13, 55 付近の RMS 誤差の変動に対応する、顕著な β の変動は認められない。

次に、北太平洋域（ $160^{\circ}E \sim 110^{\circ}W$ ）で帯状平均を取った場合を図 9b に示す。この β は、ほぼ PNA index と逆相関となる。図 8 との逆相関はより鮮明となり、zonal な時期（day 20～50）は、blocking の時期（day 60～70）に比べて、予報誤差が小さくなることが見てとれる。これは、Palmer（1988）の結果と類似している。しかし、むしろ注目すべき点は、day 50～60 での予報誤差の極大期が、zonal から blocking への遷移期に対応していることである。

この遷移期における特徴は、図 10 に示した、次の示数でも明らかになる。まず破線は、forecast spread $S(t)$ ；

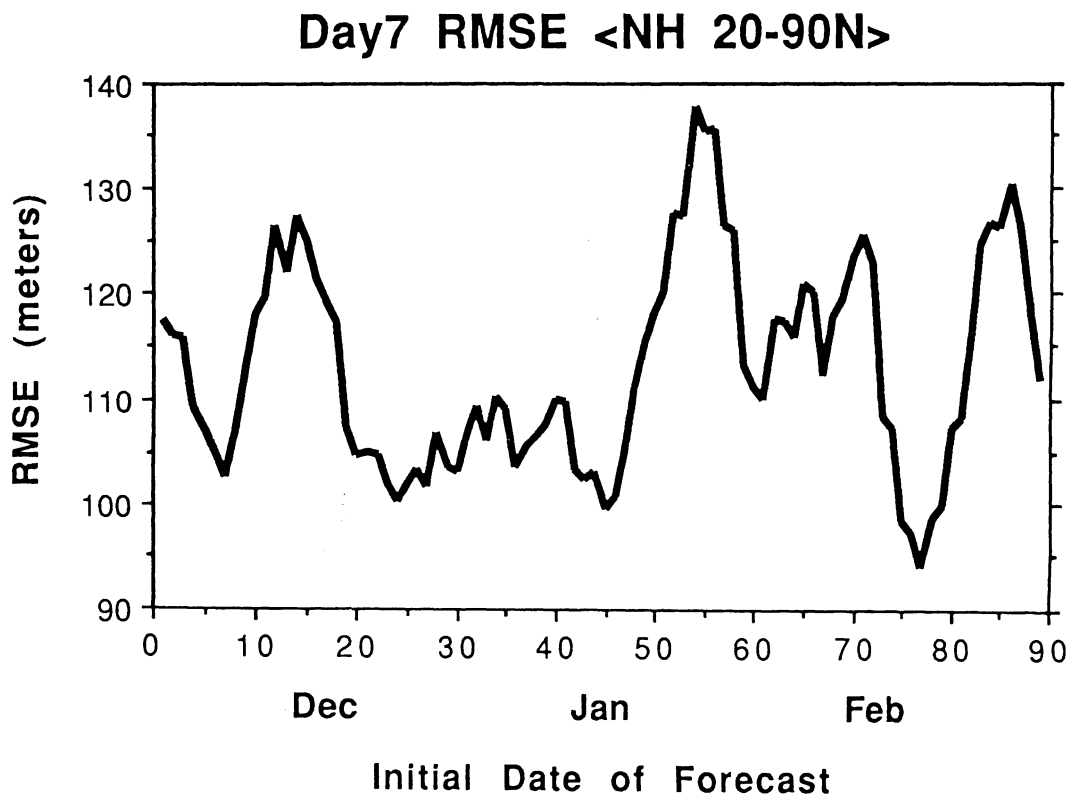


図8 図1の7日予報の RMS 誤差に5日移動平均を操作した時系列。

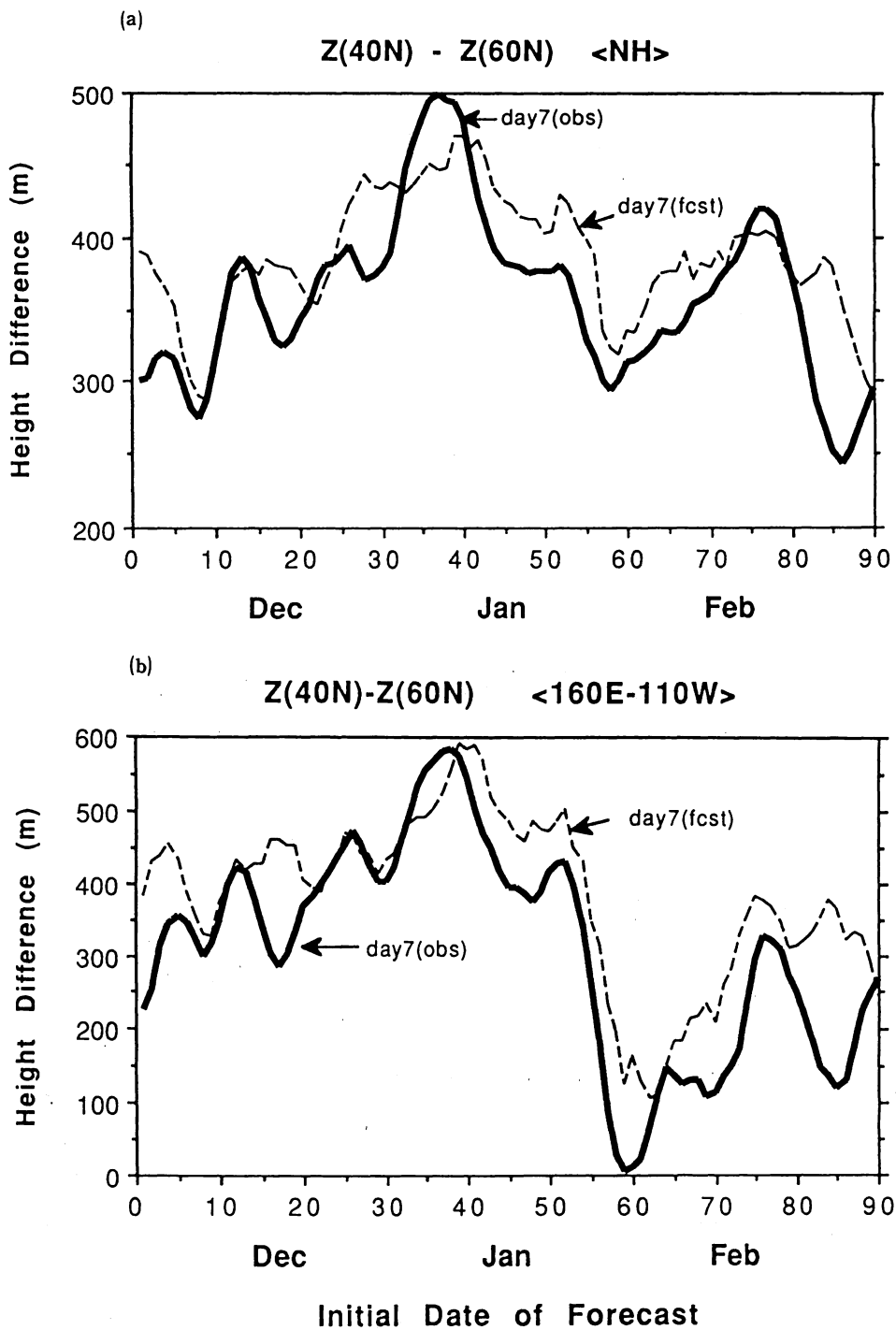


図9 図1の期間における $\beta_{obs}(t)$ (実線), $\beta_{fcst}(t; 7 \text{ day})$ (破線)。(a)で帯状平均は全球で, (b)では北太平洋域 (160°E - 110°W) でとった。

$$S(t) = |Z(t+\tau; t-1) - Z(t+\tau; t)|, \tau = 7 \text{ day}, \quad (15)$$

で、遷移期に極大となる。このことは、この時期、解軌道が分散しやすいことを示している。また、全期間を通して、 $S(t)$ は、実際の予報誤差（実線）とよい正の相関があり、予報誤差の予測因子として優れていることもわかる。次に、流れの持続性を表わす示数 transiency index $T(t)$;

$$T(t) = \frac{1}{2} |Z(t+1; t+1) - Z(t-1; t-1)|, \quad (16)$$

を点線で示す。 $T(t)$ は遷移期に対応して極大となり、zonal 及び blocking のレジーム中では極小となる。さらに、予報誤差や $S(t)$ の極大・極小の時期が $T(t)$ のそれに比べて先行している点に気がつく。この点は、前節で述べた間欠性カオスにおける誤差成長率の変動と似ており、大変興味深い。

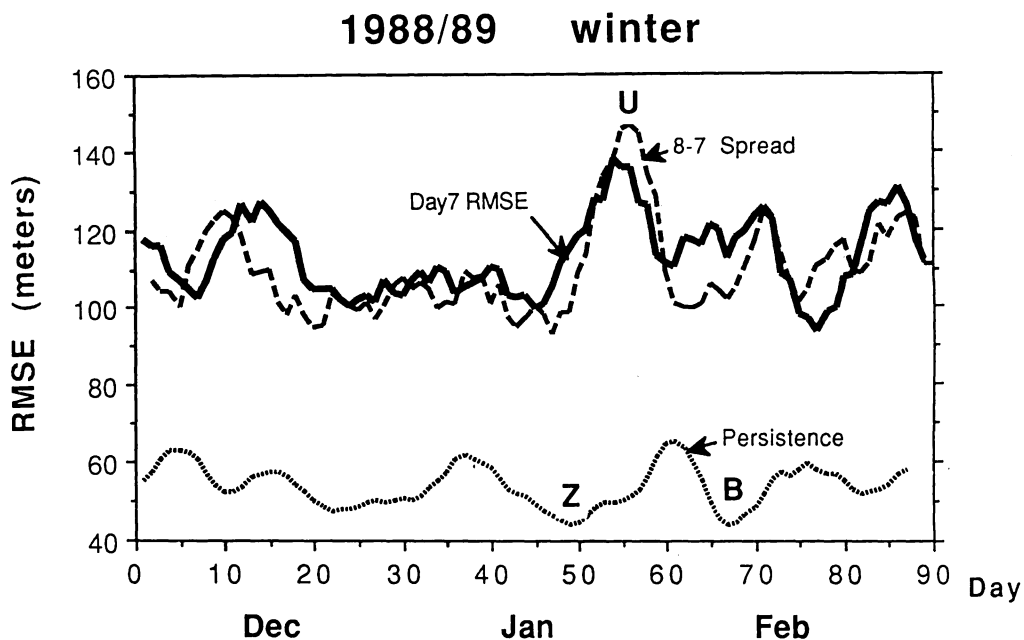
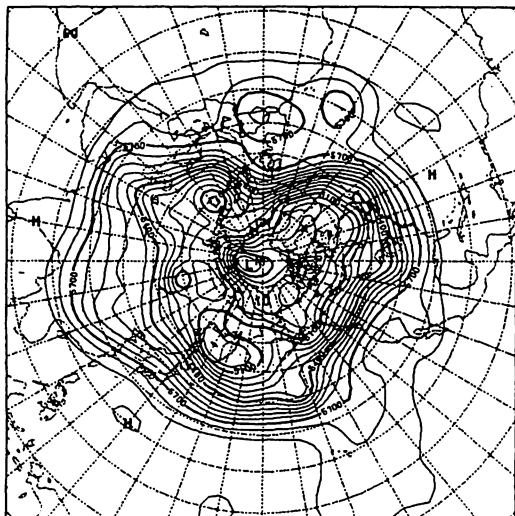


図 10 図 1 の期間における 7 日予報の RMS 誤差（実線），forecast spread $S(t)$ （破線），transiency index $T(t)$ （点線）。いずれも 5 日移動平均を行なう。

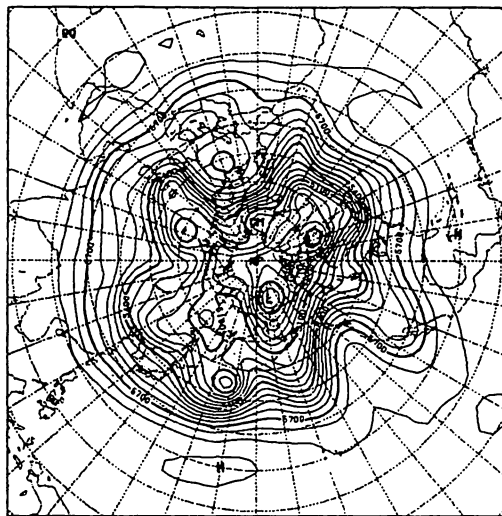
(a)

Z500 T=1989 1 18 12Z ANALYSIS



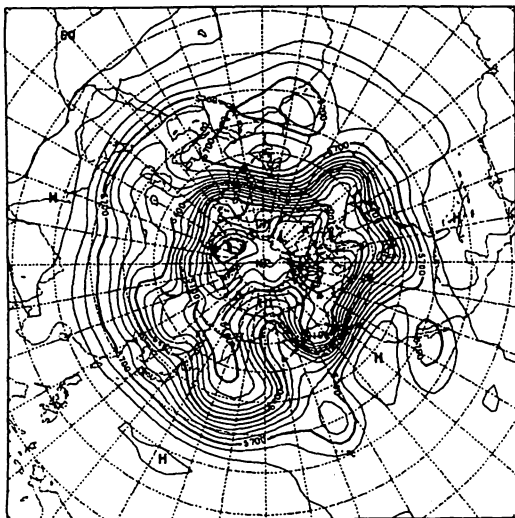
(b)

Z500 T=1989 1 25 12Z ANALYSIS



(c)

Z500 T=1989 1 30 12Z ANALYSIS



(d)

Z500 T=1989 2 5 12Z ANALYSIS

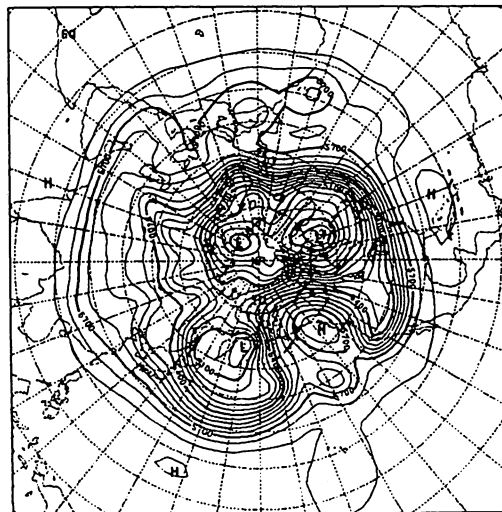


图 11 500 mb 等压面高度解析值。(a); 1月18日12Z, (b); 1月25日12Z, (c); 1月30日12Z, (d); 2月5日12Z。

この遷移期における 500 mb 等圧面高度場の流れのパターンの変化を、図 11 でみる。北太平洋域に注目すると、初め zonal であった流れ (a) が、しだいに南北に波打ちだす (b)。予報の分散は、この時点初期値とする時、極大となる。さらに、(c) で流れは南北に分流し、zonal から blocking への遷移の critical な局面となる ($T(t)$ は極大)。その後、(d) ではアラスカ付近に blocking 高気圧が形成され、次の天候レジームが確立される。これらの図からも、この時期が、zonal から blocking への天候レジームの明瞭な遷移期であったことがわかる。

さて、前節で用いた Lorenz index で、予報誤差の変動をどの程度表現できるのであろうか。現在の気象庁 GSM には約 100 万個の変数があり、全変数について、線型化方程式を解き (GSM の線型化方程式も存在していないが)、Lorenz index を求めることは、實際上不可能である。そこで、前節の間欠性カオスにおける議論と同様に、大気の低周波変動をうまく表現できる “Poincaré 断面” を取り、その上で Lorenz index を計算する方が、より現実的であると思われる。ここでは、その試みとして、T 21 順圧モデルを、GSM の近似したモデル (“Poincaré 断面”) として用い、300 mb の流線関数場に対する Lorenz index $\alpha(t; \tau)$ を計算した。但し、基本場となる軌道としては、解析値をとる場合 (α_{obs}) と、GSM の予報値をとる場合 (α_{fcst}) を考えた。

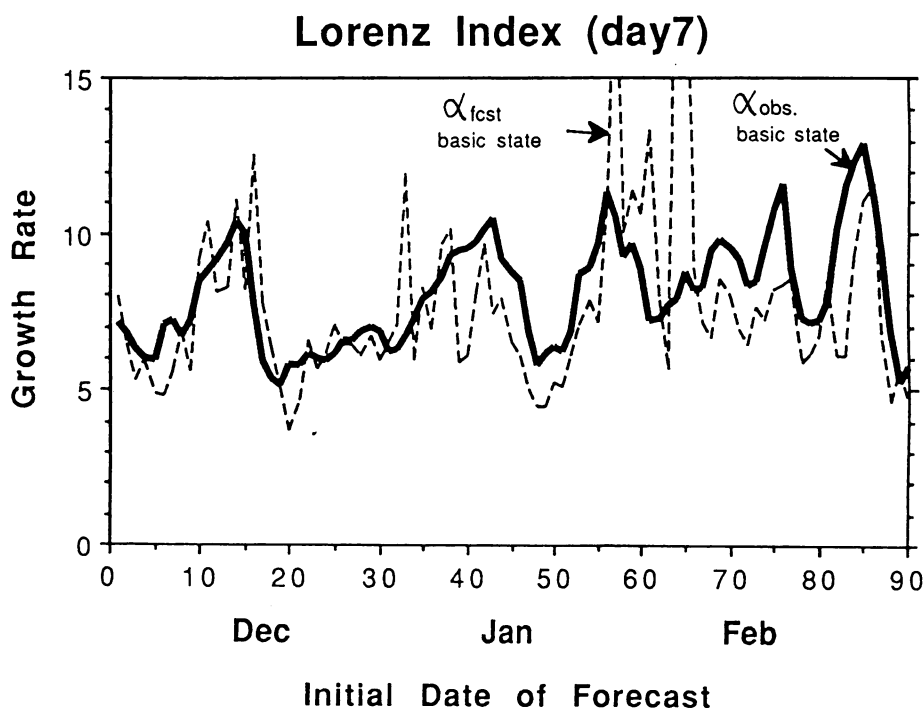


図 12 図 1 の期間における 7 日予報に対する Lorenz index, α_{obs} (実線), α_{fcst} (破線)。

図 12 に、予報期間 7 日に対する α_{obs} を実線で、 α_{fcst} を破線で示す（5 日移動平均は行っていない）。図 8 と比べると、 α_{obs} は day 13, 55 付近の誤差の極大を比較的良好に表現しているが、他の時期では対応はよくない。さらに、 α_{fcst} は、日々激しく変動し、肝心の day 55 付近の変化も表現できていない。この激しい変動は、流れの安定性が、流れのパターンの細かな変化に大きく依存するためと考えられ、このままの α を、誤差変動の理解・予測に用いることはできない。今後の研究として、(i) 低周波変動をうまく表現する変数の選択、(ii) 誤差成長の非線型性の考慮等、残された課題は多い。

次に、遷移期（day 50～60）における軌道の分散特性を詳しく調べるため、初期値を 6 時間間隔でとる一連の 10 日予報を GSM で行なった。表 1 に、その初期時刻と、各予報期間で平均した北太平洋域（160°E～110°W；20°N～90°N）での RMS 誤差を示す。この時期は、forecast spread $S(t)$ が極大となっている（図 10）。この表で、P9/P11 は人工的に作った初期値で、P8/P10 を初期値とする 6 時間予報値と、P10/P12 の解析値を平均したものである。この表より、P9～P11 の予報は、その前後に比べ格段に良い予報であることがわかる。

	Initial Date	Time-integrated RMSE (m)
P1	89 01 24 12Z	81.9
P2	89 01 24 18Z	79.9
P3	89 01 25 00Z	127.3
P4	89 01 25 06Z	148.1
P5	89 01 25 12Z	142.7
P6	89 01 25 18Z	82.1
P7	89 01 26 00Z	93.0
P8	89 01 26 06Z	95.0
P9	89 01 26 12Z'	67.9
P10	89 01 26 12Z	65.6
P11	89 01 26 18Z'	66.9
P12	89 01 26 18Z	107.5
P13	89 01 27 00Z	108.1
P14	89 01 27 06Z	100.6
P15	89 01 27 12Z	126.0
P16	89 01 27 18Z	140.9
P17	89 01 28 00Z	101.9
P18	89 01 28 06Z	90.5

表 1 6 時間毎の 10 日予報実験の初期時刻、及び、北太平洋域（160°E－110°W；20°N－90°N）での各予報期間で平均した RMS 誤差。P9, P10 は人工的に作った初期値（本文参照）。

各々の予報における流れの場の変化を表現するために、式(14)で定義した β_{obs} （黒丸）と、各予報の β_{fcst} を図13に示す。この図で、実線が、表1の予報（group A）に対する β_{fcst} 、破線が、1月28日12Z～2月1日12Zを初期値とする予報（group B）に対する β_{fcst} である。現実の場の zonal から blocking への遷移を再現できたものは、group A ではP10の初期値と、それを元に作ったもの（P9, P11）のみである。その他の予報は、blocking をうまく形成できずに、流れは zonal 成分が卓越してしまう。一方、group B の予報は全て、うまく現実を再現している。従ってこの期間中、1月29日～2月1日頃が、予報の critical な局面であり、うまくこの時期の変化を再現できたものが、blocking レジームに入れたようである。1月30日のパターンを見ると（図11c）、アラスカ付近に切離高気圧が出来始めており、synoptic には、この高気圧をさらに強化できたか否かが、予報の成否の鍵であったようだ。

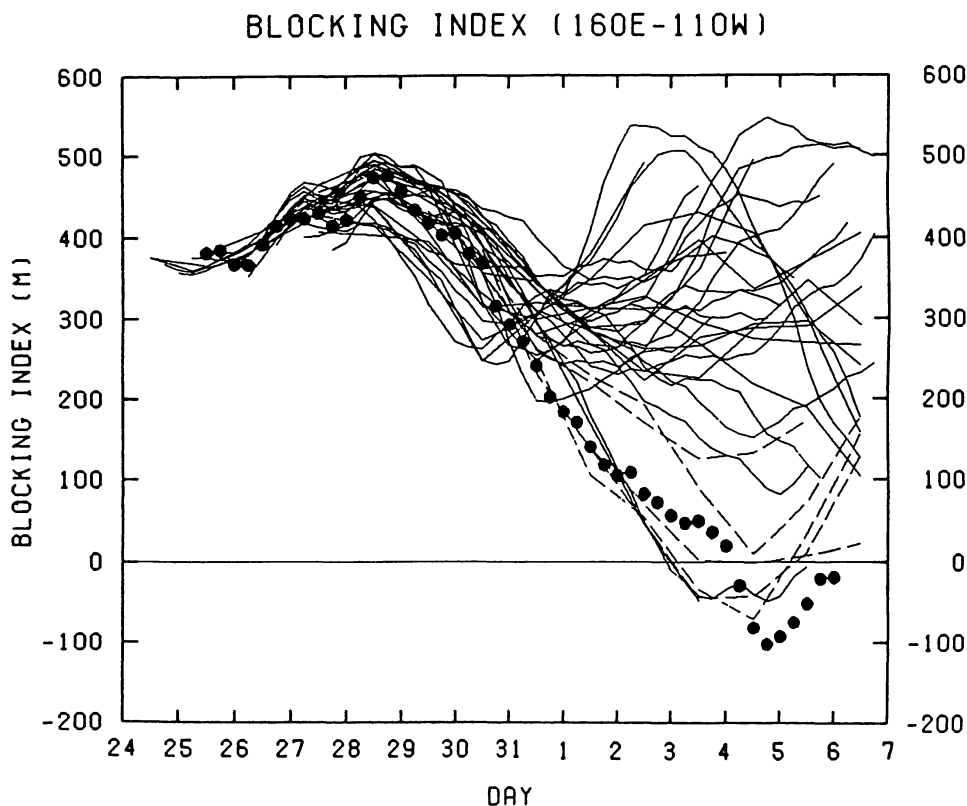


図13 Blocking index β_{obs} （黒丸）、 $\beta_{fcst}(t;\tau)$ の変化（いずれも北太平洋域で求める）。実線は表1の予報、破線は、1月28日12Z～2月1日12Zを初期値とする予報に対応。

さらに、図 14 で、blocking レジームの確立した 2 月 4 日 (a) に対する、いくつかの予報を総観場でみる。悪い予報 (b, c) では、北太平洋で blocking は形成されておらず、流れは zonal である。一方、良い予報 (d, e) では、切離高気圧がうまく表現されている。特に、少しの初期値の違いで、(c)、(e) の大きな差が見えるのは、この時期の軌道の広がりやすさを示している。また、これらの予報は、中期予報においては必ずしも最新の予報が最良ではない、ということの好例となっている。

以上より、day 50~60 での forecast spread の極大は、次の天候レジームへの遷移期に相当しており、予報が初期値に大きく依存したためと結論づけられる。さらに、この遷移期を過ぎ、blocking レジームが onset すると、spread は小さくなり、その後 blocking は成熟段階を迎え、transiency $T(t)$ も極小となる (図 10)。このように、この時期の誤差変動は、前節の一次元写像における誤差成長の力学的描像とよく似ていたことがわかる。従って、準定常状態 (天候レジーム) 間の遷移という概念は、現実の中期予報における予報誤差変動を理解する上でも有効であると思われる。

4. おわりに

前節でみたように、Lorenz index は、誤差成長に対する真に力学的な示数ではあるが、中期予報における予報誤差予測因子としては、多くの問題を含んでいた。それに対して、現在考える最も実際の、しかも、ある程度、大気運動の力学的特性 (不安定性) を表現しうる予測因子は、実際の予報モデルにおける forecast spread であろう。但し、現在のところ計算機の能力の点で、単一の予報センターにおいて、有意な spread を得るための数多くの ensemble forecast を行なうのは、やはり限界がある。従って、その代わりとして、世界の各予報センターの予報を ensemble forecast として用い、そこから forecast spread を求めるのが、最良と思われる。また、ensemble forecast により、forecast spread 以外の種々の予報誤差に関する情報を得ることができる。例えば、各予報の ensemble 平均からの偏差を EOF 解析することにより、予報が最も分散しやすいパターンを求めることができ、予報誤差パターンの予測をも可能となるとと思われる。

一方、ここでは、本質的には一次元写像における誤差成長率と準定常状態の関係を見いだしたがこれを多次元力学系において確認することも必要である。図 15 (a) に、例として、二層準地衡風 28 元スペクトルモデル (Mukougawa, 1988) における Lorenz index $\alpha(t; 3\text{day})$ (実線) と、transiency index $|\dot{\mathbf{x}}|$ (破線) を示した。一次元写像におけるのと同様、 α の極大・極小は、 $|\dot{\mathbf{x}}|$ のそれに先行しておることがわかる。また、両者の Lag 相関をとると (図 15b)、 α の変化が、7 日程度 $|\dot{\mathbf{x}}|$ に先行していることが明らかとなる。従って、この多次元力学系でも、一次元写像における力学的描像が有効である様に思われる。しかし、多次元力学系において、準定常状態を形成する不安定定常解及び、非定常極小点の力学的性質から、この誤差成長率の変動を説明す

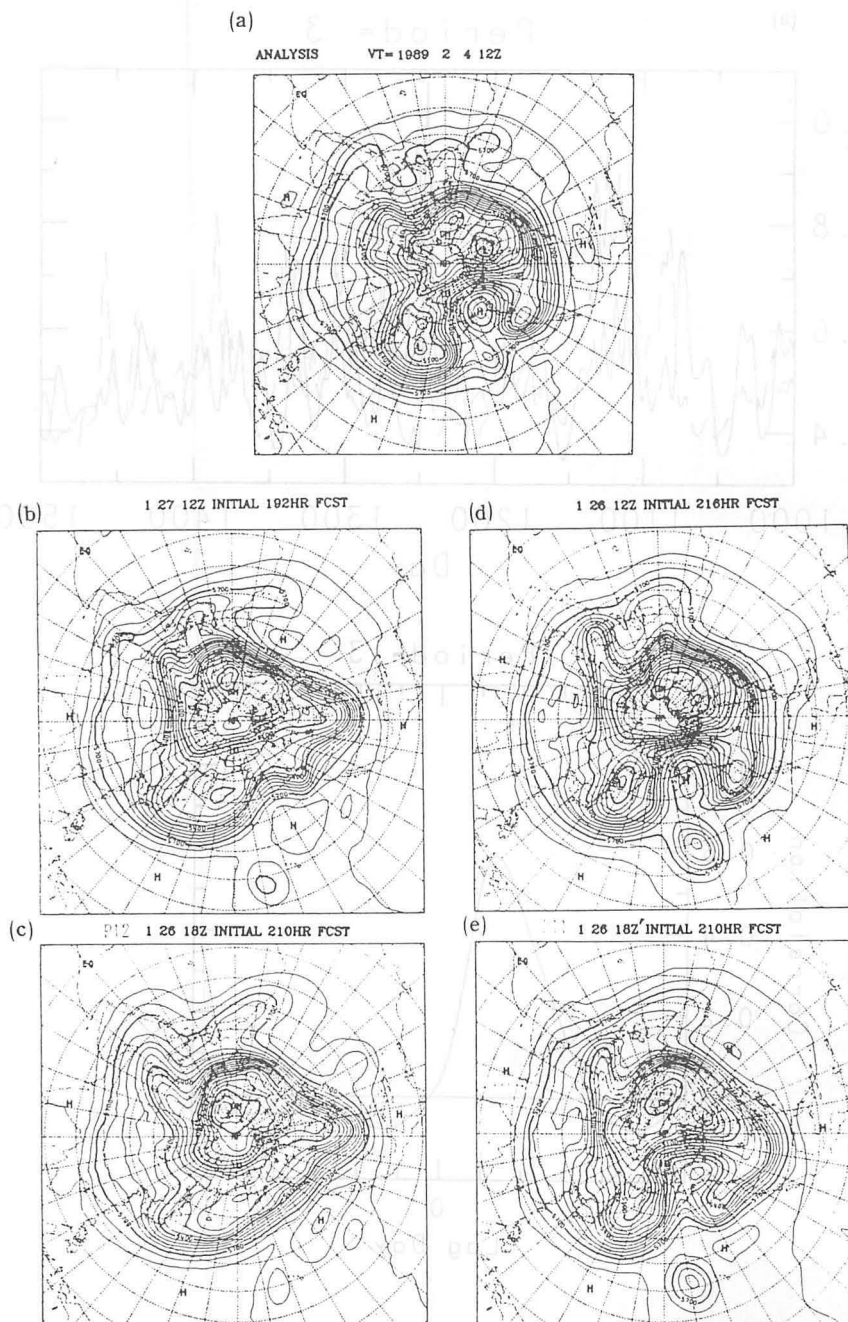


図14 2月4日の500 mb 等圧面高度解析値 (a) に対する表1のいくつかの予報値。
(b) P15; (c) P12; (d) P10; (e) P11 (表1参照)。

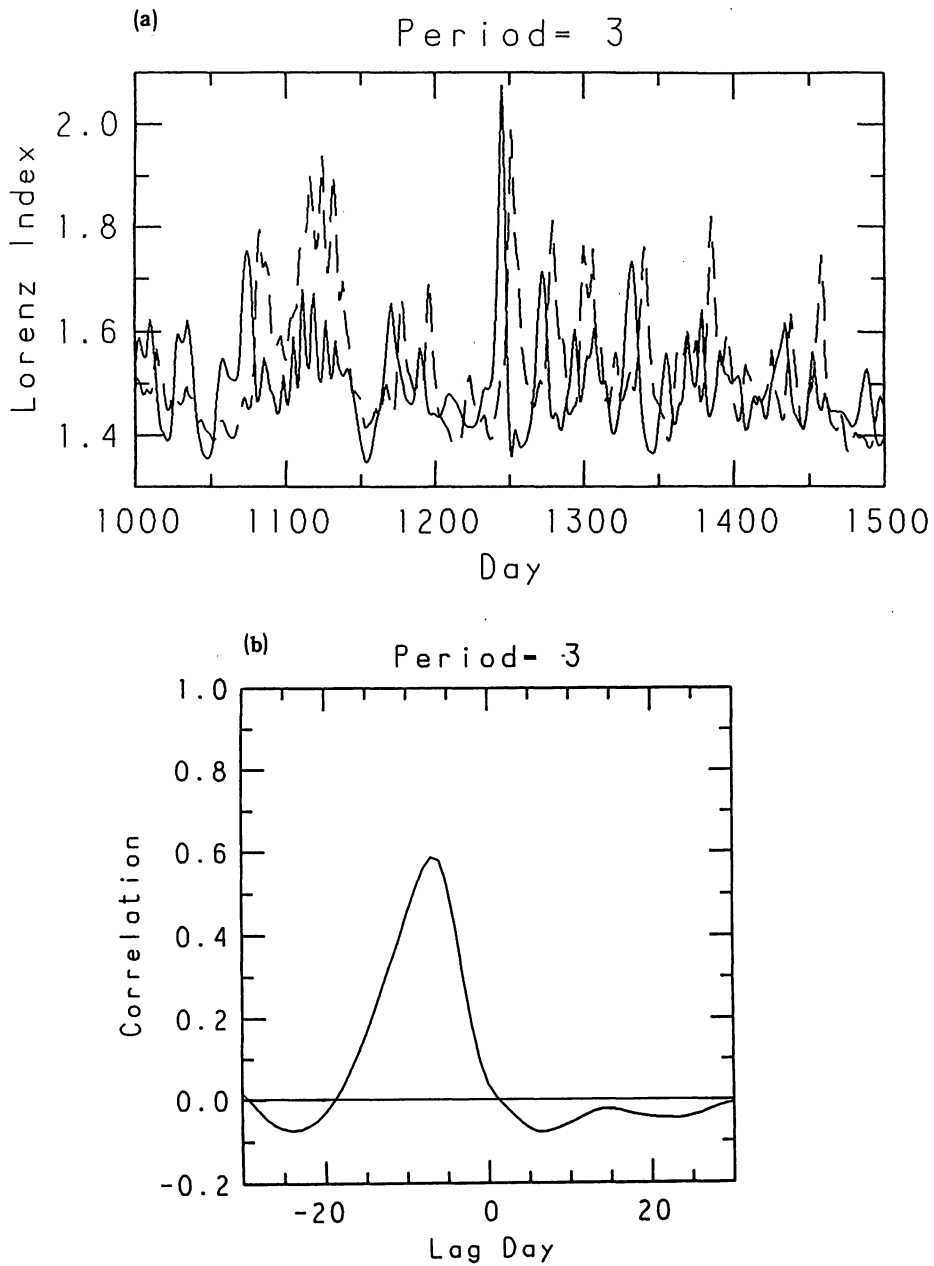


図 15 (a) 傾圧準地衡風スペクトルモデルにおける Lorenz index $\alpha(t; 3 \text{ day})$ (実線) と, transiency index $|\dot{\mathbf{x}}|$ (破線)。 (b) Lorenz index と transiency index の Lag 相関係数。Lag が負は, Lorenz index が先行することを示す。

ることは自明ではなく、今後の問題として残っている。

中期予報をより有意なものとするためには、予報モデル自体により磨きをかけ、観測データの四次元同化等により初期値をより真の値に近づけることはむしろ重要である。しかし、ここで述べたように、予報誤差の予測により、中長期予報は、その情報価値を飛躍的に高めることができる。

References

- 木本昌秀, 1989: 北半球冬季の天候レジーム。グロースベッター, 第27巻第2号, 13-33.
- Lorenz, E. N., 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321-333.
- Mukougawa, H., 1988: A dynamical model of "Quasi-stationary" states in large-scale atmospheric motions. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2868-2888.
- 向川 均, 1989 a: 大気大規模運動における準定常状態。グロースベッター, 第27巻第2号, 50-64.
- , 1989 b: 大気の予測可能性とカオス—予報誤差の予測—, 東管技術ニュース, **95**, 2-13.
- Mukougawa, H., M. Kimoto, and S. Yoden, 1991: A relationship between local error growth and quasi-stationary states: Case study in the Lorenz system. to be appeared in *J. Atmos. Sci.*
- Palmer, T. N., 1988: Medium and extended range predictability, and stability of the PNA mode. *Q. J. R. Met. Soc.*, **114**, 691-713.
- , and S. Tibaldi, 1988: On the prediction of forecast skill. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2453-2480.
- Pomeau, T., and P. Manneville, 1980: Intermittent transition to turbulence in dissipative dynamical systems. *Commun. Math. Phys.*, **74**, 189-197.

30 ～ 60 日振動と延長予報の可能性

露 木 義 *

1. はじめに

熱帯には 30 ～ 60 日振動という顕著な季節内変動があり、そのメカニズムの理解もここ数年ある程度進んできた（隈，1990）。また中緯度対流圏の循環場に、それと同期して変動する成分があることがわかっている（Knutson and Weickmann, 1987 など）。しかし、これを単純に、熱帯の熱源の変動に対する中緯度大気の応答とみなすことは、一般にむずかしい。例えば Hsu et al. (1990) は、冬の中緯度の力学過程や熱帯と中緯度との相互作用が、熱帯の 30 ～ 60 日振動の形成にとって重要になり得ることを、事例解析から示している。その一方で、盛夏期の東アジア域の循環場は、熱帯の熱源からのロスビー波の伝播により、熱帯の対流活動の季節内変動の影響を強く受けることが指摘されている（Nitta, 1987; Tsuyuki and Kurihara, 1989）。

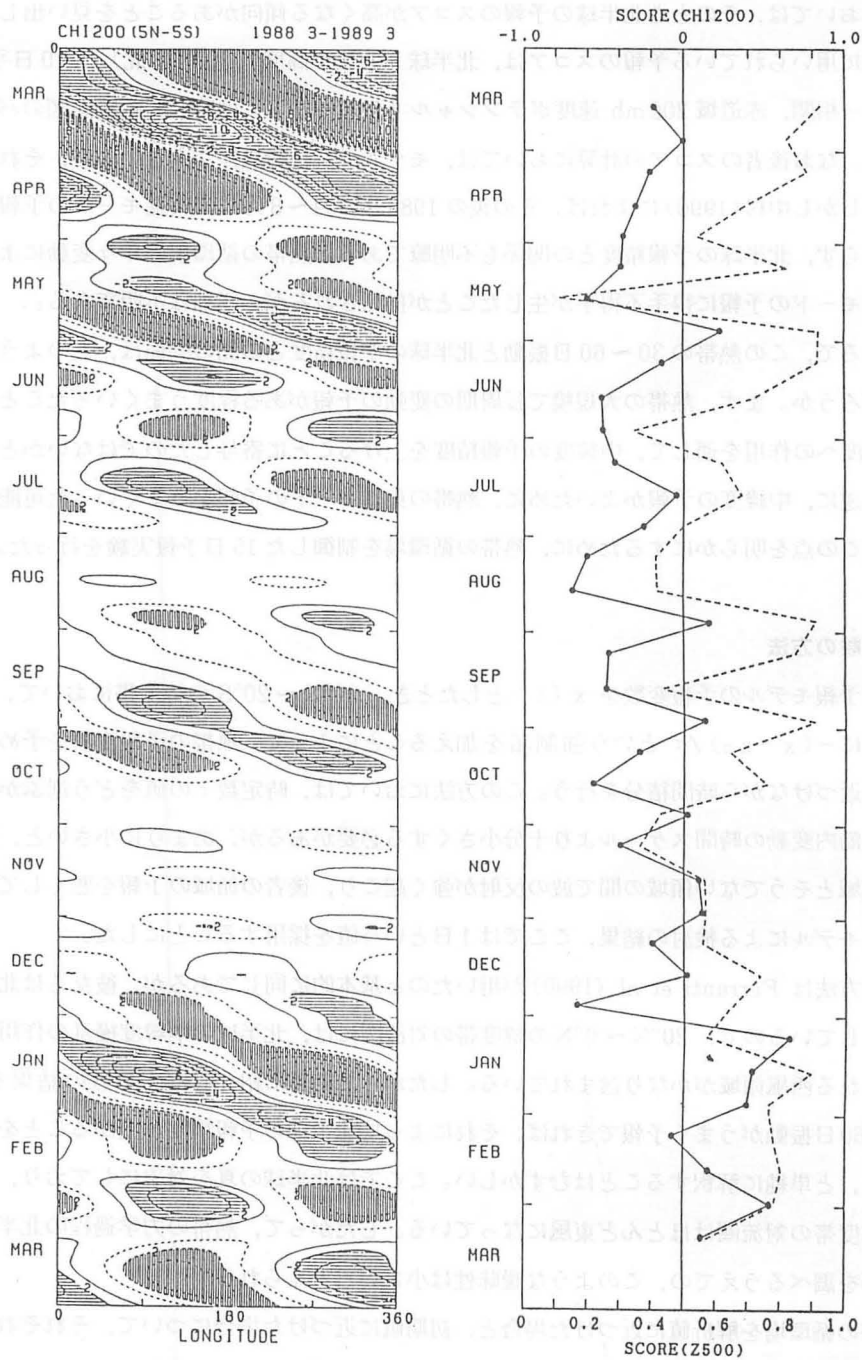
このような季節内変動の時間スケールにおける熱帯と中緯度のコヒーレントな変動は、30 ～ 60 日振動が基本的に中緯度からの強制によって生じているのでない限り、中緯度の延長予報の可能性を探るうえでの一つの手がかりになると考えられる。現在の数値予報モデルによる熱帯の予報はせいぜい 2 ～ 3 日先までしか有効でないが、30 ～ 60 日振動は東西波数 1 が卓越し、その時間スケールもかなり長いので、いったん発生して東進している状態では、ある程度先まで予報できることが期待されるからである。例えば Kitoh et al. (1988) は、赤道域の 200mb 速度ポテンシャルの波数 1 成分の東進を、約 20 日先まで予報できた例を示している。さらに Ferranti et al. (1990) は実況で 30 ～ 60 日振動が顕著なときに、熱帯の循環場を強制的に解析値に近づけながら予報を行うと、北半球の冬の予報が著しく改善されることを示した。

そこで、気象庁の 15 日予報の結果の解析と熱帯を制御した予報実験から、北半球中緯度の延長予報の精度と熱帯の季節内変動との関係について調べた。以下では、月例会での発表内容を一部補足してある。

2. 15 日予報の結果

気象庁では、1988 年 3 月の全球予報モデルの更新以降、冬の予報精度やモデルの熱帯の振舞いかなり向上した。同時に、毎月 7 日、17 日、27 日を初期値として 15 日予報が行われるようになった。Tsuyuki (1990) は、1988 年 3 月から 1989 年 2 月までの 15 日予報の結果の解析から、実況で 30 ～ 60 日周期の東進モードが顕著なときに、それが比較的良好に予報されており、さらに暖

* 気象研究所予報研究部



第1図 左：1988年3月～1989年3月における赤道域200 mb速度ポテンシャルの客観解析値の時間経度断面図。周期20～70日，東西波数1の成分のみを示す。等値線の間隔は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ で，正の等値線を破線とし，0線は省略。右：予報6～15日目の10日平均北半球500 mb高度の予報のスコア（実線）と，同じ期間の赤道域200 mb速度ポテンシャル波数1成分（季節変化を除く）の予報のスコア（破線）の時系列。ともに予報10.5日目にプロットしてある。

候期においては、そのとき北半球の予報のスコアが高くなる傾向があることを見出した(第1図)。この図に用いられている予報のスコアは、北半球 500 mb 高度 (20°N 以北) は 10 日平均場のアナノマリー相関、赤道域 200 mb 速度ポテンシャル (5°N ~ 5°S) は時間経度断面図のパターン相関である。なお後者のスコアの計算においては、モデルの系統的誤差が大きいので、それを修正してある。しかし中村(1990)によれば、その後の 1989 年 3 月~8 月には東進モードの予報はうまくいっておらず、北半球の予報精度との関係も不明瞭である。熱帯の循環場の年々変動により、モデルの東進モードの予報に得手不得手が生じたことが推測されるが、詳細は不明である。

ところで、この熱帯の 30 ~ 60 日振動と北半球の予報精度との間の関係は、どのように説明されるのだろうか。まず、熱帯の大規模で長周期の変動の予報がある程度うまくいったことが、熱帯から中緯度への作用を通して、中緯度の予報精度を上げることに寄与したのではないかと考えられる。しかし逆に、中緯度の予報がよいために、熱帯の東進モードの予報がうまくいった可能性もある。そこでこの点を明らかにするために、熱帯の循環場を制御した 15 日予報実験を行った。

3. 実験の方法

数値予報モデルの予報変数を $x(t)$ としたとき、20°N ~ 20°S の緯度帯において、予報方程式の右辺に $-(x - x_0)/\tau$ という強制項を加えることによって、熱帯の予報変数を予め与えた $x_0(t)$ に近づけながら時間積分を行う。この方法においては、時定数 τ の値をどう選ぶかが問題である。季節内変動の時間スケールより十分小さくする必要があるが、あまりに小さいと、強制項を加えた領域とそうでない領域の間で波の反射が強く起こり、後者の領域の予報を悪くしてしまう。線形順圧モデルによる検討の結果、ここでは 1 日という値を採用することにした。

この方法は Ferranti et al.(1990) が用いたのと基本的に同じであるが、彼女らは北半球の冬を対象にしているので、20°N ~ 0°N の緯度帯の対流圏には、北半球の中緯度擾乱の作用が大きいと考えられる西風領域がかなり含まれている。したがって初めに紹介した彼女らの結果を、熱帯の 30 ~ 60 日振動がうまく予報できれば、それによって北半球の予報精度が上がることを示したものである、と単純に解釈することはむずかしい。ここでは北半球の夏を対象にしており、20°N ~ 0°N の緯度帯の対流圏はほとんど東風になっている。したがって、熱帯の力学過程の北半球中緯度への影響を調べるうえでの、このような曖昧性は小さいと考えられる。

熱帯の循環場を解析値に近づけた場合と、初期値に近づけた場合について、それぞれ 15 日予報を行った。初期値に近づける場合には、日変化の影響を避けるために、初期時刻とその 12 時間前の解析値の平均値を用いた。実験を行った事例は第 1 表に示した 8 例である。

4. 実験の結果

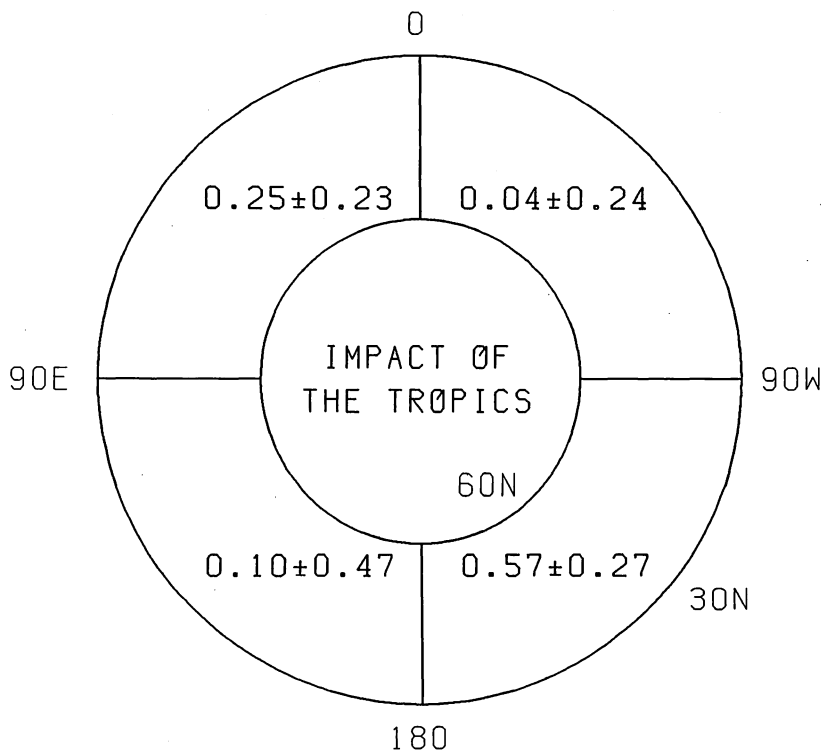
北半球中緯度の循環場に対する熱帯の季節内変動の影響を、予報-4～5日目と6～15日目の10日平均500 mb 高度偏差の変化量を用いて議論する。ただし、予報の-4～-1日目の値には解析値を用いる。モデルの系統的誤差などの影響を避けるために、熱帯を解析値に近づけた場合と初期値に近づけた場合を別々に扱うのではなく、この2つの予報の差を用いる。以下ではこれを熱帯のインパクトと呼ぶことにする。

第1表は、30°N～60°Nの500 mb 高度偏差の変化量について、解析値と熱帯のインパクトの間の相関係数を、解析値と予報値の間の相関係数と共に、各事例ごとに示したものである。これから、熱帯のインパクトは全般的にあまり大きなものではないが、比較的大きな相関係数は盛夏期を中心とした時期に現れており、これは Tsuyuki and Kurihara (1989) の結果と矛盾しない。この表で特に注目すべきことは、熱帯の波数1成分と北半球の予報が共に比較的良好な7月7日と9月17日を初期値とする事例では、解析値の変動に対する熱帯の影響がほとんどみられないことである。このことは、この2つの北半球の予報のスコアが高いことを、熱帯の波数1成分の予報が比較的良好であったことで説明することはできないことを示している。

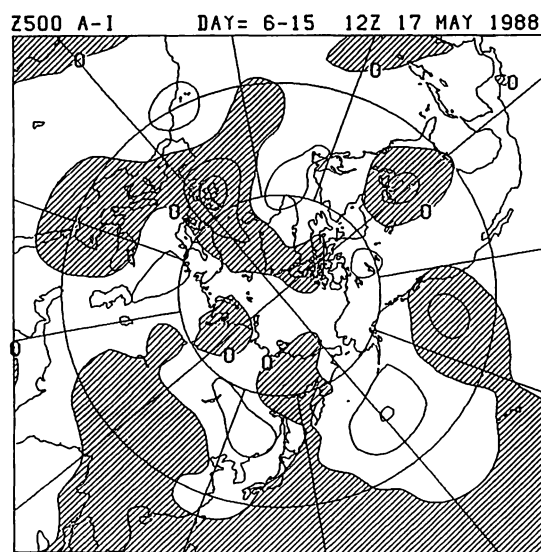
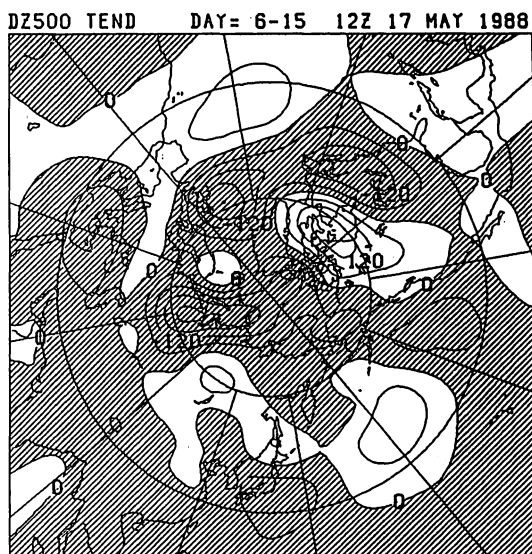
第1表 北半球中緯度の10日平均500 mb 高度偏差の変化量
についての、解析値と予報値の間の相関係数 (r_F)
と解析値と熱帯のインパクトの間の相関係数 (r_I)。

初 期 値	r_F	r_I
5 / 7	0.58	0.24
5 / 17	0.67	0.30
6 / 27	0.48	0.39
7 / 7	0.78	-0.26
8 / 7	0.53	0.50
8 / 17	0.67	0.41
9 / 7	0.42	0.40
9 / 17	0.61	-0.02

次に、30°N～60°Nの緯度帯を経度について90°間隔に分割し、各領域ごとの熱帯の季節内変動の影響の大きさを示したのが第2図である。この図から、暖候期全体として熱帯の影響が強く現れるのは、北太平洋東部から北アメリカにかけた領域であることがわかる。これは Murakami (1987) の結果と一致する。東アジア域では、平均的には熱帯の影響がほとんどないことになるが相関係数の標準偏差が他の領域と比べて著しく大きく、熱帯の影響の受け方がケースによってかなり異なることを示唆している。



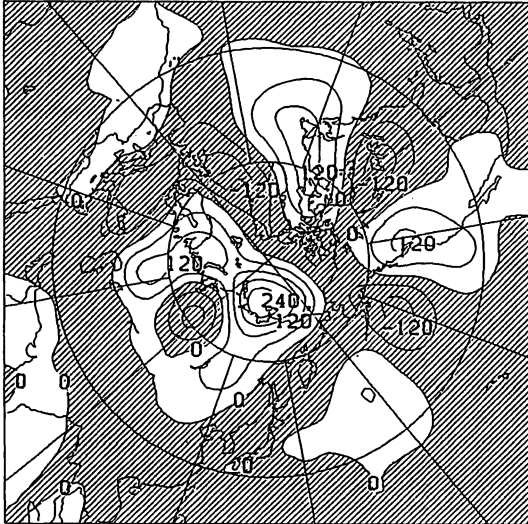
第2図 10日平均 500 mb 高度偏差の変化量における、解析値と熱帯のインパクトの間の相関係数の平均値と標準偏差。



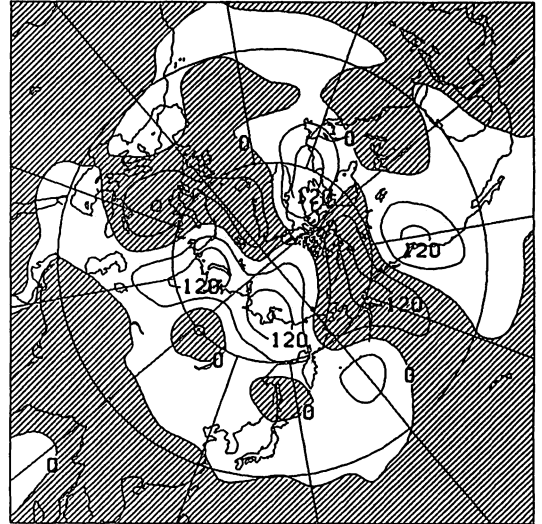
第3図 1988年5月23日～6月1日と5月13～22日の10日平均500mb高度偏差の差。左上は解析，右上は予報，左下は熱帯のインパクト。予報の初期値は5月17日12Z。等値線の間隔は60mで，負の領域に斜線を施してある。

1988年の西部熱帯太平洋域の積雲対流活動は、7月下旬から8月末にかけて一方的に衰弱した。8月17日の事例（第4図）の500 mb 高度偏差の解析値の変化量をみると、日本付近の高度は低下し、そこから北アメリカにかけて波列状の高度変化のパターンがみられる。熱帯のインパクトにも同様のパターンが現れていることから、これは熱帯の影響で形成されたものであることがわかる。このパターンは予報でも比較的よく表現されており、太平洋側の予報については熱帯の寄与が大きいといえる。しかし、北大西洋域や高緯度地方の予報は、熱帯の季節内変動とはあまり関係がない。

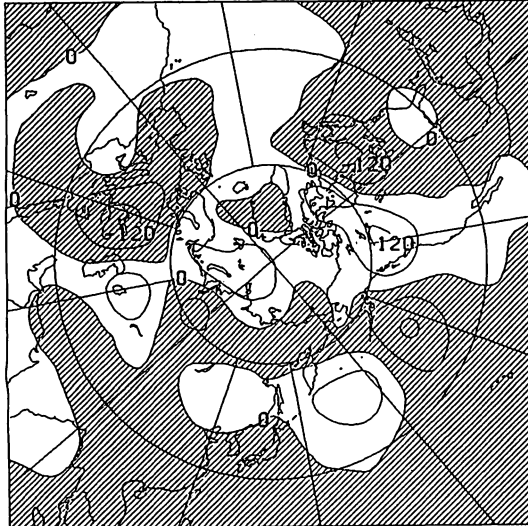
DZ500 TEND 23 AUG 1988 - 1 SEP 1988



DZ500 TEND DAY= 6-15 12Z 17 AUG 1988



Z500 A-1 DAY= 6-15 12Z 17 AUG 1988



第4図 1988年8月23日～9月1日と8月13～22日の10日平均500 mb 高度偏差の差。予報の初期値は8月17日12Zで、他は第3図と同様。

5. 考察

第1図にみられる熱帯と北半球の予報のスコアの関係は、それ自身興味深いものであるが、予報実験の結果によれば、これを、熱帯の波数1成分の予報がうまくいったことが原因で中緯度の予報がよくなった、と一概に解釈することはできない。熱帯の30～60日振動によって中緯度の果たす役割が大きい可能性があり、この点は今後もっと調べられるべきである。

また、Tsuyuki and Kurihara (1989) などが示している、盛夏期に現れる東アジアから北アメリカに至る波列状の高度偏差パターンと熱帯の間の因果関係は、第4図などから支持されるものの東アジア域の循環場に対する熱帯の季節内変動の影響は、ケースによってかなり異なる。二階堂(1990)は、東アジア域の順圧的な亜熱帯高気圧の発達によって、チベット高原における非断熱加熱の役割が大きいことを指摘しており、今回の結果との関連が注目される。

謝辞

イニシャライズ後の解析データの取得については、気象庁長期予報課の中村和信調査官と山田真吾気候解析係長のお世話に、予報実験のプログラム作成に当たっては、気象研究所気候研究部の杉正人主任研究官のお世話になりました。ここにお礼申し上げます。

参考文献

- Ferranti, L., T. Palmer, F. Molteni and E. Klinker, 1990: Tropical-extratropical interaction associated with the 30-60 day oscillation and its impact on medium and extended range predictability. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2177-2199
- Hsu, H.-H., B. J. Hoskins and F.-F. Jin, 1990: The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 823-839.
- Kitoh, A., T. Ose, K. Yamazaki and T. Tokioka, 1988: Long-range forecast experiments for the summer of 1984 with the MRI-GCM — Sensitivities to the sea surface temperature anomalies and cumulus parameterizations. *J. meteor. Soc. Japan*, **66**, 913-925.
- Knutson, T.R. and K.M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillation: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407-1436.
- 隈 健一, 1990: 季節内変動はどこまで理解されてきたか?. *グロースベッター*, 第29巻, 第1号, 1-22.
- Murakami, T., 1987: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere summer. *mon. Wea. Rev.*, **115**, 2133-2154.

- 中村和信, 1990: 熱帯の予報, 平成元年度全国長期予報技術検討資料, 気象庁予報部, 115-121.
- 二階堂義信, 1990: 夏半球の亜熱帯高気圧研究 (序論), 1990 年春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 135.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemispheric summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Tsuyuki, T. and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 213-247.
- Tsuyuki, T., 1990: Prediction of the 30-60 day oscillation with the JMA global model and its impact on extended-range forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 183-201.

力学的 1 か月予報の現状

— アンサンブル予報実験を中心として —

山田真吾 * 前田修平 * 工藤達也 *

1. はじめに

長期予報課では、現在、力学的 1 か月予報に重点的に取り組んでいます。具体的に申しますと、数値予報課の全球モデル開発グループの協力を得まして、冬季の 1 か月予報実験を集中的に行いました。この報告では、その結果を中心とし、さらに世界の予報センターにおける力学的 1 か月予報への取り組みについてもご紹介したいと思います。

本題にはいる前に、力学的 1 か月予報がなぜ難しく、それを克服するためにどのような手段が考えられてきたのか、という背景についてご説明しておきたいと思います。このあとしばらくの話は、少しでも力学的数値予報をご存じの方には今更申し上げることでもないで、とばしていただいて結構です。

1.1 予報精度を悪くする原因

現在の数値予報モデルにおいて、予報精度を悪くする原因は、大きく分けて 2 つあるといえます。ひとつは、モデルの分解能が十分でなく、より細かい現象を表現するためにパラメタリゼーションと呼ばれる簡略化あるいは近似を行っていることに起因する誤差であり、もうひとつは、予測の初期値が真の状態と異なっていることに起因する誤差です。後者は、観測網が十分に地球をカバーしておらず、またすべての観測値にはいくらかの観測誤差が含まれていることによる誤差、と言い換えることもできます。

これらの原因によりもたらされる誤差が、大気の運動方程式に含まれる不安定性によって増幅して、大規模な循環系をも予測不可能にしてしまうわけです。Lorenz など、多くの研究者が大循環モデルにおける日々の循環場の予測可能期間の限界を調査していますが、ほぼ 1 週間から長くても 2 週間程度であると言われています。

この期間を超える予報は、「延長予報」と呼ばれます。定義から明らかなように、「延長予報」においては、ある日の気圧配置や高低気圧の位置を比較することは、意味がありません。それでは、「延長予報」には、何の情報も残っていないのでしょうか。事後処理を施すことによって、長期予報に有用な情報を取り出すことはできないのでしょうか。その様な観点からの調査が世界の予報センターにおいて精力的に行われています。

* 気象庁長期予報課

1.2 延長予報の可能性と「集団予報」

調査によって分かったことのひとつは、ゆっくりと変動する水平スケールの大きな成分ほど、予測可能期間が長いということです。すなわち、日々の予測はできなくても、10日平均場や1か月平均場なら意味のある予測ができる場合があります。そこで、「延長予報」においては、日々の天気図ではなく、10日平均や30日平均した天気図を検証することが一般的に行われています。あるいは、空間的にフィルタリングを行って、ゆっくりと変動する成分のみを抽出する試みもあります。

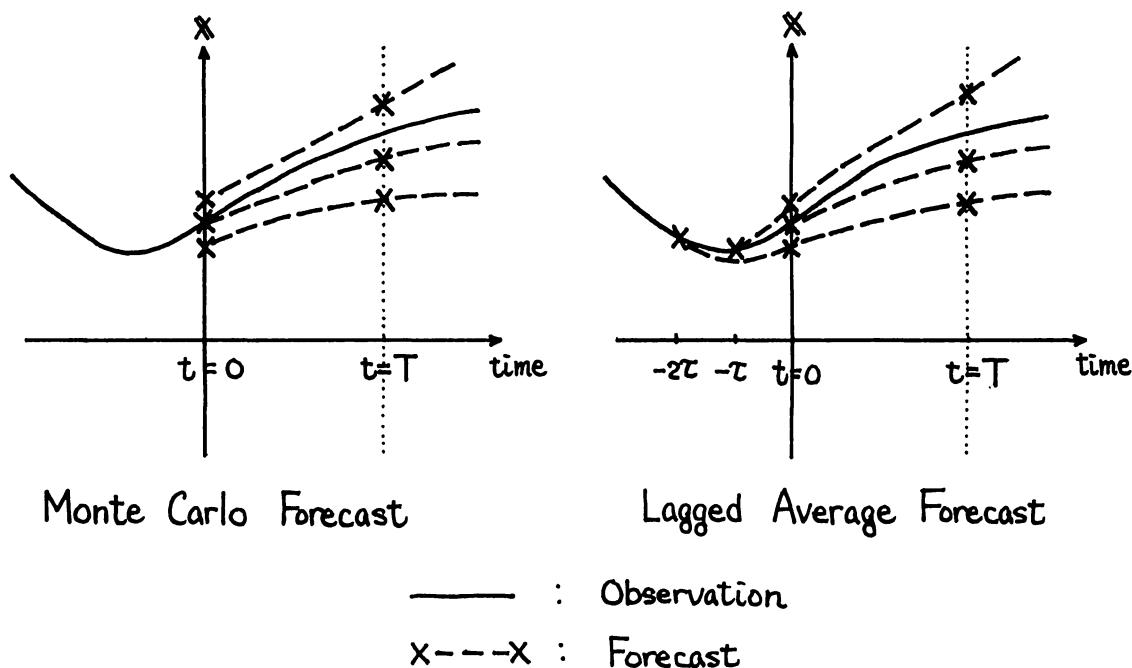
もうひとつの方向としては、「延長予報」は、単独の予報値による決定論的な予報ではなく、予報値の不確定さの幅をも同時に予報する確率的な予報でなければならないという考え方があります。Epstein は、「確率的力学予報」を提唱しましたが、自由度の大きな現実の系に適用するのは困難でした（多分将来においても実現する可能性は小さいでしょう）。それを実用的な意味で実現しようとするのが、予報集団による予報（以後は、「集団予報」あるいは「アンサンブル予報」と呼ぶことにします）であり、今世界的に注目を集めています。

「集団予報」というのは、真の値（我々はそれを知ることはできない）のまわりに、適当にバラつたいくつかの初期値から予報を行い、それを統計的に処理して結果を得る方法です。初期値の集団を作る方法としては、Leith によって始められたオーソドックスなモンテカルロ法（MCF法と表すことにします）と、Hoffman と Kalnay によって有効性が示され人気を得たラグドアベレージ法（LAF法と表すことにします）とが主流になっています。

それらを図示すると、第1図のようになります。大気の状態をベクトル $\vec{x}$ で表しますと、その状態の変化は、 $\vec{x} - t$ 空間内の点の軌跡として表されます。第1図で、実線は観測された状態の変化を示しており、破線はモデルによって予測された状態の変化を示しています。ある時点 $t = 0$ における観測値のまわりに観測誤差に相当する大きさのランダムな誤差を与えて、初期値の集団を作る方法がMCF法であり、 $t = 0$ の前、 $-\tau$ 、 -2τ 、 $\dots$ を初期値として、それぞれ τ 、 2τ 、 $\dots$ 時間積分して $t = 0$ における初期値の集団を作る方法がLAF法です。

MCF法は、原理的には無限大のサイズの集団を構成できますが、誤差の与え方に任意性があらず少ない数のサンプルで効率的に予報を行おうとすると、工夫が必要になります。

これに対して、LAF法は、ある時間間隔の解析値が必要ですので、予報解析サイクルと密接な関係を持っています。予報センターでは、一定時間間隔で解析と予報を繰り返す予報解析サイクルが行われていますので、そこで行われている予報を延長してやれば自動的に「集団予報」となります。また、最新の解析値を得る前からサンプルを蓄積していくことができるという点でも、現実化の容易な手法であるといえます。ただ、予報誤差が観測誤差に比べてかなり大きくなってしまいうような過去から積分して得られた初期値は、真の値とも大きく異なっていると考えられるので利用できません。統計的な信頼度を増すためには多くのサンプルが必要ですが、LAF法では、それをむやみに増やせないという限界があります。



第1図 MCFとLAFの概念図

横軸は時間、縦軸は空間を表し、実線で解析値の軌跡を、破線で予報値の軌跡を表している。

1.3 「集団予報」の効果

さて、「集団予報」では、集団平均値とそこからの広がり具合という2つの量が得られますが当面は、集団平均値を考えます。向川さんのお話からも分かりますように、サンプルの分散からは予報の信頼性に関する情報が得られると期待されますが、それについては後で述べます。

LAF法では、少なくとも予報期間の初期にはより新しい初期値から出発した予報の方が精度が高いと考えられますが、我々の目標としているのは、その様な関係が必ずしも成り立たない「延長予報」の部分ですので、単純な算術平均により集団平均値を求め、それを「集団平均予報」と呼ぶことにします。

「集団平均予報」によって予報精度が向上することを見ておきたいと思います。

e_{ij} を j 番目の予報の格子点 i における予報誤差（予報値から解析値を引いたもの）とすると、

$$j \text{ 番目の予報の RMSE は } R_j = \left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M e_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

$$\text{集団平均予報の RMSE は } R_e = \left[\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e_{ij} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

と表されます。そこで、個々の予報の RMSE の平均値の 2 乗と集団平均予報の RMSE の 2 乗の差をとると、次のようになります。

$$\left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N R_j\right)^2 - R_e^2 = \frac{2}{N^2 M} \sum_{j=1}^N \sum_{j' > j}^N \left\{ \left(\sum_{i=1}^M e_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\sum_{i=1}^M e_{ij'}^2 \right)^{\frac{1}{2}} - \left(\sum_{i=1}^M e_{ij} \cdot e_{ij'} \right) \right\}$$

右辺第 2 項を右辺第 1 項で割ったものは、予報誤差同士の相関係数に等しくなりますので、1 よりも小さく、この式は正になります。従って、集団平均予報の RMSE は、個々の予報の RMSE の平均値よりも小さくなることが分かります。また、その改善率は、予報誤差同士の相関が小さいほど大きくなることも分かります。

次に、アノマリー相関によるスコアの場合ですが、この場合には、集団平均予報のスコアが個々の予報のスコアの平均値よりもよくなるためには、いくつかの条件が必要になります。

a_{ij} を j 番目の予報の格子点 i における平年偏差、 b_i を格子点 i における解析値の平年偏差、としますと

$$j \text{ 番目の予報のアノマリー相関は } \rho_j = \frac{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M a_{ij} \cdot b_i}{\left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M a_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M b_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{A})$$

$$\text{集団平均予報のアノマリー相関は } \rho_e = \frac{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N a_{ij} \right) \cdot b_i}{\left\{ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N a_{ij} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M b_i^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{B})$$

と表されます。

ここで、個々の予報において、 $\left(\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M a_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \geq \left\{ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N a_{ij} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$ かつ $\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M a_{ij} \cdot b_i > 0$

すなわち、偏差の 2 乗平均的な大きさが、集団平均予報の方が個々の予報に比べて小さく、かつ、予報された偏差と実現した偏差の共分散が正であるならば、(A) 式の分母を (B) 式の分母で置き換えた ρ_j' は元の ρ_j よりも大きくなります。この条件が、すべての個々の予報に対して成り立てば、それ

らの和をとった $\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \rho_j < \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \rho_j' = \rho_e$ も成立し、集団平均予報のアノマリー相関は個々の予報のアノマリー相関の平均値よりも大きくなると言えます。

2 つの条件のうち、前者は、個々の予報に現れる振幅の大きなトラフやリッジが、予報によって少しずつ位相がずれるために、偏差がお互いに打ち消し合って、集団平均予報では大きな偏差が現れにくくなる、と考えると、大部分のケースについて成立しそうです。従って、逆に、全ての個々

の予報において、予報された偏差と実現した偏差の共分散が負（即ち $\rho_j < 0$ ）であるならば、集団平均予報のアノマリー相関は、個々の予報のアノマリー相関の平均値よりも小さくなります。

すなわち、アノマリー相関スコアの改善において本質的なのは、個々の予報に何らかのシグナルが残っていること（ $\rho_j > 0$ ）および、集団平均によって偏差の振幅が小さくなること（ノイズが除かれることによって S/N 比が大きくなることとも言える）、であると言えます。

2. 気象庁における1か月予報実験

前置きが長くなりましたが、いよいよ気象庁の現業全球モデルを用いた1か月予報実験の結果をご紹介します。現在の現業モデルは、T106の水平分解能を持っていますが、今回用いたのは、延長予報用に水平分解能をT63に落としたもので、鉛直分解能や物理過程は全く同じモデルです。

実験の対象としたのは、比較的に予報可能な期間が長いと考えられる冬季で、1987年から1990年の1月と2月、合計8ケースです。集団予報はLAF法で行いました。現在、気象庁では6時間間隔で予報解析サイクルが行われていますが、06Zと18Zはゾンデデータが少ないこと、1988年3月以前は12時間間隔で行われていたこと、の2つの理由から00Zと12Zの12時間間隔で9個の30日予報を行い、予報集団を作りました。

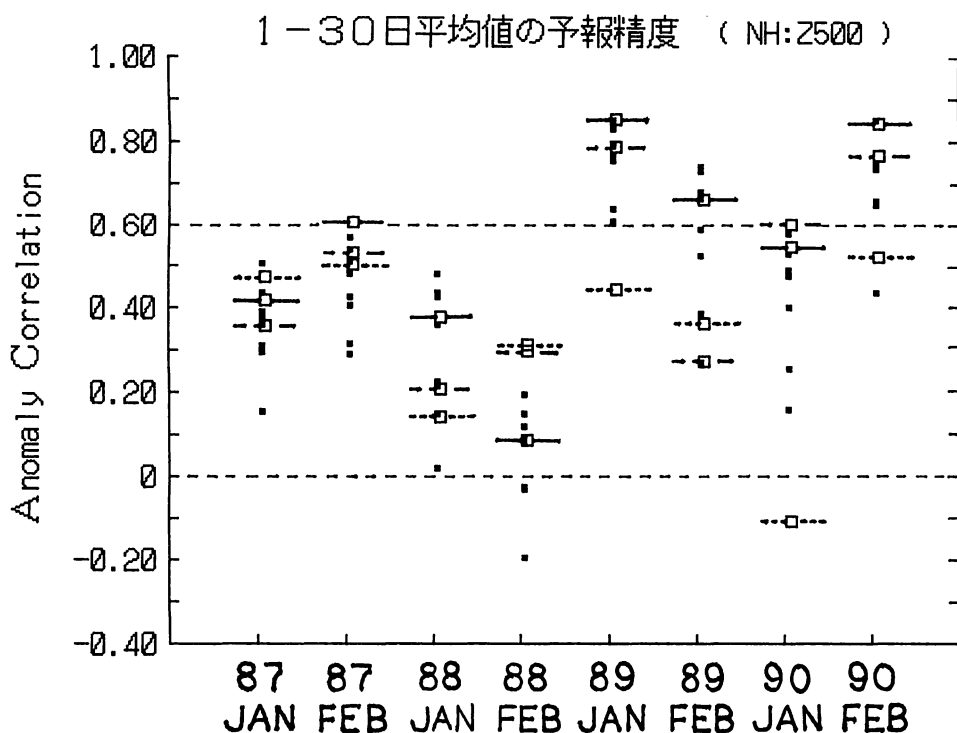
2.1 平均的な予報精度

まず、平均的な予報のスキルからご覧いただきたいと思います。第2図は、北半球500mb高度の1-30日目の30日平均値に対するアノマリー相関スコアを、各ケース毎に示したものです。黒いドットは個々の予報のスコアを示しており、実線のヒゲのついた大きなドットで集団平均予報のスコアを表しました。破線のヒゲのついた大きなドットは、最新予報（予報集団のうち一番新しい初期値から出発した単独予報）のスコア、点線のヒゲのついた大きなドットは、持続予報（最新の初期値までの30日間を平均した解析値の偏差が持続したと考える予報）のスコアを表しています。

集団平均予報のアノマリー相関は、8ケース中5ケースで0.5を上回り、そのうち2ケースはなんと0.8をも上回っています。また、個々の予報のスコアと比べても、トップあるいはそれに近い得点を上げていることが分かります。ただ、スコアのケース毎の変動も大きく、88年2月の例のように、個々の予報のスコアがあまり良くない場合には、集団平均の効果は大きくありません。

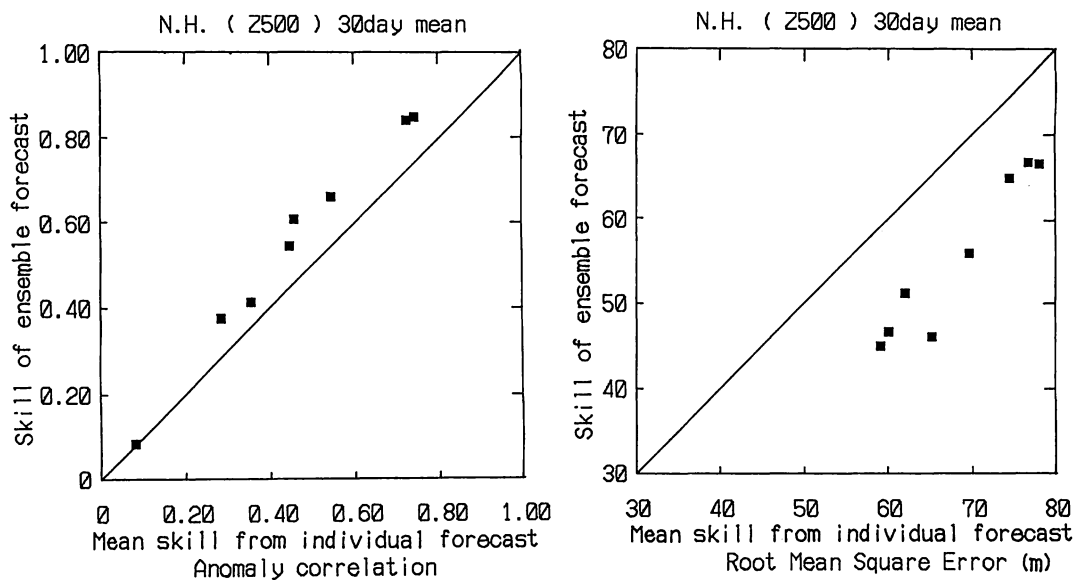
2.2 集団平均予報のスコアと個々の予報のスコアとの関係

第3図は、個々の予報のスコアの平均値と、集団平均予報のスコアとの関係を示したものです。横軸に個々の予報のスコアの平均値を、縦軸に集団平均予報のスコアを取っており、右側の図は、RMSEを、左側の図はアノマリー相関を示しています。斜めの実線は、お互いのスコアが一致する線を示しており、RMSEでは実線の下側に、アノマリー相関では実線の上側に点がありますので、集団平均予報のスコアの方が、個々の予報のスコアの平均よりも良いことが分かります。またRMSEでは原点に近づくほど実線からの距離が大きくなり、アノマリー相関では原点から離れる



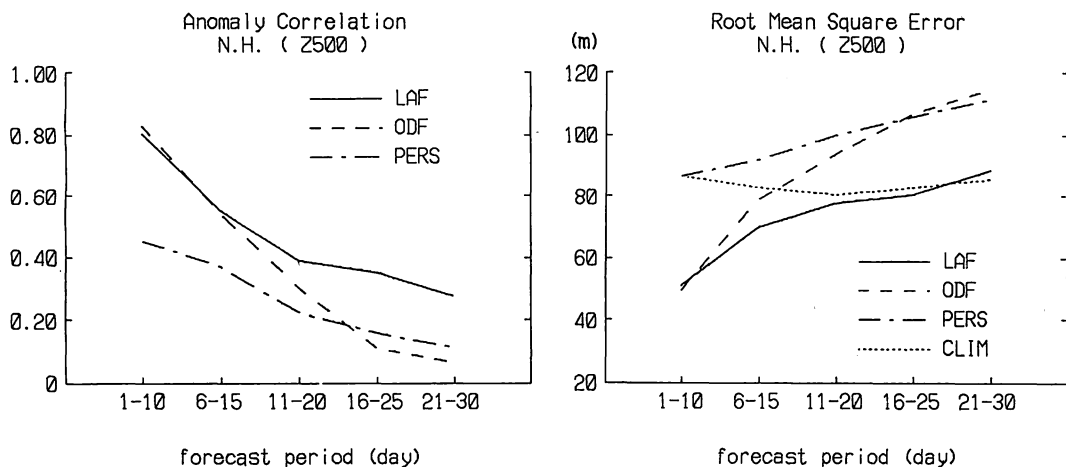
第2図 北半球 500 mb 高度の 1-30 日平均場のアノマリー相関

黒点は個々の予報のスコア，白抜き四角は，実線のヒゲを付けたものがLAF，破線のヒゲを付けたものがODF，点線のヒゲを付けたものが持続予報のスコアを表している。



第3図 北半球 500 mb 高度の 1-30 日平均場における個々の予報のスコアの平均値（横軸）とアンサンブル予報のスコア（縦軸）の関係

左：アノマリー相関 右：RMSE



第4図 北半球 500 mb 高度の 10 日平均場のスコアの予報時間に対する変化
 実線：LAF 破線：ODF 一点鎖線：持続予報 点線：気候値予報

ほど実線からの距離が大きくなることから、集団平均によるスキルの改善の大きさは、個々の予報の平均的なスキルが高いほど大きいといえそうです。

2.3 他の単純な予報法との比較

次に、集団予報のスコアを、より単純な方法による予報のスコアと比べてみましょう。以下では北半球 500 mb 高度の 10 日平均場について 8 ケースのスコアを平均したものを示します。比較の対象としては、最新の初期値から出発した数値予報（Operational Dynamical Forecast：略して ODF と呼びます）、最新の初期値までの解析値の 10 日平均場のアノマリーを持続させた持続予報（Persistence Forecast：PERS と略します）、それに平年偏差がいたところゼロであるとした気候値予報（Climatology Forecast：CLIM と略します）を用いました。

第4図の右側は、RMSE を示し、左側はアノマリー相関を示しています（但し、気候値予報のアノマリー相関は計算できないので示していません）。最初の 10 日間の平均場では、LAF のスコアは ODF のスコアに比べてわずかに低いですが、6 - 15 日の 10 日平均より後では、ODF を上回り、最後の 21 - 30 日の 10 日平均では、RMSE で 20 m、アノマリー相関で 0.2 以上の改善となっています。持続予報に比べると、全期間で有意なスキルの向上がみられますし、より厳しい比較対象といえる気候値予報と比べても、最後の 21 - 30 日平均を除くと改善されています。ただ、11 - 20 日以降の 10 日平均では気候値予報との差は小さく、実用的な意味では、ギリギリのレベルのスキルであるといえましょう。

2.4 系統的な誤差とその修正の効果

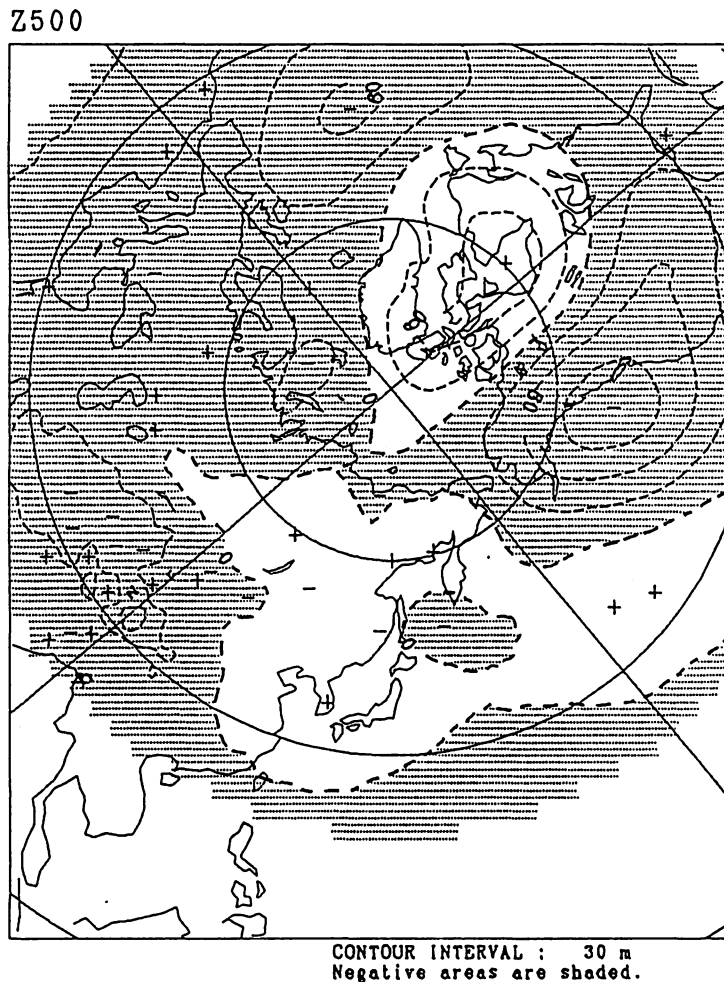
さて、集団平均が予測不可能なノイズを減らすことはさきに述べましたが、それは同時に、モデルの系統的な誤差を浮かび上がらせる効果も持っています。これは、さきほど予報誤差同士の相関

が正で大きいと、RMSE の意味での改善率が小さくなると申しましたことの言い換えでもあります。現在の数値予報モデルは、無視できない系統的な誤差を持っていると言われますが、その大きさや分布の特徴を知っておくことは、結果の解釈を行う上からも重要です。

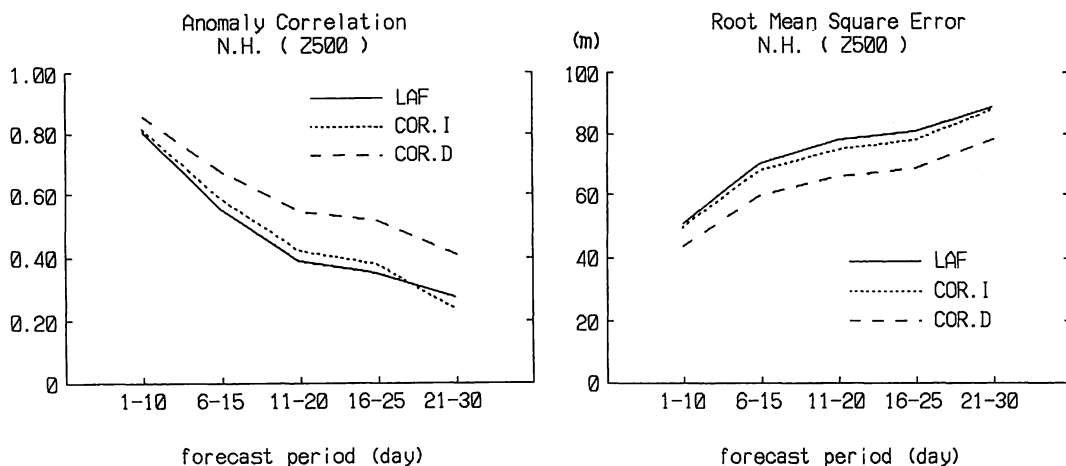
第5図は、北半球500mb 高度の1-30日平均場について、72回の30日予報の予報誤差を平均したものを示しています。コンター間隔は30mで負の領域にハッチがかけてあります。

ユーラシア大陸から極東域には顕著な誤差域はみられませんが、アメリカ大陸の西海岸からカナダ東部、北大西洋へとつながる波列状の誤差域の振幅は無視できない大きさであるといえます。

10日平均場で同様の図を作り時間的な変化を見ると、アメリカ大陸上の平均誤差は振幅は変化しますが、分布はあまり変わらず、まさに系統的な誤差といえそうです。求めた10日平均場の平



第5図 1-30日平均500mb 高度の平均誤差
等値線間隔は30m。負の誤差域にハッチがほどこしてある。



第6図 予報の平均誤差を修正した場合のスコアの変化

実線：修正しない場合 破線：従属資料による誤差修正を行った場合

点線：独立資料による誤差修正を行った場合

均誤差を修正してスコアを計算しました。また、独立資料に対する平均誤差修正の効果を見積るために、修正しようとするケースを除いた残りの7ケース（63サンプル）で平均誤差を求めて、それを修正することも行いました。前者を、従属資料による誤差修正、後者を、独立資料による誤差修正と呼ぶことにします。

第6図で、実線は修正前の平均スコア、破線は従属資料による誤差修正後の平均スコア、点線は独立資料による誤差修正後の平均スコアを示しています。従属資料による誤差修正の効果は大きくRMSEで10m、アノマリー相関で0.10～0.15のスコアの向上が見られます。しかし、独立資料による平均誤差修正の効果はそれに比べるとかなり小さく、さきに求めた平均誤差にはサンプリングによる影響がかなりあることを示唆しています。もっと多くのケースを集めれば、両者の差は小さくなり、真の系統誤差に近づきます。誤差修正によるスコアの差も縮まるでしょうが、その収束する先は、破線と点線の間になるだろうと考えられます。

2.5 予報精度の予報について

第2図に示しましたように、30日平均場の予報精度はケースによって大きく変動しており、力学的1か月予報を実際の1か月予報に利用するためには、その大まかな精度を事前に見積れることが不可欠です。集団予報を行うと、集団平均値だけでなく、集団の広がりに関する量も得られますので、それを用いて予報精度の予報をすることが考えられます。そこで、「延長予報」においてスキルの予報がいちばん求められる11～20日の10日平均場について、集団のパラッキと予報スコアの関係を調べてみました。

この関係は、領域を狭く限定した方が明瞭になるという報告がありましたので、北半球域だけで

なく極東（日本）域についても調べました。第7図は、縦軸に予報の RMSE，横軸に集団平均値と個々の予報値の差の RMS の平均値をとって、8 ケースについてプロットしたものです。左側は北半球域、右側は極東（日本）域に対するものです。予報値のバラツキのケース毎の変動は、予報誤差の大きさのケース毎の変動に比べて小さく、相関関係としてもよい関係とはいえません。

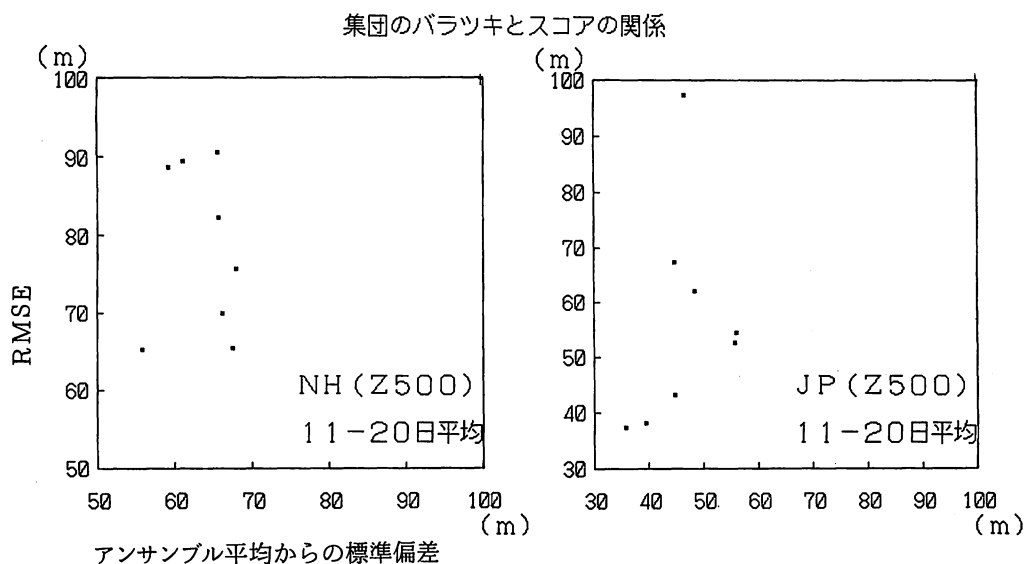
そのほかに、予報精度の予測因子の候補として、「予報値の持続性」や「予報された偏差の振幅」が挙げられており、これらについても調べましたが、ある程度の相関関係は認められるもののこれで十分といえるほどの結果は得られませんでした。

ただ、全ての可能性について調べたわけではないので、ケースの数を増やしながら調査を続けていきたいと考えています。

2.6 ケーススタディ

最近はむしろ、循環の型（「天候レジーム」と呼ばれます）によって予報の容易な場合と難しい場合を分類しようとする考え方が、広がってきています。

そこで、予報が非常にうまくいったケース（1989 年 1 月）とまずかったケース（1988 年 2 月）をご紹介します、ケーススタディ的に考察したいと思います。



第7図 アンサンブル内の予報のばらつきの大きさ（横軸）と LAF の RMSE（縦軸）の関係
 左：北半球 500 mb 高度の 11 - 20 日目の 10 日平均場に対するもの
 右：日本域の 500 mb 高度の 11 - 20 日目の 10 日平均場に対するもの

第8図は、1989年1月に対応する30日予報（右側）と実況（左側）です。実況では、ヨーロッパ、極東、北東太平洋、アメリカ東部の4か所の正偏差が明瞭で、ウラル付近、グリーンランド、ベーリング海にトラフが見られます。予報は、それらの偏差域を振幅まで含めてよく再現しています。ただ、詳しくみると、アメリカ大陸から大西洋にかけての誤差パターンは第5図に示した平均誤差パターンと一致しています。

第9図は、1988年2月に対応するものですが、東半球側はあまり悪くないのに対して、アメリカ西海岸のリッジ、カナダ東部のトラフは、予報では逆に、トラフ、リッジになっており、日本東方海上への寒気の南下もうまく予報していません。平均誤差の分布からも分かるように、予報モデルはアメリカ西海岸にトラフを作りやすく、そこにリッジが発達するケースはスコアが悪くなりやすいといえます。

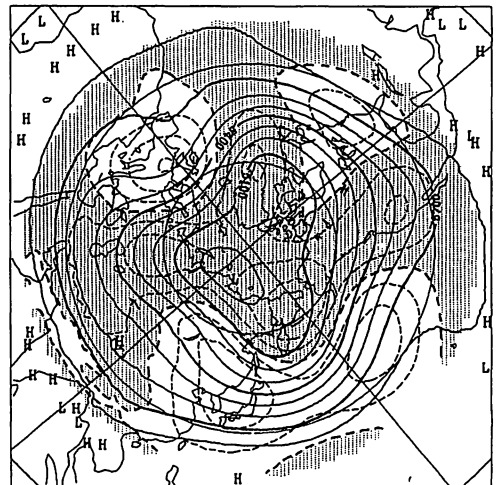
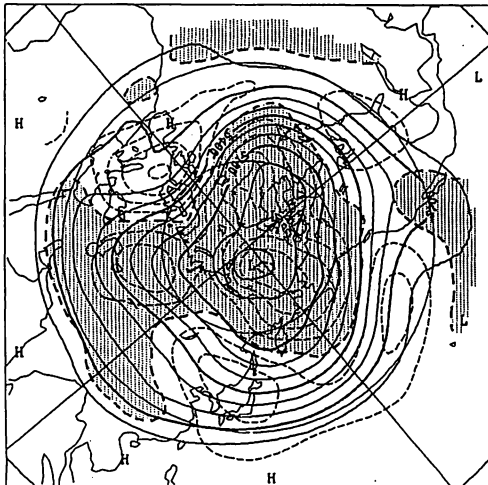
このように、様々なパターンに対応する例を積み重ねることが、予報精度の予報につながっていくのではないかと考えています。

3. 世界各国における1か月予報への取り組み

最後に、世界各国における力学的1か月予報への取り組みについてご紹介して、今後の方向について考えてみたいと思います。

第1表は、前号のグロスベッターに杉さんが書かれた報告から借用させていただいたものです。杉さんは、アメリカで行われた力学的長期予報に関する会議に出席され、世界の最先端の雰囲気

Z500(ANAL) DATE:1988/12/30 - 1/28



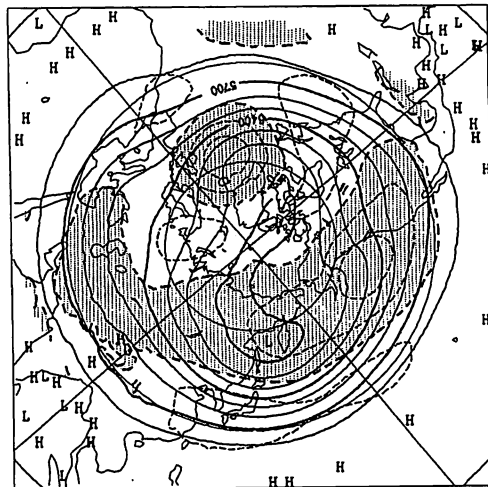
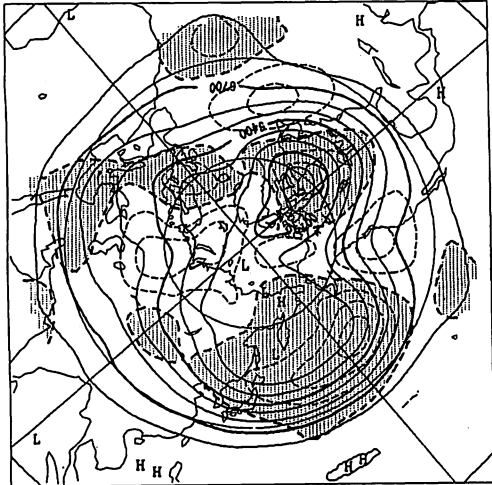
第8図 1989年1月を予報したケースの500 mb 高度の30日平均場

左：解析値 右：予報値

実線は等高度線（等値線間隔100 m）、破線は平年偏差の等値線（間隔50 m）

負偏差の領域にハッチがほどこしてある。

DATE: 1988/ 1/30 - 2/28



第9図 第8図と同じ。ただし、1988年2月を予報したケース

第1表 世界各国における集団平均予報実験（日本を除いて1990年春までの情報による）

世界における集団平均予報実験

予報センター名	予報 時間	時間 間隔	集団 サイズ	予報 例数	モデル	予報期間
ECMWF *注1	30日	6時間	9	16	T63	1985-88
UKMO (英)	30	12	7	8	G2.5° ×3.75°	1985-87
UKMO (英)	30	6	9	65	G1.875° ×1.875°	1987-
NMC (米)	25	24	5	104	R40	1986/87冬
NCAR (米)	30	モンテ カルロ	10	42	T31	1978/79- 1988/89冬
CNRM (仏)	45	12	5	9	T42	1979/80- 1988/89冬
CCC (加)	30	12	6	8	T20	1978/79- 1985/86冬
JMA (日)	31	12	9	14	T63	1984/85- 1989/90冬

*注1 ECMWFは1988年冬より2週間に1度の割合でモンテカルロ法による実験を行っているが、結果は未発表。一つのケースは、9回の積分で構成されている。

的確に報告されています。この表には、そのほかに私が WMO の出版物や、アメリカで毎年開かれている長期予報研究集会のプロシーディングスで見つけたものも書き加えています。

ECMWF をはじめ、アメリカの NMC や NCAR, イギリス気象局では、かなり集中的に集団予報実験を行い、すべに多数の例を蓄積しているといえます。ただ、ECMWF やイギリス気象局は、一年を通して行っているのです、季節毎に分けるとその約 $1/4$ の数になります。比較的予測可能な期間の長いと考えられる冬季だけに集中して行うのもそれなりに意味があるように思えます。

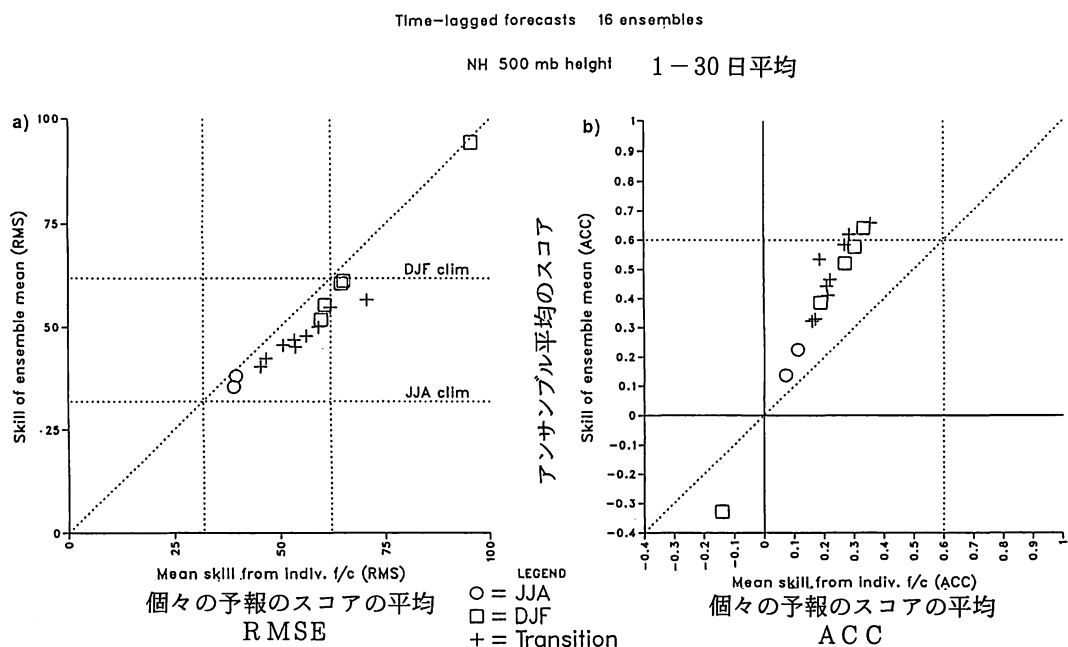
また、この表の中では、アメリカの NMC の例数が突出して多いように見えますが、この 104 例の中味は、連続する 108 日間毎日 30 日予報を行ったもので、集団予報として考えた場合に独立なケースはその約 $1/5$ の 21 ケースほどになります。

集団予報を構成するのにモンテカルロ法を用いているのは、アメリカの NCAR だけで、他はすべて LAF 法を用いています。ただし、ECMWF は最近では LAF 法をやめてモンテカルロ法に切り換えたようで、1988 年冬から準ルーチ的にモンテカルロ法による集団予報実験を行っていると言報告されています。しかし、その結果はまだ発表されておらず、詳細についてはわかりません。

モデルの水平分解能は、カナダが一番粗く、フランスと NCAR は中程度、ECMWF, NMC と日本は同程度で、世界的にも最高水準にあるといえます。ただ、結果のスコアを見ると少々分解能が粗くてもスキルが大きく落ちるということはないようです。また、ECMWF の報告では、T 106 のモデルのスキルと T 63 のモデルのスキルはほとんど変わらず、T 42 でも対流圏の振舞いはより高分解能のモデルとあまり変わらないということです。ただし、T 21 のモデルでは系統的誤差の分布がより高分解能のモデルと大きく異なり、中高緯度の非線形力学をうまく表現できないのではないかと結論しています。気象庁のモデルでも、1990 年の冬期間、T 106 と T 63 のモデルで 15 日予報の比較実験を行いました、1 週間目ぐらいではやや T 106 のスコアが上回るものの、10 日目以降はほとんど差がなく、延長予報においては T 63 の分解能で十分という印象でした。

LAF の時間間隔は、ECMWF とイギリス気象局では 6 時間間隔を用いており、日本より短くなっています。LAF のサンプル数を増やすためには、短い時間間隔を用いる方が有利ですが、同じサンプル数ですと、初期場のバラツキが小さくなります。また、予報解析サイクルを行っているために隣合った解析値の間には無視できない誤差相関がありますので、集団平均の効果はかえって小さくなる恐れがあります。我々も余裕があれば、6 時間間隔の実験も行いたいと考えています。

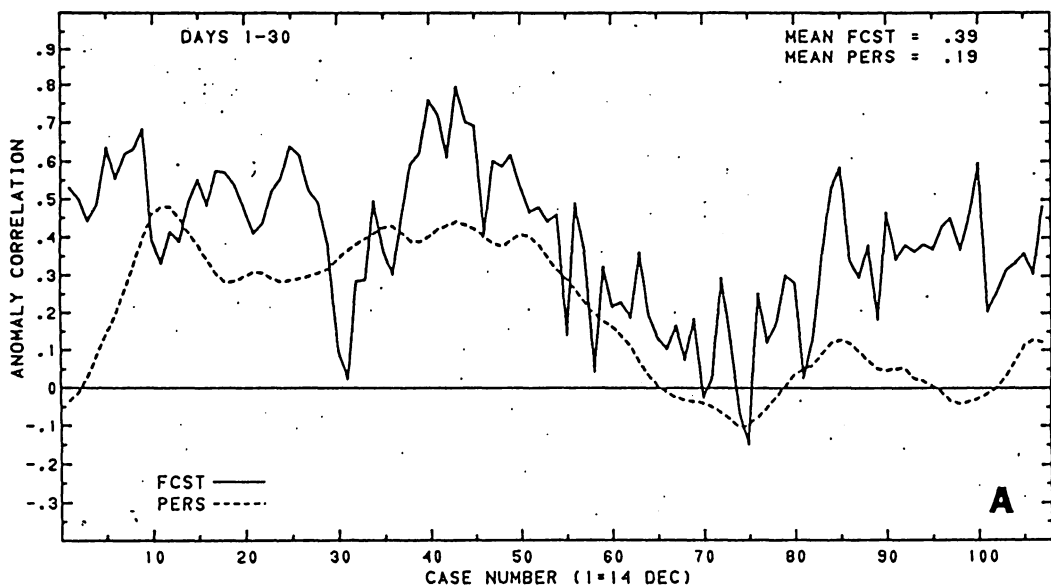
実験結果については、論文として発表されている ECMWF と NMC の実験についてののみ示します。第 10 図は、ECMWF の結果で、横軸は、個々の予報のスコアの平均値、縦軸は、集団平均予報のスコアを示しています。斜めの線が、 $X = Y$ を示していますので、アノマリー相関の場合は線より上側に、RMSE は線より下側にあれば、スキルが改善されているといえます。四角印は冬季を、丸印は夏季を、プラス印は春と秋を示しています。冬季は、1986 年 1 月を除いてアノマリー相関は高いのですが、その割には、RMSE の改善率が小さく、系統的な誤差も大きいのではな



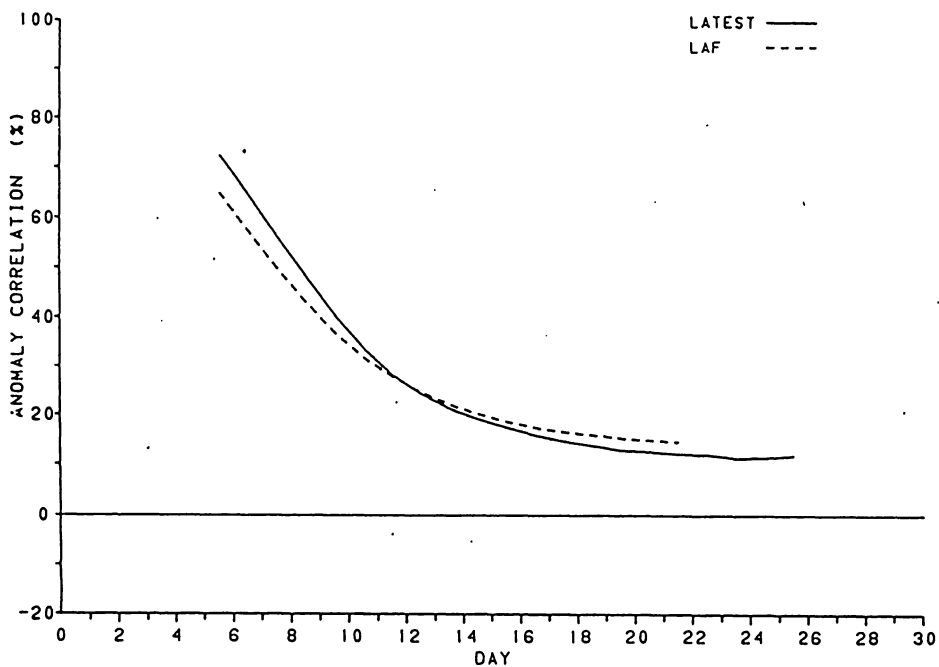
第10図 ECMWFにおけるアンサンブル予報の結果
北半球 500 mb 高度の 1-30 日平均場について、個々の予報のスコアの平均
(横軸)と LAF のスコア (縦軸)をプロットしたもの
左: RMSE 右: アノマリー相関

いかと考えられます。

NMC については、1986 年から 87 年の冬に行われた 108 例の 30 日予報のアノマリー相関のスコアの時系列 (第 11 図) と 10 日平均場について ODF と LAF のスコアの比較を行ったもの (第 12 図) を示します。108 例平均の 1-30 日平均場のアノマリー相関は 0.39 ですが、12 月後半や 1 月の終わり頃のように平均的にスコアのよい時期と、2 月後半のように悪い時期があることがわかります。10 日平均値の結果を見ると、スコアのよい期間の前半では、LAF は ODF に劣っており、LAF の効果が現れる後半においても、LAF による ODF からの改善は小さく、実用的には、集団予報の効果はあまりないようにも思えます。しかし、前半の問題は、重み付き平均により新しい初期値から出発した予報の重みを大きくすることで改善されるでしょうし、後半の改善は小さいといってもノイズもだいぶ小さくなりますから、30 日平均値などをとれば、前半の予報のよい部分が強調されるという意味で、効果は大きいと期待されます。



第11図 NMCにおいて1986年12月14日から108日間連続して行った30日予報の
1 - 30日平均北半球500 mb 高度のアノマリー相関の時系列
実線：数値予報のスコア 破線：持続予報のスコア



第12図 NMCの実験における104ケース平均の10日平均場のアノマリー相関
実線：最新の予報のみを用いた場合
破線：5個のサンプルによりLAFを行った場合

4. おわりに

集団予報によるスキルの改善の程度は、個々の予報に含まれるシグナルの量に依存しますから、全体の平均的な予報精度の変動を事前に知ることが、最も重要です。集団予報のばらつきなどの情報から、予報精度の予報になんらかの手がかりが得られると期待されていましたが、我々の結果も含めて、実際に有効であったという報告は今のところありません（部分的に有効であっても、例数を増すと例外的なケースが多く現われるようです）。ただ、予報精度の予報という観点から、再びモンテカルロ法が注目を集めつつあるように感じます。モンテカルロ法の一番の問題点は、大きな自由度のある系について、その誤差発展特性をうまく捉えうような初期誤差の分布をどうやって求めるか、ということでしたが、局所的に線形化したモデルを用いて誤差の成長率の最も大きな方向を求めるという手法により、それが克服されそうだとということがわかってきたからです。

さらに、今後計算機のハードウェアの進歩が進めば、1台で数十個のCPUをもつものが現れることでしょう。そうでなくても、比較的安いスーパーミニコンを十数台並べて、同時に計算を行うことができれば、個々の計算速度は今と変わらなくても、モンテカルロ実験は十分可能です。今後は、一つのモデルをとことん精密化することも必要でしょうが、モデルの予報結果を統計的に処理することを目指した長期予報用の計算機システムも考える必要があるのではないのでしょうか。

最後に、集団予報の効果を最大限に引き出すためには、できるだけ系統的な誤差のないモデルを使う必要があります。非常に困難なことだとは思いますが、系統誤差をなくすための努力もたゆまずに行わなければなりません。モデラーの方々、どうぞよろしくお願い致します。

気象庁全球モデルによる 1 年積分の解析

岩崎俊樹 * ・ 田宮久一郎 * ・ 里田弘志 *
山田慎一 * ・ 佐藤信夫 *

1. はじめに

「一体全体、気象庁全球モデル（GSM 8911）は季節変化を再現出来るのであろうか？」

この様な素朴な疑問を動機として、全球モデルの 1 年積分のプロジェクトは始められた。週間予報は一定の成果を示し、全球モデルの次期目標の一つに 1 か月予報が取り上げられるようになってきた。1 か月予報となると季節変化が無視出来無くなり、しかもその平年偏差を予報する訳でありモデルが出来ただけ実際に近い気候値を持つことが必須の条件といえる。気象庁の全球モデルは中期予報を当面の目標としてきたため、数日程度の予報期間における誤差については良く調べられてきた。しかし、長期積分による気候値の調査は今回の実験が始めてである（一世代前のモデルで 60 日積分の報告がある Sumi & Tamiya:1985）。気候値という立場でモデルの足腰をかためることは、数値予報モデルによる力学的長期予報の成功のために必要な道筋である。のみならず数日予報といえども超長波の影響は無視出来ず週間予報の向上にも資するところが大きいと考えている。

本稿では紙数の制限も有るので、1 年積分の結果のうち主に季節平均場についてモデルの性能と問題点について述べる。尚、季節内変動については限によって一部グロスベッター（隈：1990）に紹介されている。

2. 実験条件

使用したモデルは気象庁全球モデル（GSM 8911：切断波数 T 106 格子間隔 110 km 相当，21 層）の低解像度版（T 63〔180 km 相当〕，21 層）である。現在、長期予報課でアンサンブル予報実験で用いているモデルと全く同じである（Yamada et al., 1990）。初期条件には 1988 年 10 月 31 日の客観解析を用い、海面水温は観測値を用いて 14 か月積分した。形式的には実況値と比較出来ることになる。

3. 地上気圧の気候値

まず、地上気圧について実況との比較を試みる。季節内変動の影響を除くため 3 か月平均した結果（12～2 月，6～8 月）を図 1 に示す。北半球冬期の定常場の特徴であるシベリア高気圧，ア

* 気象庁数値予報課

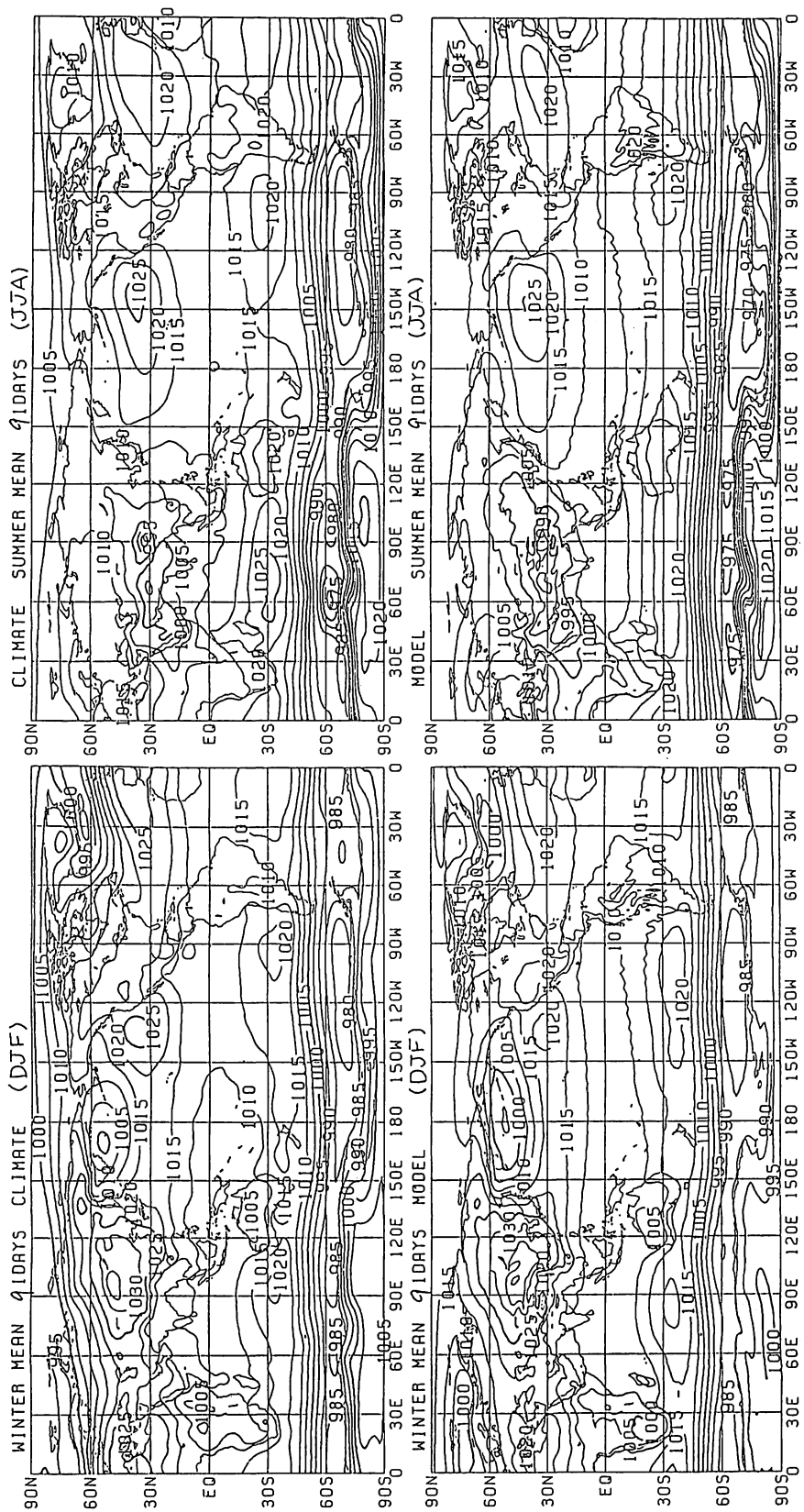


図1 地上気圧の季節平均 (上：気候値1988-1989, 下：モデル)。DJF (12-2月) 及びJJA (6-8月)。

リュウシュアン低気圧、グリーンランド南岸低気圧等がかなり正確に再現されている。夏には、北東太平洋に中心を持つ太平洋高気圧が西に張り出し、他方、ヒマラヤを中心に内陸低気圧が形成されて東西循環の様子も良く表現されている。ただし、夏の場合日本付近で気圧傾度が大き過ぎるようである。これは南風が実際より強く、水蒸気輸送を過大評価したことを意味する。特にこの時期は擾乱形成に水蒸気の果たす役割が大きく、極東地域の長期予報の精度向上のために今後検討が必要と思われる。

図2は暖候期（5～8月）における降水の月平均値のシミュレーション結果を示したものである。5月日本の南方に横たわる降水帯が6月には西日本に中心を移し、7月には中部日本、8月には中国東北部まで北上する。この様に太平洋高気圧の消長に呼応する梅雨前線の振舞が大まかには再現されている。ただし、ルーチンの予報解析サイクルで得られた月平均降水量と比較すると（図省略）、1年積分の結果の方が中国の東北～中央部で降水量が多く前述の水蒸気予報の問題と関連があるかも知れない。

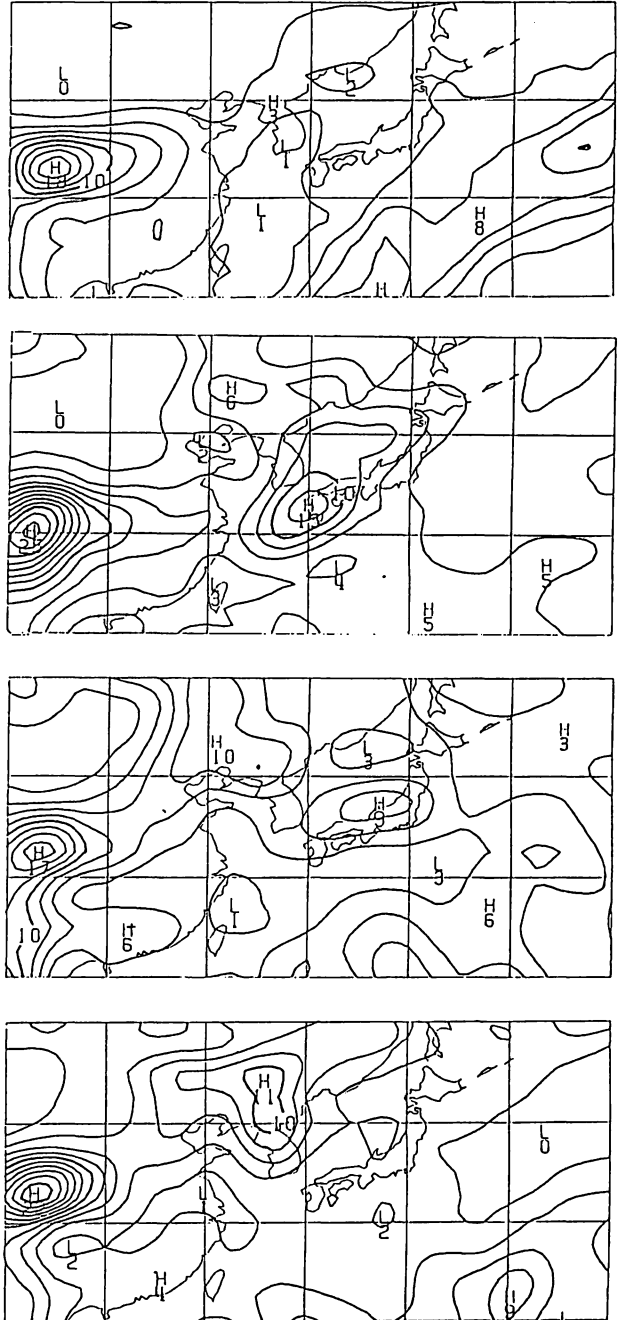


図2 モデルで計算された東アジア地域の月平均降水量 (mm/day)。上より5～8月。

4. 気象庁モデルの気候ドリフト

1年積分を通じてモデル気候値の問題点も明らかになってきた。ここでその幾つかを示し、今後の解決策を考えてみたい。

(i) 低緯度下層の低温バイアス

図3は帯状平均した気温の誤差である。全球いたるところ冷却で、積分当初は地球全体の赤外放射が太陽放射の吸収を上まわっている（正確には、地表面の熱収支も考慮する必要があるが、こちらの方は比較的良くバランスがとれている）。特に誤差が大きいのは下部成層圏である。これは緩和時間が長く、2か月程度かけてゆっくり形成される。1か月予報ではそれ程明瞭ではない。放射スキームについて（差分エラーも含めて）今後とも改良を加えて行く。

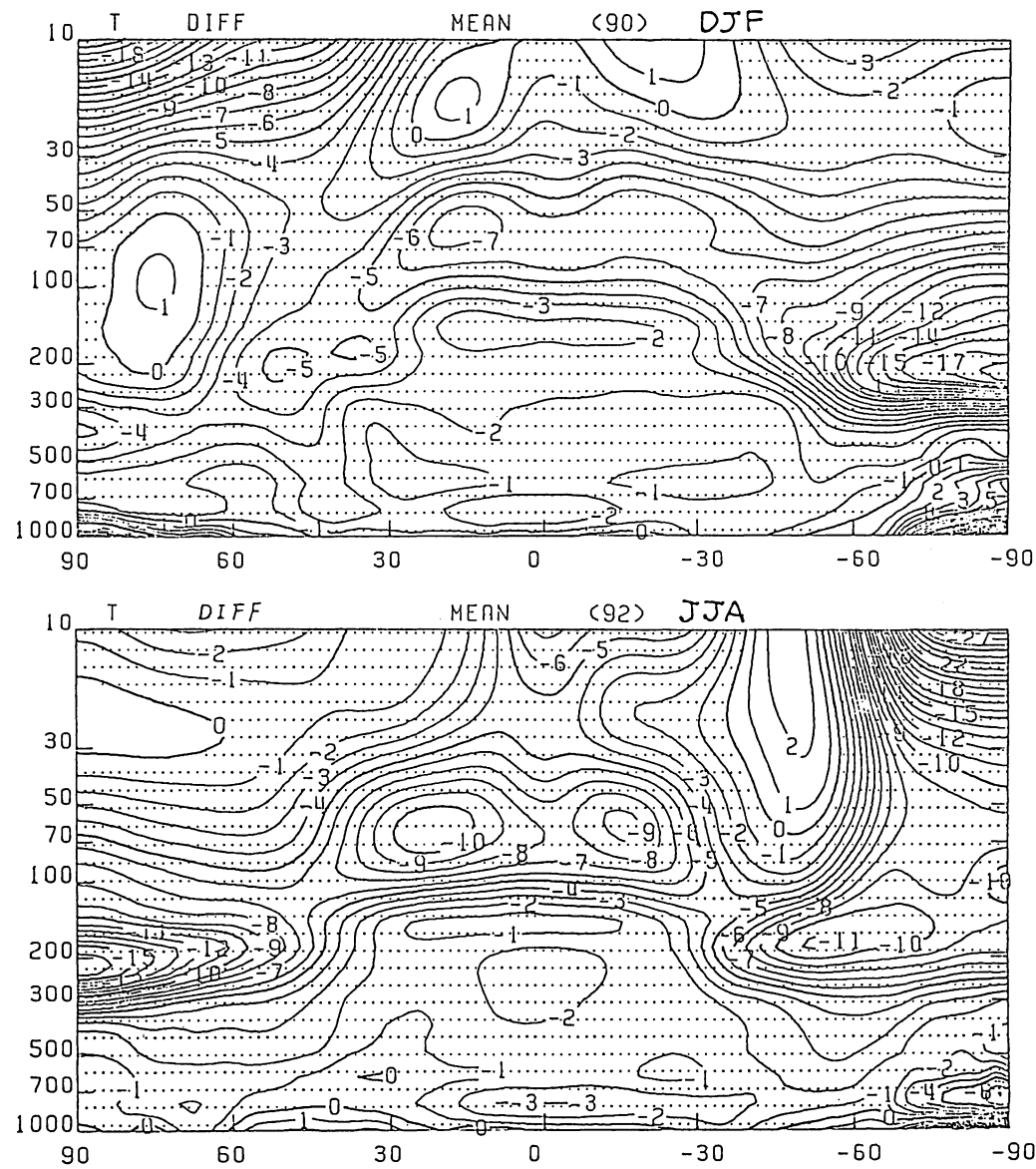


図3 DJF（12－2月）及びJJA（6－8月）で平均した気温の帯状平均誤差（コンターは1K）

ここでは特に低緯度対流圏下層（850 hPa 付近）の誤差について議論したい。値は3度前後で成層圏のもののほどは大きくないが、2～3日で形成され週間予報でも問題となる。地理的には海洋上で顕著である。成層を安定させ、可降水量も減るため熱帯収束帯の活動が弱められる。実際、週間予報でも熱帯収束帯の降水は数日で減少し、逆に亜熱帯では降水が増す。これはハドレーセルが弱まることで説明できるだろう。前節で述べた極東の気圧傾度の誤差も海陸の気温（又は安定度）コントラストが強すぎることに関係しているかも知れない。何れにしても、大規模な南北（ハドレー）循環及び東西（ウォーカー）循環の駆動力を歪めてる。

図4はハドレーセルの上昇域下降域の熱バランスを示したものである。どちらの場合も赤外放射による冷却が大きい。これに対する主な加熱は上昇域では潜熱放出や短波の吸収、下降域では沈降流による断熱昇温である。中でも疑わしいのは積雲対流の潜熱加熱の鉛直配分であろう。その鉛直配分は擾乱の維持に大きく影響する。擾乱の顕著な場所では潜熱放出が直接気温を変化させ、擾乱から離れた場所ではその補償下降流で断熱加熱量を変化させる。積雲対流スキームの改良が必要だと思われる。

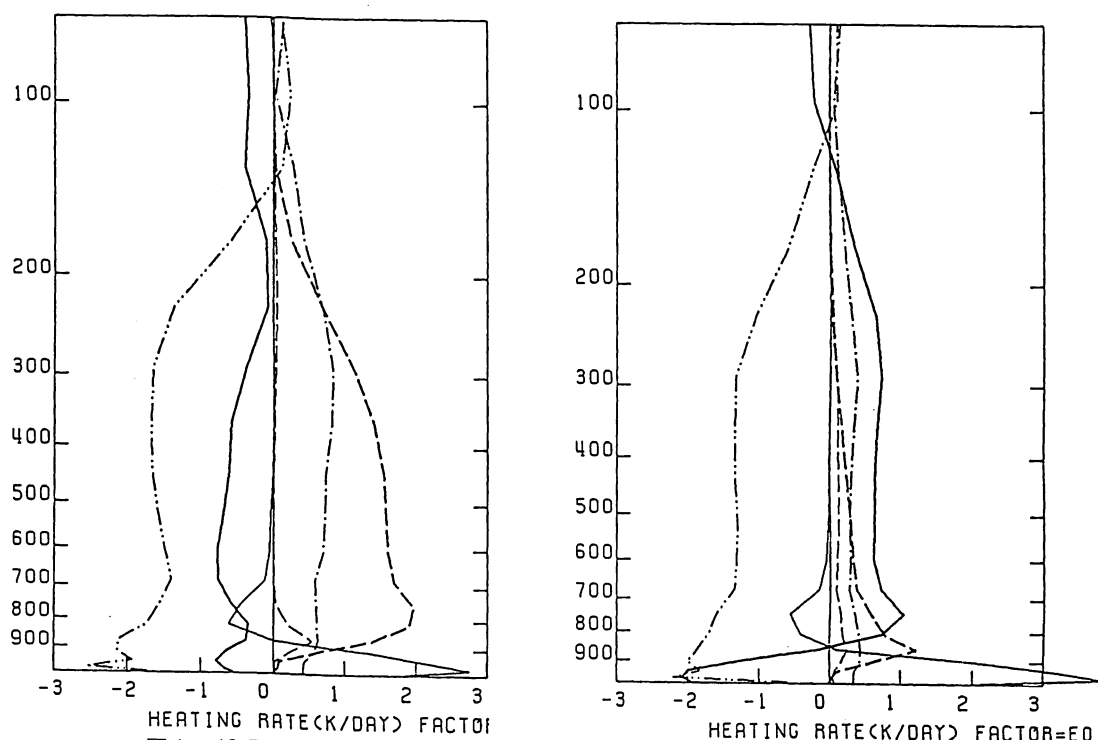


図4 12月の月平均加熱率（K/day）。

熱輸送（太い実線）、長波放射（2点鎖線）、短波放射（1点鎖線）、
積雲対流（太い破線）、大規模凝結（細い破線）、境界層（細い実線）
左：10°S～赤道での帯状平均
右：20°N～30°Nでの帯状平均

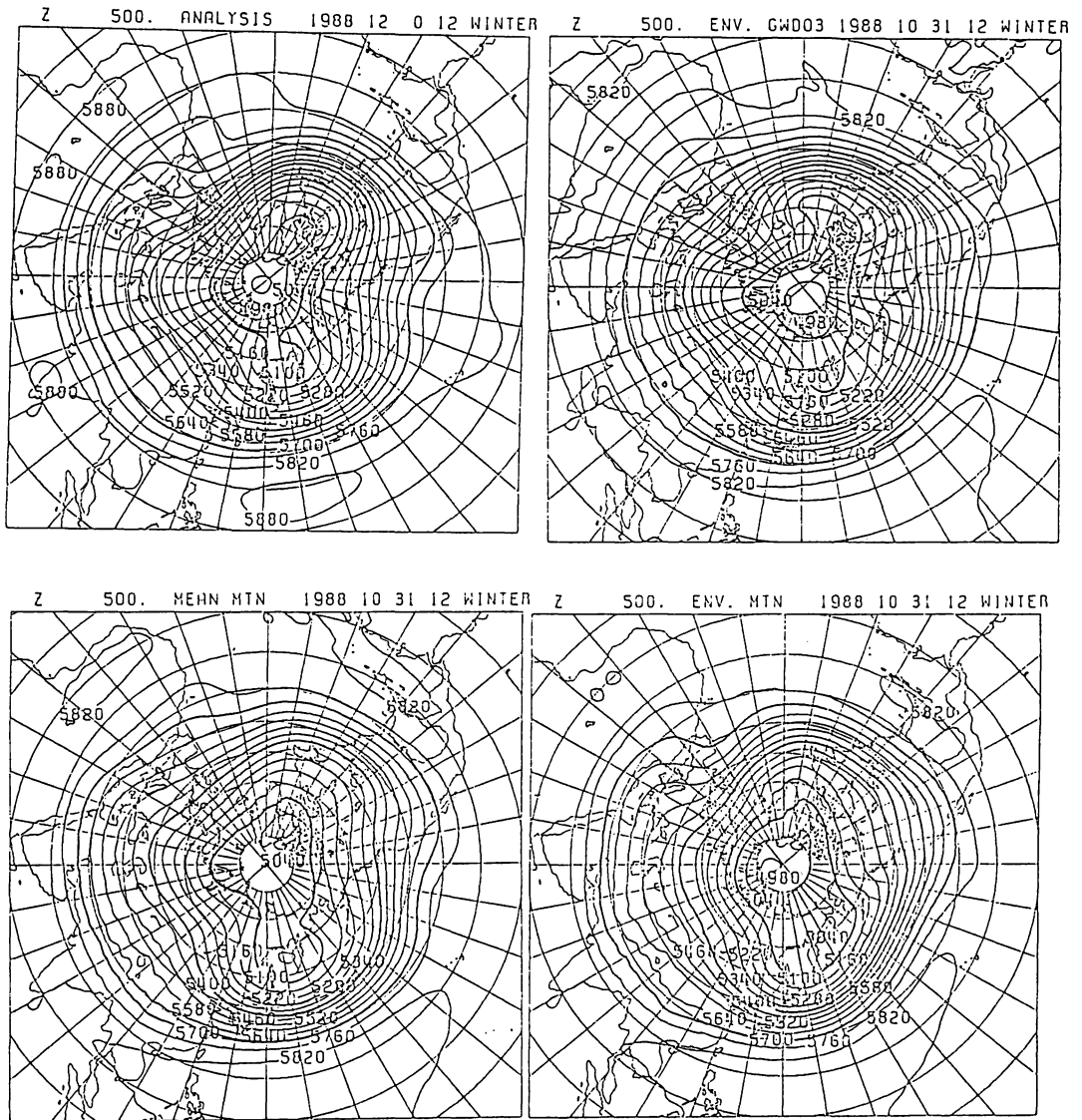


図5 500 hPa 高度場 DJF (12 - 2 月) 平均場。

左上：気候値 (1988 - 1989 平均)

左下：コントロールラン

右上：インパクトラン (重力波ドラッグの強さを約半分にし、エンベロープ地形を導入)

右下：インパクトラン (エンベロープ地形を導入)

(ii) 中高緯度の超長波

図5は500 hPa 高度の冬期3か月平均を示したものである。実況ではアメリカ東部に深いトラフがあるが、モデル大気では十分には再現されていない。このパターンはロッキーの山岳の影響が大きいと見られる。Envelope Orography を用いて山岳を高くした実験ではインパクトは大きい改善されたとは言えない。サブグリッドスケールの山岳の効果として既に重力波パラメタリゼーションが用いられている。2つの方法では励起された超長波の振舞が異なるようである。2つの方法とも物理的根拠を持っているがパラメータの決め方に不確定要素がある。今後なお調整が必要である。

超長波の気候値では励起源だけでなく、伝播過程の問題を考える必要がある。特に超長波の場合下部成層圏での反射吸収等が重要と考えられてきた。今後、成層圏の解像度やモデルのトップの高さを変え、インパクトを調べて行く予定である。(超長波の鉛直伝播についてはこの月例会でも小寺他によって興味深い事例解析が報告されている)

(iii) 陸面水文過程

図6は関東南岸(140°E, 35°N)とシベリア内部(120°E, 60°N)での850 hPaの気温の季節変化を示したものである。前者ではモデル大気の季節進行が実況より早くなっているが、後者の場合はかなり遅れている。シベリアの場合はモデルにおける融雪の遅れ(気候値に比べ1か月程度遅れている)が原因と考えられる。特に、融雪の場合、融雪→アルベドの低下→気温の上昇→融雪というフィードバックが働くのでその扱いには注意が必要である。

地上気温等の境界層内の気象状態に対する誤差は大規模場への熱的強制力を歪めることになる。

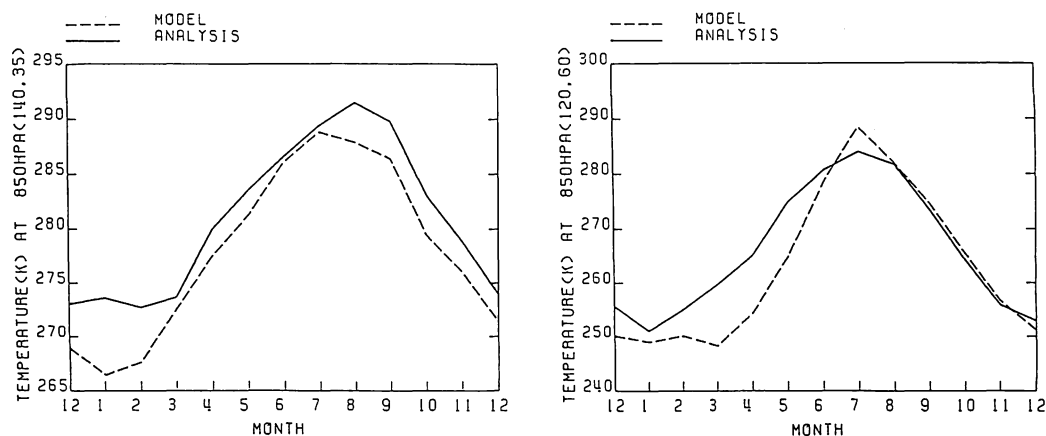


図6 850 hPa 月平均気温の季節変化(140°E, 35°N)及び(120°E, 60°N)。
モデル(実線), 実況(破線)

長時間積分ともなると超長波にも影響を与えるだろう。境界層のパラメタリゼーションとモデル気候値との関係は今後一層調査を続けなければならない。

5. おわりに

実験結果を解析してみて、思ったより季節変化が良く出ているというのが率直な印象である。もちろん、見出された問題も多く、今後その解決を目指す。同時に、モデル大気の振舞を通じ低周波力学の理解を深め、力学的長期予報の物理的基礎を固めたいと考えている。

参考文献

- Japan Meteorological Agency, 1990 : Appendix to Progress Report on Numerical Weather Prediction. 128 pp.
- Sumi and Tamiya, 1985 : Long-time integrations of numerical prediction model. JMA/*NPD Technical Report*. 1, 50 pp.
- Yamada, S., S. Maeda, T. Kudo, T. Iwasaki and T. Tsuyuki, 1990 : Dynamical one-month forecast experiments with the JMA global prediction model, submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.
- 隈 健一 1990 : 季節内変動はどこまで理解されてきたか?, *グロスベッター*, 29, 1-22。

SST 実験により何がわかったか—大気海洋結合モデルによる長期予報の展望

杉 正 人 *

1. はじめに

数値予報モデルの進歩により力学的 1 か月予報の実用化が現実的なものと考えられるようになってきた。そして、さらに長期の予報について大気海洋結合モデルに対する期待が大きくなってきている。なぜ大気海洋結合モデルかというと、それはまず第一に、1 か月よりも長期の予報では初期条件よりも境界条件の果たす役割が大きくなってくるため、境界条件も大気といっしょに予測できる結合モデルであることが必要だからである。そして、特に長期変動にとっては、境界条件として熱容量が大きく、全地球表面の 70 % を占める海洋の果たす役割が大きいと考えられるからである。もちろん、例えばモンスーンのように海陸の差が本質的な役割を果たしている現象もあり、陸面の境界条件も重要でないわけではない。また、実際大循環モデルや最近の予報モデルでは、陸面の過程も予測するモデル（結合モデル）になっている。それにもかかわらず、大気海洋結合モデルと言われるのは、一つには、陸面は海面と比べて複雑で、土壌水分や積雪量のような長期変動にとって重要なパラメータの観測値が十分でないために研究が遅れているという事情がある。もっと具体的に言うと、ENSO という大規模な大気海洋相互作用の実態とそれが長期変動に大きな役割を果たしていることが明らかになってきたことにより、大気海洋結合モデルで ENSO の予報ができれば長期予報ができるのではないかということが期待されているということである。

2. SST 実験によりわかったこと

海洋が大気に及ぼす影響は海面水温（SST）によって決まる。従って、大気海洋結合モデルによる長期予報が成功するためには、まず第一に、結合モデルが SST を正しく予測できなければならない。もう一つ重要なことは、SST が正しく予報できれば大気の長期予報ができるかという点である。この二つ目の点については、SST（アノマリ）を与えた時に大気がどのように応答するかを調べる実験（SST 実験）から考察することができる。観測値の SST を与えた予報実験は、結合モデルにより SST が完ぺきに予報された時の大気の予報精度を示すものに外ならない。SST の変動が大気の長期変動に果たす役割が大きいと考えられることから、これまでに非常に多くの SST 実験が行われてきた。ここでは、大気海洋結合モデルによる長期予報という観点から、これまで SST 実験でわかったことを整理してみたい。

SST の大気への影響は、熱帯と中高緯度ではかなり違っていると考えられる。熱帯の SST の

* 気象研究所

大気への影響は積雲対流活動への影響を通して行なわれるものが最も大きい。対流活動は比較的小さな SST の変化にも影響されやすく、SST の影響を増幅する効果をもつと言える。これに対して、中高緯度では SST が大気に及ぼす影響は熱帯と比べると小さいと考えられる。実際、70 年代に NCAR のグループが行なった一連の数値実験では、現実的な大きさの中高緯度の SST アノマリでは、統計的に有意な大気のレスポンスが得られなかった。また、理論的な考察によっても、熱帯の SST の方が中高緯度よりも大気に影響しやすいことが示されている。(これらの数値実験および理論については、時岡 (1983) の解説を参照していただきたい。)

これに対して、最近、中高緯度の SST が重要な役割を果たしていることを示した実験結果もいくつか出ている。Palmer and Sun (1985) は、ニューファウンドランド沖の北大西洋の SST のアノマリが、北大西洋からヨーロッパにかけて実際に観測されるような波列状の高度場のアノマリを引き起こすことを示した。また、Pitcher et al. (1988) は、エルニーニョ時のアノマリパターン (PNA パターン) の半分は赤道太平洋域の SST アノマリに対する応答として説明できるが、残りの半分は北太平洋の SST アノマリが貢献していることを示した。これらの結果は、中高緯度の SST が大気に及ぼす影響も、これまで考えられていたよりも大きいかもしれないということを示している。

とは言うものの、「熱帯の SST → 熱帯の大気の応答 → 中高緯度大気への影響」という

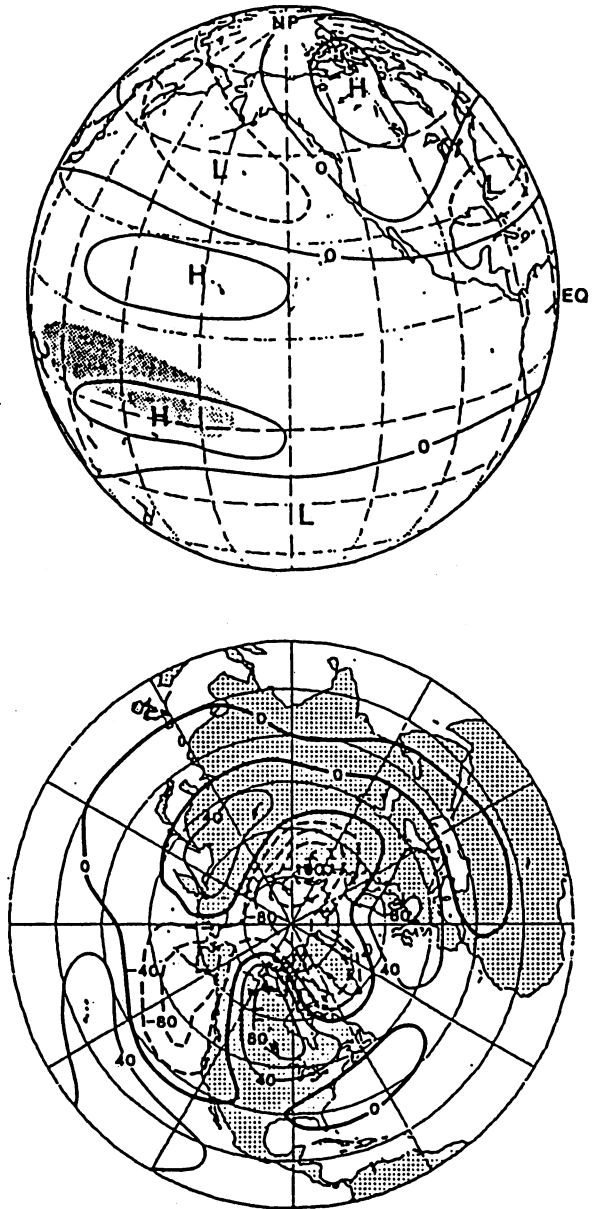


図1 エルニーニョ時の SST に対する大気の応答。
(上) 解析・理論に基づく模式図。
(下) 数値実験の結果。300 mb 高度。
(Shukla and Wallace, 1983 による)

シナリオは、やはり SST の大気への影響というプロセスの中心となっているのではないだろうか。熱帯の SST の変動、とくにエルニーニョに対応する SST の変動が大気に及ぼす影響について多数の SST 実験が行われた。80 年代の前半に、Rasmusson and Carpenter (1982) のエルニーニョの合成解析の SST アノマリを用いた実験がいくつかのグループにより行われ相互に比較された (Shukla and Wallace, 1983, Blackmon et al., 1986 等)。その一例として、図 1 に、Shukla and Wallace の結果を示す。数値実験の結果 (下の図) では、SST アノマリに対する応答として中部太平洋から北アメリカにかけて正・負の偏差が波列状に並んだパターン (PNA パターン) が現れている。これは、上の図に模式的に示された「熱帯の SST アノマリ→対流活動のアノマリ→熱帯の大気のアノマリ→ロスビー波の伝ぱんによる中高緯度への影響」という線形論的応答のシナリオを確認するものである。他のグループの実験でも、程度の差はあるものの、似たようなパターンが得られた。もし実際の中高緯度の大気のアノマリの主要部分がこのようなシナリオで説明されるならば、大気海洋結合モデルで ENSO の予報ができれば中高緯度の長期予報もできると期待される。

しかしながら、現実のものごとはそう単純ではない。図 1 の実験では、合成解析によって求められた理想化された SST アノマリが用いられている。またその結果も定性的なものでしかない。実際に観測された SST アノマリによって、実際に観測されるような大気のアノマリが再現できるかどうかは、この実験からはわからない。そこで、次に、82/83 年のエルニーニョ時の実際に観測された SST アノマリを用いた実験がいろいろなモデルを用いて行われ、その結果が 1985 年に NCAR のワークショップで議論された (住 1986, WMO 1986)。図 2 (下) は、そのような実験結果の一例で、Owen and Palmer (1987) によるものである。観測されたアノマリ (上の図) と比べると、パターンはけっこう良い対応が見られる。しかし、全体として SST アノマリに対する中高緯度の応答は小さく、観測された大気のアノマリの主要な部分を説明しているとは言い難い。この結果は、中高緯度の大気のアノマリパターンは、中高緯度大気の固有の不安定モード (Simmons et al., 1983) で、熱帯の SST の影響も確かにあるが、その他の要因による部分も大きいということを示しているとも解釈できる。熱帯から中緯度への影響についても、単純にロスビー波の伝ぱんという見方だけでは説明できないことが明らかになってきている (Palmer and Mansfield, 1986, Held et al. 1989 など)。

NCAR のワークショップでは、観測された SST アノマリを用いることにより予報のスキルが向上するかということも議論された。その結果は、大体どのモデルでも熱帯の予報スキルは大きく向上するが、中高緯度ではスキルの向上は小さい (とくに最初の 1 か月は小さい) というものであった。

以上の点をまとめると、熱帯の SST アノマリは対流活動を通して熱帯の大気へ大きな影響を与える。しかし、その中高緯度への影響は線形論 (ロスビー波の伝ぱん) で考えられるような単純な

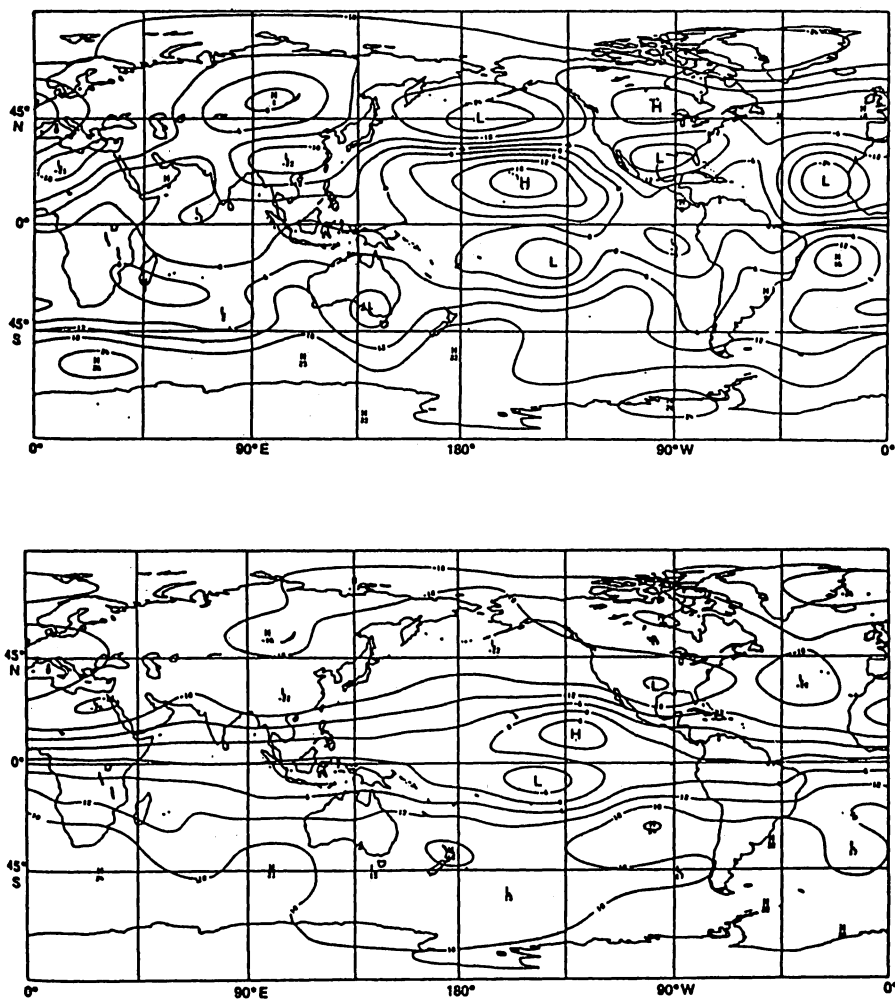


図2 82/83年のエルニーニョ時の大気のアノマリ。300 mb 流線関数。(上)観測値,(下)数値実験の結果。SST アノマリに対する応答。(Owen and Palmer, 1987 による)

ものだけではない。中高緯度の大気の長期変動は SST 以外の要因によるものも大きく、必ずしも熱帯の SST アノマリの影響が主要な役割を果たしているとは言えない（とくに冬の場合）。こうしてみると、大気海洋結合モデルで ENSO の予報ができれば、熱帯の長期予報はかなりうまくいくことが期待できるが、中高緯度の長期予報にはかなりの困難が予想される。

3. 結合モデルによる長期予報の展望

大気海洋結合モデルによる長期予報のためには、まず SST が正しく予測されなければならないが、それでは、現在の結合モデルで SST はどの程度正しく再現されているだろうか。気象研究所では、ENSO のシミュレーションを目ざして、太平洋と全球大気の結合モデルによる実験を行っている。海洋の水平分解能を高くした（東西 2.5° 、南北 1° ）モデルによる最近の実験では、以前の低分解能（東西 5° 、南北 4° ）の海洋モデルの場合と比べてシミュレーションの結果が大きく改善されている。図 3 は、結合モデル（大気 $5^\circ \times 4^\circ$ 、5 層、海洋 $2.5^\circ \times 1^\circ$ 、19 層）によるシミュレーションの年平均の SST と実際の気候値の年平均の SST を比べたものである。以前の低分解能のモデルでは、西太平洋で SST が実際より低く、東太平洋では高くなっていて、赤道での東西の温度傾度が実際よりかなり小さくなっていたが、図 3 では西太平洋は実際よりむしろ高めになっている。東太平洋はまだ実際より高いが、赤道での東西の温度傾度は実際に近くなっている。また低分解能モデルでは、年変化が規則的で、その年々変動（アノマリ）の振幅が実際と比べて小さかったが、この点も高分解能モデルでは実際に近くなっている。

このように、最近のシミュレーションは、かなり現実に近い SST の気候値を再現するようになってきている、しかし、多くの SST 実験から示されているように、熱帯の大気は小さな SST の差（ $\leq 1^\circ\text{C}$ ）にも敏感である。長期予報のためには、このような小さなアノマリを正しく予測することが必要だとすると、現在の結合モデルによる SST の気候値の再現はまだまだ不十分だと言わざるを得ない。都田らは、大気海洋間の熱や水のフラックスを補正して、結合モデルで再現される SST が気候値からずれないように調節しているが、実際の予測を目的とするモデルでは有効な方法と思われる。気象研究所のモデルはシミュレーションを目的としているが、予報を目的とする場合には、海洋の初期値をどうするかという重要な問題がある。初期値が適当でないと、予報を始めるとすぐに大きなドリフトを起こす可能性がある。4 次元同化の方法により適切な初期値を得る方法を確立することは、結合モデルによる長期予報にとって最大の課題の一つである。

最近（月例会の後で）、気象研究所では結合モデルによる 30 年間のシミュレーションが行なわれた。その結果、ENSO によく似た年々変動が再現されていることが明らかになった。現在詳しい解析が行なわれているところであるが、結合モデルによる ENSO のシミュレーションの成功は、結合モデルによる長期予報に向けての大きな前進であると言える。大気海洋結合モデルによる長期予報の実用化への道は遠い。しかし、我々はゆっくりではあるが着実に進んでいる。

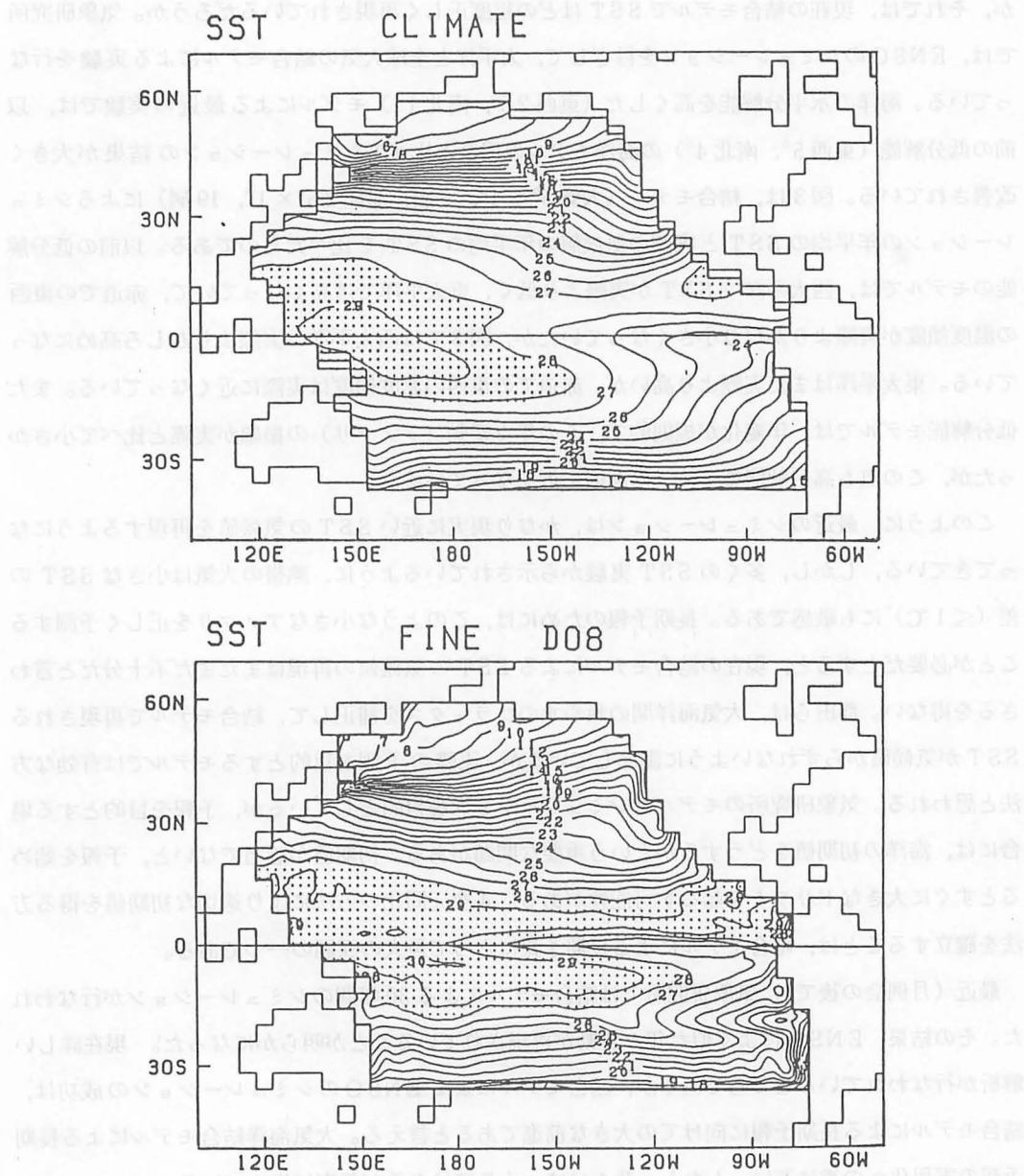


図3 太平洋の年平均 SST。(上) 気候値。
(下) 気象研究所の大気海洋結合モデルによるシミュレーションの結果。

参考文献

- Blackmon, M. L., J. E. Geisler and E. J. Pitcher, 1983 : A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variations of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410–1425.
- Held, I. M., S. W. Lyons and S. Nigam, 1989 : Transients and the extratropical response to El Niño. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 163–174.
- Owen, J. A. and T. N. Palmer, 1987 : The impact of El Niño on an ensemble of extended range forecasts. *Mon. wea. Rev.* **115**, 2103–2117.
- Palmer, T. N. and D. A. Mansfield, 1986 : A study of wintertime circulation anomalies during past El Niño events using a high resolution general circulation model. I : Influence of model climatology. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **112**, 613–638.
- Palmer, T. N. and Z-B, Sun, 1985 : A modeling and observational study of relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and atmospheric general circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 947–975.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982 : Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation/ El Niño. *Mon wea. Rev.*, **110**, 354–384.
- Simmons, A. J., J. M. Walloce and G. W. Branstator, 1983 : Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.
- 住 明正, 1986 : 海面水温異常 (SST A) の効果に関するモデルの結果の国際比較に関する会議の報告。天気 **33**, 203–205.
- 時岡達志, 1983 : エルニーニョに対する大気の応答。グロースベッター, **22** 巻 1 号, 1–17.
- Tokioka, T., A. Kitoh and A. Katayama, 1986 : Atmospheric response to the sea surface temperature anomalies in the mature stage of El Niño : Numerical experiment under the perpetual January condition. *J. Meteor. Soc. Japan*. **64**, 347–362.
- WMO, 1986 : Workshop on Comparison of simulations by numerical models of sensitivity of the atmospheric circulation to sea surface temperature anomalies WCP 121, WMO, Geneva, 188 pp.

文献紹介

衛星データからみたインド・モンスーン発達の解析

Диагностика зводяции индийского муссона он спутниковым данным

И. И. Мохов

(МЕТЕОРОЛОГИЯ И ГИДРОДОГИЯ, 1989. № 7. 47-52)

森 広 道*

はじめに

ソ連の長期予報研究の話題を提供したいと思います。情報源は、“今日のソ連邦”（1989年5月号）と“気象と水文”（1989年7・9月号と1990年4・5月号）です。長期予報を直接担当していなくても、最近の世界的規模での異常気象発生との関連から、そのへんのところの事情には興味があります。日本語訳に際しては不備な点も多々あるかと思いますが、今後の長期予報研究の参考になれば、と思います。

内容は、前半では現在ソ連で進められている“ラズレズ”プロジェクトの概要を紹介します。後半では上記タイトルの論文の要約を紹介します。

第1章 “ラズレズ”プロジェクトの概要

長期予報の数学的モデルを作成するために、大気と海洋間の相互作用を研究すること、これが“ラズレズ”（断面の意味）プロジェクトの目的である。今日、海洋と大気の研究が盛んになるにつれて、海洋と大気は全体として1つのシステムを作っていることがますますはっきりしてきた。このシステムでは、大気はある状態から次の状態に速やかに移行する変わりやすいエレメントであり、このとき海洋は長い周期を持つ慣性エレメントの役割を演じている。

海洋・大気システムの複雑さにより、外部からの影響がなにもなくてもシステム内部に固有の変動が発生する条件が生み出される。この変動の一部は、システム内部の慣性力によって消滅することもあるが、同時に別の変動がこのシステムによって強められることもある。それらの結果が大気中に諸プロセスを生み出し、これが地球の様々な地域での天候を左右する。

気候変動とか異常気象に関しては、過去の観測から計算された平均値とその偏差がまず第一に研究者の注目を集める。この気候システムの働きの異常を前もって予想できれば、実際に天気の前測ができるということであり、これは現代科学の前に立ちはだかる複雑な課題の1つを解決することになる。ここで今最も重要なことは、海洋での諸過程が一番ダイナミックで、海洋と大気との相互

* 大阪管区气象台予報課

作用が特に活発な地域の研究である。

1970年代末に現在のソ連科学アカデミー総裁のグーリー・マルチュクがこれらの一連の地域をエネルギー活性海洋ゾーン（E A Z O）と呼ぶよう提案し、これらの地域が天気・気候の形成に果たす役割を示した。彼は、熱・流体力学の複雑な方程式と特別に組み立てられた摂動論を利用して地球上のさまざまな地域での長期的異常気象と気候の変化は、主にさまざまな“E A Z O”によって引き起こされることを突きとめた。そして、世界の海洋で大気と海洋間で最大の熱交換が認められ、南から北への熱の移動が認められる15の“E A Z O”を特定した。

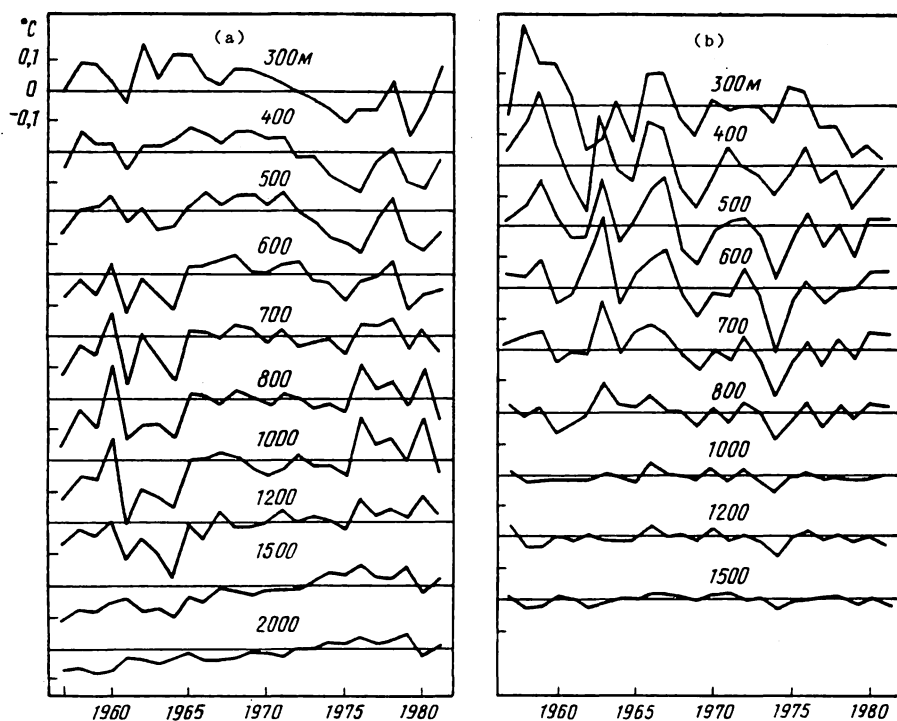
ソ連の気象学者は5つのゾーンである熱帯大西洋、メキシコ湾流（ガルフストリーム）、ニューファンドランド島、ノルウェー海域と黒潮の研究を行っている。マルチュクが提案した海洋の特定スポットに焦点を絞る“E A Z O”の概念は、“ラズレズ”プロジェクトの主要概念になっている。

1981年にソ連の科学者は、このプロジェクトを実際に実行に移し、1982年にはドイツ民主共和国・ポーランド・キューバの科学者も研究に参加した。インドとの大規模な科学技術協力が始まった1987年には、このプロジェクトにもう1つの“E A Z O”であるインド洋熱帯域が加わった。

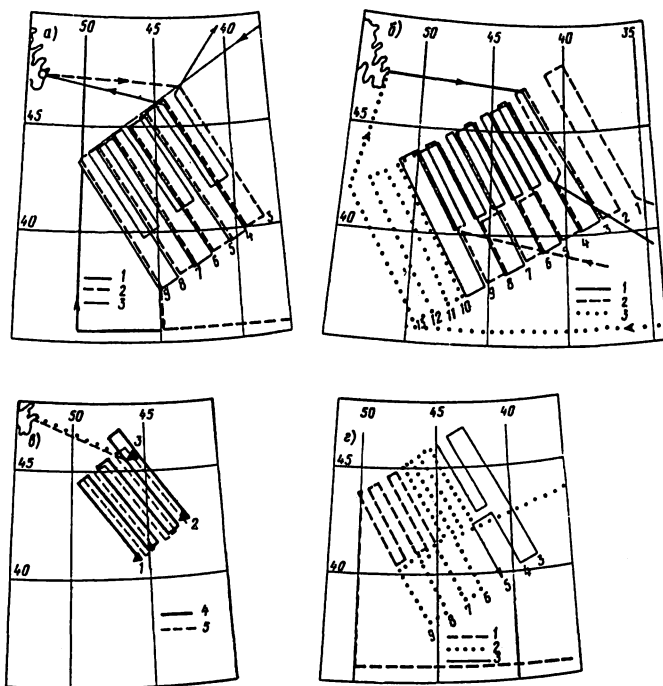
プロジェクトに従って毎年25回から30回の科学調査船特別航海が実施されている。人工衛星と飛行機からも定期的に観測が行われている。このように、“E A Z O”の測定は毎シーズン定期的に行われており、“ラズレズ”プロジェクトが保有する世界の海洋の状態に関する情報量は現在のところ国の内外を問わず比類のないものとなっている（第1図には、“ラズレズ”プロジェクトとは直接は関係ないが、世界の海洋に関する情報例として、大西洋（a）と太平洋（b）を平均化したときの各標準水面における水温偏差の経年変化を示す）。

“E A Z O”の海洋から上空への熱の流れ（潜熱を含む）の確認は、“ラズレズ”プロジェクトにとって中心的課題の1つである。そのために、プロジェクトには特別な観測と実験の戦略が盛り込まれている。これらの実験では、熱の流出と流入の各種の測定方法を基礎にして、海洋表層のアノマリとの関係のメカニズムが研究されている。

この課題は、大気と海洋の大循環の新しいモデル構築にとっても非常に重要である。それは、大気と海洋の相互に作用し合う境界層を、パラメータとして取り入れることが新しいモデルの中心的位置の1つを占めているからである。1987年11月から1988年4月にかけて、ニューファンドランド“E A Z O”でこの種の最新の実験“ニューファーエクス88”が5隻の科学調査船によって行われた。第2図には、この実験期間を4つの段階に分けたときの5隻の科学調査船によって調査された海域とルートを示す（北緯30度から50度・西経30度から60度の海域で1200回の深海観測と755回の高層観測、6236回の船上観測等が行われた）。これまでの“ラズレズ”プロジェクトの実験で得られたデータ解析によれば、海洋表面、例えばニューファンドランド“E A Z O”の水温と北東大西洋上を循環する大気には緊密な相関関係があり、この相関関係は正のフィードバック・システムを作っている可能性があることが判明している。



第1図 1957年から1981年の全海洋データを、大西洋(a)と太平洋(b)で平均化したときの各標準水面における年平均水温偏差の経年変化を示す。



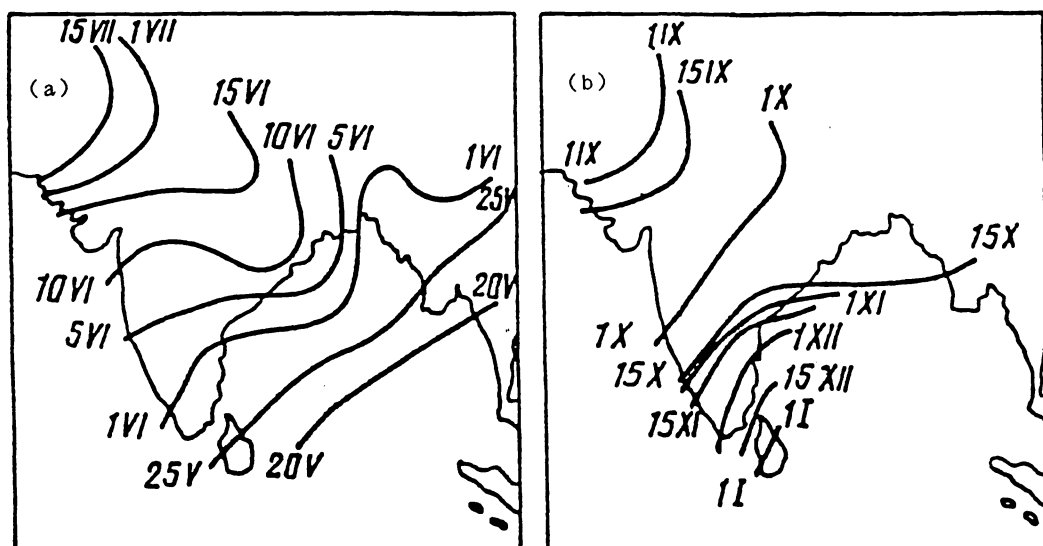
第2図 “ニューファークス 88” 実験時の4段階における各船舶の配置とコースを示す。

“ラズレズ”プロジェクトのもう1つの重要課題は、海洋表層の熱含有量異常が形成される物理的メカニズムを研究することである。また、局地的な大気プロセスに本質的には依存しない海洋の動力学的“記憶”の存在に関する問題も依然として重要となってくる。例えば、熱帯性海洋におけるこのような“記憶”としては、太平洋の西岸から東岸まで約3ヶ月間にわたって持続する動力学的な波の拡散があげられる。この課題の解決には、“ラズレズ”プロジェクトで行われている観測と海洋学的情報の4次元（空間と時間）捕捉システムの開発が、今後さらに重要な意義を持つてくると思われる。

第2章 衛星データからみたインド・モンスーン発達の解析について

年平均雲量の解析を中心に、モンスーン循環の解析では振幅位相特性（amplitude phase characteristics）、標準調和解析（standard harmonic analysis）と年平均の熱的エネルギー放射の外向きフラックス（訳注：OLR（Outgoing Longwave Radiation））を解析した。

第3図には、地上データに表れたインド・モンスーン域での春のモンスーン到来時（訳注：onset）の状態（a）と、モンスーン後退時（訳注：withdrawal）の状態（b）を示す。モンスーン現象に付随した季節変化は、風や降水量の特徴的な状態変化として現れる。第3図では、春から夏にかけて北西方向への年平均降水量に対する正偏差域の等時線（Oフェージ）の移動（a）と、秋から冬にかけて南東方向への年平均降水量に対する負偏差域（Lフェージ）の等時線の移動（b）をそれぞれ示す（訳注：Oフェージは、インドではモンスーンの onset に、その他の地域では雨季のはじまりに対応しており、Lフェージは、インドではモンスーンの withdrawal に、その他の地域では乾季の



第3図 インド・モンスーンの到来(a)と後退(b)の時期で、数字は日時、その横のアラビア数字は月を示す。

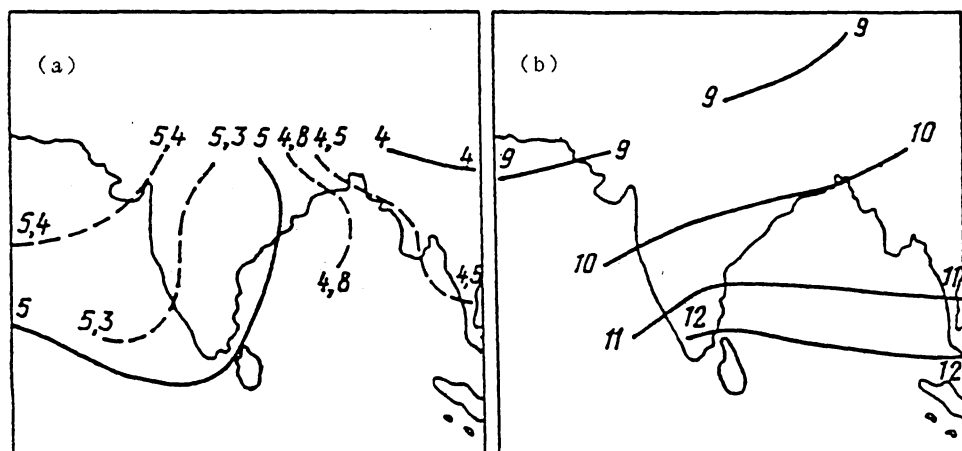
はじまりに対応している。したがって、Oファージ・Lファージを以後 onset・withdrawalで表すことにする)。

アジア・モンスーンに関連する大気の水文学的条件と大気の循環特性は、年平均降水量の地域特性として現れる。そこで、onsetとwithdrawalに対応した物理量をそれぞれ $t \uparrow$ と $t \downarrow$ で記述すると、これらに対応する地域での年平均物理量ということになる。

一方、ハドレー細胞・フェレル細胞と極細胞は、子午面内にみられる年平均降水量の相違として現れる。亜熱帯地方から中緯度地方へ、また、中緯度地方から高緯度地方へ各細胞が変化するとき数値 $t \uparrow$ と $t \downarrow$ は大きく変化する。インド・モンスーンは、ハドレー細胞の境界で強化され、このハドレー細胞が強化されるとき年平均降水量に対する onset は高緯度地方へ移動する。反対に、ハドレー細胞が衰弱するときには、年平均降水量に対する withdrawal は、ハドレー細胞から分流して亜熱帯地方へ移動する。

また、衛星で観測される特徴的な雲の状態から、年平均雲量に対する onset (正偏差) と withdrawal (負偏差) とモンスーン循環とを対比することができる。第4図は、1971年から1980年までの10年間の平均雲量に対する onset (a) と withdrawal (b) の等時線を解析したものである。これはインド・モンスーン域における緯度(ϕ)と経度(λ)を各 5×10 度のグリッドに分割し、対応する月平均衛星データから得たものである(等時線の数値は対応する月を示し、点線は衛星データの他、多数のデータから補外して得た等時線を示す)。

第4図の年平均雲量に対する onset, withdrawal の等時線の特性は第3図に対応する。すなわち、春におけるインド・モンスーンの到来と秋におけるインド・モンスーンの後退に関して、この等時線の位置は $t \uparrow(\phi, \lambda) = \text{const}$ と $t \downarrow(\phi, \lambda) = \text{const}$ となる。第4図(a)の onsetの

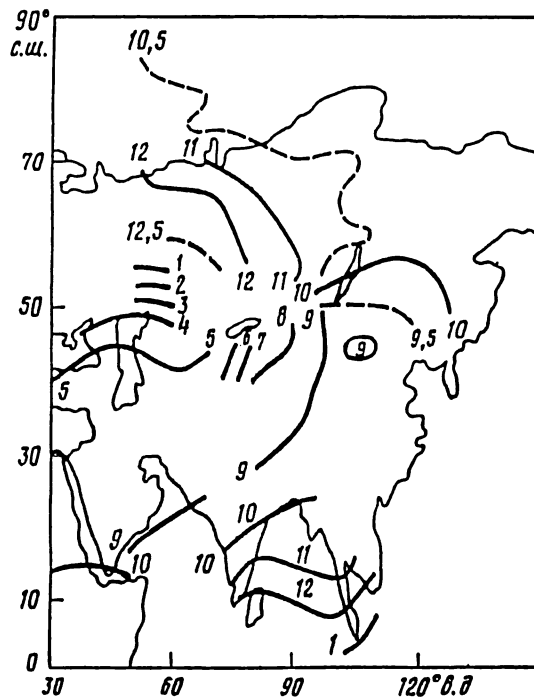


第4図 インド半島における年平均雲量に対する onset (a: 正偏差) と withdrawal (b: 負偏差) の等時線を示し、実線に対する数字は月を、点線は月日を示す。

等時線は、インド半島では4月から5月にかけて東から西へ移動し、秋には withdrawal の等時線はインド半島の南東方向へ移動する。

春のインド半島北西部での OLR は全般的に拡大され、秋にはインド半島南東部に集中する。また、年平均雲量と比較すれば OLR は5月から6月にかけてと9月から12月にかけて2つのピークがみられる。ここで、アラビア海の北東方向にある withdrawal の等時線をみると、秋にはアラビア半島へ移動する。これには大気中の風速場や海流の発達と関連した特性が考えられる。特に、夏から秋のアラビア海ではインド半島からの北東風が優勢となり、このときアラビア海の海流は、時計方向にアラビア海の沿岸を東に向かって流れている。

withdrawal の等時線は9月から12月にかけて、インド半島南端の周囲を時計方向に形成され、その結果がインド半島南端のベンガル湾における特性として現れる。ベンガル湾周辺での相対的な停滞地域の形成は、インドシナ半島での OLR の変動の影響を受けている。ベンガル湾とインド半島北東部における OLR に対する withdrawal の等時線の形は、第3図(a)に類似しており、6月ではインド半島北東部とベンガル湾の北西部では北西方向に等時線は曲がり込んでいるが、5月にはベンガル湾の北東部では北東方向となっている。



第5図 ユーラシア大陸における年平均雲量に対する withdrawal の等時線を示す。カザフ共和国周辺では“らせん状構造”となりその1つの分流がインド方面へ南東進している。

振幅位相特性の手法で解析した北半球における年平均雲量場から、全球スケールの雲量特性とモンスーンとの相互関係を示す。特に第5図から、ユーラシア大陸のカザフ共和国周辺の年平均雲量に対する withdrawal の特徴的な回転する等時線を述べることができる。この“らせん状構造”(訳注：ある点を中心として等時線が回転していること)は、年平均雲量に対する withdrawal の大陸的スケールでの等時線であり、シベリア西部では10月から12月にかけて北西進し、一方、ウラルから中央アジアにかけては1月から5月にかけて南下する。また、シベリア東部では5月から8月にかけて東進する。withdrawal の1つの分流した等時線は、9月から1月にかけてインド半島とインドシナ半島へ向けて南東進し、もう1つはゴビ砂漠の西部へ向けて東進する。9月以降の変化は第5図のように11月にかけて北方ほど早く移動する。このときのインド・モンスーン域に関連した withdrawal の等時線の形は、先に述べたようにアラビア半島とアラビア湾の影響を受けていることがわかる。

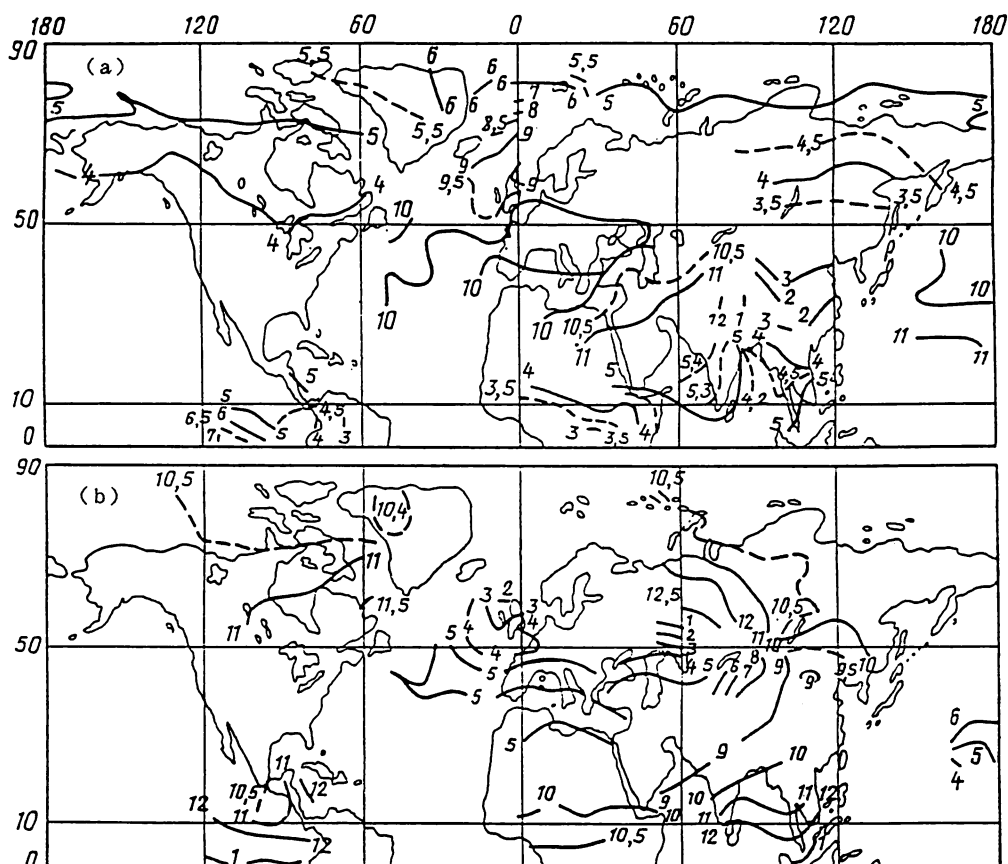
中緯度におけるモンスーン状態の発達特性に関しては、これまでも雲・降水等に関する多数のデータが示され、指摘されている。例えば、ユーラシア大陸での雪氷面積とインド半島におけるモンスーン時の降水量との関係等。その結果は、ユーラシア大陸での雪氷面積の大規模な正偏差は、地表面での熱収支の変動と対流圏での気温低下をもたらし、また、大規模な雪解け後におけるユーラシア大陸での過剰水分は、地上での低温を維持させる。対応するモンスーン循環特性としては、赤道地方と亜熱帯地方との間の通常の気温傾度と比較すればよく、冬季における多量の水分の蓄積はモンスーンの温度傾度を緩め、その結果がモンスーン循環の形成を弱めることになる。

年平均雲量に対する onset の等時線は、ヨーロッパ東部からアフリカの亜熱帯地方にかけては、10月から2月にかけて移動し、チベット東部で等時線は2つの流れに分離する。分離した等時線の1つが、インドシナ半島で3月初旬に出現し、インド半島西部に向かって4月から5月にかけて移動する(第6図)。

衛星データの利用から可能となった雲量とOLRの解析から、年平均に対するモンスーン循環の拡大とモンスーン特性が指摘できる。また、地球規模の気候と地域的規模の気候との相互作用の構造、あるいは発達の相互関係も指摘できる。特に、中緯度帯に現れる年平均雲量はユーラシア大陸では“鏡像タイプ”(訳注：第6図(b)でユーラシア大陸の東部と西部にみられるような同位相での移動のタイプを言う)の構造を示している。この年平均雲量に対する withdrawal の等時線の“らせん状構造”の形成は、中緯度あるいは亜熱帯地方における子午面内でのフェレル細胞の季節的な発達と、モンスーン循環の地域特性との影響を受けたことによる。

おわりに

長期予報研究の参考のために紹介したはずのソ連の文献が、反対に混乱を招く結果とならないか心配しています。本文中には理解しにくい箇所が多々あったかと思います。訳者自身がよくわかり



第6図 第4図と第5図に同じ。それぞれ onset (a)と withdrawal (b)を示す。

ませんので、これを読む人はなおさらだと思います。理解不足につき御了承下さい。

内容の校正については、大阪管区気象台予報課の好本予報官と横田技官にお願いしました。この場を借りて感謝いたします。

参考文献 (欧文のみ)

- (1) Hahn C. J, Warren S. G, London J, Chervin R. M, Jenne R: Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land. *NCAR Tech. Note TN-241*, Boulder, Colo. 1984.
- (2) Hahn C. J, Warren S. G, London J, Chervin R. M, Jenne R: Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over ocean. *NCAR Tech. Note TN-201*, Boulder, Colo. 1982.
- (3) Oort A. H, Rasmusson E. M: Atmospheric circulation statistics. NOAA Prof. Pap. No. 5, Rockville, Md, 1971.

赤道準 2 年周期振動と太陽活動の関係

須 田 滝 雄 *

1. はじがき

近年、気候変化に影響する要因として、 CO_2 やフロンガスの増加が声高に叫ばれ、太陽活動などは、その蔭に隠されてしまった観がある。これら人工的要因も、もとより重要であるが、それにもかかわらず、太陽活動もこの問題に関して、やはり無視できないものと筆者は考えている。その主なる根拠は、今までの幾つかの研究結果から主張してきたように、これらガスの増加がなかったと考えられる時代の気候変化が、太陽活動によって、かなりよく説明できることである。この問題については、新たな角度から検討することを計画しているが、ここでは、赤道準 2 年周期振動と太陽黒点数との関係について、ラビツケらが研究した結果を、上野(1989)が紹介していることに関連して、同テーマについて筆者がさきに(1980)解析した結果を紹介して参考に供したい、この論文は、1979 年米国で行われた Solar-Terrestrial Predictions というシンポジウムの報告 4 巻の内の第 3 巻に掲載されているもので、気象関係では、なじみが薄いものであったようなので、この論文の内準 2 年振動(QBO)に関する分の概要を記してみた。

2. QBO 各サイクル内の最大西風成分と太陽活動の関係

シンガポールの 500 mb 面における西風成分(12月移動平均)の逐年変化が山元(1978)によって報告されている。この図を利用して QBO の各サイクル内の西風成分の最大値とその現れた年月を求めた。これらの値と黒点数および C_i 指数(太陽からの微粒子放射の指数と考えられる)の逐年変化を比較すると Fig.1 のとおりとなる。この場合、黒点数も C_i 指数も共に、上記の西風最大風速の現れた月を中心とした 12 月の移動平均をとったものである。この図を見ると、西風成分最大値は、太陽活動と負の関係を示している(Fig 1)。 C_i との関係はあまり密接ではないが、

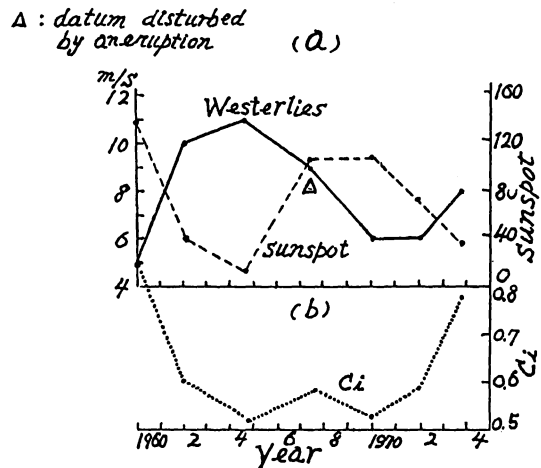


Fig. 1 RELATION BETWEEN WESTERLY WIND SPEED AT THE 50-MB LEVEL. BOTH VALUES ARE OF 12-MONTH RUNNING MEAN (Suda, 1980).

* 元舞鶴海洋気象台長

黒点数との関係はより密接である。とくに 1967 年（図中△印）を除いて見ると関係は極めてよい。この 1967 年の西風値は黒点数から期待される値より著しく強い。理由は 1968 年の Fernandina 大噴火の影響が考えられる。1967 年の西風の値は、この年の後半にこのサイクルの西風最大が現れたため、それを中心とした 12 か月移動平均であるから、1968 年の噴火の影響が現れていても時間的に前後するという矛盾はない。また噴火の影響の現れ方は、他のサイクルの場合の例から見て、黒点の少ない場合と同じ方向をとるべきであり、この点からも矛盾はない。いずれにしても黒点数少、大噴火あり、ということが QBO 西風を強めるということで、QBO のメカニズムにも連なる事柄であるので、その後集積されたデータについて更に研究して見る価値のある問題と考えられる。筆者は別の論文（1963）でマーカス島（24.3 N, 154.0 E）上空 22 km の東風成分と太陽の白斑面積（黒点数と同様太陽からの紫外線放射の指標と考えられる）との関係を解析して、報告した。それは日々の値において、両者は正の関係を示すものであって、シンガポール西風が黒点数と負の関係であることと整合している。

3. QBO 周期と太陽活動の関係

Ebson (1975) が作成した Canton 島上空 30 mb 面の風速（東西成分）の月平均の年々の変化を見ると、QBO 1 サイクルの長さは、20 か月から 34 か月の間で変化している。この周期の 3 個の移動平均とそれに相当する黒点および C_i 指数の値との関係を見ると、この周期は両指数と負の関係を示しているが C_i との関係の方が密接である（Fig. 2, 黒点との関係は省略した）。相関係数、 $r = -0.79$, 14 pairs, $\alpha < 0.55$ 。

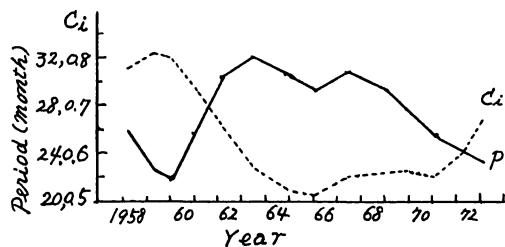


Fig. 2 RELATION BETWEEN THE PERIOD OF 30-MB QBO OVER CANTON ISLAND AND THE C_i INDEX (Sudd, 1980).

4. 第 2, 3 項で述べた結果の検討

第 2 および第 3 項で述べた事柄を要約すれば、QBO と太陽活動の関係は深いが、これを太陽活動の要素別に見れば、QBO の西風の強さについては、黒点数と、サイクルの長さについては、 C_i 指数との関係がより密接である。この事実は、筆者の今までの幾つかの研究結果から、次のように解釈される。

(1) 紫外線放射および微粒子放射それぞれの指標となる黒点数および C_i 指数の変化は、太陽活動の長い周期的変化においては、ほぼ平行して変化するが、11 年周期においても両者は相当に異なった変化をする。たとえば、1965—1972 年の各年の C_i の値は、 C_i と黒点数の長年の関係から

期待される値の約 $1/2$ となっている。このことは、一口に太陽活動と言っても、その種々の要素は平行して変化するものでないことを示す十分な証拠であろう。

(2) 黒点数に指標される紫外線放射の変化は、主として低緯度の気象に、 C_i に指標される微粒子放射の変化は、主として高緯度の気象に影響する。

(3) 低緯度および高緯度の気象変化は、相互に影響し合うから、種々の気象現象には、両放射（両指標）が複合して影響（関係）することになる。そのような例を挙げれば（Suda, 1976）、Fig.3 のとおり。同図（a）を見ると、冬の極渦の大きさは、概して言えば、 C_i 指数とは負の相関を示すが、黒点数との関係は複雑で、120 ぐらいまでは、正の関係で、これ以上の黒点数になると、負の関係となる。

この 120 という相関が逆転する値は「相関の逆転点」と言われるものであり、黒点数と種々の気象との関係を解析する際、よく現れるものである。数値は、気象現象によって多少異なり、90 くらいのこともある。極渦の大きさと正の関係を持つように、両指数の組み合わせを実験的に求めると E を渦の拡がり（緯度）、 S 、 C_i をそれぞれ黒点数、 C_i 指数の値、とする。

$$E = 58.0^\circ + 8.0^\circ C_i \cdot S_e^{0.3}, \quad \text{ここで } S_e = |S - S_r|, \quad S_r = 120 \text{ (逆転点)}.$$

この関係を図示すると同図（b）のようになる。

(4) 前項で述べた事柄から、QBO との関係においても黒点数と C_i 指数の両者とも働きがあることが推定される。実際に前記のように両指数が関係していることが分かった。

しかし、なぜ西風の強さに対しては黒点数が、周期に対しては、 C_i 指数がより密接に関係するのか、その理由は分からない。これは、両放射が QBO に影響するメカニズムが解明されることによって始めて明かになるものであろう。QBO の資料もその後蓄積されたので、この研究結果につ

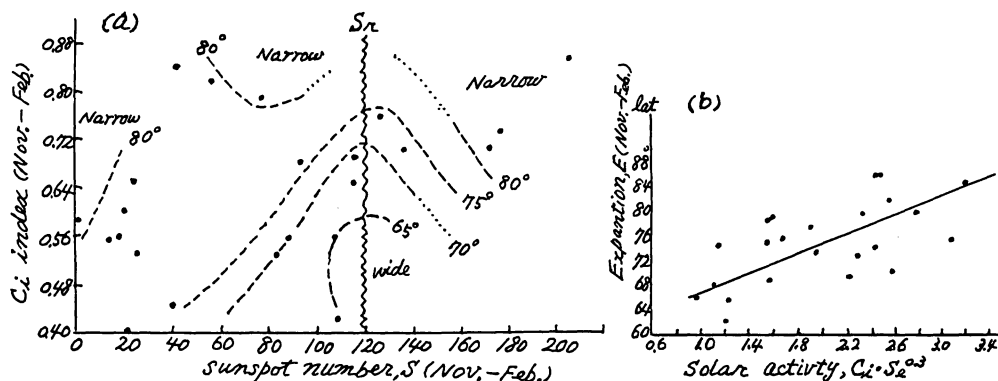


Fig. 3 RELATION AMONG THE EXPANSION OF THE POLAR VORTEX AT THE 500-MB LEVEL, FOR NOV.-FEB., 1949-1971. NUMERALS IN (a) AND THE ORDINATE OF (b) SHOW THE EXPANSION OF THE VORTEX (THE MEAN VALUES OF THE SOUTHERNMOST LATITUDES ALONG EACH LONGITUDE IN EACH YEAR) (Suda, 1976).

いて追試を行うことも意味があると思われる。また Fig.3 (b) のように幾つかの太陽活動指数を組み合わせると QBO の関係を説明することも有益であろう。

追記 (Fig. 3 の(b) の相関係数, $r = +0.624$, 23 Pairs, $\alpha < 0.01$)。

文 献

- 上野達雄., 1989 : 太陽活動と気候, 赤道圏準 2 年振動 (QBO)。グロスベッター, **28** - 1, 21 - 26.
- Suda, T., 1980 : An Attempt at Prediction of Solar Activity Indices which are closely related to Climate. Solar - Terrestrial Predictions Proceedings, U.S., *Dept of Commerce*, **3**, A 96, 101.
- Yamamoto, R., 1978 : Volcanic Eruption and Climatic Variability (in Japanese). *Tenki, Met Soc Japan*, **25**, 98 - 99.
- Suda, T. 1963 : The Effect of Solar Activity on some Meteorological Phenomena. *Geophys Mag.*, **31**, 554 - 579.
- Suda, T., 1976 : Effect of Solar Activity on Polar Vortex and a Hypothesis on Linking Mechanism. *Geophys. Mag.*, **37**, 361 - 369.

編集後記

あっと言う間に年が明けてグロスベッター 29 巻も第 2 号の運びとなりました。今回は 9 月 21 日に行われた月例会「長期予報と大循環」の報告 5 編と、大阪管区気象台の森さんのソ連の論文紹介と気象庁OBの須田さんからおよせいただいたQBOと太陽黒点に関する論文を掲載しました。頭をすっきりさせてから読まないで大変そうな、なかなか読みごたえのある号となりました。

同好会誌ですから気楽に読めるものや、やさしい解説、やや分野の違ったものなどいろいろ取り混ぜて載せたいと思っています。皆さんの投稿を心からお待ちしております。

グロスベッターも会員が 700 名を突破し、転勤の多い会員が多いと事情もあってなかなか名簿整理も手作業では難しくなってきました。取り合えずは名簿管理用のソフトウェアと、できたらパソコンを購入したいと事務局では考えています。機種選定やお奨めソフトなどについてなにかご意見がありましたら事務局までご一報ください。このところいろいろな計算機があふれていて、どれも経験するということは不可能になってきていて、事務局でもなにがいいか、5 年後くらい先にくるであろう更新のことまで考えるとなかなか踏ん切りがつかないでいます。

長期予報課でもパソコンや大型計算機の端末のほかに、2 年前にワークステーションがはいり、新しいオペレーティングシステム（UNIX）上の新しい言語（C 言語）のプログラムを開発しています。その開発したプログラムのひとつに世界の天候監視のためのシステムがあります。世界の日最低気温や最高気温、日降水量などが世界地図上にカラーでディスプレイ上に表示され、なかなか評判がよいシステムなのですが、日々の地上観測が報じられるSYNOP電報の入電状況がわかるため、中東の入電状況の問い合わせが多発するという思わぬ事態となりました。国境線がはいっている地図上にデータを表示するシステムが他にはなかったようです。湾岸戦争の波が長期予報課にもやってきています。

このようなシステムの他にもワークステーション用のプログラムが開発されたりして、FORTRANの他にC言語も当然のこととして覚える必要が出てきています。私も30才を過ぎてから業務でやりはじめましたが、これがFORTRANより気に入ってしまい、最近ではセミコロンが終わりにつかないと不安になって落ち着かなくなっていました。5 年後の流行はどうなっているでしょうか。長期予報と同じくらい難しくて頭をかかえています。 (林)

平成 2 年度グロスベッター役員

(筑波大学) 安成 哲三

(気象研究所) 佐藤 康雄

(長期予報課) 工藤 達也, 中村 和信, 湯田 憲一, 河原 幹雄, 山田 真吾, 林 久美

林 久美(庶務担当), 三浦 芳敬, 前田 修平(会計担当)

