

# グロースベッター

第14巻 第3号

主成分分析と長期予報	広瀬元孝	1
太陽活動—気象間関係の研究について	河野毅	10
準2年周期とその対流圏循環型との関係〔紹介〕	山本雄次	14
作用中心における準2年周期と長周期変動〔紹介〕	舘英男	26
平均値の検定法 (Welch法) について	能登正之	38

1976年5月

L. F. グループ

# 主成分分析と長期予報

気象研究所 広瀬元孝

## 1. ま え が き

主成分分析を、最初に気象解析に利用した人がだれであるかは明らかではないが、Lorentz の経験的直交関数 (Empirical Orthogonal Function) はあまりにも有名である。とくに経験的といったのは、主成分分析の結果求められる固有関数 (固有ベクトルともいう) が、過去における多変量データの、多数の観測値を集約するものであるから、と考えてよい。

主成分分析は統計学の変量解析に含まれる一手法で、変量解析には、

変量解析 (Multivariate Analysis)

- 重回帰分析 (Multiple Regression Analysis)
- 主成分分析 (Principal Component Analysis)
- 正準相関分析 (Canonical Correlation Analysis)
- 判別分析 (Discriminant Analysis)
- 因子分析 (Factor Analysis)

などがある。

予測という立場から考えると、重回帰分析、正準相関分析、判別分析には予測機能を持たせることができる。すなわち、重回帰分析は多数の要素と一つの要素との関係を調べるものであるから、前者を予測因子、後者を予測対象要素とすればよい。正準相関分析は多数の要素と多数の要素との関係であるから、やはり要素が二つのグループに分けられており、一方を予測因子とすればよい。判別分析は、このような形式からは重回帰分析とまったく同様で、一個の要素が二群以上 (気温が正か負の二群とか、非常に高い、高い、並み、低い、非常に低い五群など) に分けているだけが異なっている。

主成分分析と因子分析は、いずれも多変量情報の収約という点に主目的があり、直接には、上のような予測機能を持たせることができないようになっている。

主成分分析と因子分析との相違は、後者がはじめから、誤差の存在を仮定して共通な因子を見出だそうとするのに対して、主成分分析は、誤差などを含めてもっとも良く多変量情報を収約するものを見出だすことを目標としている点にあるが、多変量情報の収約という点に関しては、取り扱い上大きな違いはない。

この報告では、長期予報という超多変量情報の洪水を、どのように収約し将来の予測へ向けるかについて、論文としてでなく、解説的に述べることにする。断るまでもないが、主成分分析の専門家ではないので、正確な説明は成書の参照をお願いすることにする。とくに気象関係では、既に、“小沢 正、鈴木栄一”などの諸氏によって、“気象と統計”その他で詳しく紹介されている。但

し、当時とは違って、コンピューターの普及も著しく、性能も亦画期的に向上している。ここではコンピューター技法を中心に、超多変量情報の収約と予報への適用について、実用的な立場から説明を行ってみることにする。

## 2. 主成分分析の手法

主成分分析を理解するには、調和解析あるいは周期分析と対応づけることが一番手取り早い。

いま仮りに、北半球上の気圧について、zonalに周期分析をすることを考え、ある緯度の経度10ごとの値を

$X(i)$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, 35, 36$ ) また“波数— $n$ ”の、たとえば $\sin$ の値を $S_n(i)$  とすると、その係数は

$$A_n = \sum X(i) \cdot S_n(i) \quad (1)$$

である。またこの $A_n$ を使用して一連の $S_n(i)$ で説明される $X(i)$ の値 $\tilde{X}(i)$ は

$$\tilde{X}(i) = \sum_n A_n S_n(i) \quad (2)$$

である。ここで $S_n(i)$ は

$$\sum_i S_n(i) \cdot S_m(i) = \begin{cases} 1 & (n=m) \\ 0 & (n \neq m) \end{cases} \quad (3)$$

で、直交関数系を形成し相互に独立である。

主成分分析は、上のような直交関数系を、与えられたデータから求めるものである。いま $X(i)$ の組の、多数の観測値を改めて

$$X_t(i) \quad (t = 1, 2, 3, \dots)$$

とする。ここで $X_t(i)$ は $i$ について、各 $t$ ごとの平均値からの偏差で表わされているものとする。(zonal meanからの差)

いま、

$$R(i, j) = \sum_t X_t(i) \cdot X_t(j) \quad (4)$$

なる分散共分散行列を作ること考える。主成分分析のモデルとは、実はこの $R(i, j)$ という行列の作り方自体にあり、あとはサブルーチンのcallという機械的な計算だけしかない。すなわち $R(i, j)$ の計算というモデル作りは解析自身の問題であって、主成分分析の問題ではないからである。

サブルーチンをcallすることによって、固有値 $D_n$ と、固有ベクトル(固有関数) $S_n(i)$ とが得られる。ここで得られた $S_n(i)$ は、周期分析のときに使用した $S_n(i)$ とまったく同様で

$$A_n(t) = \sum_i S_n(i) \cdot X_t(i) \quad (5)$$

$$X_t(i) = \sum_n A_n(t) \cdot S_n(i) \quad (6)$$

が成立する。固有値の  $D_n$  は

$$D_n = \sum_t A_n^2(t) \quad (7)$$

で、一般に大きさの順に出力される。

$$G = \sum_n D_n = \sum_i R(i, i) \quad (8)$$

とすると、 $G$  の値は  $X_t(i)$  の総分散に等しい。また、

$$r_n = \sqrt{D_n/G} \quad (9)$$

で、これは  $n$  番目の固有ベクトルだけによる  $X_t(i)$  の推定値

$$\tilde{X}_t(i) = A_n(t) \cdot S_n(i)$$

と  $X_t(i)$  との相関係数である。一般には(9)の形式でなく、 $D_n$  を

$$D_n = D_n \cdot G \cdot 100.0 \quad (10)$$

とし、これによってその固有関数がもとの  $X_t(i)$  を記述する寄与率を表わすことが多い。

ここで、 $i$ ,  $n$ ,  $t$  の数の関係について説明しておく。 $i$ ,  $n$ ,  $t$  のそれぞれの総数を  $I$ ,  $N$ ,  $T$  とすると、主成分  $n$  は、 $I$  と同数だけ求められる。 $T$  は資料数であるが、 $T \geq I$  である必要はない。しかし、その場合主成分の数は、 $I$  と同数でなく、 $T$  だけ求められる。

さて、行列の固有ベクトルの求め方について、ここではサブルーチンを call すればよいと説明した。事実、解法そのものは数学的な興味だけしかないが、サブルーチンにはいろいろな種類があり、選択に迷うこともある。大別すると、

- a) パワー法 (累積法)
- b) ヤコビ法 (回転法)
- c) Q L 法 (三角行列法)

がある。現在の計算機の性能から考えると、パワー法と Q L 法の二つのサブルーチンがあれば十分であろう。

パワー法は、一番原理的な方法であるが、固有ベクトルの大きいものから数個だけ求めるときに適している。次元数が多少増えても計算時間にはあまり影響はない。固有ベクトルを全部求める必要のあるとき、その上次元数が 100 元以上にもなると、ヤコビ法は経済的でない。

本報告末尾に示すプログラムは、Q L 法に基づくものであるが、所要メモリーも少なく、計算時間も早く、使いやすいという、筆者のひそかに自慢のものである。永年使い込んだものであるから、参考のため載せることにした。

### 3. 500 MB の Zonal Mean についての解析例

いま北半球の月平均 500 mb 高度の Zonal Mean を  $X_t(i)$  とする。

ここで、

$i = 1$	30 N
$i = 2$	40 N
⋮	⋮
$i = 5$	70 N
$i = 6$	80 N

である。

$X_t(i)$  の変動のうち、一番顕著なものは季節変化であり、その外南で高く、北で低いという性質もある。ここでは一応、長期予報における慣例に従って、 $X_t(i)$  はすべて平年値からの偏差で表わされているものとする。さて、以上のようにしても未だ残る分っている性質として、高緯度で変動が大きく、低緯度で小さいという性質である。これを考慮に入れるならば、 $X_t(i)$  は、さらに緯度ごとの標準偏差で規準化しておくことが必要である（さらに緯度による代表面積の違いもある）。

主成分分析を実施する際、すでに分っている性質を、どのように取り入れるかは、すべての Model の問題であり、 $X_t(i)$  は以上のような手続きを経た値であるものとする。この例では  $X_t(i)$  は正規化した値を使用している。したがって(4)式から求められる  $R(i, j)$  は相関行列になっている。

第1表は上のようにして求めた固有値と固有ベクトルの結果で、固有値は式(4)に従って、その成分の寄与率で表現してある。寄与率の積和の欄をみれば分かるように、主成分を二個も取れば寄与率が 69.5 % ( $r = \sqrt{0.695}$ )にも達する。

第1表 月平均500MB高度Zonal Meanの主成分分析

項目 \ 成分	1	2	3	4	5	6
寄与率	45.9	23.6	14.3	11.3	3.9	1.0
積和	45.9	69.5	83.8	95.1	99.0	100.0
30 N	-0.1747	-0.0745	0.4847	0.5932	0.5228	0.3222
40 N	-0.3863	0.0367	0.5509	0.1209	-0.3937	-0.6135
50 N	-0.2185	0.6294	0.3649	-0.4841	-0.0389	0.4326
60 N	0.3529	0.6848	-0.1030	0.2055	0.3664	-0.4684
70 N	0.5885	0.1344	0.2172	0.3816	-0.5982	0.2915
80 N	0.5492	-0.3315	0.5202	-0.4597	0.2794	-0.1684

さて固有ベクトルをみると、高緯度と低緯度との逆相関がよく表現されており、一般に Zonal Index として (40-60°N) がとられているが、(40-70°N) の方が、より Zonal な性質を表現できることが分る。

第2成分は、50°Nと60°Nを中心とする振動であるが、第1成分との関係を見ると、第1成分で50°N、60°Nという付号の変り目の場所になっているところで、第2成分では最大(最小)になっている。これはちょうど、三角関数の Sin と Cos のようなもので、主成分ベクトルの直交性から当然ではあるが、この意味では、第1成分と第2成分とは、一對のものとして考えてもよいことを示している。第3成分は、どちらかという全半球一斉に上ったり下ったりする傾向を示し、その中でも低緯度と高緯度とは同時に変動する性質のあることを表わしている。第4成分以下はスケールも小さく、とくに寄与率から見て、第5、第6成分は誤差の範囲にあるものと考えてよい。

第1成分と第2成分のような関係が分れば、さらに両者を組合せた複素変数を使用した解析も考えられるが、くどくなるので省略する。

(参考)

J. M. Wallace ; Empirical Orthogonal Representation of Time Series in the Frequency Domain Part I and II, Journal of Applied Meteorology, Sep / 72. Vol 11: No. 6.

#### 4. 主成分分析と長期予報

前にも述べたように、主成分分析は多変量情報の収約が目的であるから、この方式自体には予測機能を持っていない。しかしながら、つぎのような方式で、この解析方法を予報に利用することができる。

a) 式(5)で得られる  $A_n(t)$  を利用する。

式(5)を再記すると、

$$A_n(t) = \sum S_n(i) \cdot X_t(i)$$

前節の Zonal Mean の解析でいうと、 $X_t(i)$  は各月の Zonal Mean で、得られた南北の固有ベクトル  $S_n(i)$  を使って  $A_n(t)$  へ変数変換をしたことになる。したがって、たとえば前月の  $X_t(i)$  と翌月の  $X_t(i)$  の代りに前月の  $A_n(t)$  と翌月の  $A_n(t)$  を使用し、あとは重相関解析などを使って、各  $A_n(t)$  の予報を行えばよい。この方式によると、Zonal Mean くらいの予報では効果は少ないが、北半球天気図の予報のように 200 地点も予報するときは、主成分分析によって変量の収約を行った後に、普通の重相関分析が適用できるので都合がよい。

b) 予測期間を含めて主成分分析を実施すること。

$X_t(i)$  という要素が  $i$  個の時系列のうち、 $t$  が7月の Zonal Mean を 3, 4, 5, 6月の値から予報するとき、 $i$  として改めてつぎのように並べ換えてみる。

$i = 1, 2, \dots, 6$                     3月の Zonal Mean  
 $i = 7, 8, \dots, 12$                 4月            "  
 $i = 13, 14, \dots, 18$                5月            "  
 $i = 19, 20, \dots, 24$                6月            "  
 $i = 25, 26, \dots, 30$                7月            "

このように並べたときの  $X_t(i)$  の  $t$  は、今度は年単位になっている。これから作った分散共分散行列  $R(i, j)$  は、今度は 30 元の行列で、これの固有値、固有ベクトルを求めてみると、第 2 表のようになっている。

第 2 表 Zonal Mean の季節変化型 (春から夏へ)

成分/固有値	月	30 N	40 N	50 N	60 N	70 N	80 N
1    20.2%	3	0.200	0.337	0.285	-0.128	-0.259	-0.266
	4	-0.063	-0.081	0.131	0.298	0.268	0.149
	5	0.003	-0.172	0.014	0.268	0.255	0.152
	6	0.047	0.024	0.140	0.218	0.172	0.037
	7	0.112	0.127	0.154	0.161	0.049	-0.168
2    19.4%	3	-0.136	-0.221	-0.106	0.306	0.358	0.251
	4	0.038	-0.064	-0.060	0.102	0.192	0.139
	5	-0.069	-0.212	-0.141	0.054	0.263	0.362
	6	0.033	-0.014	0.085	0.138	0.252	0.286
	7	-0.005	0.014	-0.007	0.004	0.201	0.272
3    13.2%	3	-0.237	-0.038	0.085	-0.036	-0.038	0.082
	4	-0.136	0.234	0.391	0.008	-0.290	-0.380
	5	-0.275	-0.187	0.286	0.358	0.131	0.157
	6	-0.167	-0.095	0.100	-0.089	-0.147	0.101
	7	-0.101	-0.038	0.062	0.021	-0.039	0.070

3月から7月までの Zonal Mean の年々の変化は、第 2 表のような固有ベクトルの合成値として記述されており、とくに第 2 成分のように、各月同じパターンになっているのも興味ある結果である。ここでは、固有ベクトルの吟味が目的ではないので、以上のような結果を、どのようにして予報へ持ってゆくかについて述べることにする。

いま、6月までの状況から7月の予報を行うとき、

$$\tilde{A}_n(t) = \sum_{i=1}^{25} S_n(i) \cdot X_t(i)$$

とする。すなわち、 $A_n(t)$  は正しくは7月まで ( $i = 30$  まで) の値で求めるべきであるが、6

月までの推定値で代用し、7月の値は、

$$\widetilde{X}_t(i) = \sum \widetilde{A}_n(t) S_n(i) \quad (i=26\sim 30)$$

として求めようとするものである。

さらに正確には、ある年の  $A_n(t)$  について、(  $i=1\sim 25$  ) のときの値と、(  $i=26\sim 30$  ) の  $A_n(t)$  について、過去の事例から前もって重回帰式を作っておけばよい。もちろん、この2種類の  $A_n(t)$  はきわめて持続性の高いものであり、これの補外 だけでもかなりの予測精度が得られることがある。

## 5. む す び

電子計算機における Real メモリーの著しい低廉化と、仮想記憶装置の出現で、長期予報という超多変量を取扱う分野も、その統計処理はかなり楽になった。これが直ちに予報精度の向上に結びつくかどうかは別として、計算機の性能にマッチした多変量解析用のサブルーチンの整備が必要と思われる。

長期予報だけについて言えば、過去と未来の線型結合の方式は、重回帰、正準相関だけでなく、主成分分析も利用でき、同じデータについても、いろいろの結びつけ方があるということで、モデルの検討と選択だけが、やはり問題として残されていることになる。

### 実対称行列の固有値、固有ベクトル使用法

SUBROUTINE DQLT (NDIM, NN, Z, E, D)

Z (NDIM, NDIM)

NDIM            MAIN プログラム中の DIMENSION の大きさ

NN              実際に使用されているアレイの大きさ

倍精度でも単精度でもよい。最初に実対称行列が入り、出るとき固有ベクトル。

単精度のときは、プログラムの11行目の“C”をとる。

C                REAL\*4    Z

E (NDIM)

常に倍精度。固有値の大きい順に出力される。

D (NDIM)

常に倍精度、ワークスペース



```

COMPUTE EIGEN VALUE AND EIGEN VECTOR
CF REAL SYMMETRY MATRIX

SUBROUTINE DCLT(NDIM,N,Z,E,D)
IMPLICIT REAL*8(A-H,O-Z)
DIMENSION Z(NDIM*1),E(1),D(1)

Z(1:NDIM) INPUT -- REAL SYMMETRY MATRIX
OUTPUT -- EIGEN VECTOR
E(NDIM) EIGEN VALUE ( DCUBLE PRECISION )
D(NDIM) WORK SPACE ( DCUBLE PRECISION )

REAL*4 Z
EPS=1.0D-24
TOL=1.0D-38

DO 170 NNP=2,N
I=N+2-NNP
IM1=I-1
IM2=I-2
L=IM2
F=Z(I,IM1)
G=0.0D0
IF(L) 30,30,10
DO 20 K=1,L
G=G+Z(I,K)*Z(I,K)
30 H=G+F*F
40 E(I)=F
H=0.0D0
GO TO 160

50 L=L+1
IF(F) 70,60,60
60 E(I)=-DSQRT(H)
G=E(I)
GO TO 80

70 E(I)=DSQRT(H)
G=E(I)
80 H=H-F*G
Z(I,IM1)=F-G
F=0.0D0
DO 130 J=1,L
Z(J,I)=Z(I,J)/H
G=0.0D0
DO 90 K=1,J
G=G+Z(J,K)*Z(I,K)
JPL=J+1
IF(JPL=L) 100,100,120

```

```

100 DO 110 K=JPL,L
110 G=G+Z(K,J)*Z(I,K)
120 E(J)=G/H
F=F+G*Z(J,I)
130 CONTINUE
HH=F/(H+H)
DO 150 J=1,L
F=Z(I,J)
E(J)=E(J)-HH*F
G=E(J)
DO 140 K=1,J
Z(J,K)=Z(J,K)-F*E(K)-G*Z(I,K)
140 Z(J,K)=Z(J,K)-F*E(K)-G*Z(I,K)
150 CONTINUE
160 D(I)=H
170 CONTINUE
D(I)=0.0D0
E(I)=0.0D0
DO 270 I=1,N
L=I-1
IF(C(I)) 180,230,180
180 IF(L) 230,230,190
190 DO 220 J=1,L
G=0.0 CO
DO 200 K=1,L
G=G+Z(I,K)*Z(K,J)
200 G=G+Z(I,K)*Z(K,J)
DO 210 K=1,L
Z(K,J)=Z(K,J)-G*Z(K,I)
210 Z(K,J)=Z(K,J)-G*Z(K,I)
220 CONTINUE
230 D(I)=Z(I,I)
Z(I,I)=1.0D0
IF(L) 260,260,240
240 DO 250 J=1,L
Z(I,J)=0.0D0
250 Z(J,I)=0.0D0
260 CONTINUE
270 CONTINUE

DO 310 I=2,N
IM1=I-1
310 E(IM1)=E(I)
F=0.0D0
B=0.0D0
E(N)=0.0D0
DO 500 L=1,N
J=0
H=EPS*((ABS(D(L))+DABS(E(L))))
LPL=L+1
IF(B-H) 320,330,330
320 B=H
330 DO 340 P=L,N

```

```

IF(CABS(E(P))-B) 350,350,340
340 CONTINUE
350 IF(M-L) 360,490,360
360 IF(J-30) 370,500,500
370 J=J+1
P=(C(LP1)-D(L))/(2.000*E(L))
R=CSQRT(P*P+1.000)
IF(P) 380,390,390
380 H=C(L)-E(L)/(P-R)
GO TO 400
390 H=C(L)-E(L)/(P+R)
400 DO 410 I=L,N
410 D(I)=D(I)-H
P=C(M)
C=1.000
S=0.000
MM1=M-1
IF(MM1-L) 420,420,420
420 DO 470 MNC=L,MM1
I=L+MM1-MNC
IPI=I+1
G=C+E(I)
H=C*P
IF (DABS(P)-CABS(E(I))) 440,430,430
430 C=E(I)/P
R=CSQRT(C*C+1.000)
E(IPI)=S*P*R
S=C/R
C=1.000/R
GO TO 450
440 C=P/E(I)
R=CSQRT(C*C+1.000)
E(IPI)=S*E(I)*R
S=1.000/R
C=C/R
450 P=C*D(I)-S*G
D(IPI)=H+S*(C*G+S*D(I))
DO 460 K=1,N
H=Z(K,IPI)
Z(K,IPI)=S*Z(K,I)+C*H
460 Z(K,I)=C*Z(K,I)-S*H
470 CONTINUE
480 E(L)=S*P
D(L)=C*P
IF(CABS(E(L))-B) 490,490,360
490 D(L)=D(L)+F
500 CONTINUE
DO 570 I=1,N
IPI=I+1

```

```

K=I
P=C(I)
IF(N-I) 540,540,510
510 DO 530 J=I+1,N
IF(D(J)-P) 520,530,530
520 K=J
P=C(J)
530 CONTINUE
540 IF(K-I) 550,570,550
550 D(K)=D(I)
D(I)=P
DO 560 J=1,N
P=Z(J,I)
Z(J,I)=Z(J,K)
560 Z(J,K)=P
570 CONTINUE
DO 580 I=1,N
IA=N-I+1
E(I)=C(IA)
K=N/2
DO 600 I=1,K
IA=N-I+1
DO 590 J=1,N
D(J)=Z(J,I)
590 Z(J,I)=Z(J,IA)
DO 600 J=1,N
600 Z(J,IA)=D(J)
RETURN
ENC

```

## 太陽活動－気象間関係の研究について

気象衛星課 河野 毅

昨年の夏、ジュネーブで IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics 国際測地学地球物理学連合) の総会が開かれた。IUGG とはその名の通り、気象学を含む広く地球物理学全般に関する科学者の集まりである。この総会で、ICSU (国際学術連合) の下にある太陽地球間物理学特別委員会 (Special Committee on Solar Terrestrial Physics : 略称 SCOSTEP) から、太陽活動と気象の関連についての working document <sup>(1)</sup> が提出された。これは太陽－地球間空間の環境状態が地球の気象要素と深い関連を持っていることを強調したもので、気象関係者の間で従来言われてきた太陽活動と気象との関連について地球物理学全般の席で問題提起したものである。この document には上のテーマに関するこれまでのきわめて詳細な論文リスト、著者の所属・住所、過去の地磁気・フレア・惑星間空間の磁場要素などが載っている。各論文が掲載された学会誌の種類は気象関係は言うまでもなく、海洋・超高層・電離層・太陽物理・天文・宇宙物理等々多種類にわたり、その数は実に 125 種を数えた。また、最近の 2 つの主な review paper (King <sup>(2)</sup> Wilcox <sup>(3)</sup>) が転載されている。この 2 つの論文については筆者が「気象衛星技術報告」に紹介しておいた <sup>(4)</sup> のでここでの重複はさけるが、両者とも、太陽活動と気象が深く関連していることはもはや疑いを入れず、多方面の専門家たちの協力でこのメカニズムを探しだし、天気 (特に長期) 予報の技術に利用しなければならないと主張している。

SCOSTEP がこのような document を特にまとめたねらいは、黒点数や地磁気指数を指標として気象要素との関係を統計的に調べるといった気象学者たちの従来の方法に、いまひとつの新しい物理的方法を持ち込もうという点にある。スプートニク以来、近年のロケット・人工衛星の発達は地球近傍空間の直接測定を可能にし、バンアレン帯の発見・太陽風の発見など実に目覚ましい成果を上げてきた。これらの成果は STP (Solar Terrestrial Physics : 太陽地球間物理学) と呼ばれる分野を形成し、われわれは地球周辺空間の物理的状态についてきわめて具体的なイメージを描けるようになった。この知識を太陽活動－気象の関係解明のために役立たせるべきだというのがこの document の基本的な立場である。

すでに述べたように太陽－気象関係についての研究者の専門分野はいちじるしく広い分野にわたっている。Wilcox の言葉を借りれば各研究者はそれぞれの分野で孤独な努力を続けており、先駆者の業績を引き継いで発展させるという科学の常道からはずれて多くの人達がゼロから出発しているのが現状である。一方、太陽放射線の変動が地球大気に影響をおよぼし、その結果の一部が天気や気候の変動となって表れてくる過程は、きわめて錯綜した複雑な機構を経由しているであろうことは想像に難くない。各専門分野の研究者達による情報交換・意見交換・協同研究が不可欠となるゆえんである。

Wilcox は太陽の一般磁場の特長であるセクター（区域）構造の解明が問題を解くカギとなることを主張している（たとえば図1）。King も Magnetometeorology なる用語を使い、<sup>(5)</sup>地球・惑星用空間磁場と気象との密接な関連を強調する。これは、太陽活動と気象の関連が高緯度のいわゆるオーロラ帯で最も強く表れることから推察される（図2）。彼は、これまでの大気モデルが高緯度帯であまりにも現実と合わなくなる点に注目し、何かしら電磁気的なファイターが欠けているのではないかという仮定から、この unknown なファクターを広い学際的研究で突きとめねばならないと主張する。

ひとつの研究テーマ（今の場合、太陽活動と気象の関係の解明）について、異なる専門分野の人達が協力するという事は、実はそう簡単なことではない。異なる省庁間の行政的なカベといった組織的な問題は別としても、同業者の間で使い慣れた用語で議論しながらその分野での専門家となった人にとって、耳慣れぬ用語を使い、発想も異なる他分野の人達と議論をするとき、その新鮮な発想に驚くというよりも、何か異質な感を覚えそれが一種の抵抗感になってしまうということにもなりかねない。要は目前のテーマについて誰もが素人であるという気持ちから出発して協力するのが最上ではないだろうか。

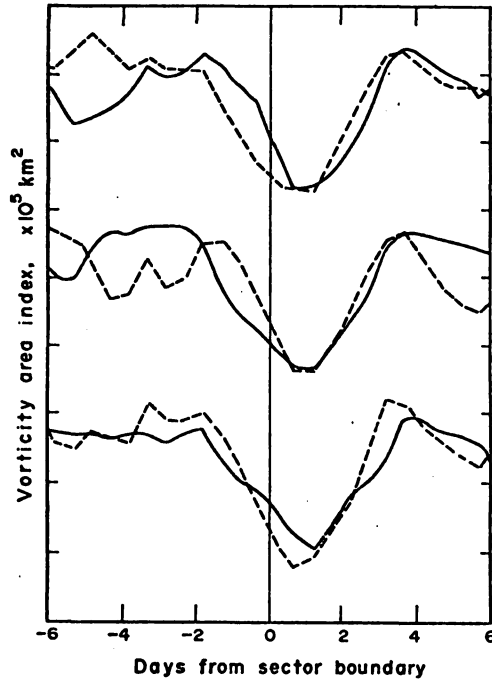
話しは変わるが「太陽活動と気象」などという「お前も年をとったナ」と言われる空気がれが気象学会にはあると聞く。物理的メカニズムが未知のため、定量的な議論ができず、統計上の相関係数だけにたよっている現状に対し、「科学的でない」と冷笑するふんいきもあるらしい。研究する側が想像の複雑さに逃げ込んでしまうことは厳に慎むべきは論を待たないが、メカニズムが未知であるという理由だけで馬鹿にする理由は全くなく、むしろ、種々の観測事実から原因を Speculate し、作業仮説をたててその検証に一步步近づくことこそ「科学」と言えるだろう。

太陽活動—気象間の関係解明をそのようにして科学的に詰めるためには、気象学者だけの努力では困難なのではないかというのが、King, Wilcox の意見なのである。その意味でも、2つの大きな国際プロジェクトである GARP と IMS (International Magnetospheric Study) が、近く同時期に実施されることを考えると、両プロジェクト間の情報交換、協同研究など、密接な協力がのぞまれる。

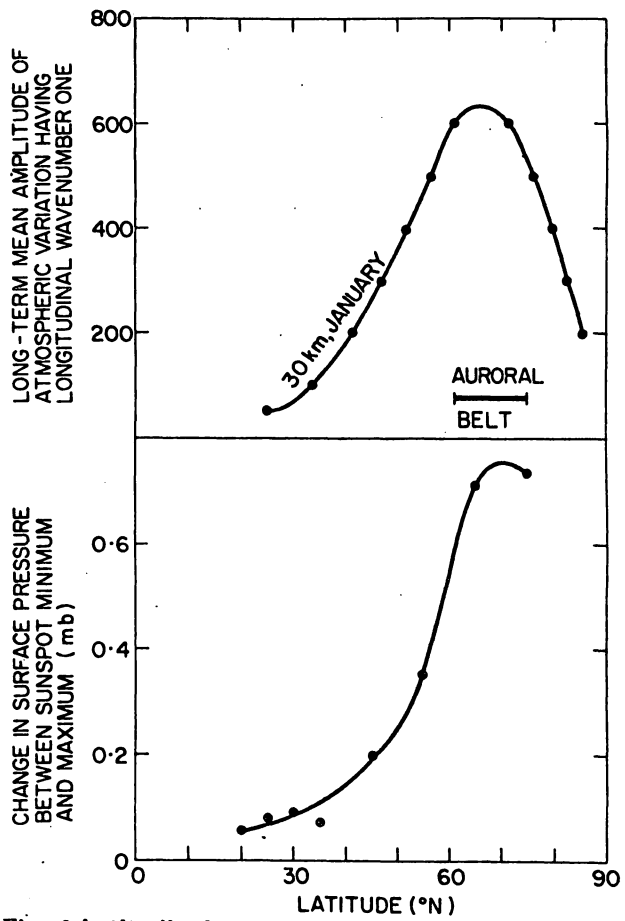
## 文 献

1. Solar Terrestrial Physics and Meteorology: A Working Document issued by Special Committee for Solar Terrestrial Physics C/O National Academy of Sciences, Washington D. C. 1975.
2. J. W. King, Sun-Weather Relationships, *Aeronautics and Astronautics* **13**, 10, 1975.
3. J. M. Wilcox, Solar Activity and the Weather, *J. Atmos. Terr. Phys.*, **37** 237, 1975.

4. 河野 毅「宇宙環境モニタについて」, 気象衛星技術報告, vol.3 №1, pp12, 1976.
5. J. W. King and D. M. Willis, Magnetometeorology: Relationships between the Weather and Earth's Magnetic Field, Proceedings of the Symposium on Possible Relationships between Solar Activity and Meteorological Phenomena, GSFC, Maryland, pp39, 1973.



**Fig. 1.** Average response of the vorticity area index to the solar magnetic sector structure. Sector boundaries were carried past the Earth by the solar wind on day 0. The analysis includes 54 boundaries during the winter months November-March in the years 1964-1970. The boundaries were divided into two parts according to (a) the magnetic polarity change at the boundary, (b) the first or last half of winter, and (c) the yearly intervals 1964-1966 and 1967-1970. (a) The dotted curve represents 24 boundaries in which the interplanetary magnetic field polarity changed from toward the Sun to away, and the dashed curve 30 boundaries in which the polarity changed from away to toward. (b) The dotted curve represents 32 boundaries in the interval 1 November-15 January, and the dashed curve 22 boundaries in the interval 16 January-31 March. (c) The dotted curve represents 26 boundaries in the interval 1964-1966, and the dashed curve 28 boundaries in the interval 1967-1970. The curves have been arbitrarily displaced in the vertical direction, each interval on the ordinate axis being  $5 \times 10^5 \text{ km}^2$  (WILCOX *et al.*, 1973a).



**Fig-2** Latitudinal variations of two atmospheric parameters showing particularly large effects in the auroral belt. The values in the upper and lower curves were calculated from data published by Van Loon et al (1973) and Miles (1974) respectively.

## 準2年周期とその対流圏循環型との関係(要旨)

### The Quasi-Biennial Oscillation and Its Association with Tropospheric Circulation Patterns

— By R. A. Ebdon —

(Met. Mag., 104, p 289-297)

[紹介者]

長期予報課 山本雄次

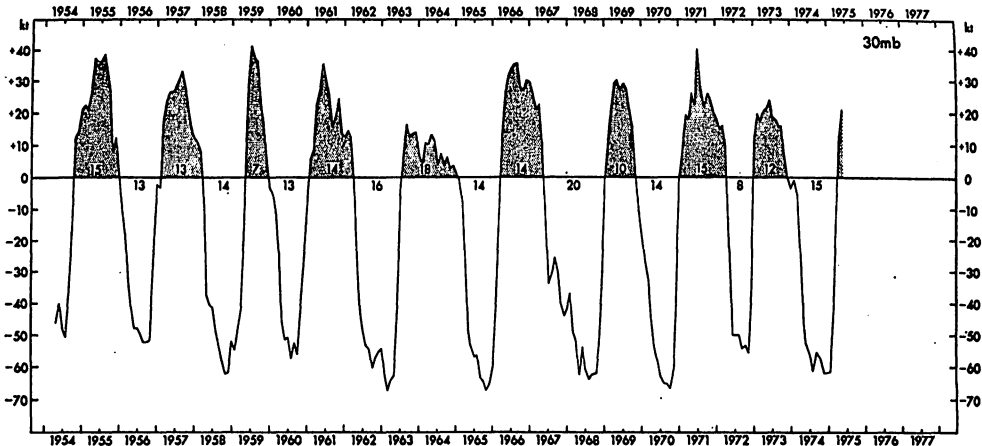
15年程前にReedとRogersなどによって示された熱帯成層圏の風系の準2年周期運動については、その後いろいろと研究され、さきに本誌(第4巻第1号)にも紹介されている。これについては、対流圏上部で発生した内部重力波と、30 kmより上の半年周期で振動する風系との相互作用として説明されたことがあり、また数値実験でも再現されている。

ここでは、最近までのこの方面の風系を示す資料とともに、これが大気大循環の一環をなしている、地球上の気圧分布にも影響を及ぼしているらしいという標記の論文の要旨を紹介するものである(紹介者注)。

**概要** 赤道付近の成層圏の風の位相が強い西風の場合と東風の場合について、各季節の中央月の北半球の対流圏循環型が考察される。結論としては、赤道付近の成層圏の風の準2年周期が、中緯度と高緯度の対流圏循環を決定するうえで重要であることを示唆している。

#### はしがき

赤道上の成層圏の風の周期的な変動は、Quasi Biennial Oscillation (QBO) —準2年周期—として知られている。発見以来、資料が集積するにつれ、またその面白い点が判明してくるにつれて、QBOの働き、原因、それに赤道から離れた地域の成層圏・対流圏にも影響を及ぼすよ



第1図 Canton島とGanにおける30 mb面の月平均帯状風成分

西風成分を+にとり、ぬりつぶしてある。ゼロ線に沿う数字は西風および東風成分それぞれの持続期間を示す

うな大循環の一部としての役割りを述べた多くの論文が現われた。

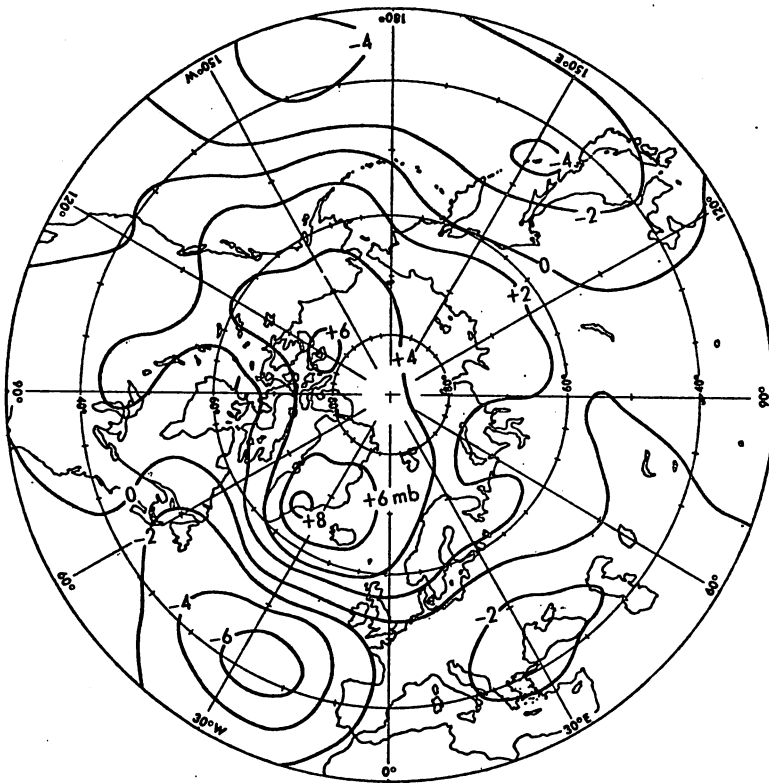
成層圏資料が利用できるようになるずっと前から、対流圏の要素の中に2年の周期性が見出されていた。近年になって、それらはQBOと関連があるかも知れないと考えられるようになってきている。もしそのような関係が存在するとすれば、赤道付近の30 mbの月平均の帯状風のグラフから2〜3か月先を補外することは比較的簡単であるので、大循環のモデリングにとって、さらには1か月予報や季節予報にとって重要であろう。

本論文では、各季節の中央月である1, 4, 7, 10月の月平均地上気圧分布が、QBOの位相が強い東風のときと西風のときとで、有意な違いがあるかどうかをみたものである。

筆者がさきに発表した論文で、QBOは赤道上どこでも同一位相であることを示したが、本論文でもCanton島とGanだけの資料ではあるが、それを赤道付近全体を代表するものとして用いた。

### 1 月

1954年7月〜1974年7月の期間内で、QBOが強もしくはやや強の東風の年は、1月についてみると、1959(52kt), 63(54kt), 66(60kt), 68(38kt), 70(21kt)の5例。第2図には、30 mbのQBOが東風であったこれら5つの1月の平均地上気圧の平均値(1951

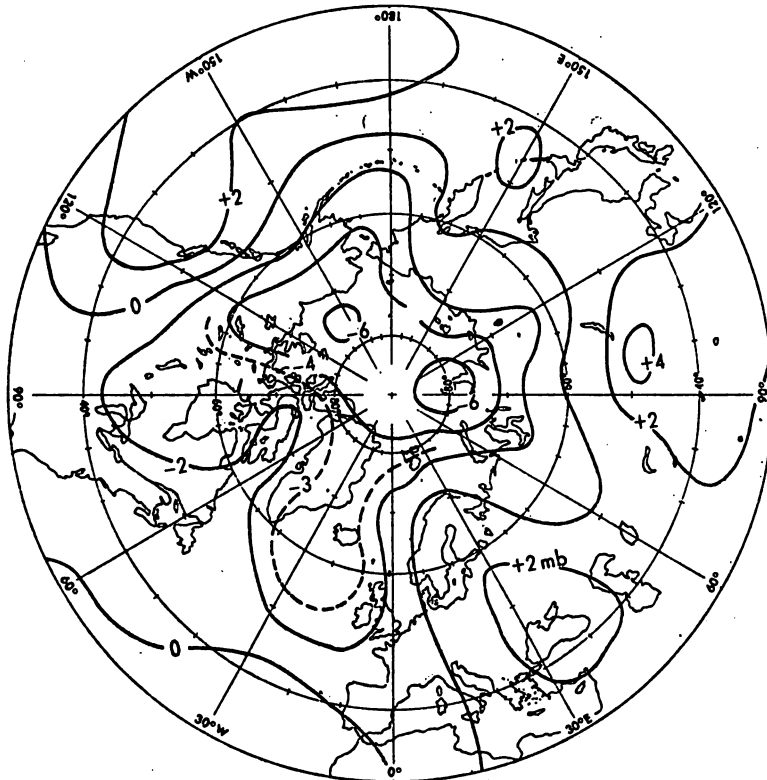


第2図 1月についての地上気圧の1951〜70年の平均からの偏差  
30mbのQBOの東風位相をもった5か年の1月についての平均



～70年の平均)からの差が示されている。500mb高度についても作ったが、地上気圧と大体同じであった。

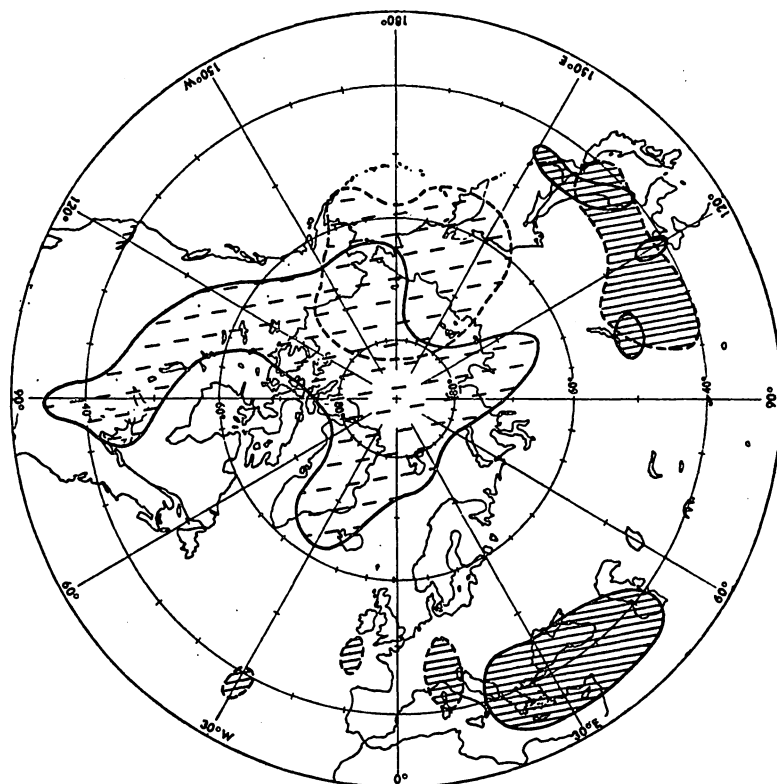
QBO が顕著な西風の年は、同じ1月の場合 1955 (21kt), 58 (13kt), 62 (13kt), 67 (29kt), 72 (18kt)の5例。第3図はQBO が西風の場合の第2図と同様な図であるが、両者には著しい差がある。



第3図 第2図に同じ、ただし西風位相の場合

すなわち、東風の場合(第2図)は、高緯度の+域が広く中緯度では-域が連なっているが、西風するとき(第3図)は、高緯度では-域が卓越し中緯度では+域が全球をとり巻いている。さらに、ここでは図示していないが、2組の平均地上気圧分布図によると次の点が特徴的である。すなわち、QBO が東風の場合、シベリア北東方とアラスカで東風の傾度が増大しており、北大西洋中央部からヨーロッパ北西部にかけての気圧傾度は平均より非常に小さく、アイスランド低気圧の位置は平均位置より5～10度南へずれている。また、ヨーロッパ東部から地中海東部にかけての谷が顕著である。一方西風の場合、アイスランド低気圧は平年の位置に近いが中心気圧は平年よりすこし低く、アズレス高気圧は平年より若干強く位置はほぼ平年の緯度にある。このため、北大西洋中央部とヨーロッパ北西部で西風の傾度が著しく大きい。

1月のこの2組の図の違いが、Welch の検定を用いて有意かどうか調べられた。第4図は有意



第4図 1月に30mbでQBOの位相が西風の場合と東風の場合において平均地上気圧分布および500mb等圧面高度分布が有意な差を示した地域  
 一；地上気圧，………，500mb等圧面高度  
 ハッチをした地域は正偏差域，破線で示した地域は負偏差域

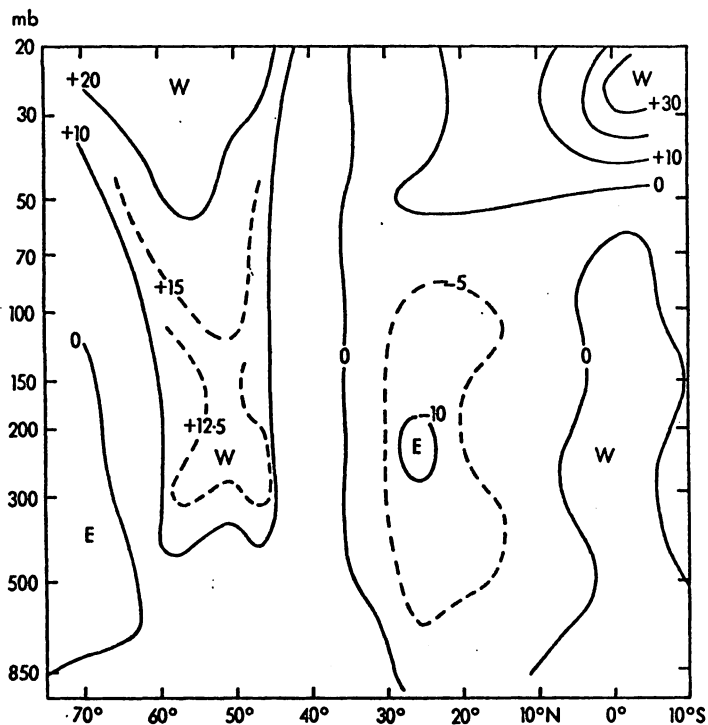
水準以上に違いのある領域を示したものである。

35°N以北（ただし北太平洋はデータ不足のため50°N以南を除く）の半球上の有意な格子点の数は、地上気圧で90、500mb高度で52。例数が5年間だけで少なく正確なものではないが、これらの値はおそらく1%以上の水準で有意であろう。

下部対流圏のパターンにこのような大きな違いがあるので、成層圏内の高緯度と低緯度との関係、成層圏と対流圏の関係を調べるために、80°Wに沿う带状風の断面図を作った。80°Wを選んだ理由は、この付近の資料が多いためであるが、他の経度で同様な図を作ればもっと興味深いものがかかるかも知れない。

第5図は、QBOが西風の場合（1967、72、73年の1月）と、東風のとき（1966、68、70年の1月）の带状風の差の分布を示したものである。個々の年では30mb以外の面ではこの図と逆の符号になっていることもあるが、QBOが西風の場合には東風の場合に比べて、少なくとも

\*これについては別項の能登さんの解説を参照して下さい。



第5図 1月に30 mbのQBOの位相が西風のときと東風のときの帯状風の差についての80°w線に沿う鉛直方向の断面図(単位m/sec)

も80°wの30 mb面では、中緯度から高緯度にかけて西風の循環が強いようである。

ここで用いた1967, 72, 73各年の1月(QBOが西風)の場合は、月平均30 mbパターンは顕著な冬型循環を示し、各例とも極夜うずの中心高度は22.0 km以下と低かった。QBOが東風の例としてあげた3か年の1月は、1966年22.2 km, 68年23.0 km, 70年22.7 kmであった。

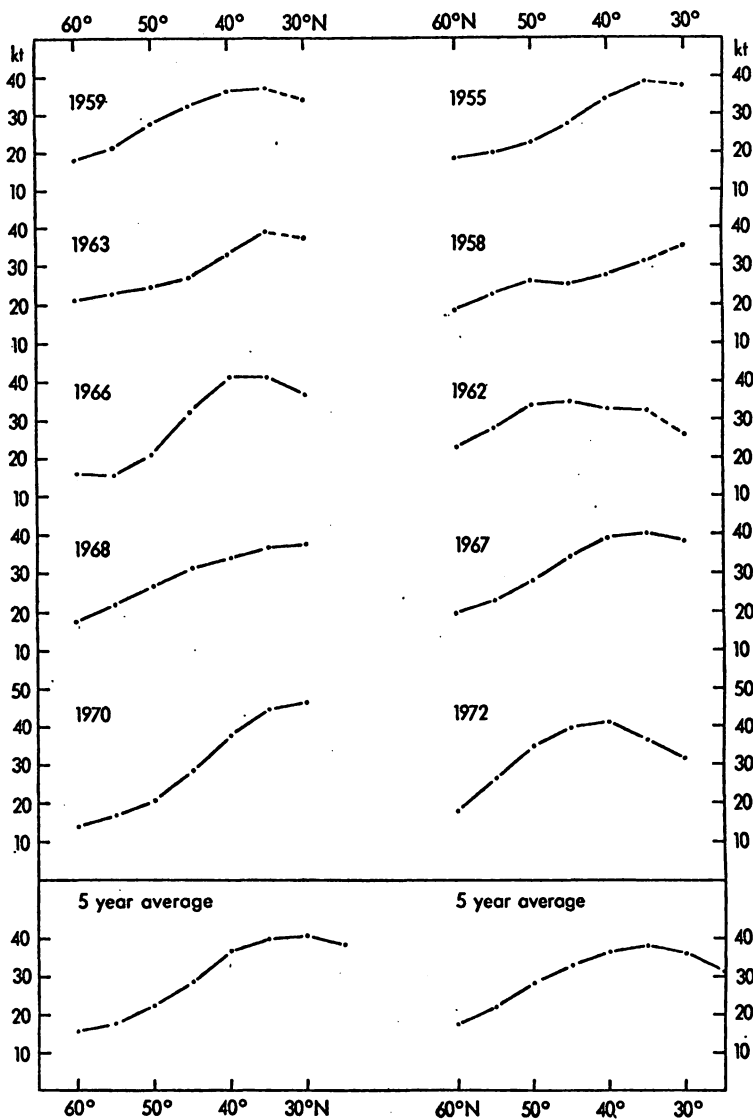
例数が少なくて問題はありますが、1月の成層圏極夜ジェットが、QBOが西風のときに強く、逆に東風のときに弱いように思われる。

第5図でもうひとつ興味のあることは、高緯度の成層圏の強い西風が、45°~55°Nの200~300 mb間の強い西風と関連しているようにみえることである。この対流圏の強い西風については第3図からもわかる。

次には、500 mb面での極大風の平均緯度が、これら2組の1月の間で有意な差があるかどうか調査された。平均風速の計算には、緯度5度ごとと経度10度ごとの格子点が用いられ、日々の500 mb天気図から求められた。

第6図は、60°~30°Nについての緯度5度ごとの緯度平均された各年の1月の平均値と、5か年の平均値(下方)である。

これによると、QBOが西風のときは、半球全体を平均した極大風の平均緯度は約35°Nであり、



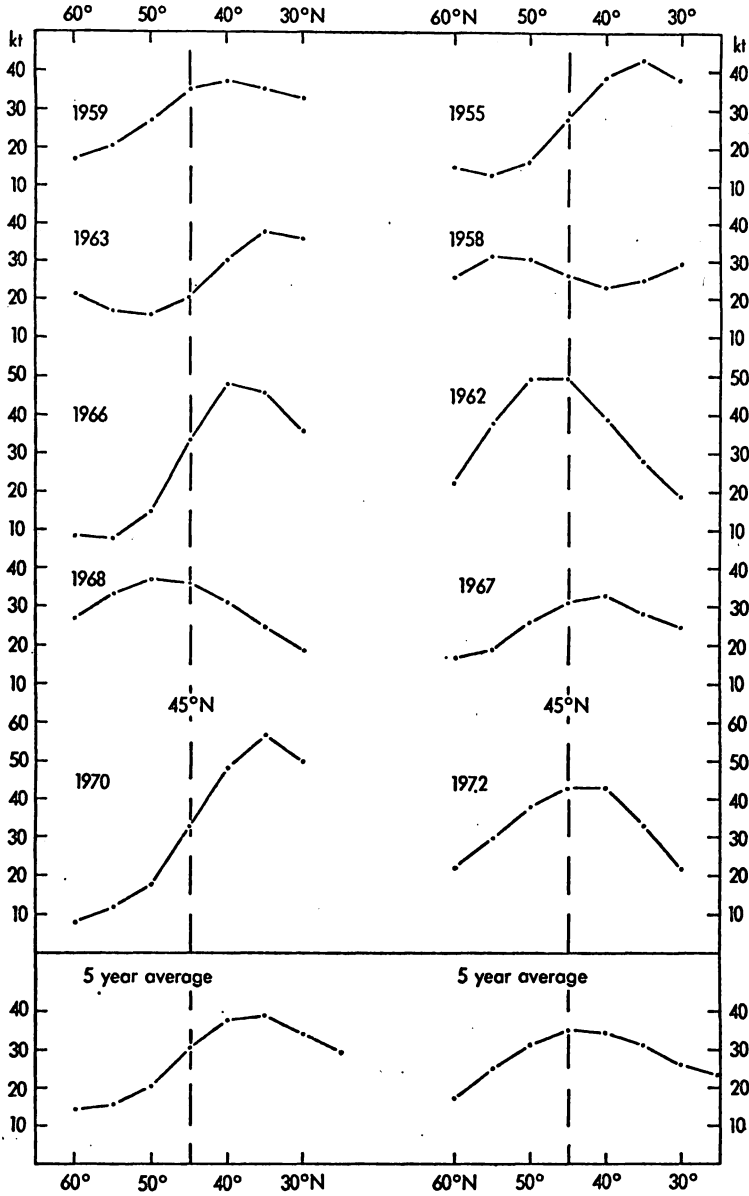
第6図 1月の500mb面の緯度平均風速(単位 kt)  
 (左)30mbのQBOの東風位相の場合 (右)西風の場合

個々の年についてみると35°~45°N間にある(1958年は例外で50°Nに弱い2次的極大がある)。東風のときは、すこし南にあり、5か年平均では30°N、個々の年については30°~40°N間にある。

参考として、60°w~0°の大西洋域を平均して第6図と同じように示したのが第7図である。

5か年平均でみると(下方)、QBOが東風のときは極大風が35°Nにあるのに反し、西風のときは45°Nにあって平均的なジェットが北上している。

このような強風帯の位置の違いは中緯度の天候にも影響を及ぼすことが考えられるが、イギリス



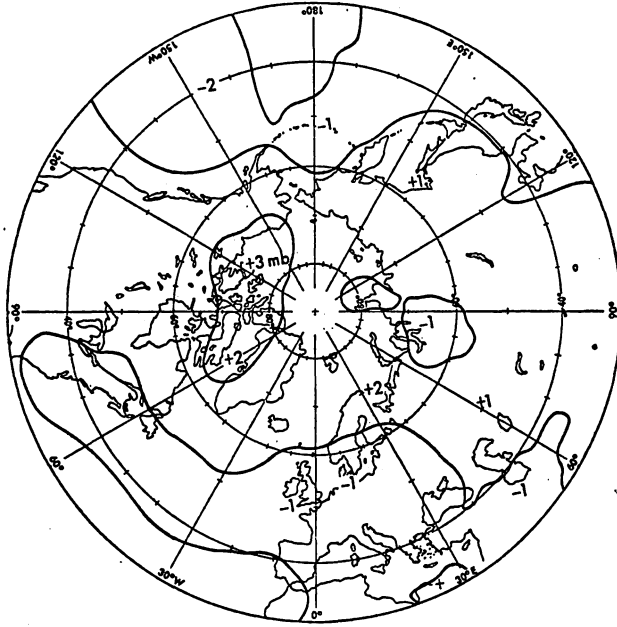
第7図 1月の大西洋域(60°w~0°)の緯度平均の500mbの風速(単位kt)  
 (左)30mbのQBOの東風位相の場合 (右)西風の場合

付近の気象要素について調べた結果では、QBOが東風のときと西風のときとは有意な差は認められなかった(紹介者注、後述の7月については差が認められる)。

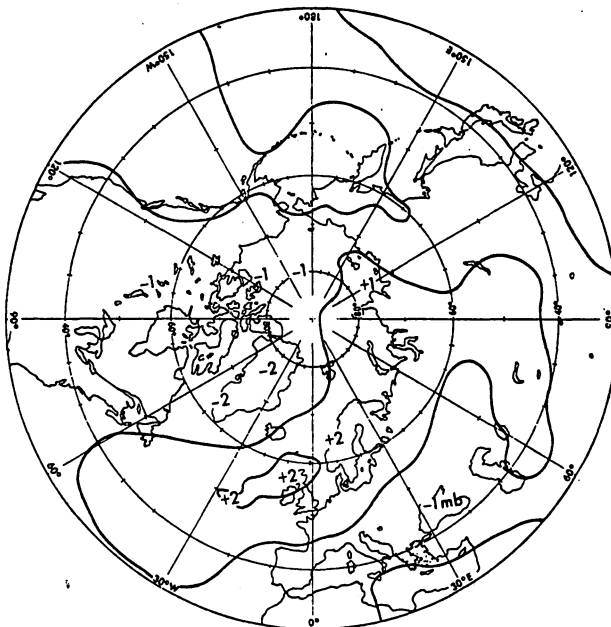
7月

QBOが強い東風であった7月として、1954(48kt)、56(48kt)、60(51kt)、62(49kt)、65(57kt)、68(60kt)、70(62kt)、72(50kt)の8例、西風の例として、

1955 (36 kt), 57 (27 kt), 59 (41 kt), 61 (30 kt), 66 (34 kt), 69 (28 kt),  
 71 (40 kt), 73 (19 kt) の8例ずつを平均した図を作った (第8図, 第9図)。



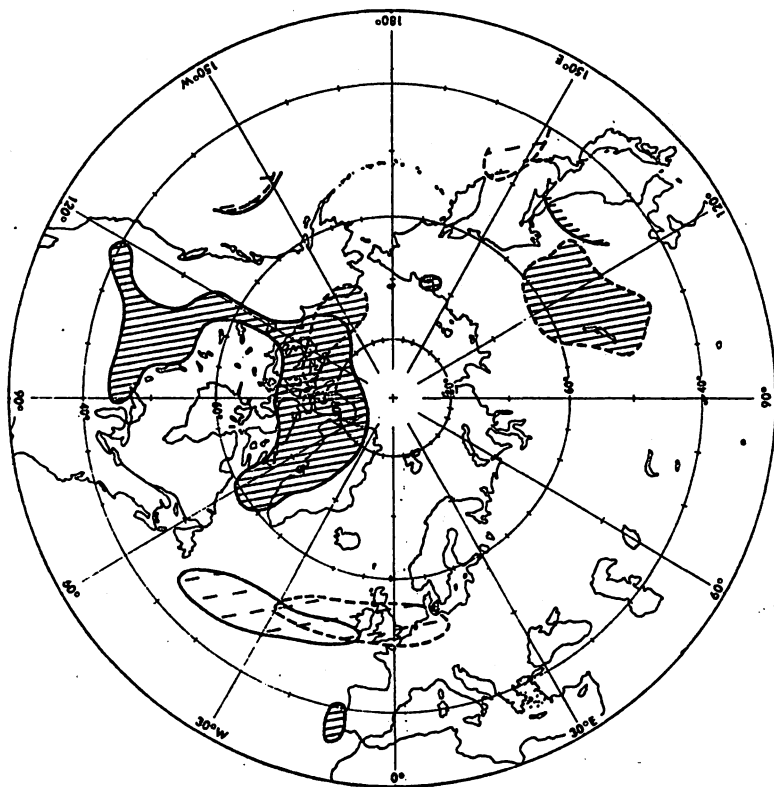
第8図 7月の地上気圧の1951～70年の平均からの偏差  
 30mbのQBOの東風位相をもった8か年の7月についての平均



第9図 第8図に同じ, ただし西風位相の場合

偏差値は1月の場合に比べ非常に小さいが、これは1月と7月の気圧の標準偏差が大きく違うことから当然である。

偏差値は小さいが、その差が統計的に有意な地域がいくつかある（第10図）。7月の場合の有



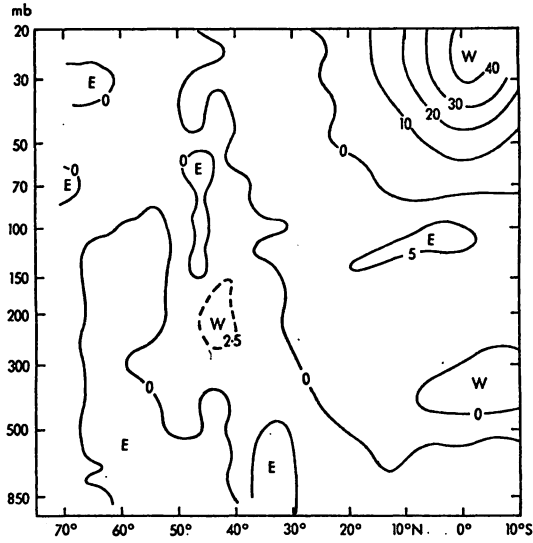
第10図 第4図に同じ。ただし7月について。

意な差のある総点数、地上気圧48、500mb高度31、は1月の場合よりも少ないが、Welchの検定を行なうと、地上気圧は1%、500mb高度は5~10%の水準で有意である。

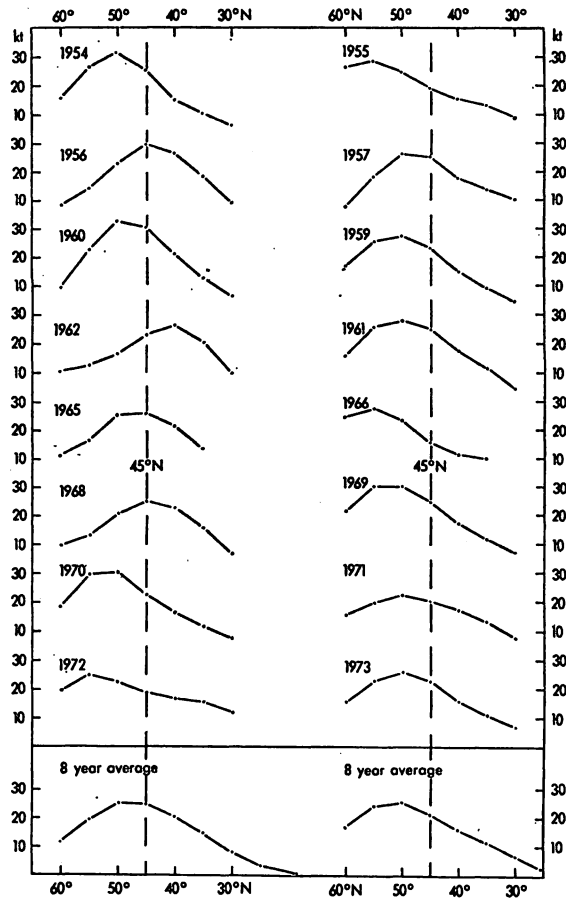
7月にも1月の場合と同様に、QBOが東風の時は高緯度の気圧偏差が+で、イギリス付近の一域とカナダ北部の+域が特徴的である（第8図）。西風の場合はこの逆である（第9図）。

第11図の $80^{\circ}W$ に沿う帯状風の断面図は、30mbのQBOが西風（66、69、71、73年の7月）と東風（65、68、70、72年の7月）のときの違いを示している。30mb面では熱帯地方を除いて大きな違いはなく、対流圏では $40\sim 45^{\circ}N$ の250~150mbで弱い極大（QBOが西風のときそこでは西風が若干強い）がみられる。

図示されていないが、半球全体について緯度平均した500mb面の極大風の緯度は、2組の7月の間でほとんど違いがなく、 $45^{\circ}N$ 付近である。しかし、第12図に示した大西洋域だけを平均した状況についてみると、QBOが西風のときは8年平均では $50\sim 55^{\circ}N$ に極大があり（個々の



第11図 第5図に同じ、ただし7月について



第12図 第7図に同じ、ただし7月について



年についてみてもすべて  $50^{\circ}\text{N}$  より北), 東風の場合は  $45 \sim 50^{\circ}\text{N}$  に極大 (4 か年は極大が  $45^{\circ}\text{N}$  またはその南方, 7 2 年だけは  $50^{\circ}\text{N}$  より北) がある。このことは, QBO が東風のときよりも, 西風の場合の方が 500 mb の極大風速帯が北偏していて, 1 月についての結果と一致している。

QBO が西風と東風の場合の違いは, 7 月の中部イングランドの気温, イングランドとウェールズの日照に現われている。第 1 表によると, 1974 年を含めた 9 か年の 7 月 — QBO が東風の場合 — には, 月平均気温は 7 か年が 1 と 2 の階級 (低温) に属し, 西風の 8 か年の 7 月のうち 5 か年が 4 と 5 の階級 (高温) に属している。おなじ 7 月の日照をみると, QBO が東風の時は, 9 か年すべてが 1 の階級 (少照), 西風の場合は 1 と 3 の階級に等しく分かれている。

第 1 表 QBO の位相が東風のときと西風のときの差で分類した 7 月のイングランド中部の気温, イングランドとウェールズの日照

a) イングランド中部の気温 (5 分割)

30 mb の QBO の位相	1	2	3	4	5
東 風	5	2	2	0	0
西 風	1	1	1	3	2

b) イングランドとウェールズの日照 (3 分割)

30 mb の QBO の位相	1	2	3
東 風	9	0	0
西 風	4	0	4

第 2 表 1958-74 についての Shanwell の 30 mb の春の風の転換とロンドンにおける夏指数の関係

春の風の転換期	ロンドンの夏指数		
	690 以上	689~671	670 以下
おそい	0	2	5
並 み	2	0	1
早 い	5	2	0

北半球のある部分, 特に南イングランドの夏の天候は春の高緯度における成層圏の振舞いに関係があるということを示唆するようないくつかの論文が発表されている。第 2 表にはロンドンにおける夏指数と, Shanwell における 30 mb の帯状風が冬の西風から夏の東風へ転換する時期との関係が要約されている。

この表から興味をひく点は次のことである。転換が早く起った年は顕著な冷夏にはなっていない。ただ、1972, 74の2か年だけは普通の夏であった。1972, 74年は春の30 mbの風の転換が早く起きたけれども、これらの年はQBOが強い東風であり、また第1表から推測すると寒くて雪の多い7月であった。もしこの2つのはっきりした成層圏内の出来事 — 成層圏の冬の極うずの崩壊と赤道上の成層圏の風系のQBO — が地上の天候に影響するならば、両者は別々の貢献をしており、一方からの兆候は、他方からの兆候を説明する際に修正されるべきであろう。

#### 4月と10月

同様な組の図が4月（それぞれの例数は7列）と10月（例数は各8例）についても作られた。両方のケースにおいて有意な差をもっている格子点は比較的少なかった。月平均の気温、降水量、日照の調査でも、QBOが東風か西風かによってイングランドとウェールズの4月と10月の場合に、寒・暖、乾・湿、晴れ・曇りのどちらが多いかを示すことができなかった。

#### 結 論

この研究の結果に関しては、用いた成層圏の資料は、ほんの限られた期間のものであった点からみて、若干追試することが必要である。それにもかかわらず、ここで得られた合成図は、赤道上の成層圏における風が反対の場合には中緯度と高緯度の対流圏 — 少なくとも真冬と真夏の — における循環の性格を決定する役割りをもっているという説を支持している。

例数が少ないので、この結果をルールとして注目することは適切でない。しかしながら、データの期間が増え、我々の大役環に関する理解が進んで、QBOのような春と秋における風の逆転のような成層圏での出来事がわかってくれば、長期間のスケールの予報のパラメーターとして大変役立つことになるであろう。

## 作用中心における準2年周期と長周期変動(要旨)

### Quasi-Biennial and Long-Term Fluctuations in the Centers of Action

By J. K. Angell and J. Korshover

(Mon. Wea. Reiv., Vol. 102, No. 10 p669~678)

[紹介者]

長期予報課 館 英 男

#### 概 要

アゾレス高気圧, 太平洋高気圧, アイスランド低気圧, アリューシャン低気圧の緯経度および気圧の準2年周期と長周期変動が, 1899~1967年について決定された。準2年周期の体系の中では, アゾレス高気圧の発達には太平洋高気圧とアリューシャン低気圧の発達に関連し, 一方ではアイスランド低気圧の衰弱に関連している。

1951~1967年の資料によれば, 準2年周期の西風極大のときに, アゾレス高気圧は相対的に中心気圧は低く, その位置は西にあり, 太平洋高気圧は相対的に南に位置するという重要な傾向を示している。準2年周期の西風極大のときの, 太平洋高気圧の南偏傾向は, この時期に北極うずの中心が太平洋側への偏りという事実と一致している。

長周期傾向で最も印象づけられるのは, 1905~1965年に, 太平洋高気圧が緯度5度北偏し, アリューシャン低気圧が6度南偏していることである。

アゾレス高気圧とアイスランド低気圧はともに, 1940年ごろと北半球で地上気温の極大があった時期の前後に最も北に偏っている。最近のサハラ砂漠南部の干ばつは, この時期以後のアゾレス高気圧の南と東への偏りと関連している。

ハリケーンと台風の発生数は, 亜熱帯高気圧が弱く, かなり北に偏っているときに最も多いということは明らかにされているが, 最近ハリケーンが少ないことは, 部分的にアゾレス高気圧が南に偏っていることによるのであろう。

#### 1. はしがき

サハラ砂漠南部の干ばつはマスメディアにかなり喧伝され, 気候の傾向に対する気象学的興味を新にした。このことは, これを会得し, そして終局的には予報するという見地に立つということである。

Angellらの前の論文(1969)は, Historical Weather Map (U.S. Weather Bureau) Seriesのデータ(1899-1967)から求めたアゾレス高気圧・太平洋高気圧・アリューシャン低気圧・アイスランド低気圧の作用中心における準2年周期について簡単に論じたものである。

気候の長期傾向に対する重要性からみれば, これらのデータをこの見地から吟味し, さらにもっ

と深く準2年周期（以前の論文では軽く触れられていたにすぎない）の外観を調べる必要のあることを示唆している。

Brier (1968), Kutzbach (1970) は固有ベクトル解析 (eigenvector analysis) の技術をこの同じ資料に適用し, Brier は北半球の温帯における地上の東西風には準2年周期が存在することを示し, Kutzbach は大規模な循環に永年変化が存在することを示した。

固有ベクトル解析の利点は, 作用中心の大きさと形, またその位置と気圧を考慮に入れることにあるが, ここでは基本的なパラメータ, 位置と中心気圧だけを取り扱って解析した。

前回および今回の解析のために, 緯経度5度ごとの月平均地上気圧を使用して, 北大西洋と北太平洋の亜熱帯高気圧および亜寒帯低気圧の中心における月平均気圧と月平均緯度を計算した。作用中心の領域やその領域の最高・最低気圧の位置は電算機で計算された5度間隔の格子点の値を人間の走査で決定した。例えば, 2つの格子点が同じ値の場合は補間を行わず, その緯度の中点とした。また, 中心が2つ以上の場合には最も強い中心の一つ選んだ。

この論文の初めの項は, 作用中心の準2年周期を扱っており, 24か月移動平均と12か月平均の差で近似している。次の項では, 作用中心の位置および気圧の長周期変動を扱っており, それを決定するのに10年間の平均を使用している。

後の項の分野は著者の専門ではないので, 結果の提示だけにしたが, この論文が今後数10年間は最も重要な分野の一つである気候変動とその予報の分野で一層の議論を提起することになれば幸いである。

## 2. 準2年周期

作用中心の位置と中心気圧の準2年周期の存在について, Angell らは1969年に亜熱帯高気圧の緯度が5%水準の有意をもって25か月変動をしている場合を述べ, Wagner は1971年に北半球の各格子点の地上気圧に準2年周期があることについてスペクトル的な証拠を出している。

Murray, Moffitt (1969) の北半球の各格子点についての奇数-偶数年の差の気圧差の調査では, 準2年周期ははっきりしないと報告している。

本論文は, 準2年周期の振幅を取り出すために, 緯度・経度・気圧の12か月移動平均(年周期はとり除くため)と24か月移動平均(根本的には次の項で扱う長周期傾向をとり除くため)の差をとった。第1表には, これらの移動平均後に残った周期の振幅を百分率で示してある。この結果, 特に長周期については目ぼしい成果をあげていないが, 根本的には約2年周期の変動をとりだすのに役立っている。しかし, 第1表で見られるように2年周期の場合においてさえ, この操作によって, その振幅は縮小されており, このことはあとの論議にも気をつけてほしい。

第2表は, 4つの作用中心について得られた緯度・経度の準2年周期の標準偏差を示してある。

Lamb, Johnson (1959) の調査によれば, 位置の標準偏差は大西洋域の方が太平洋域より大き

TABLE 1. For the given periods of oscillation, the percentage of the fluctuation-amplitude transmitted (remaining) after determination of the difference between 12-month and 24-month running averages.

Period of oscillation (months)	Percentage transmission
14	26
16	42
18	50
20	52
24	50
28	43
36	33
48	25

TABLE 2. Standard deviation of quasi-biennial oscillations in latitude, longitude, and pressure of the four centers of action. The filtering has reduced the values by a factor of about two.

	Latitude (degrees)	Longitude (degrees)	Pressure (mb)
Azores High	1.2	2.3	0.6
Pacific High	0.7	1.8	0.6
Icelandic Low	1.1	3.3	1.0
Aleutian Low	0.9	2.6	1.1

い。

第1図は4つの作用中心の気圧について、準2年周期の標準偏差の時間変化を示したものである。これは重複しない10年間隔で得た標準偏差に、平滑化を行って得た。

Namias (1969)は同じ観点でもっと短い時間間隔でアリューシャン低気圧を調査して報告している。

アゾレス高気圧の気圧の準2年周期が割合大きいと、逆に太平洋高気圧ではかなり小さいという関係がある。この関係は逆の意味で亜寒帯低気圧の場合にも適用できる。

過去10年間のアゾレス高気圧の気圧の準2年周期はかなり小さく、アイスランド低気圧の場合にはかなり大きかった。準2年周期の相対的な大きさがこのように交互にでるということは、長期予報にとっては重要な要素である。

第2図の下段は各作用中心の緯度と経度(左)、緯度と気圧(中)、経度と気圧(右)の準2年周期の相関を示したものである。この相関の有意性は、FisherのZテストの検定により、0.22を越えるものが5%の水準で有意である。アゾレス高気圧の緯度と経度との相関-0.72というのは、この高気圧の北東~南西方向で起こる準2年周期に対して、非常に有意であることを示している。一方、太平洋高気圧は北西~南東方向に振動する傾向が若干認められる。また、それぞれの大洋上において、亜寒帯低気圧は亜熱帯高気圧の方向と反対に振動するという傾向がある。

この2つの亜熱帯高気圧の場合、高気圧の位置が赤道からかなり離れている場合には、気圧は平年値を上回るという有意な傾向がある(第2図下段の中)。しかし、次の項で述べるが、長期傾向

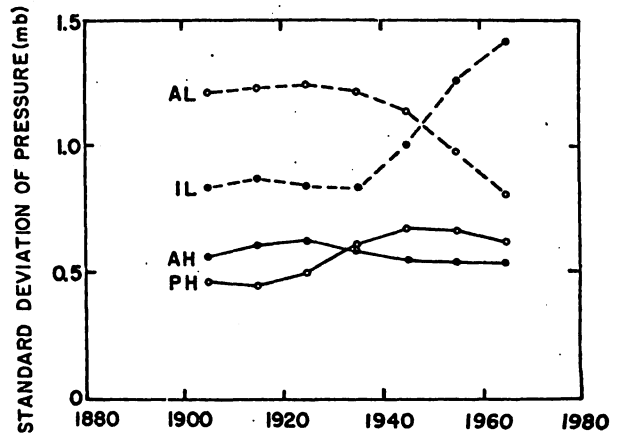


FIG. 1. Temporal variation of the standard deviation of quasi-biennial oscillations in pressure for the Azores High (AH), Pacific High (PH), Icelandic Low (IL) and Aleutian Low (AL). The filtering has reduced the values by a factor of about two.

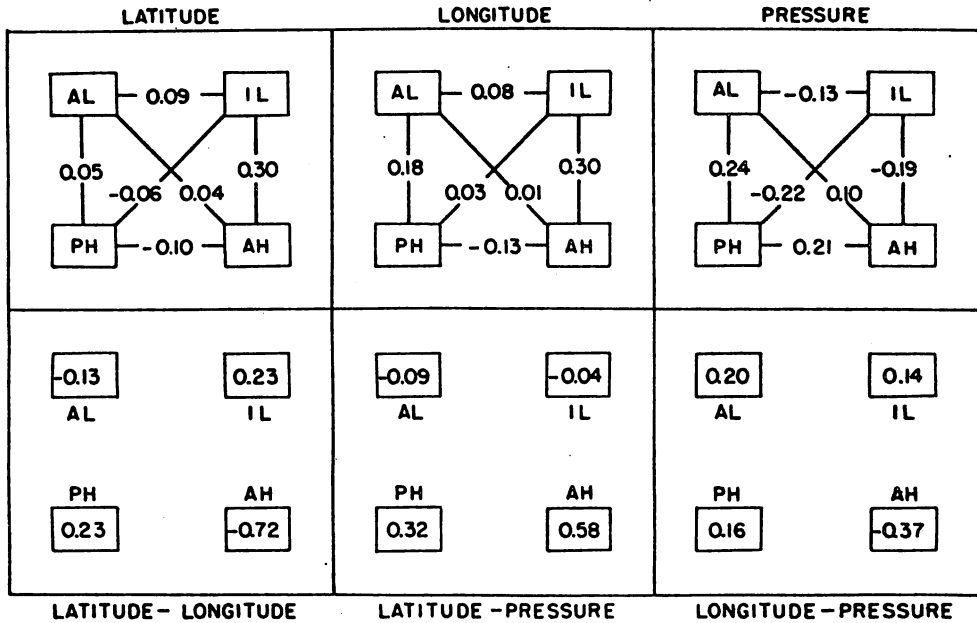


FIG. 2. Correlation between the quasi-biennial oscillations in latitude, longitude, and pressure of the individual centers of action (bottom), and between the centers of action (top), where the Aleutian Low (AL), Icelandic Low (IL), Pacific High (PH), and Azores High (AH) are located (schematically) as they would appear on a map. A correlation exceeding about 0.22 is significant at the 5% level.

でみられるのとは逆の傾向を示しており、タイムスケールが異なる場合には必ずしも一貫しているわけではない。

亜寒帯低気圧の場合、緯度と気圧には有意な相関がない。

経度と気圧（下段右）の唯一の有意な相関はアゾレス高気圧の負の相関である。すなわち、高気圧が東へ移動すると、気圧はかなり高くなる。しかし、他の3つの作用中心は逆の傾向を示している。

第2図上段は、各作用中心における緯度（左）、経度（中）、気圧（右）の準2年周期の相関を示したものである。0.22を越える有意の正の相関は、アゾレス高気圧とアイスランド低気圧のそれぞれの緯度と経度に、また太平洋高気圧とアリューシャン低気圧の気圧にみられる。一方、アゾレス高気圧とアイスランド低気圧の気圧にはかなり大きい負の相関（-0.19）があるが、これは、Walker, Bliss (1932); Kut bach (1970) による両者間の気圧は逆傾向にあるという調査と一致している。アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧の気圧の相関は-0.13で、これは、発表したアリューシャン低気圧は、発達したグリーンランド高気圧と弱いアイスランド低気圧とに関連する傾向があるという Bjerkness (1966) の調査と一致する。

第3図は、第1図の標準偏差と同じ方法で得た各作用中心の気圧の準2年周期の相関の時間変化を示したものである。上段のアゾレス高気圧とアイスランド低気圧の気圧の相関をみると、負の相

関がだんだん大きくなっているのがわかる。1960年代には、2つの領域間の気圧の準2年移動が-0.40と大きい傾向が現われている。しかし、太平洋高気圧とアリューシャン低気圧の気圧の準2年周期の正相関は小さく、過去数10年については無視される。これは、この期間中の亜寒帯と亜熱帯領域間の気圧の移動が準2年の周期で増大したことを示唆しているのだろう。

下段では、2つの亜熱帯高気圧の気圧は、準2年の体系の中では、一致して昇降する傾向があることを示しているが、これは長期傾向にもあてはまる。

これまでは、各作用中心の緯度・経度・気圧の準2年周期、すでに知られている成層圏の東西風の準2年周期との関連を理論的に扱ってきたが、実例として、第3表には Balboa Canal Zone (9°N) での 50 mb 東西風の12か月移動平均と各作用中心の緯度・経度・気圧の準2年周期との相関を示した。ここで使用したパラメーターは12か月移動平均と24か月移動の差から決定してある。Balboaにおける東西風の準2年周期は卓越しているので、12か月移動平均からと12か月移動平均と24か月移動平均との差から得たものとはほとんど差がないので、結果としてこの相関には代表性があるといえる。

統計期間が1951-1967年だけであるので、5%水準で有意性を持つ相関は0.44以上であるが、それにしても Balboa の東西風とアゾレス高気圧

の経度(0.67)と気圧(-0.50)、および太平洋高気圧の緯度(-0.64)に有意な相関がみられる。低緯度熱帯成層圏における準2年周期の西風極大のときに、太平洋高気圧の位置はかなり赤道に近づく傾向にあり、外観上、この結果は、300mbで北極うずの中心がこの時期に太平洋側へずれる(Angell Korshover, 1974)というのと一致する。

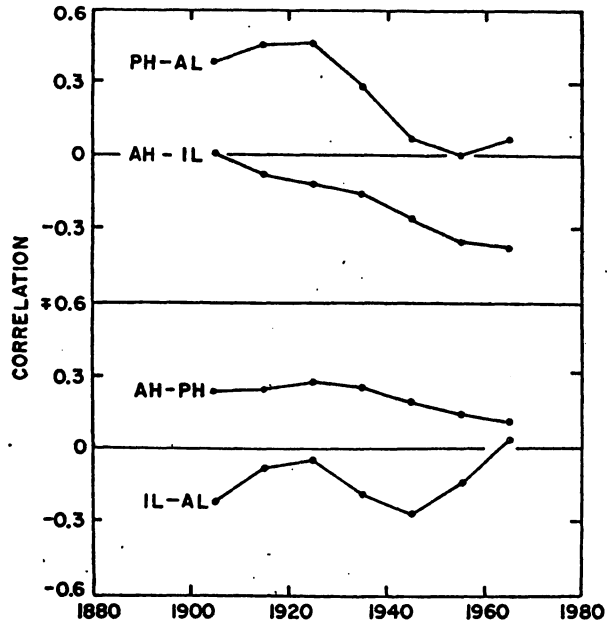


FIG. 3. Temporal variation of the correlation between quasi-biennial oscillations in pressure of the Azores High (AH), Pacific High (PH), Icelandic Low (IL), and Aleutian Low (AL).

TABLE 3. Correlation between the quasi-biennial oscillation in 50-mb zonal wind at Balboa for the period 1951-1967, and the latitude, longitude, and pressure of the centers of action. A correlation exceeding about 0.44 is significant at the 5% level.

	Latitude	Longitude	Pressure
Azores High	-0.27	0.67	-0.50
Pacific High	-0.64	0.16	0.09
Icelandic Low	0.22	-0.35	0.21
Aleutian Low	-0.05	0.23	0.09

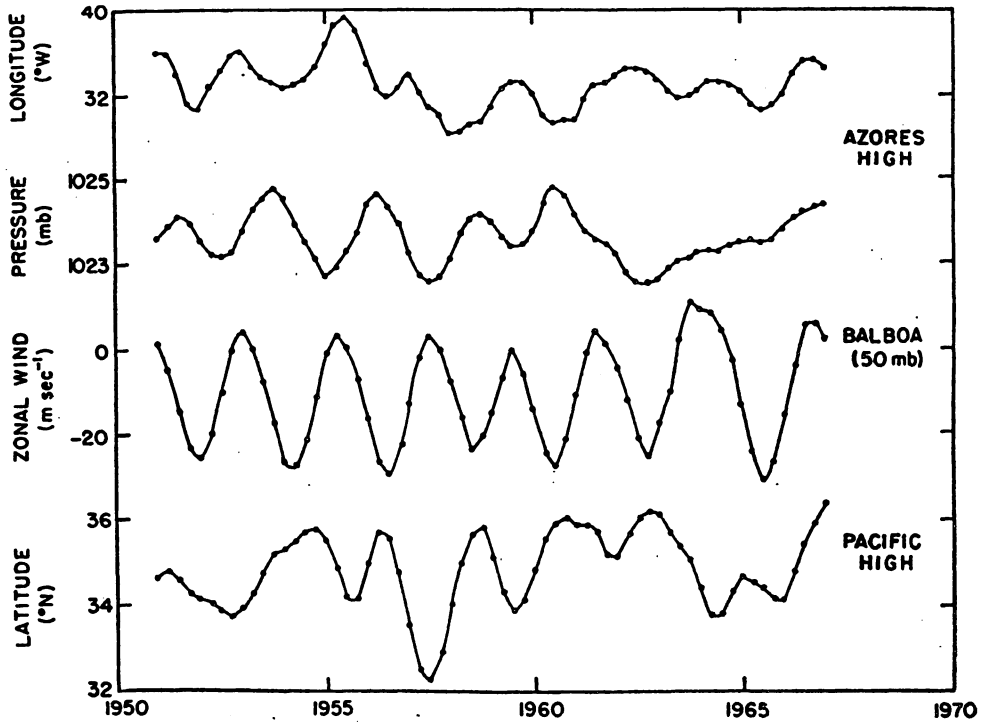


FIG. 4. Longitude and pressure of the Azores High (top), and latitude of the Pacific High (bottom), in comparison with the 12-month running average 50-mb zonal wind at Balboa, Canal Zone. The former traces are determined as the deviation of 12-month from 24-month running averages.

第4図は、アゾレス高気圧の気圧と経度の準2年変動と太平洋高気圧の緯度の準2年変動、およびこれらと比較するために Balboa の 50 mb の東西風の準2年周期を示したものである。この図から作用中心と熱帯成層圏における東西風の準2年周期とは関連はみられるが必ずしも一致していない。アゾレス高気圧の気圧と Balboa の東西風は、1961年までは基本的には逆位相となっていたが、その後アゾレス高気圧の気圧の準2年周期はほとんど完全になくなっている。同様に太平洋高気圧の緯度は、1953 - 1965年は東西風の周期とは逆位相であったが、その前後では同位相の関係のようにみられる。しかし、ここに述べた相関の持続の程度は、今後さらに多くのデータによって決定されるであろう。

この項の結論に、Pitcock (1973) が調べたオーストラリア上の亜熱帯高気圧の緯度の年々の変



化と南半球中緯度のこれらの同じ経度での全オゾン量との間に有意な相関がある（高気圧が赤道にかなり近づくとオゾン量は最大になる）ということを付記しておこう。

北半球中緯度においても全オゾン量の準2年変動の見積もりを基礎とした北半球中緯度の全オゾン量を太平洋高気圧およびアゾレス高気圧の緯度との相関（それぞれ $-0.09$ 、 $-0.17$ ）はあまり有意ではないが、Pittock の調査と同じように関連があるといえる。

気象パラメータの年の変化性に対する、これらの関係はかなり興味がある。最近の観測をみればわかることだが、西ヨーロッパ、特にイギリスでは1910年ごろから奇数年の夏は天候が良く、偶数年の夏は良くない傾向がある（Davis 1967, Wright 1968, Schove 1969）。

4つの作用中心の緯度・経度・気圧に関する我々の63年間の資料を基礎にして考えると、奇数・偶数年の唯一の差は、アイスランド低気圧が偶数年には奇数年より平均緯度にして2.7度西へよっていることであろう。

### 3. 長周期傾向

Lanb, Johnson (1961)はアゾレス高気圧を含むいくつかの循環の特徴について、緯度についての長期傾向を200年までさかのぼって調べた。

アゾレス高気圧の場合は1860～1920年の間に、経度で2度南下していることがわかった。

この調査期間のもっとも特殊な報告はKutzbach (1970)のもので、1月と7月の海面気圧の固有ベクトル解析を基にして、1920年代と1950年代初期におけるかなり明白な循環の変化を証明している。

第5図は、4つの作用中心の緯度（上）、経度（中）、気圧（下）の長周期傾向を示したものである。これは10年ごとの平均値を平滑化して求めたものである。

4つの作用中心として、アリューシャン低気圧（AL）は左上、太平洋高気圧（PH）は左下、アイスランド高気圧（AH）は右下に示してある。鉛直線は平均値（年平均）の両側の標準偏差の広がりを示す。これらの鉛直線

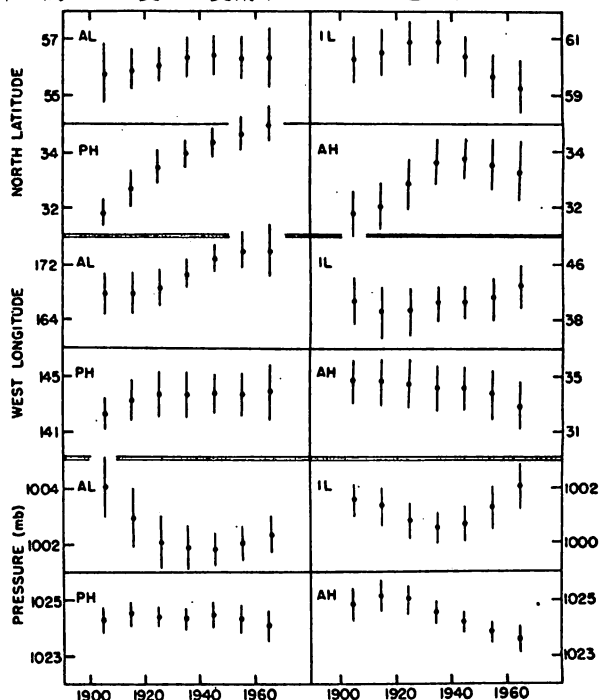


FIG. 5. Long-term trend in latitude, longitude, and pressure of the Aleutian Low (AL), Icelandic Low (IL), Pacific High (PH) and Azores High (AH). The vertical bars extend two standard deviations of the mean (based on yearly values) either side of the mean value for the 10-year period.

が同じ水平線を交差しない各年代は、5%の水準で有意であると仮定される。

第5図上段では、まず太平洋高気圧が最も有意な変化傾向を示している。これは、1905～1965年間に中心が緯度31度から36度へ北偏していることである。

Flohn (1964) の単純な大循環モデルを基礎にすると、氷河期から間氷期への変化に伴う緯度変化は約20%であるが、運動量の収支を考えると、Flohn の値にはいくらか疑問がある。

一方、アリューシャン低気圧は、この60年間に緯度変化はわずかであるが、これはおそらくアラスカの地勢によるものであろう。太平洋高気圧の北への移動は、アリューシャン低気圧の西への移動(左側上から3つめの図)と関連していることがわかる。その結果、東西指数の増大を必ずしも意味してはいない。

大西洋では少し違い、1935年ごろアイスランド低気はその位置が一番北に偏り、1945年ごろにアゾレス高気圧が一番北に偏っていた。よく知られているように(Mitchell, 1961, 1963), この時期は北半球全体の地上気温が最高のときであった。したがって(太平洋高気圧が1950年以後も北偏を続けていることは、このような概念と一致しないのではあるが)、地上の平均気温と作用中心の緯度とは正相関の可能性が考えられねばならない。しかし、Lamb と Johnson (1961, 1966) は、1970と1960年のアイスランド低気圧とアゾレス高気圧の中心緯度を基礎にして、緯度と地上気温との関係を調べ、ほとんど関係のないことを報告している。一方、Fultz (1961) の回転ざら実験と Smagorinsky (1963) の数値モデルを基に、Bryson (1973) は地上気温と作用中心の緯度は周極うずの膨張・収縮に関係するから、この2つのパラメータには関連があると仮定した。

第5図の中段は、作用中心の経度の長周期傾向を示してある。この60年間に太平洋高気圧は西へ、アゾレス高気圧は東へ移動しているが、この移動はあまり意味はない。しかし、アリューシャン低気圧はこの60年間に、平均経度で1905年の168°Wから1965年の174°Wへと有意な移動をした。この変化はある程度、アリューシャン低気圧が2つのセルに分裂すると拡大する傾向のあることを反映している(Namaias, 1958)。

アイスランド低気圧は、この期間経度方向には有意な変化はなかった。

第5図下段は、作用中心の気圧の長周期傾向を示したものである。太平洋高気圧は北偏傾向ではあるが、気圧には本質的な変化はない。

一方、アゾレス高気圧の中心気圧は1920年ごろの1025 mb 以上の値から1965年の1023.5 mb へと有意な減少をしている。

アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧は1940年ころ、または北半球の地上気温が極大であった前後に、気圧の極小という全般に有意な傾向を示した。半球の気温は、亜寒帯低気圧がかなり強かったときに、かなり暖かかったように見える。亜寒帯低気圧は普通、より寒冷的な気候をもつ強い循環を伴うので、このことは予期されない結果であった。

Gromel (1963), Kutzbach (1970) はアイスランド低気圧が過去数10年間にその勢力が弱まり、そして南偏したことについて報告している。

第5図で見られるように、長周期傾向の中での相互関係をは握することは難しい。

第6図には、各作用中心の緯度・経度・気圧の変化の相関(下段)、および作用中心間の相関(上段)を示した。

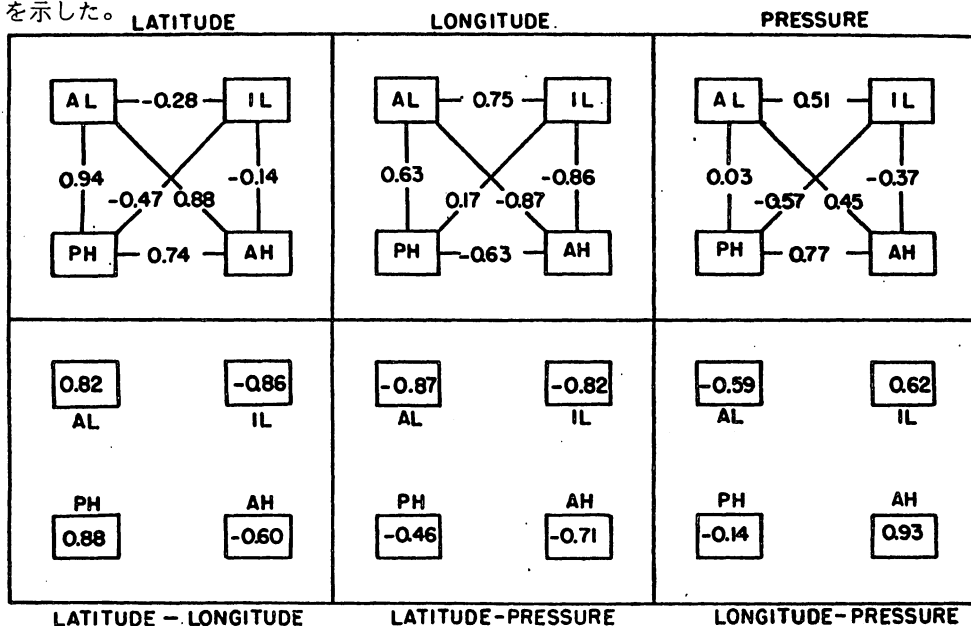


FIG. 6. Correlation between the long-term trends in latitude, longitude, and pressure of the individual centers of action (bottom), and between the centers of action (top), where the Aleutian Low (AL), Icelandic Low (IL), Pacific High (PH), and Azores High (AH) are located (schematically) as they would appear on a map. A correlation exceeding about 0.82 is significant at the 10% level.

相関は、わずか7地点のデータだけで計算されているので、10%の水準での有意性は0.82以上である。このことを考慮して第6図下段の長周期傾向をみると次のことがわかる。

- 1) 作用中心の北への変位は、大西洋域では東へ、太平洋域では西への変位と関連する傾向がある。アゾレス高気圧の場合、過去20年間、南への変位は西ではなく東への変位と結びついていた。
- 2) 4つの中心にとって、その位置の北上は気圧の減少と関連する傾向がある。亜寒帯低気圧の場合に最も著しい。
- 3) 作用中心の西への変位は、大西洋域の気圧の増加と、太平洋域の気圧の減少と関連する傾向がある。これはアゾレス高気圧の場合最も著しく、太平洋高気圧の場合最も弱い。

第6図上段は、各作用中心間の長周期変動の相互関係を示す。

- 1) 亜熱帯高気圧とアリューシャン低気圧は北と南へ一致して動く傾向がある。アイスランド低気圧とは逆である。
- 2) 亜寒帯低気圧と太平洋高気圧は東と西へ一致して動く傾向がある。アゾレス高気圧とは逆である。

3) 2つの亜熱帯高気圧の気圧は一致して昇降し、2つの亜寒帯低気圧の気圧も一致して昇降する。アトレス高気圧の気圧の上昇は、アイスランド低気圧の気圧の下降と関連する傾向があるが、太平洋域ではこの関係はみられない。

上記の結果を地理学的関係に要約すると、第7図のようになる。この図は、作用中心の長期間の移動を記入したもので、同時に、この期間の初期(1900-1910)、中期(1930-1940)、後期(1960-1970)の平均中心気圧も記入してある。いわゆるアイスランド低気圧といわれるものは、実際にはグリーンランドの南端近くに位置し、その動きは70年間を通じてみてはかなり小さい。にもかかわらず、1960年代にかなり大量の流水がグリーンランドとアイスランドの間にあったことは、アイスランド低気圧の1935年以降の南への移動と関連している。

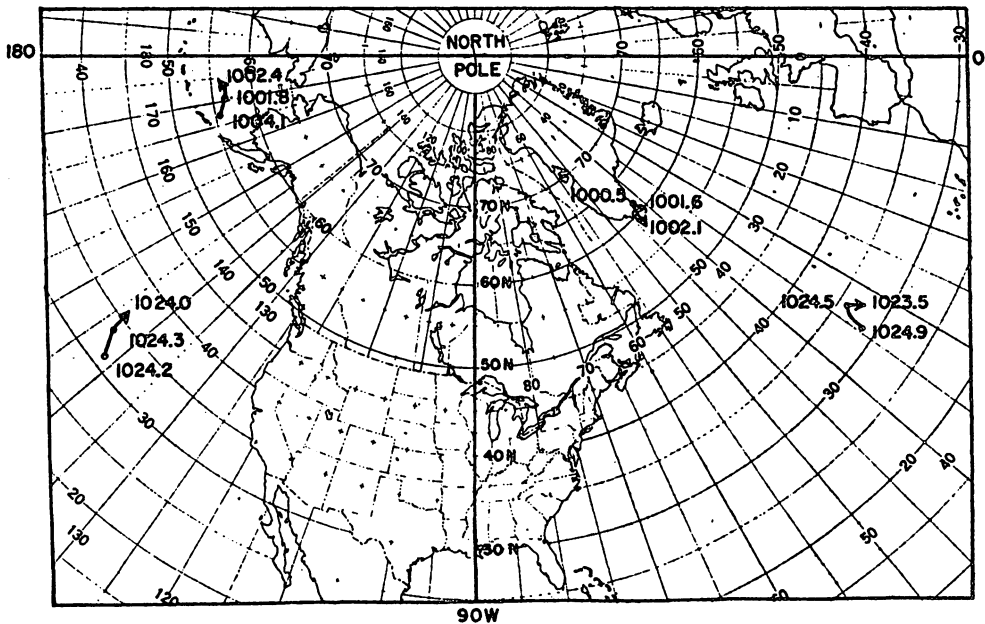


FIG. 7. Mean geographical locations and central pressures (mb) of the four centers of action during decades 1900-1910, 1930-1940, and 1960-1970 (arrowhead).

1945年以降のアトレス高気圧の南または南東への移動がWinstanley (1973 a, b) の議論の中で示唆されているように、サハラ砂漠南部の最近の干ばつと関連があると考えられる。ロスアンゼルスに適用した回帰直線によると、1900 ~ 1960年に12%減少している。おそらく太平洋高気圧の北への移動が続き、その結果、水分も同時に北へそれたのだろう。アリューシャン低気圧の西への移動による効果を研究するために用いたアラスカの長期の気温および降水のデータからは、その傾向をつきとめることはできなかった。

アトレス高気圧と太平洋高気圧の緯度・経度・気圧の長期傾向とハリケーン・台風の発生度数の長期傾向と比較するのは興味あることである。第4表によれば、ハリケーン・台風は、亜熱帯高気

圧の緯度の北偏と勢力の弱まりとともに発生数が多くなる傾向があった。この相間は10%の水準で有意である。

しかし、経度と発生度数の変化は大西洋域と太平洋域では逆である。これらの関係は1910年から1960年の台風とハリケーンの年間発生数の増大に関連している。1970年以降、ハリケーンが少ないことは部分的にはアゾレス高気圧が南偏していることによるのだろう。

太陽黒点数と大規模循環の関係については、いろいろ議論されているが、

第5表に示すように、太陽黒点数の約

11年周期と4つの作用中心の緯度・経度・気圧との相関は特に目立ってはいない。

アリューシャン低気圧の緯度と太陽黒点数との間の相関-0.24は、5%水準の有意性に最も近い値であるが、おそらく偶然の一致であろう。

さらに、4つの作用中心の経度は、太陽黒点数の極大期より極小期に大きくなることが示されているが、有意な相関はない。

少なくとも、純粋に統計学的見地から太陽黒点数と各作用中心の位置あるいは気圧との間には確信のもてる関係はないと結論せざるを得ない。

#### 4. 結 論

ここで使用した資料(Historical Map Series)のデータ量および解析手順の時間変化の偏奇がないものと仮定して、4つの作用中心(アゾレス高気圧・太平洋高気圧・アイスランド低気圧・アリューシャン低気圧)は、1905年から1965年にかけてかなり有意な変位をしていることが示された。特に、太平洋高気圧の北偏(緯度5度)は、氷河期から間氷期への変化に関連している。この北太平洋高気圧の北偏が次の10年間も続いたら見守る必要がある。

特に、アゾレス高気圧とアイスランド低気圧は1940年ころはあきらかに北偏していたが、その後ゆっくりと南偏している。この南への動きがサハラ砂漠の干ばつに、またおそらくハリケーンの発生度数に影響を与えている。したがって、今後は1967年以降の各作用中心の位置と気圧に関する調査が課題となるだろう。

北半球全体の気候変動という観点からみると、大西洋域と太平洋域における子午線方向の変位の

TABLE 4. Correlation between the long-term trend in latitude, longitude, and pressure of the Azores and Pacific Highs, and North Atlantic hurricane and North Pacific typhoon frequency, respectively. A correlation exceeding about 0.82 is significant at the 10% level.

	Subtropical Highs		
	Latitude	Longitude	Pressure
Hurricane frequency (Azores High)	0.74	-0.85	-0.98
Typhoon frequency (Pacific High)	0.96	0.70	-0.80

TABLE 5. Correlation between the 11-year sunspot cycle and the latitude, longitude, and pressure of the centers of action. A correlation exceeding about 0.25 is significant at the 5% level.

	Latitude	Longitude	Pressure
Azores High	0.01	-0.09	0.06
Pacific High	0.04	-0.19	-0.03
Icelandic Low	-0.08	-0.12	-0.02
Aleutian Low	-0.24	-0.04	0.02

差は何を意味するのか、あるいは全体として周極うずの膨張・収縮にどのように関連しているのか明らかでない。第7図に見られるように、過去30年間、作用中心はアメリカ上空の中心軸のまわりを時計廻りに回っていたが、一方アリューシャン低気圧の北への変位は、この概念にあまり合わないことが印象づけられる。

準2年周期に関する情報は、多分それ程関心をそそるものではないが、重要な長期傾向があるように見える。例えば、1940年以降アイスランド低気圧の気圧の準2年周期はアリューシャン低気圧のそれよりも大きく、太平洋高気圧の気圧の準2年周期はアゾレス高気圧のそれよりも大きかったが、逆の状況は1940年以前には支配的であった。さらに、過去70年間アイスランド低気圧とアゾレス高気圧の間の気団の準2年交替は一貫して増大していることを示している。これらのうちいくつかは長期の予報に関連しているであろう。

気候に与える人為的影響にますます興味向けられ、現実にかかる変化が描かれ、そして理解することが重要になってきた。

この研究が、過去70年間に明らかに起こった変化を見い出す手助けとなり、その際、うたがいもなく将来起こるだろうと思われる変化に対して、この研究がbackgroundを提供したならば幸いである。

---

#### 訂 正 (第14巻第1号, P. 48)

第1図中の式は

$$\rho = \frac{1}{\tau} \int_{-\frac{\tau}{2}}^{\frac{\tau}{2}} \cos \frac{2\pi}{T} t \, dt$$

の誤りです。お詫びして訂正します。

---

## 平均値の検定法 (Welch 法) について

能 登 正 之

母標準偏差が未知の場合の2つの平均値の差の検定は、両方の母集団の標準偏差が等しい場合には t 検定によるが、標準偏差が等しくないか、あるいは等しいという確信がない場合には u 検定または近似法による。

Welch 法は後者の場合の近似法である。

問題 これは2つの母平均を  $\mu_1$  ,  $\mu_2$  とするとき、仮説  $H_0: \mu_1 = \mu_2$  を検定する問題である。

計算 2つの平均値:  $x_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} x_{1i}}{n_1}$  ,  $x_2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_2} x_{2i}}{n_2}$  ( $n_1, n_2$  は試料数)

$$\text{不偏分散: } V_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} (x_{1i} - x_1)^2}{\phi_1} \quad V_2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_2} (x_{2i} - x_2)^2}{\phi_2}$$

$$\text{但し } \phi_1 = n_1 - 1, \quad \phi_2 = n_2 - 1$$

$$\text{平均値の差の標準偏差の推定値: } \sigma_d = \sqrt{\frac{V_1}{n_1} + \frac{V_2}{n_2}}$$

$$\text{統計量 } t_0 \text{ は, } t_0 = \frac{x_1 - x_2}{\sigma_d} \text{ で与えられる。}$$

統計数値表から、自由度  $\phi_1$  , 有意水準 (危険率)  $\alpha$  に対する  $t(\phi_0, \alpha)$  値を求める。ここで、

$$\phi_0 = \frac{1}{\frac{c^2}{\phi_1} + \frac{(1-c)^2}{\phi_2}}, \text{ 但し } c = \frac{v_1}{n_1} \bigg/ \left( \frac{v_1}{n_1} + \frac{v_2}{n_2} \right) \text{ である。}$$

$\phi_0$  の値が表にない場合は t 表の補間法により  $t(\phi_0, \alpha)$  を求める。

検定  $t_0$  と  $t(\phi_0, \alpha)$  とを比較して

$t_0 > t(\phi_0, \alpha)$  ならば,  $H_0$  を捨てる,

$t_0 \leq t(\phi_0, \alpha)$  ならば,  $H_0$  は捨てられない。

注(1) この方法は同じものを異なった方法で測定した場合のように、測定値に対応がある場合には用いない。

注(2) 単に差があるかどうかを検定するときは両側検定であり、一方が他より大きい小さいかを検定するときは片側検定で、 $\alpha$ の意味が違ってくるのでt表の読み方に注意

参考文献：藤代 宏（1968）：ステップ式による統計的方法，QCテキストシリーズ10，  
p117～119，日科技連出版KK

日本規格協会編（1974）：日本工業規格Z9048-1965，Z9049-1965，  
JIS ハンドブック品質管理1974。日本規格協会。

○ 日本気象学の大会（藤原賞）受賞記念講演の中で

学会の受賞の電話話の臺

雪 華

○ 有志によるパーティーの席上で

藤の頃駄句をせがまる祝いの夜

浩

賞受けし賀宴をかざるさくらんぼ

粗 水

出雲そば喰いつつ祝う藤原賞

浩



## 編 集 後 記

○予定からは若干遅れましたが、執筆者各位のご協力によって、ようやく第14巻第3号をお届けできることになりました。ご覧のように、バラエティに富んだ内容となりました。

○広瀬さんには、主成分分析を長期予報に利用する際の解説をしていただきました。

河野さんには、太陽活動と気象の関係についての概説を編集部から特にお願いしましたが、この問題は気候変動とも関連して、今後ますます重要になってくることと思われまます。なお、この方面のことを詳しく勉強したいという方は、“気象衛星技術報告” Vol. 3 No. 1 (昭和51年2月) 気象庁気象衛星課 をご一読下さい。

山本さん、館さんには、熱帯成層圏の風系にみられる準2年周期と対流圏内のパターンの関係、作用中心である2つの大洋上の高気圧と低気圧の動向にみられる準2年周期に関するそれぞれの論文を紹介してもらいました。

さらに、能登さんには、山本さんの紹介論文中にてでくる Welch の検定についてコメントをしていただきました。

執筆者各位に、厚くお礼申し上げます。

○函館海洋気象台長(元長期予報管理官)和田英夫氏には、“大規模大循環の研究と長期予報技術の開発”の業績によって、この度昭和51年度日本気象学会藤原賞を受賞されました。本当にお目出とうございました。

前ページに掲載させていただいた俳句は、大会受賞記念講演、有志によるパーティーの席上で詠まれたものです。雪華さんは言わずと知れた和田さんご自身、浩さんは高橋浩一郎先生、粗水さんは上田予報官です。

○恒例のLFグループ総会を6月中に行ないたいと思っています。その際には多数参加して、ご意見をお聞かせ下さい。

[Y. S.]