

# グロースベッター

第16巻 第1号

冬と夏の天候について.....	久保木 光 熙.....	1
最近90年間の北半球気温偏差分布の変動.....	三 上 岳 彦.....	12
ペインティング：北半球の最近の気候に 関する研究（紹介）.....	千 葉 長.....	29
1976年度総会・会計報告.....	事 務 局.....	47
都田さんからの便り.....		48
編集後記.....	編 集 部.....	48

1978年1月

L. F. グループ

## 冬と夏の天候について

久保木 光 熙<sup>\*</sup>

### 1. ま え が き

われわれは過去に何度かの異常暖冬や寒冬を経験してきた。そしてその度毎に、暖冬や寒冬に続く夏の天候を問われたが、その解答は必ずしも明白ではない。1970年代のつい最近でも'73年の大暖冬に続く干ばつや'74年や'77年の大寒冬に続く冷夏を経験した。しかも冬と夏の天候についてはすでに多くの調査研究がなされているのであるが、何がわかっていること（一般的経験則）なのか、何がわかっていることなのかを明らかにする必要がある。

### 2. 北日本の冷夏の一つの基準

冷夏や冷害の一応の基準を定義して討論する必要がある。このため、長い伝統のある資料として、東北地方6県平均気温（青森、秋田、宮古、山形、石巻、福島）、北海道7地点平均気温（旭川、札幌、寿都、函館、帯広、根室、網走）、西日本平均気温（大阪、広島、熊本）で、偏差値は1931～'60年の平均値を用いた。7、8月平均気温による冷夏の順位はそれぞれ、表1、2に示した。冷害の程度は当時の作況指数を考慮した<sup>1)</sup>。東北地方の冷害は7、8月いずれかで20℃以下であることが指摘されており<sup>2)</sup>、北海道では19.5℃（網走地方17.5℃）である<sup>3)</sup>。表1、2を予報的立場からみると次の諸点が指摘されよう。

①東北地方では7、8月平均気温が-1.6℃以下では顕著な冷害が起きている。それ以上の-1.0～-1.5℃の間では顕著な冷害と不作が現れる。例外の1956年は農業技術の成果といわれた年である。-0.9℃以上ではほとんど冷害の記録はなく、むしろ当時としては豊作であったりする。例外の1953年は早冷と病害が大きかった年とされている。

一応、-0.8℃以下の冷夏の生起確率は20%程度と考えてよい。

②北海道の顕著な冷害は-1.1℃以下では高い確率で起こる。-0.6～-1.0℃の間では不作と豊作とがあり、豊凶の予想を困難にしている一つの事情がある。-1.1℃以下の生起確率は26%だが、-0.6℃以下の危険温度の生起確率はかなり高く43%、1945年以後の資料でも34%程度と考えられる。

③表1にみられる'57、'66、'69、'74年などは、東北地方の顕著な冷害年ではないが、いずれも冷夏に伴う降水の災害年として注目される。

④中部日本の冷害は余り注目されていない。しかし北日本の冷害の基準として指摘した気温偏差と作況指数の関係はここでも同じである。図1にみるように、冷・暑夏年では、100kg/10aのオ

---

\* 気象庁長期予報課

表1 東北地方の冷夏の順位

(1897~1976)

年次	7,8月	冷害	7月	8月
1902 M35	-3.2	A	-3.0	-3.3
13 T 2	-2.6	A	-2.3	-2.8
05 M38	-2.4	A	-0.8	-4.0
41 S16	-2.0	A	-2.4	-1.6
76 S51	-1.8	A	-0.9	-2.7
34 S 9	-1.7	A	-1.8	-1.7
56 S31	-1.5	○	-1.2	-2.0
03 M36	-1.4		-1.4	-1.4
31 S 6	-1.4	A	-3.1	0.3
54 S29	-1.4	B	-2.8	-0.0
1897 M30	-1.3	A	-1.6	-0.9
10 M43	-1.3	B	-1.0	-1.6
45 S20	-1.2	A	-3.2	0.8
06 M39	-1.1	B	-0.3	-1.8
35 S10	-1.0	A	-0.3	-1.8
01 M34	-0.9	○	-1.6	-0.3
12 T 1	-0.9		-1.3	-0.4
53 S28	-0.8	A	-0.1	-1.5
65 S40	-0.8	○	-1.8	0.2
74 S49	-0.8		-1.6	0.0
08 M41	-0.7	○	-2.1	0.7
58 S33	-0.6		-0.1	-1.2
59 S34	-0.4	○	-0.1	-0.8
57 S32	-0.2	○	-0.8	0.3
66 S41	-0.2		-0.9	0.4
69 S44	-0.2		-0.1	-0.4
Normal	℃		℃	℃
1931~60	22.8		22.0	23.7

(註) \*東北地方

A : 第1級冷害 11例

B : 不 作 3例

18%

-0.8℃>の冷夏 20%

\*北海道地方

A : 第1級冷害 16例

B : 不 作 5例

26%

-1.1℃>の冷夏 26%

-0.6℃>の冷夏 43%

—ダーで変動している。また注目される低温は過去15年間(1962~'76年)に3~4回起こっており、生起確率も東北地方と変わっていない。

### 3 冬と夏の天候との関係

(1) 季節予報の揺籃期には冬と夏の天候との関係について数多くの研究がなされた。その『一般

表2 北海道の冷夏の順位

(1897~1976)

年次	7,8月	冷害	7月	8月
1913 T 2	-3.2	A	-2.7	-3.8
02 M35	-3.1	A	-3.1	-3.2
41 S16	-2.8	A	-3.0	-2.6
56 S31	-2.3	A	-2.0	-2.6
54 S29	-2.2	A	-2.9	-1.6
45 S20	-1.8	A	-3.4	-0.2
32 S 7	-1.7	A	-1.9	-1.5
31 S 6	-1.7	A	-3.7	0.3
34 S 9	-1.6	A	-2.0	-1.2
05 M38	-1.6	A	-0.5	-2.8
03 M36	-1.3		-1.4	-1.7
35 S10	-1.3	A	-0.4	-2.2
64 S39	-1.3	A	-1.6	-1.1
1897 M30	-1.2	A	-1.6	-0.8
1899 M32	-1.2		-0.4	-2.0
12 T 1	-1.2		-1.5	-1.0
26 T15	-1.1	A	-0.7	-1.6
66 S41	-1.1	A	-1.7	-0.6
71 S46	-1.1	A	-0.8	-1.5
10 M43	-1.1	○	-1.0	-1.2
11 M44	-1.1		-0.7	-1.6
15 T 4	-1.0	○	-1.7	-0.3
00 M33	-1.0		-2.2	0.2
08 M41	-0.9	B	-2.6	0.8
69 S44	-0.8	B	0.5	-2.1
14 T 3	-0.8	○	-0.6	-1.0
76 S51	-0.7	B	0.6	-2.1
36 S11	-0.7	○	-0.7	-0.7
53 S28	-0.7	B	-0.1	-1.4
01 M34	-0.6	○	-1.2	-0.1
57 S32	-0.6	○	-0.5	-0.8
06 M39	-0.6		0.2	-1.4
09 M42	-0.6		-0.4	-0.8
65 S40	-0.6	B	-1.8	0.7
Normal	°C		°C	°C
1931~60	19.4		18.3	20.4

(注) ○：豊作年

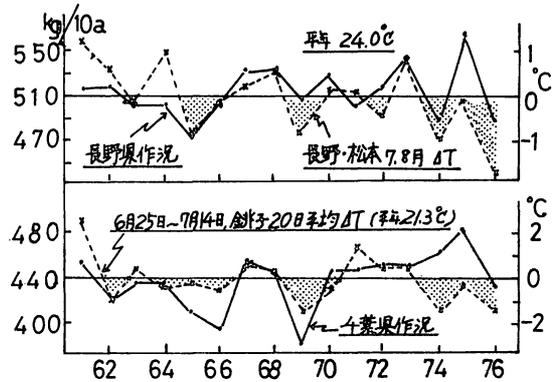


図1 中部日本の気温と作況

『自然的経験則』は冬のシベリア高気圧と夏の小笠原高気圧とは平行して変化すること、従って冬の北西季節風が強いと夏の南東季節風も強い。しかしこの関係は時々変わるらしい<sup>4)</sup>ということである。

図2は山本<sup>5)</sup>の示した西南日本(鹿児島・高知・和歌山・境・伏木)の冬季(12~2月)気温と東北日本(函館・秋田・宮古・山形・新潟)の夏季(6~8月)の気温との関係である。図には1968~'76年の9年平均値を追補した。図にみるようにモンスーン活動が夏,冬を通じて優勢期(1918~'27,'38~'47)と衰弱期(1948~'57)がある。つまり寒冬・暑夏のモンスーンの気候と暖冬・冷夏の非モンスーンの気候の目立つ時代があることがわかる。山本はこの二つの気候の変動を日本付近の偏西風の強弱によって説明している。偏西風の弱い期

間には日本付近の準定常的な谷は西偏し、冬は寒冬となりやすく、また夏は同時に気

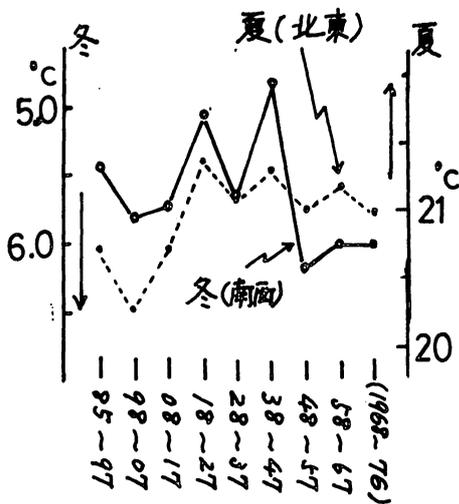


図2 冬(南西地方)と夏(北東地方)の気温(山本)

表3 西日本の冬の気温と北日本の冷夏 (1895~1976)

西日本冬	-1.1℃>	-1.0~-0.5	±0.4	0.5~1.0	1.1℃<
	8	13	38	11	12
北海道冷夏(0℃>)	4 (50%)	8 (62%)	25 (66%)	9 (82%)	4 (33%)
" (-0.6℃>)	5 (24%)		20 (53%)	10 (43%)	

(2) 同一地方の冬と夏の気温については、例えば北海道については田代・大谷(1934)<sup>6)</sup>によって行なわれ、また守田・竹井(1951)<sup>7)</sup>は黒点によって類別化して、冬と夏の天候を論じ、さらに桧山(1956)<sup>8)</sup>によって追試されている。いま1951~'76年の並冬4例、極大期の寒冬2例を除いた成績をみると9/20≈45%であった。東北地方については荒川(1948)<sup>9)</sup>の「暖冬のあとでは冬の特性を考えない場合よりは暑夏はおこりにくくて冷夏はおこりやすい」という確率論的予報則がある。

北日本の資料を追加し、現在の階級区分の規模に従った冬の天候と対応する冷夏の頻度は次表のようである。

暖冬(0.5~1.0℃)年にはその65%が冷夏、次いで大寒冬(-1.1℃)の50%は冷夏が起こっ

表4 東北地方の冬の気温と冷夏 (1891~1976) ている。

冬の気温	-1.1℃≥	-1.0~-0.5℃	±0.4℃	0.5~1.0℃	1.1℃<
	10	14	32	20	10
冷夏(-0.6℃>)	3 (30%)	2 (14%)	9 (28%)	7 (35%)	2 (20%)
" (0℃>)	5 (50%)	6 (42%)	15 (47%)	13 (65%)	4 (40%)

圧系の北上を意味するので、亜熱帯高気圧の勢力下に入る(暑夏)。逆に偏西風の強い時代には谷は日本の東方にかたより、冬は日本付近は尾根の場に入り、夏は気圧系(亜熱帯高気圧)を南偏させる結果となる(暖冬・冷夏)。

さて、図2によって直ちに年々の季節予報の予報則と考えてよいだろうか。表3は西日本の冬季の気温と対応する北日本の冷夏(7, 8月)の関係を示したものである。

西日本の0℃≤の暖冬に対し、東北地方の0℃>の冷夏は23/42回現れたが、寒冬に対しても18/40回の冷夏が起こ

り、ほとんど差はない。表3にみるように階級区分を行なうと、西日本の寒冬のときよりも暖冬のときに、北海道の冷夏の起こる割合が大きいかも知れない。

表4の東北地方でははっきりしないが、北海道の気温の対応(表5)には特徴的な傾向が現われている。それは大寒冬年(-1.7℃>)

表5 北海道の冬の気温と冷夏 (1897~1976)

冬の気温	-1.7℃>	-1.6~-0.6	±0.5℃	0.6~1.4	1.5℃<
	9	16	28	20	7
冷夏(-0.6℃>)	9(100%)	0(0)	11(39%)	12(60%)	2(29%)
"(0℃>)	9(100%)	4(25%)	16(57%)	15(75%)	4(57%)

にはいずれも顕著な冷夏が起こり、次いで暖冬の年(0.6~1.4℃)に冷夏の起こる公算が大きい。そして寒冬年(-1.6~-0.6℃)には顕著な冷夏は現われていない。こ

表6 大寒冬・冷夏年(北海道) (1897~1977)

年次	冬 ΔT℃		夏 ΔT℃		
	北海道	東北	北海道	東北	西日本
1945 S20	-2.8	-2.8	-1.8 A	A -1.2	-0.6
08 M41	-2.6	-1.2	-0.9 B	-0.7	-1.1
53 S28	-2.5	-0.6	-0.7 B	A -0.8	0.1
31 S 6	-2.2	-1.2	-1.7 A	A -1.2	-0.8
09 M42	-2.1	-1.1	-0.6	0.0	-0.1
13 T 2	-1.9	-0.6	-3.2 A	A -2.6	-1.2
02 M35	-1.9	-0.5	-3.1 A	A -3.2	-1.7
11 M44	-1.8	-1.0	-1.1	-0.4	-0.5
00 M33	-1.7	-0.8	-1.0	-0.5	-0.5
(77) S52	-1.6	-0.9	-0.1	-0.5	0.5

これは注目すべき現象である。表6はこの大寒冬・冷夏年をリストアップしたものである。大寒冬の目安は-1.7℃以下の冬で、生起確率は11%である。

考察の(I):この現象が何故東北地方でははっきりしないのか。表1, 2を比較

するまでもなく、高緯度の北海道では北方の寒気の影響をより直接的にうけるであろう。表6にみるように、1913, '53, '02年などいずれも北海道では大寒冬であるにもかかわらず、東北地方ではそれほど注目を引いた寒冬ではなかった。そしてこれに続く北海道の顕著な冷夏年に、東北地方ではしばしば巻きぞいをうけた年もあったし、影響の少ない年もあった。また一方、1934年(冬季気温、北海道1.3℃/東北地方-0.2℃)や1935年(1.5℃/0.3℃)は北海道では明らかに暖冬冷夏の年だったのである。

考察の(II):古くから日本の天気俚諺には、「雪なきときは夏みのらず」といい、「雪は豊年の瑞(シルシ)」とも言った<sup>10)</sup>。そして驚くべきことには、一見矛盾した「大雪に不作」ともいわれている<sup>11)</sup>。大雪が冷害の原因となることは、荒川(1953)によって早くから力説されている<sup>12)</sup>。このような年として1945, '34, '31, '13, '02年を上げて、春の冷たい融雪のおくれを指摘している。それも一つの要因でもあろうが、表6にみるように大寒冬・冷夏の循環過程が、冷害をもたらすもう一つの型に違いないと思われる。1940年代の北海道の冷害調査は大寒冬・冷夏が主で、暖冬・冷夏(例えば昭和7年)を例外としたほどである<sup>13)</sup>。

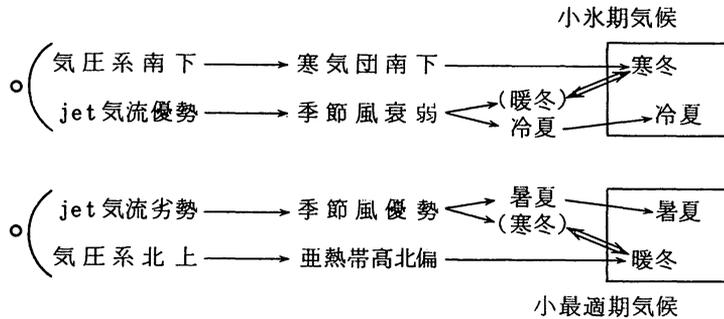


図3 小氷期気候モデル（山本）  
 ⇔：現象の相殺関係を示す。

#### 4 冷夏の二つの過程

新しい革袋に新しい酒を盛るためには、この二つの冷夏の循環過程を明らかにする必要がある。

##### (1) 小氷期気候の山本のモデル

前述の気候学者山本武夫は日本の歴史時代の気候に寒冬・冷夏≈小氷期気候や暖冬・暑夏≈小最適期気候の目立った時代のあることをのべている。その機構は図3に示す。

日本付近のジェット気流の季節変化を考えると冬季に優勢で同時に気圧系は南下し、夏季は劣勢で気圧系が北上し、冬と夏をもたらす。このような機構をもたらすジェット気流は時間スケールの長い気候変動をしていると考えられる。いま夏・冬を通じてジェット気流の優勢な時代を考えると日本付近の定常的な谷は東偏して夏・冬とも季節風は弱く暖冬・冷夏をもたらすはずである。しかし冬に気圧系の南下（寒冷気団の南下）が、暖冬機構を圧倒し去るならば、寒冬傾向となり（相殺関係）、夏は相助関係により寒冬・冷夏の小氷期気候が現われる。山本によると、このような相殺関係が冬に多く見られるのが日本の気候の特質だという。このような考えが妥当で、予報の現場に定着するかどうかは今後の問題である。

##### (2) 暖冬・冷夏の一般的経験則

冷夏をもたらす一つの確からしい循環過程——暖冬・冷夏の一般的経験則は次のようである。

表7は1946年以後の北海道の冷夏の順位を表示したものである。表中には理解を容易にするため東北地方の気温を併記して参考とした。冷夏の前年秋から冬にかけて500mb循環にはどのような特徴が現われているのであろうか。表7をみると、10月、特に11月の亜欧大陸では西シベリヤ（50N、60E付近）の気圧の谷が目される。この方面の大気の流れは日本の冬の天候に対しても深い負の相関関係を持ち、寒冬の年にはシベリヤ高気圧が発達するきざしが現われるのである。逆に初冬（11月）にこの方面で気圧の谷が発達することはその後の日本の冬の天候をみると少数の例外を除いて暖冬傾向となっている。経験則によると、このとき環流は高指数型で、極地方は寒気の蓄積のステージである。しばしば最初の南北交換は晩冬から早春に行なわれるが、4月か5月には再

表7 暖冬・冷夏の経験則

1946～'77

冷夏	10月 $\Delta Z$ m	11月 $\Delta Z$ m	冬 $\Delta T$ °C		夏 $\Delta T$ °C	
	70°N,120E	50°N, 60E	北海道	東北	北海道	東北
1955/56	-80 m	-41 m	1.0	0.8	-2.3	-1.5
54	-6	-85	0.7	1.3	-2.2	-1.4
64	-17	-42	0.6	1.0	-1.3	0.5
66	-60	-37	0.5	0.7	-1.1	-0.2
71	-4	-30	0.4	0.5	-1.1	-0.2
69	-46	-18	0.6	1.0	-0.8	-0.2
76	-61	-16	0.8	0.6	-0.7	-1.8
53	-76	61	-2.5	-0.6	-0.7	-0.8
57	-70	-38	-0.2	0.0	-0.6	-0.2
65	-31	-68	1.1	0.7	-0.6	-0.8
58	-52	-47	1.7	1.5	-0.5	-0.6
62	-3	-58	1.1	1.1	-0.4	0.7
74	-154	-22	1.4	0.1	-0.3	-0.8
59	-39	-6	1.5	2.0	-0.2	-0.4
77	-0	25	-1.6	-0.9	-0.1	-0.5

び極地方に強い寒気の蓄積が行なわれ、南北の温度傾度を強める期間が現われる。その後、寒気の氾らん南下の型式がオホーツク海高気圧型か北冷西暑型かの違いはあるが、間けつ的な氾らんを繰返し、夏に最盛期となる。

これを暖冬・冷夏の一般的経験則と名づけよう。“一般的”というのは例数を増すにつれて、暖冬・暑夏や並冬・冷夏の例を上げてどれもこれも駄目なような困乱を経験してきたからである。一般則とどの季節に理由のある差が現われるかを

環流の経過に置き換えて明らかにされることを期待したいからである。

(3) 大寒冬・冷夏の過程

冷夏をもたらすもう一つの型は大寒冬・冷夏の過程である。しかしこの過程はほとんど論じられていない。この型は1902（サンタマリア、ペレー火山）、'13（カトマイ火山）、'31（カトマイ、ホグスロス火山）、'53（スパー火山）など外因としての火山爆発などが大きな要因<sup>9)</sup>であったのかも知れない。表7をみるとこの型の顕著な例は戦後では1953年以外はない。この冬、シベリヤ高気圧は初冬から発達し、北海道では第3位の異常寒冬であった。

(i) 1953の例

この年の特徴的循環を図4(a)～(d)に示す。(a)秋からすでに北半球規模で波数3が卓越し日本では11月から寒波が始まり、(b)2月まで続いている。(c)3月には気温は上昇にむかったが4～7月は間けつ的に寒気が入り、寒暖の変動の大きな天候であった。(d)大規模な寒気は8月後半から9月前半に現われ、早冷の顕著な年であった。しかし(d)図にみるように8月はヨーロッパロシアとカナダの尾根が強く、2波数型循環である。ヨーロッパロシアでブロッキング高気圧(A)が強まると、中央アジアに寒気が南下し(B)、中国大陸の尾根を強め(C)、日本付近の寒冷前線の南下をもたらしている。これはすでに調査されている<sup>14)</sup>1972年型の高指数期の低温である。傾圧不安定によ

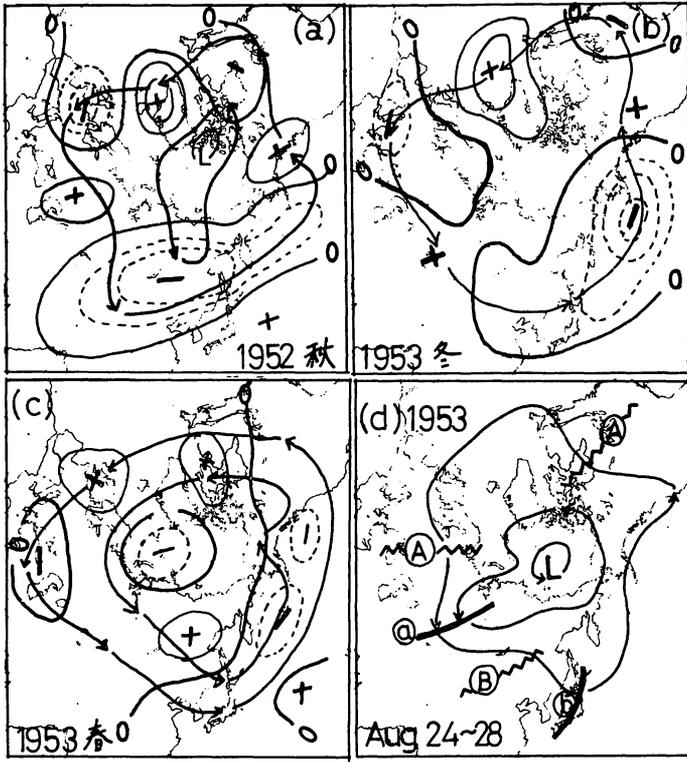


図4 500mb 天気図 (1952 / 53)

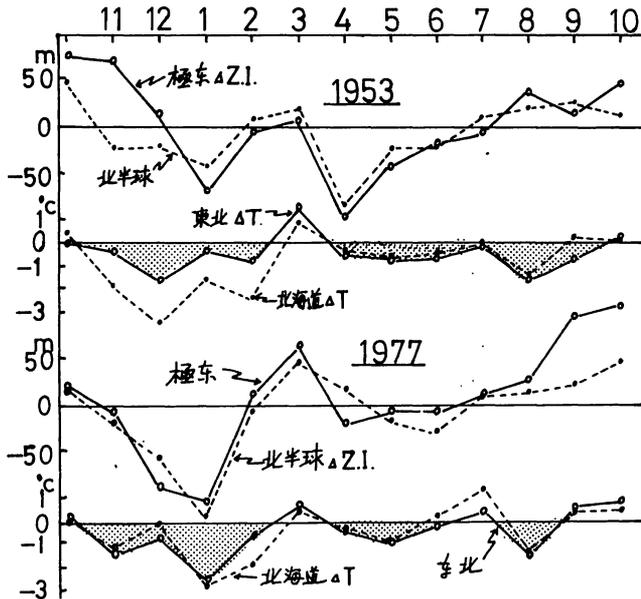


図5 東西指数 (500mb) と北日本の気温経過

て長波の発達する過程で寒気の南下する例である。事実この8月は東日本で144%、北陸地方で264%の多雨であった。

この過程を要約すると次のようになる。

図5は、1952/53年の東西指数と北日本の気温の経過を示したものである。大寒冬・冷夏の過程には冬季の大規模な南北交換の後、指数の上昇してゆく過程で、なお低温・悪天をもたらす例がある。前線帯は中部日本まで南下し、北海道では晴冷型で幸いする。図には1976/77年の経過を対比してみた。きわめて似かよった経過が再現されているのに驚く。

(ii) 1945年の例

高層観測資料を使って、大寒冬・冷夏のケーススターデーをこれ以上進めることが出来ないのは残念である。地上気温分布で類

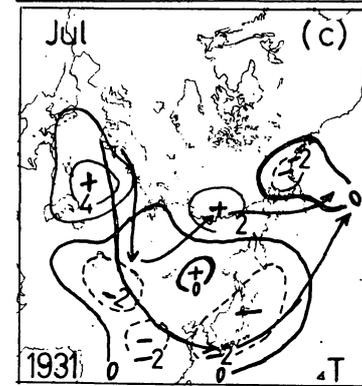
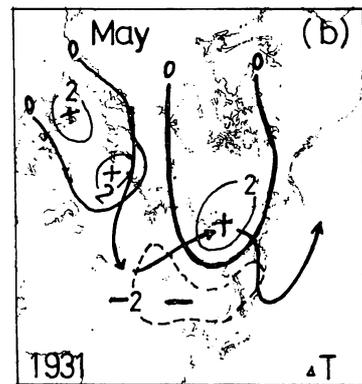
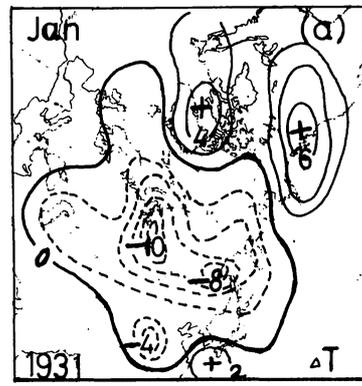
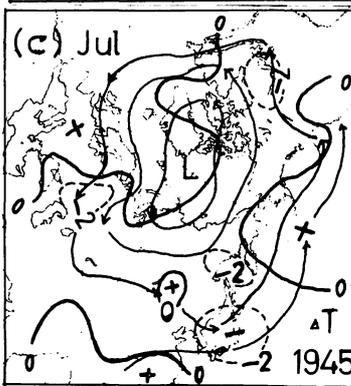
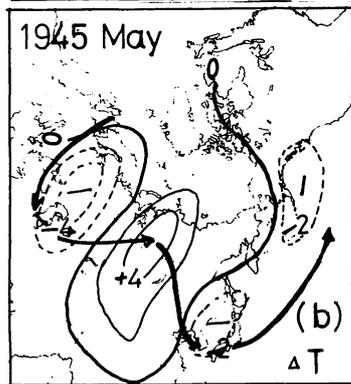
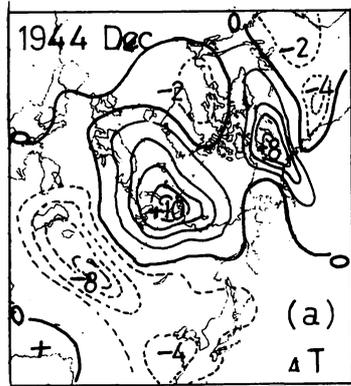


図6 北半球気温偏差分布図  
(1944/45年) (→:推  
定される偏西風)

図7 図6に同じ、ただ  
し1931年

推してみよう。

図6(a)~(c)はそれぞれ前年12月、5月、7月の北半球の気温分布図である。(a)11月から3月まで強い寒波に襲われた。驚くべきは12月の分布図で、タイミル半島(+10℃)やアラスカ方面(+8℃)の大暖冬領域である。'77年1月半ばの寒波の最盛期には極地方にはブロッキング高気圧が出現したが、'44年12月もこの状況を彷彿させるものがある。タイミル方面は+10℃の高温となっている。西シベリヤは-8℃、華中方面は-4℃の低温である。1月はヨーロッパ、アメリカも-4℃の低温であったが2月から一転して異常高温となっている。(b)極東ではおくらて4月に高温と

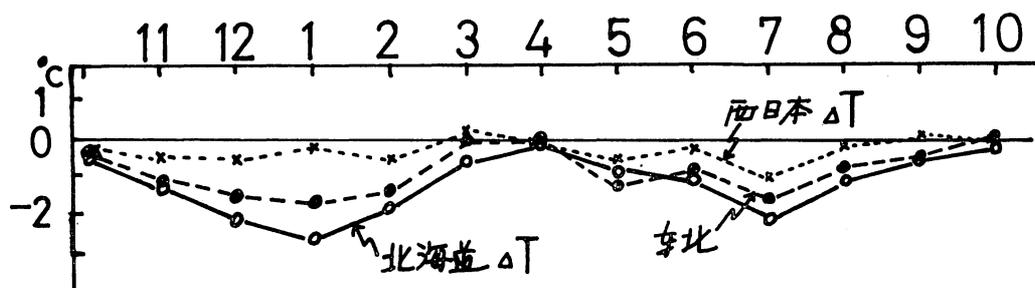


図8 大寒冬・冷夏年の気温偏差の経過（9年平均）

表8 寒冬の順位と夏の天候

(1895~1976)

北海道冬季気温偏差		北日本冷夏*	東・西日本少雨記録
大寒冬(-1.7°C>)	9例	9例	2例
寒冬(-1.5~-0.9)	9	-	8

※) 北海道7,8月-0.6°C>

なったが、5月からシベリヤの尾根が発達して再び日本では北西流の寒気場、(c)最盛期の7月は推定が困難だが、発達した超長波は2波数、日本付近の気圧の谷は8月に入って解消している。

(iii) 1931年の例

これに対し1931年はブロッキング活動が目立った年であった。図7をみると、(a)冬の特徴は西半球の大規模なブロッキングと極うずの著しいシベリヤへの偏倚である。この状況はシベリヤの今世紀最大の寒波といわれた1969年の冬を彷彿させる。このシベリヤ寒気の南限は日本にも及び、1月の降水量は東日本で128%、西日本では151%、2月の東京の晴天日は8日間で冬の悪天日が続いた。(b)3月には回復して高温となったが、4月には再びブロッキング活動が活発となり、5月、6月、(c)7月の極東域では偏西風帯の大規模な分流状態が続いた。1969年の例をイメージとすると、冬はM134型、極東は高指数型。夏はM型。

(iv) 考察

要約すると

- 1953年：冬季の3波数M型循環の後、夏は高指数期の低温。
- 1945年：冬季極圏と低緯度との極端な南北交換（最盛期には極はブロッキング高気圧、極うず中緯度に南下）。夏は極東域-北太平洋域持続的低圧、寒気は北東流と北西流の混合。
- 1931年：冬は極うず極端にシベリヤに偏倚、極東指数高い。春~夏M型循環、ブロッキング活動活発。

通常の暖冬・冷夏が高指数から低指数にむかう過程とすると大寒冬・冷夏は尋常な環流ではない。

表 6 によると '53 年のような夏の北冷西並の傾向はむしろ少なく、一般には寒気は西日本にも及ぶと考えられる。

図 8 は大寒冬・冷夏年の 9 年平均気温偏差の経過である。およその経過は 11～2 月は寒く、中心は各地とも 1 月である。3 月か 4 月に回復にむかう（3 月の 4/9 は正偏差）。東北地方の 5 月は一致して低温で、梅雨の走りは早い。冷夏の中心は 7 月、8 月は東北地方で半数は回復にむかうが、北海道では並みか低い。

## 5 あとがき

1977 年の冬は 1945 年以來の寒冬で、早くから夏の天候が注目された<sup>15)</sup>。われわれは次の表 8 を提示し、類似年 1953 年を指摘した<sup>16)</sup>。

'77 年の冬は  $-1.6^{\circ}\text{C}$ 、夏は  $-0.1^{\circ}\text{C}$  ということになる。そして夏の前線帯の活動した所は東日本であった。予報はそのポテンシャルについての予想である。

冬と夏の天候の関係は常に古くして新しい問題である。新しい装いをすることを痛感しているが、資料不足を歎かざるを得ない。また、反証としての「寒冬・暑夏」、「暖冬、暑夏」の循環過程を次号で問題にしよう。

## 参 考 文 献

- 1) 根本・坪井編（1976）：異常気象と農業（付録 冷害年表），朝倉書店
- 2) 荒川（1954）：凶作と気象，農政調査会
- 3) 横田（1976）：北海道の気候と農業気象災害，文永堂
- 4) 高橋（1956）：季節予報，気研ノート，7
- 5) 山本（1976）：気候の語る日本歴史，そして文庫
- 6) 田代・大谷（1934）：冬季と夏季の気温相関について，集誌
- 7) 守田・竹井（1951）：暖冬と夏季気温について，北部気象，2号
- 8) 桧山（1956）：守田氏法“暖冬と夏季気温”の一検討，気研ノート，7-5号
- 9) 荒川（1954）：気候変動論，地人書館
- 10) 藤原（1961）：天気予報と暴風警報（付録天気俚諺集），気象庁研修所
- 11) 集英堂，故事辞典
- 12) 農業技術協会（1953）：冷害気象の長期予報について
- 13) 成田（1949）：冬の気温気圧と夏の気温との関係，予報通信 27号
- 14) 久保木・田代・館・平沼（1977）：1972年8月の解析と予報上の諸問題，51年度長期予報技術検討会資料（気象庁）
- 15) 根本（1977）：寒波雑記，気象 77-4
- 16) 久保木（1977）：今夏の天候予想，気象 77-4

## 最近 90 年間の北半球気温偏差分布の変動

三 上 岳 彦\*

### 1. はじめに

過去約 100 年間の北半球平均気温の変動傾向をこれまでの研究からまとめると、19 世紀末から 20 世紀初めにかけての時期がもっとも低温であったが、その後は高温化の傾向を示し、1940 年頃をピークに再び低温化しつつあるということが出来る (Willett, 1950 ; Mitchell, 1961 ; Bundyko, 1969 など)。これは半球的に平均化された気温の変動傾向であるが、年々の気温平年偏差の分布パターンがどのような長期的変動をしているのかについては明らかにされていない。地上気温偏差の半球パターンは大気環流型と密接な関連をもっており、その長期的変動を知ることによって地上観測値しか得ることのできない時代の上層環流型の変動を推定することが可能である。

本稿では、過去約 90 年間の北半球各地点における月平均気温観測値をもとに気温偏差分布パターンの変動傾向を明らかにし、地上観測値のみ入手可能な時代の 500mb 面環流型の出現状態を推定する。

### 2. 月平均気温偏差の主成分分析

北半球の月平均気温平年偏差分布パターンをできるだけ客観的に類型化するために主成分分析を用いることにした。分析に用いたのは最近 29 年間 (1946 年～1974 年) の北半球 90 地点における月平均気温の観測値で、データはすべて月毎に標準化した上で全年全月を通した時系列として扱った。すなわち、90 (地点) × 348 (月) のデータ行列をもとに 90 × 90 の相関行列を算出し、固有値と固有ベクトルを求めた。

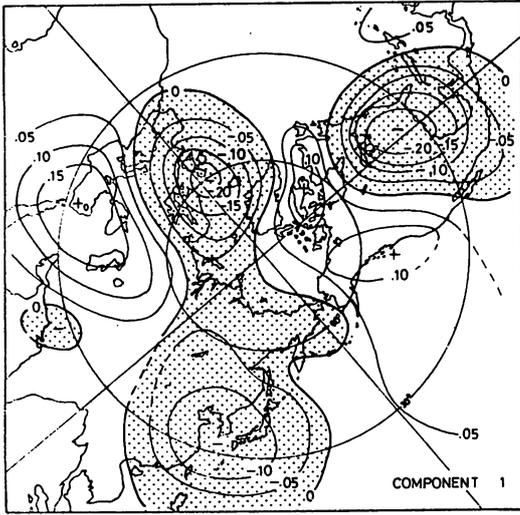
その結果、上位 15 成分で全変動の約 60% を説明できることが明らかになった。残余の成分はその半球的分布パターンなどから気候学的に有意であるとはみなせない。15 成分中でも特に重要と考えられる上位 5 成分の分布を第 1 図に示す。

第 1 成分：北アメリカ南東部、ヨーロッパ西部および東アジアの 3 地域に負域の中心が存在する。正域の中心は西アジア・中央アジアと北アメリカの北東部・西部にある。緯度帯に沿って正域と負域とが交互に分布している点に特徴がある。

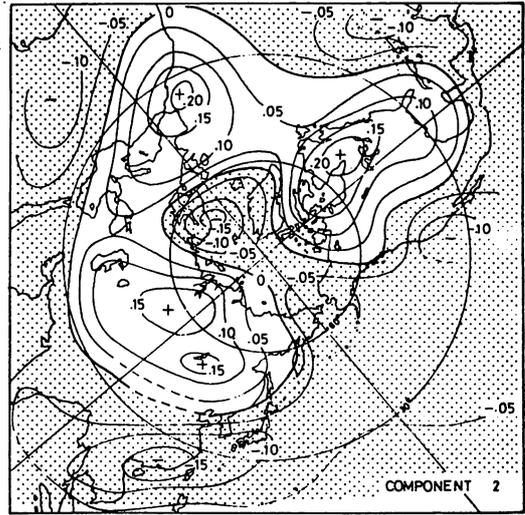
第 2 成分：北アメリカ北東部、ヨーロッパ南西部およびシベリアに中心をもつ正域が太平洋を除く中緯度を帯状にとり囲んでいる。負域の中心はスカンジナビア北部・東アジア南部・北アメリカ西岸部などに分布し、極地方と低緯度帯を広くおおっている。

---

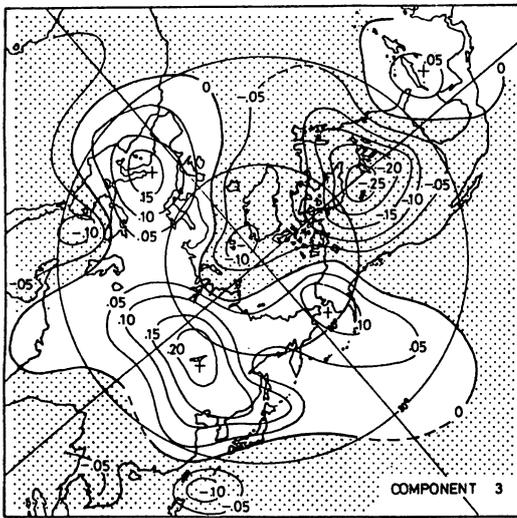
\* 東京大学理学部



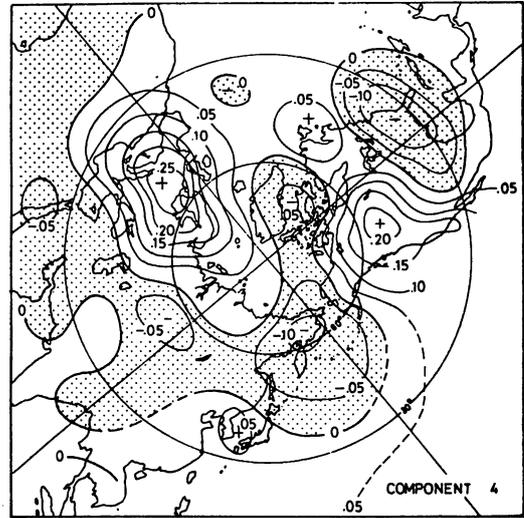
(a)



(b)



(c)

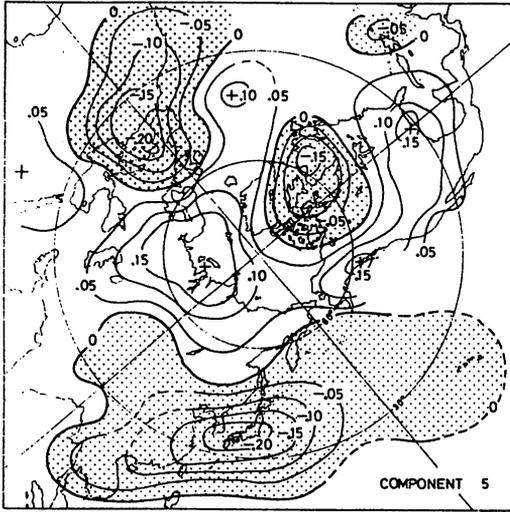


(d)

第1図 第一成分(a)~第5成分(e)の固有ベクトル分布

第3成分：アラスカを除く北アメリカのほぼ全域と北極海・北大西洋の大部分が負域となっており、その中心はカナダにある。一方、ヨーロッパ南部とシベリア中央部を中心とするユーラシア大陸およびアラスカには正域が分布する。したがって、中・高緯度の東半球と西半球とは異符号になる。

第4成分：ヨーロッパと北アメリカ北西部に正域の中心があるが、特に前者のそれは顕著である。負域は北アメリカ南東部とベーリング海周辺部に分布するが正域に較べると不明瞭である。



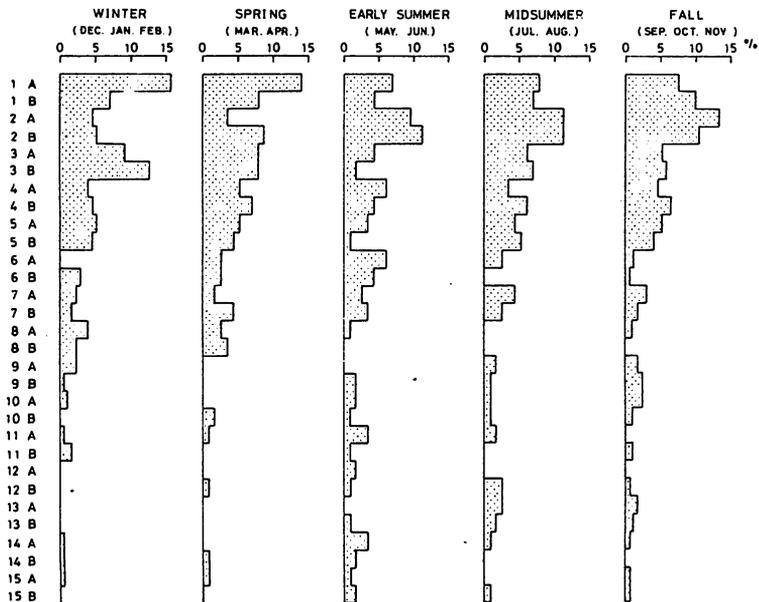
(e)

第1図(つづき)

第5成分：日本を中心とする東アジアに顕著な負域が存在し，ヨーロッパ南西部と北アメリカ北東部にも負域の中心が認められる。正域はカラ海を中心とする北ヨーロッパ・西シベリアおよび北アメリカの西部・南東部に分布する。

### 3. 気温偏差分布の類型化

北半球における月平均気温偏差の分布パターンは上記の各成分の合成パターンとして表わされる。この場合，各成分の固有ベクトルの符号と



第2図 季節別の気温偏差分布型(主要30タイプ)度数分布

成分スコアが重要な役割を果たす。

上位15成分の分布パターンと符号をもとに30タイプ(15×2)の基本パターンを設定し各月の気温偏差分布の類型化を行った。各タイプとも，成分スコアが正の場合(主成分と同符号)をA，負の場合(主成分と異符号)をBとし，各成分番号に付して表現した。ひとつの基本パターンが大

きく寄与している場合以外は、原則として寄与率の高い2種の基本パターンの組み合わせで類型化を行なった。このような客観的分類規準に加えて、北半球143地点の観測値にもとづく全年全月の気温偏差分布図を類型化の最終的判断資料として用いた。

これらをタイプ別に集計し、季節別に出現度数を求めた(第2図)。主成分にもとづいているために、各タイプの出現度は上位から下位にゆくにつれ低くなっている。季節による出現度数分布の差異が顕著に示されている。冬季と春季には1A, 1B, 3A, 3Bの比率が高いが、夏季と秋季には2A, 2Bの出現度が1A, 1Bのそれよりもむしろ高くなっている。春季と秋季はともに冬季と夏季の中間に位置する季節であるが、その度数分布に差異が認められる点は興味深い。おそらく大気大循環の季節変化とも関連があると考えられるが、これについては別の機会に論じてみたい。

次に、上位10タイプ(1A~5B)の出現度の全タイプに対する比率を求めると、冬季・春季・秋季には70%を越えるが、夏季には50~70%で、夏季の方が冬季よりも気温偏差分布パターンが多様であることがわかる。これは冬季の超長波の波長が夏季のそれよりも長く、しかも振幅が大きいことに起因すると考えられる。以後の議論では、この上位10タイプを考察の対象とする。

#### 4. 気温偏差分布と500mb面環流型

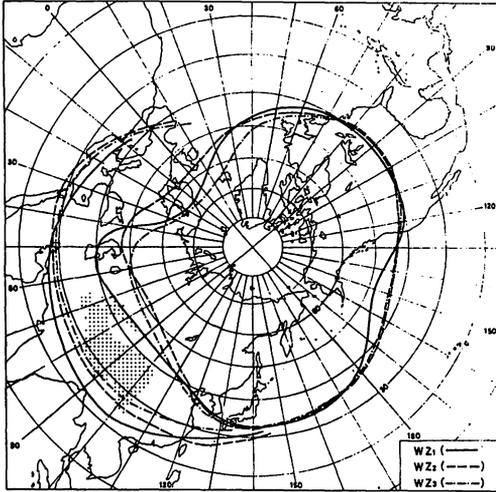
月平均気温偏差分布の年々変動は大気大循環の変動と密接に関連している。特に超長波の谷・尾根の平年変位は、緯度圏に沿う熱輸送量分布の変動を意味しており、気温偏差分布の変動とは直接結びついている。したがって、主成分分析を用いて類型化された各気温偏差分布型がどのような大気環流型と対応しているかを明らかにすることは、半球的な気候変動の実態を理解する上でも重要である。

##### 4.1 500mb面環流型の分類

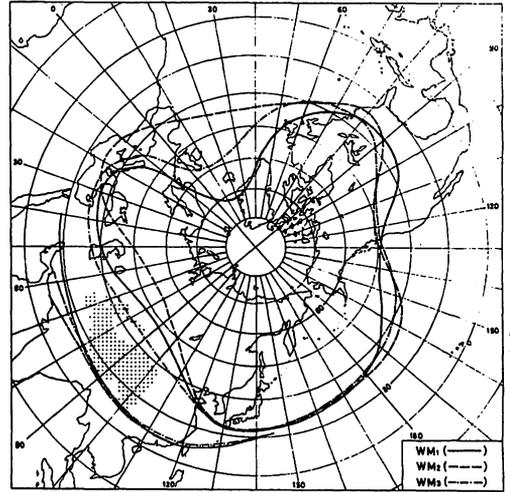
北半球の大気環流をいくつかの型に分類しようとする試みは従来からなされており、地上の高・低気圧経路や500mb面の特定等高線に着目して、東西流型・南北流型などに分類することが行なわれている(Girs, 1966; Dzerdzevskii, 1963; 土屋, 1967など)。また、東西指数や波数などを用いた定量的な分類法も試みられている(Arai, 1964; 気象庁, 1971など)。

本稿では、500mb面の地衡風強風軸で大気環流を代表させることによって、地上の各気温偏差分布型に対応する500mb面環流型を設定した。冬季(12月, 1月, 2月)と夏期(7月, 8月)について、それぞれ各気温偏差分布型に対応する500mb面高度合成図を作成し、それに基づいて地衡風強風軸を求めた。すなわち、冬・夏ともに10タイプの地衡風強風軸合成図が得られるが、それらを主として波動の尾根・谷の位置に留意して4種の環流型に大別した(第3図~第10図, 第1表)。

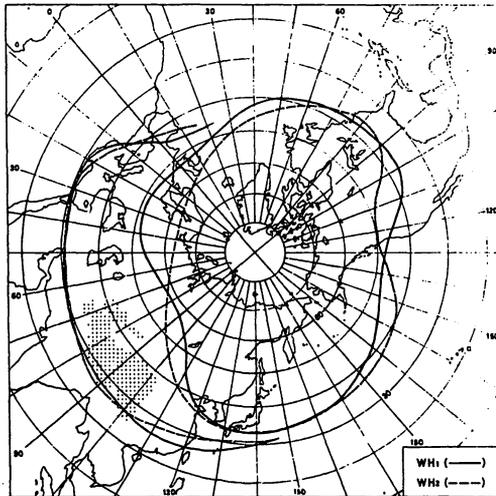
##### 4.2 冬季の500mb面環流型モデル



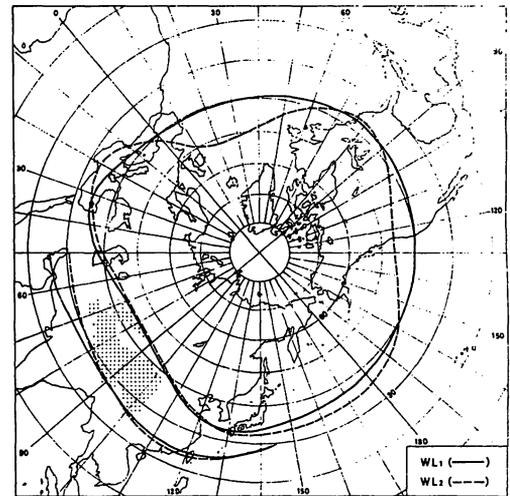
第3図 500mb面環流型（冬季WZ型における地衡風軸合成図）



第4図 第3図に同じ（ただし冬季WM型）



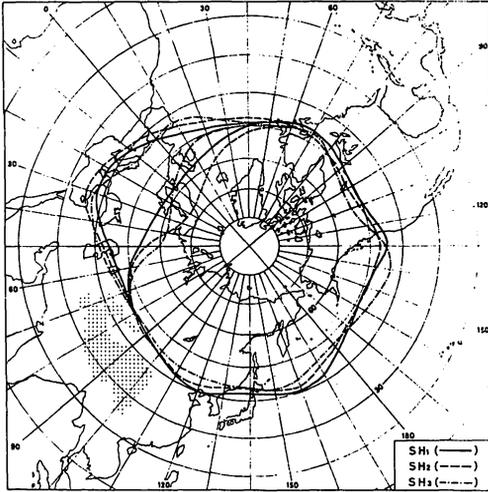
第5図 第3図に同じ（ただし冬季WH型）



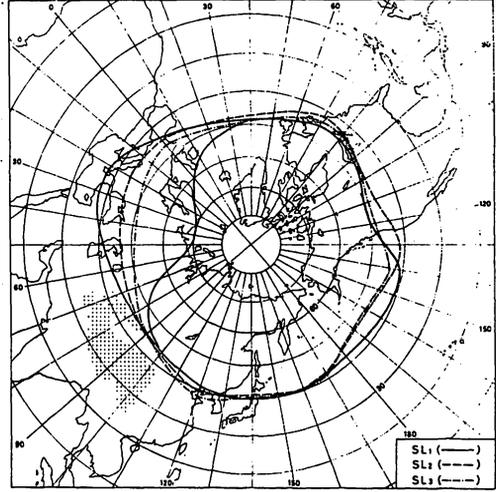
第6図 第3図に同じ（ただし冬季WH型）

WZ型（第3図）：東西指数・緯度圏平均高度ともに平均より高く，帯状流の強い「東西流」型といえる。強風軸は東半球では2本存在することが多く，北側分岐軸はヨーロッパの $0^{\circ}\text{E} \sim 10^{\circ}\text{E}$ に尾根を，中央アジアの $50^{\circ}\text{E} \sim 60^{\circ}\text{E}$ に谷を形成する。 $50^{\circ}\text{N}$ に沿う波数解析の結果では，波数2の振幅が他の型に較べて大きくなっている。北アメリカでは， $40^{\circ}\text{N}$ の緯線に沿って強風軸が走っており，帯状流の強いことがわかる。

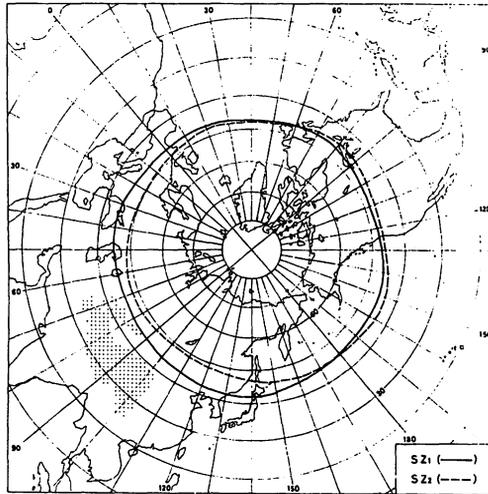
WM型（第4図）：WZ型とは逆に，東西指数・緯度圏平均高度の低い「南北流」型である。 $20^{\circ}\text{E} \sim 30^{\circ}\text{E}$ ， $130^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ および $80^{\circ}\text{W}$ 付近にそれぞれ明瞭な谷が存在し，波数3の循環パターンになっている。ヨーロッパセクターの谷の位置は，WZ型の場合よりも $20^{\circ}$ 以上東にずれている。北アメリカ西岸部とシベリア中央部には尾根が発達する。



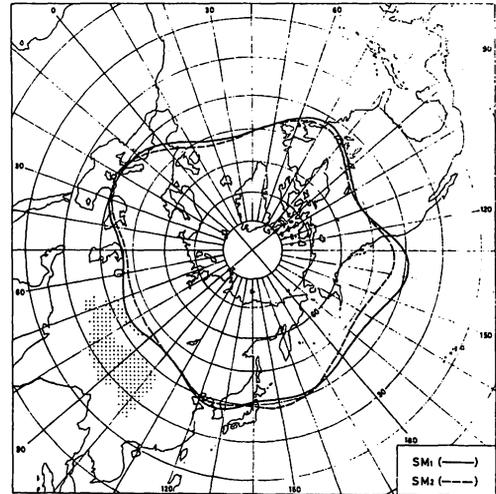
第7図 第3図に同じ(ただし夏季SH型)



第8図 第3図に同じ(ただし夏季SL型)



第9図 第3図に同じ(ただし夏季SZ型)



第10図 第3図に同じ(ただし夏季SM型)

WH型(第5図): 東西指数はそれほど高くないが、緯度圏平均高度の高い環流型で、ヨーロッパセクターの谷が不明瞭な点に特徴がある。特にWH<sub>2</sub>型の場合、大西洋からスカンジナビアを経たのち、ほとんど蛇行することなく東アジアに至っており、波数1~2の振幅が波数の3のそれに比べてかなり大きくなっている。北アメリカ大陸上の流れのパターンは、WH<sub>1</sub>型がWZ型に、WH<sub>2</sub>型がWM型にそれぞれ類似している。

WL型(第6図): 東西指数は40°-60°Nではやや低いが、30°-40°Nでは高く、緯度圏平均高度は低い。したがって、WM型に似ているが、南北指数が低いことから明らかなように南北流はそれほど強くない。WL<sub>1</sub>型の場合、西半球ではほぼ40°Nの緯線に沿って強風軸がみられるが、東半球の30°Eと130°E付近には谷が形成される。WL<sub>2</sub>型の場合、20°E付近に谷、北大西洋には

第1表 500 mb 面環流型と環流指数(上：冬季，下：夏季)

500 mb 面環流型		WZ <sub>1</sub>	WZ <sub>2</sub>	WZ <sub>3</sub>	WM <sub>1</sub>	WM <sub>2</sub>	WM <sub>3</sub>	WH <sub>1</sub>	WH <sub>2</sub>	WL <sub>1</sub>	WL <sub>2</sub>	
気温偏差型		1 B	3 A	2 B	4 B	1 A	5 A	2 A	4 A	5 B	3 B	
東西指数 (m/sec)	40°-60°	13.6	13.5	13.6	10.7	11.3	12.2	12.9	13.0	12.1	12.1	
	30°-40°	18.1	18.3	18.8	19.2	19.7	20.2	18.4	18.9	19.5	19.4	
南北指数 (m/sec)	50°	5.3	5.2	5.8	6.7	5.7	5.9	4.9	4.8	3.9	4.6	
	40°	3.9	3.9	4.0	5.3	5.0	4.6	4.4	4.0	3.5	4.3	
緯度圏平均高度 (g.p.m.)		50°	5362	5367	5349	5368	5358	5354	5372	5367	5347	5354
		40°	5553	5556	5546	5528	5529	5538	5552	5553	5535	5535
ヨーロッパセクターのトラフの位置		50°	56°E	52°E	56°E	30°E	24°E	34°E	26°E (33°E)	(33°E)	(23°E)	
50°Nに 沿う 高度の 調和 解析	振幅 (g.p.m.)	波数 1	78	70	82	82	94	118	88	114	81	114
		2	95	102	105	76	94	92	85	91	89	75
		3	87	82	99	125	78	90	76	53	48	66
	位相角 (0°Eから東 にむかって 最初のトラ フ位置)	1	179°E	169°W	177°E	167°E	177°E	176°E	174°E	178°E	166°E	165°E
		2	120°E	123°E	123°E	126°E	141°E	133°E	135°E	134°E	130°E	137°E
		3	44°E	39°E	43°E	35°E	38°E	41°E	34°E	48°E	31°E	38°E

500 mb 面環流型		SH <sub>1</sub>	SH <sub>2</sub>	SH <sub>3</sub>	SL <sub>1</sub>	SL <sub>2</sub>	SL <sub>3</sub>	SZ <sub>1</sub>	SZ <sub>2</sub>	SM <sub>1</sub>	SM <sub>2</sub>	
気温偏差型		2 A	1 B	4 A	2 B	4 B	1 A	5 B	3 A	5 A	3 B	
東西指数 (m/sec)	40°-60°	9.3	9.2	9.5	8.9	9.1	9.3	9.7	9.5	8.9	9.1	
	30°-40°	5.1	5.3	5.2	6.1	6.1	6.0	5.1	5.2	5.7	5.6	
南北指数 (m/sec)	50°	1.8	1.8	2.6	1.8	2.3	2.0	1.6	2.0	2.9	2.6	
	40°	1.8	1.8	2.3	1.5	1.7	1.8	1.3	1.6	2.2	2.0	
緯度圏平均高度 (g.p.m.)		50°	5772	5716	5704	5698	5699	5703	5708	5700	5710	5712
		40°	5841	5837	5831	5828	5831	5831	5842	5832	5837	5837
主要なトラフの位置		50°N	168°E	166°E	149°E	173°E	68°W	70°W	64°W	165°E	67°W	66°W
			64°W	73°E	143°W	68°W	164°E	168°E	152°W	74°E	178°E	164°E

弱い谷が形成される。

### 4.3 夏季の500 mb 面環流型モデル

SH型(第7図)：東西指数が50°-60°Nで高く、40°-50°Nで低いことから、強風軸は他の環流型よりも北偏しているといえる。ヨーロッパセクターでは南北2本の強風軸が認められる。SH<sub>1</sub>型とSH<sub>2</sub>型は160°~170°Eと120°~130°Wに比較的明瞭な谷を形成する。

SL型(第8図)：SH型とは反対に、40°-50°Nの東西指数が50°-60°Nのそれと比較して高く、緯度圏平均高度の低いことが特徴である。半球的に強風軸の平均位置が南偏しているが、西半球のパターンはSH型に類似している。北太平洋東部の谷はSL<sub>1</sub>型の場合140°W付近にあり、SH<sub>1</sub>

型に較べると  $10^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ ほど西に変位している。

SZ型(第9図) :  $40^{\circ}$  -  $50^{\circ}$ Nの緯度帯をほぼ同心円状に強風軸がとり囲み、顕著な谷や尾根は認められない。

SM型(第10図) : 強風軸のパターンはSL型に似ているが、SL型よりも南北指数が高い。顕著な谷が  $70^{\circ}$ Wと  $130^{\circ}$ ~ $140^{\circ}$ Wにあり、北アメリカ中央部には尾根が発達する。

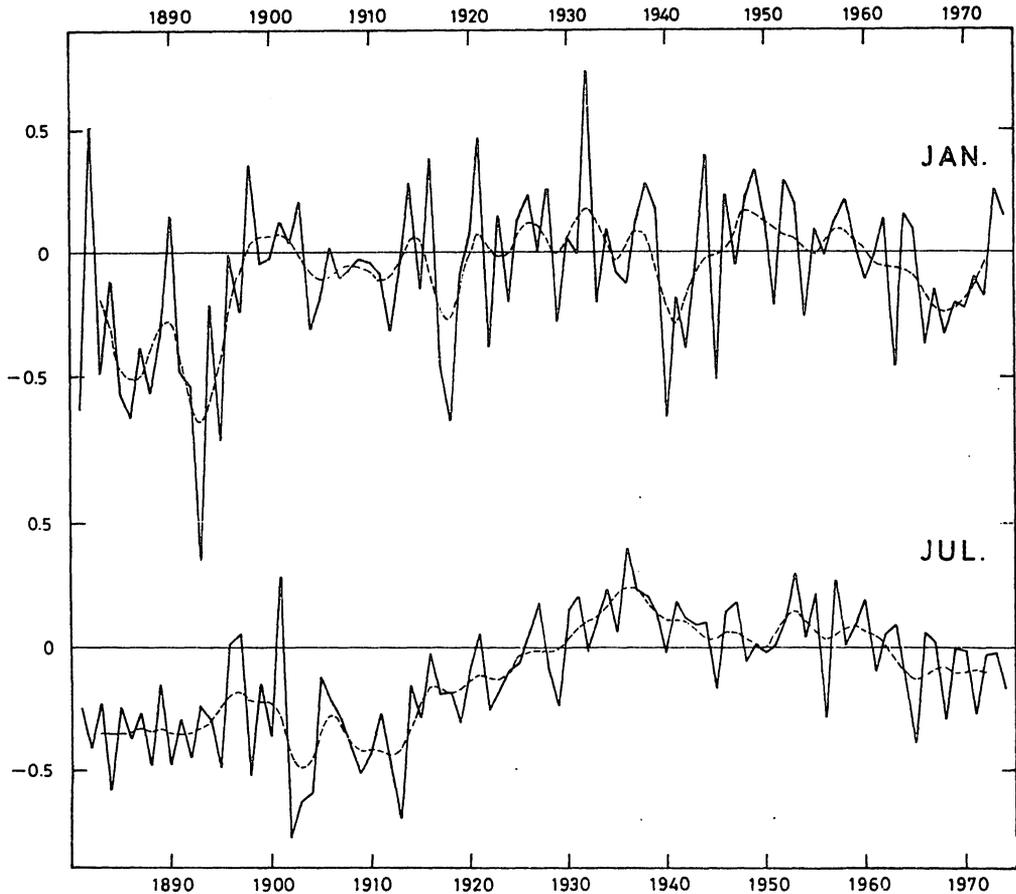
### 5. 気温偏差分布型の長期出現特性

500mb面データは1946年以降しか得られないが、地上の観測値は1881年以降ほぼ全球的に入手することができる。そこで、1881年~1945年の65年間についても、1946年以降の場合と同じ規準で気温偏差分布の類型化を行なった。

#### 5.1 北半球平均気温偏差の長期変動

まず、 $20^{\circ}$ N以北の北半球75地点における気温偏差の平均値の変動について検討する(第11図)。

1月 : 1880年代から1890年代中期にかけて著しく低温であったが、1890年代末にはほぼ平



第11図 北半球平均気温偏差 ( $20^{\circ}$ N以北, 75地点) の時系列

年値にもどり、以後は年々大きな変動をくり返しながら1920年代～1930年代の比較的高温な時期を経て、1940年代中期以降は低温化の傾向にある。1960年代後半から再び高温化の傾向を示しているように読みとれるが、期間が短かいためにこれが長期的傾向に結びつくかどうかは即断し難い。全期間を通して2年から10年程度の周期性が認められる。

7月：1月に較べると年々の変動が小さい。1880年代から1910年代前半にかけては負偏差が継続的に出現し、かなり低温であったが、1910年代後半から1930年代中期にかけて顕著な高温化の傾向を示し、1930年代後半から現在に至るまで緩やかな低温化傾向が続いている。かなり長周期(数10年)の変動をしている点が注目される。

以上の結果は Mitchell (1961) や Budyko (1969) の示した北半球平均気温の変動曲線と大局的に一致しているが、高温化のピークの出現時期などに若干のずれが認められる。冬季と夏季の気温変動傾向に差異が認められるが、これは大気大循環の変動の季節的差異に関連していると考えられる。

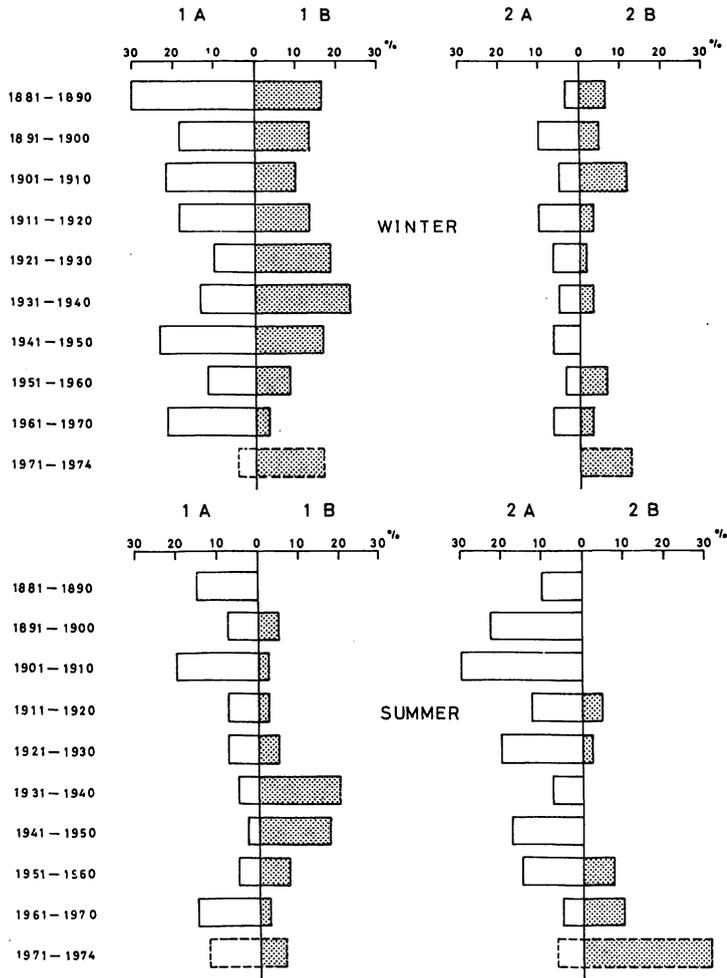
## 5.2 気温偏差分布型出現率の長期変動

各気温偏差分布型出現率の長期変動傾向を明らかにするために、10年毎の出現率(%)を求めた(第12図)。

1 A型と1 B型の出現率の変動を比較してみると、冬・夏ともに19世紀末から20世紀初めにかけては1 A型が高い比率を占めているが、その後1 B型が増大し、1930年代にそのピークに達している。しかし、1940年代以降は再び1 A型の比率が高くなる傾向を示しており、逆に1 B型は著しく減少している。冬の場合、1910年代から20年代にかけて両型の比率が逆転するという顕著な変動が認められる。また、1930年代以降に減少傾向を示していた1 B型の出現率が1970年代に著しく増大している点は興味深い。全期間を通した1 B型の変動傾向は、前述の北半球平均気温偏差の変動曲線とよく一致しているが、このことは1 B型の正偏差域の中心になる北アメリカ南東部、ヨーロッパ西部および東アジアの3地域の気温偏差が半球平均気温と同位相になりやすいことを意味している。しかしながら、これら3地域の半球全体に占める面積比率は高くないことから明らかなように、従来からよく議論される「北半球平均気温」については、その代表性に関する十分な吟味・検討が必要とされるだろう。

次に、2 A型と2 B型について検討してみる。夏の場合、2 A型の出現率は1900年代以降減少傾向にあるが、逆に1940年代までほとんど現われなかった2 B型が1950年代から急激に増えている点に注目したい。

3 A型と3 B型は冬に高い出現率を示す。冬の場合、3 B型は1880年代から1950年代にかけて徐々に増加の傾向を示しているが、1960年代には激減し、この傾向は1970年代にも継続している。3 A型と3 B型の比率は、1910年代までは3 A型、1920～50年代は3 B型、1960年代以降は3 A型がそれぞれ高い。

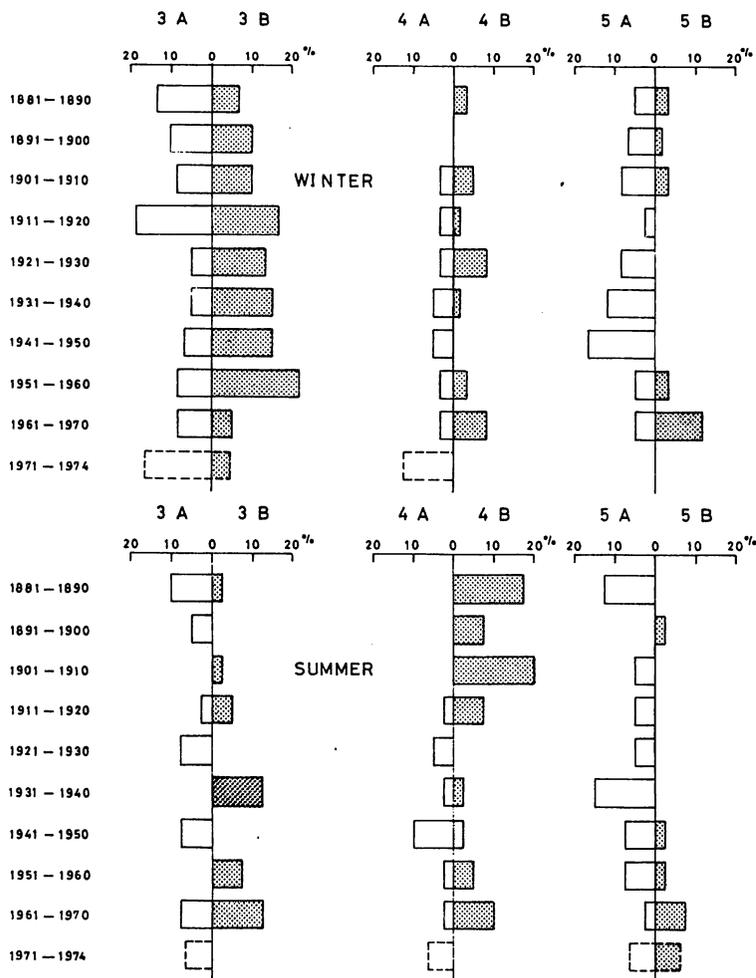


第 12 - 1 図 年代別の気温偏差分布型出現率

4 A型と 4 B型は比較的夏によく現われる。1880～1910年代の夏に出現率が高い点に特徴がある。

5 A型と 5 B型は冬・夏ともに出現率はあまり高くない。しかし、冬の場合、1940年代まで増加傾向にあった 5 A型が1950年代以降いじりしく減少し、逆に 5 B型が現われやすくなっている。

以上、10年ごとの各年代別気温偏差分布型出現率をもとに、その変動傾向の特徴を述べたが、各分布型の出現比率が年代によってかなり大きく変動することが明らかになった。特に、1910年代から1920年代にかけての時期と、1940年代から1950年代にかけての時期に、それぞれ顕著な変動が認められる。そこで、これらの時期を境として、I期（1881年～1920年）、II期（1921年～1950年）およびIII期（1951年～1970年）の3期間に区分した。19世紀末以降の北半球の気候変動にもとづくこのような期間区分の試みは、Dzerdzeevskii(1969)やKutzbach(1970)、



第 12 - 2 図 第 12 - 1 図の続き

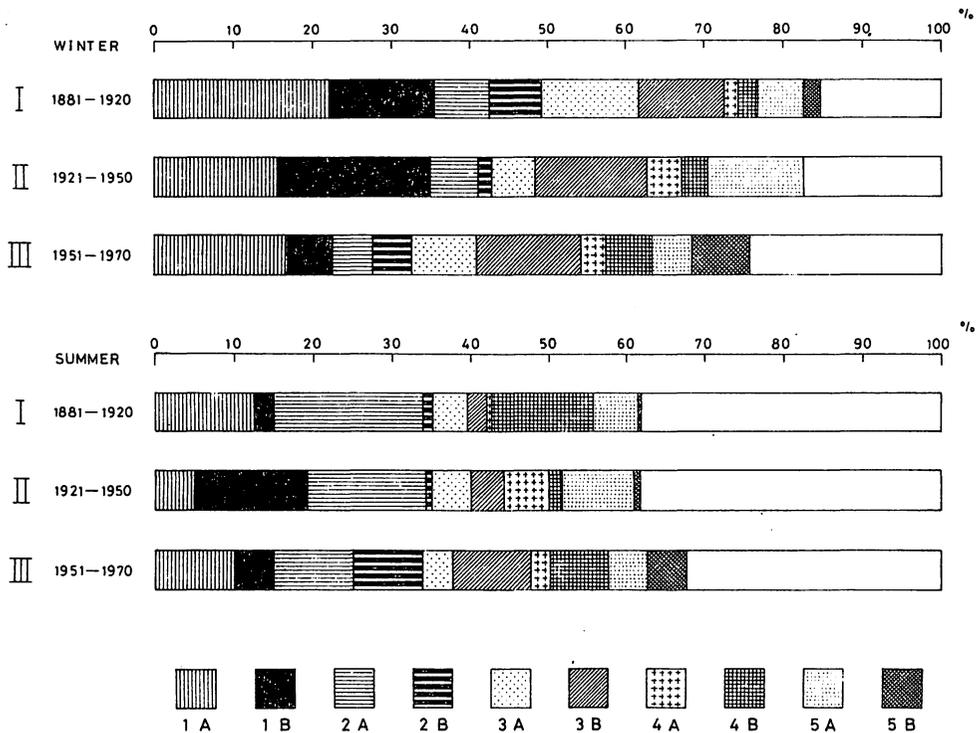
Yamamoto (1971) らによってもなされており、いずれも 1910～20 年代と 1950 年代に顕著な大気大循環の変動が生じたことを指摘している。

第 13 図は各期間別に気温偏差分布型の出現率を構成比の形で示したものである。各期間の気温偏差分布の特徴をまとめると次のようになる。

Ⅰ期 (1881 年～1920 年)

冬季：北アメリカの東部・南部でかなり低温になることが多く、ヨーロッパや東アジア（特に南部）でも低温が現われやすかった。反対に、中央アジアからシベリアにかけての地域やアラスカなどは比較的温暖であった。

夏季：ヨーロッパや北アメリカ西部、東アジア南部に顕著な低温域が頻出したが、北アメリカ北東部や西アジア、シベリア方面には高温域が現われやすかった。



第13図 期間別の気温偏差分布型出現率（上図：冬季，下図：夏季）

II期（1921年～1950年）

冬季：北アメリカではアラスカを除き全般に高温が出現しやすく，極地方からヨーロッパ北部にかけても比較的温暖であった。一方，中央アジアやシベリアでは低温になることが多かった。

夏季：北アメリカ西部や西アジア方面で比較的良好に低温が出現したが，ヨーロッパや北アメリカ東部を中心とする地域で高温が頻出した。

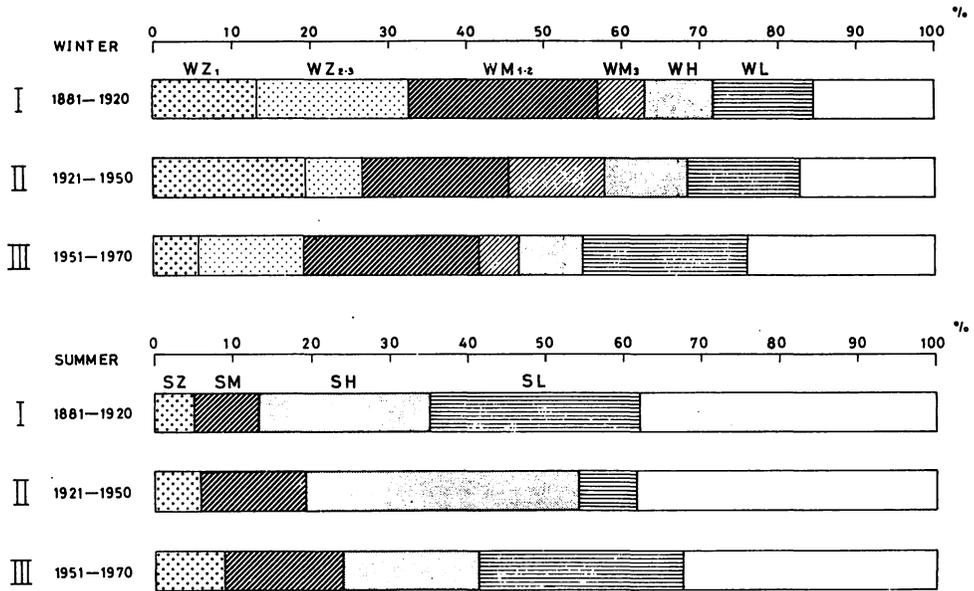
III期（1951年～1970年）

冬季：北アメリカ南東部やヨーロッパの北部，シベリアなどで低温の出現率が高かったが，北アメリカ北東部や西アジア方面は比較的温暖であった。

夏季：北アメリカ東部やヨーロッパ南西部，アジア北部で低温がよく現われたが，反対に北アメリカ西部や東アジアの南部を中心に高温が頻出した。

6. 500mb 面環流型の長期変動傾向

1946年以降における北半球月平均気温偏差分布と500mb面環流型との対応関係についてはすでに論じたが，500mb面観測データの得られない期間（1881～1945年）においても上記の対応関係は成立していたと考えられる。そこで，この期間中の500mb面環流型出現率を地上の気温偏差分布型出現率から推定・復元することを試みた。



第 14 図 期間別の 500mb 面環流型出現率 (上図：冬季，下図：夏季)

冬・夏ともに 10 タイプの気温偏差分布型に対応する 10 タイプの 500mb 面環流型が設定されるが、既に述べたように、これらを 4 種の環流型に大別した。ただし、冬季の WZ 型と WM 型については、次に記す理由から 2 種の型に類別した。

WZ 型の場合、緯度圏平均の環流指数にはほとんど差が認められないが、第 3 図、第 4 図に示すように WZ<sub>1</sub> 型は WZ<sub>2</sub>・WZ<sub>3</sub> 型に較べて北アメリカやユーラシアにおける帯状流が強い。また、WM 型の場合、WM<sub>1</sub>・WM<sub>2</sub> 型の方が WM<sub>3</sub> 型に比較して波動の振幅が大きい。

推定される各環流型の変動傾向を次に述べる (第 14 図)。

冬季：WZ 型は I 期 (33%)、II 期 (27%)、III 期 (19%) と著しい減少傾向を示している。しかしながら、WZ<sub>1</sub> 型の比率は II 期に最も高くなっており、I 期には東西流が卓越したが北アメリカやユーラシアにおける帯状流はむしろ II 期の方が強かったと考えられる。II 期から III 期にかけては WZ<sub>1</sub> 型が著しく減少しているが、次に述べる WM<sub>1,2</sub> 型の増加傾向を考え合わせると、1950 年代以降は北アメリカ・ユーラシア両大陸を中心にかなり南北流が強まっているといえよう。このことは WM 型に近い WL 型の増加傾向によっても裏づけられる。一方、WM 型全体の比率は 3 つの期間を通してほとんど変化していないが、比較的波動の振幅の大きい WM<sub>1,2</sub> 型の出現率は III 期に最も低くなっている。また、WZ 型に近いタイプの WH 型の出現率は II 期に最大となっており、全体的には I 期よりも II 期の力が東西流が強かったと推定される。

夏季：SH型の出現率はⅡ期（35%）が最も高く、次いでⅠ期（22%）、Ⅲ期（18%）の順になっている。一方、SL型はこれとは反対にⅡ期（7%）に最も低くなっており、Ⅰ期（27%）とⅢ期（26%）に高い出現率を示す。このことから、偏西風強風軸の平均位置は、Ⅱ期に最も北上し、Ⅲ期に最も南下したと推定される。しかし一方では、SZ型やSM型にみられるような全期間を通じての増加傾向、あるいはSH型の中でも強風軸平均位置の最も北偏しているSH<sub>1</sub>型に示されるような一方的な減少傾向（19%→15%→10%）なども夏季の環流型変動傾向の大きな特徴である。このことは、夏季の大気環流の長期的変動が、1920年代～1940年代を頂点とする「山型」変動成分と1880年代から現在に至る「一方向的」変動成分の2種の変動成分から成ることを示唆している。

## 7. おわりに

近年、北半球の寒冷化に関する議論が活発になされているが、その実態の把握が充分であるとは言い難い。それは従来の研究の多くが、特定の地域の（しかも特定の季節ないし年平均の）気候変動から半球全体の気候変動を論ずる傾向が強かったことにも一因がある。このような方法による半球的な気候変動論、すなわち全体的な寒冷化・温暖化等の議論は、実際に入手できる観測データが地域的に限定された不均質なものであるという制約から、変動の全体像を見誤る危険性を含んでいる。

さらに検討されねばならない課題として、季節による気候変動の差異をあげておきたい。本稿でも明らかにしたように、冬季と夏季とでは、その変動傾向にかなりの差異があり、それを無視して長期的な変動を論ずることはできない。おそらく冬季と夏季の気候を支配する要因の差異に起因すると考えられるが、今後の課題としたい。

## 参 考 文 献

- 気象庁, 1971 : 季節予報指針(上), 長期予報テクニカルノート, 11.
- 土屋 巖, 1967 : 偏西風の蛇行現象と日本の気候変動の動気候学的研究. 気象研究所欧文報告, 18, 27~76.
- Arai, Y., 1964 : Classification of 500 mb patterns related to the abnormal January 1963. Pap. Met. Geophys., 15, 93~118.
- Budyko, M. I., 1969 : The effect of solar radiation variations on the Earth. Tellus, 21, 611~619.

- Dzerdzeevskii, B. L., 1963 : Fluctuations of general circulation of the atmosphere and climate in the twentieth century.  
 Arid Zone Res. **20**, Paris. UNESCO, 285~295.
- Dzerdzeevskii, B. L., 1969 : Climatic epochs in the twentieth century and some comments on the analysis of past climates. Quaternary Geology and Climate (Proc. 7th Cong.) INQUA 16. Nat. Acad. Sci. Publ. 1701, Washington, 49~60.
- Girs, A. A., 1966 : Intra-periodical transformations of the atmospheric circulation and their causes. In Girs, A. A. and Dydina, L. A. (ed.) Contributions to long-range weather forecasting in the Arctic (Leningrad, 1963). Jerusalem, Israel Prog. Sci. Trans., 13~45.
- Kutsbach, J. E., 1970 : Large-scale features of monthly mean Northern Hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. Mon. Wea. Rev., **98**, 708~716.
- Mitchell, J. M., 1961 : Recent secular changes of global temperature. Ann. New York Acad. Sci. **95**, Art., 235~250.
- Willett, H. C., 1950 : Temperature trends of the past century. In Centenary Proceedings : 195~206. Roy. Met. Soc.
- Yamamoto, T., 1971 : On the nature of the climatic changes in Japan since the "Little ice age" around 1800 A.D., Jour. Meteor. Soc. Japan, **49**, 798~812.

# A Study of some Aspects of the Climate of the Northern Hemisphere in Recent Years

D. J. PAINTING, B. Sc.

METEOROLOGICAL OFFICE  
Scientific paper No. 35

千葉 長\* (紹介)

## 北半球の最近の気候に関する研究

### 要 旨

北半球の最近の気候変動についての研究によって、気候の変化傾向にいくつかの大きな変化があることが明らかにされた。これは特に1960年代後半と1970年代とを比較した場合に著しくなっている。1960年代にみられる気候要素の変化傾向の多くは(温帯領域でのブロッキング高気圧の卓越、半球規模での特に中・高緯度地域の寒冷化によって特徴づけられる)、1970年代に入って反対の傾向を示すようになってきている。特に北極地方の温暖化は北極海の氷を減少させ、また $50^{\circ}\text{N}$ 以北のすべての緯度帯において帯状流(偏西風)が強くなっていることが示される。大西洋の亜熱帯高気圧の中心は幾分北上しており、ブロッキング高気圧の出現頻度は減少している。1970年以降の年平均気温は、 $60^{\circ}\text{N}$ 以北の北極領域では温暖化しているにもかかわらず、 $40^{\circ}\text{N}$ 以北の半球全体でみた場合には $0.2$ 度近く下がっているということが、地上気温と $1000 - 500\text{mb}$  層厚の観測によって示される。

### 1. 序 論

世界が現在より寒冷化した時代に入りつつあることの可能性や、それが社会に及ぼす影響の重要性について書いてある論文、雑誌には多くの考え方が出されている。

この研究の目的は、気候変化を示す指標を探しながら最近の気候の特徴を調べ、この重要な問題を論じるためのしっかりした基盤を用意することである。全体として、 $40^{\circ}\text{N}$ 以北の領域(特に大西洋、ヨーロッパ)を詳しく調べている。ここでは、観測事実に対して理論的説明を与えると理論的なモデルにあてはめてみるなどの試みはしなかった。

以下に述べる気候変数について調査している。

(a) 北極領域の最大氷雪積面積：期間 1965～75年

---

\* 気象研究所予報研究部

- (b) 30°N以北の領域の1000 - 500mb 層厚の偏差：期間 1951～74年
- (c) 60°N以北のいくつかの観測所で観測された北極の気温：期間 1960～74年
- (d) 大西洋の海面水温（海洋気象観測網と自発的に観測を行ってくれる船の観測資料を使う）：  
期間 1951～74年
- (e) 北半球の海面気圧の偏差：期間 1960～74年
- (f) 北半球全体、イギリス諸島および大西洋領域の帯状流：期間 1900～74年
- (g) イギリス付近のブロッキング高気圧と亜熱帯高気圧：期間 1965～74年

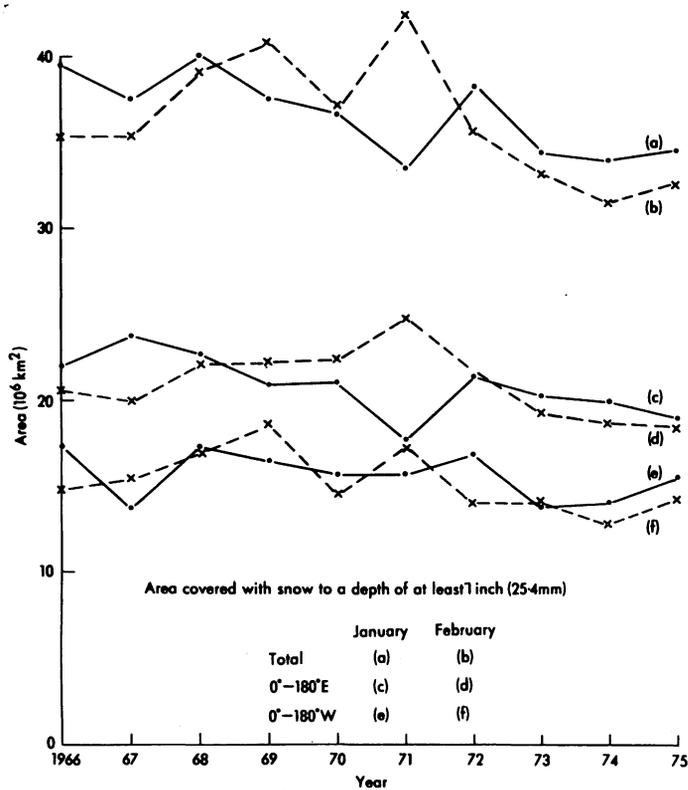
## 2. 氷、雪で覆われる面積

1960年代後半と比べて1970年代に入ってから、北半球では氷や雪で覆われる面積が著しく増加しているということが Kukla & Kukla (1974) によって報告されている。観測の少ないヒマラヤ北部の領域を除いて、1月、2月の最大積雪面積には、地上観測に基づく解析では、そのような増加は見いだされなかった。反対に傾向としてはむしろ減少気味であった。積雪限界線は英国気象局でルーチンとして作られている積雪深図を使って定めた。少なくとも1 inch (25.4mm) 以上の積雪によって覆われた陸地の面積を (度)<sup>2</sup> で求めそれを (km)<sup>2</sup> に変換した。

1月、2月の積雪面積の調査結果を図1に示す。(a), (b)は半球全体, (c), (d)は0 - 180°E, (e), (f)は0 - 180°Wの領域の変化を表わしている。

最近, Sanderson(1975) は北半球の海水が減少してきていることを報告している。1969～71年, 1972～74年の各3年間について, 海水の10%以上で覆われた面積の2, 3, 4, 9月のそれぞれの月の平均を比べると, 後の期間のほうが, 3, 0.3, 3.8, 3%減少している。年々変動の大きさは一般に全海水面積の10%以下である。

Kukla & Kukla によって報告された, 1971～72年の冬期の雪, 氷で覆われた面積の著しい増加は次に述べるようにして我々が見積った結果と比べることができる。適当な月(ここでは2月について行っている)について, 雪で覆われた全面積に海水による面積(これは Sanderson の見積りに従う)を加えると  $(15.72 + 38.21) \times 10^6 \text{ km}^2$  になる。この面積にヒマラヤ北部の雪の面積を加えればよい。ヒマラヤ北部の面積は, 我々が始めに解析した積雪限界線を Kukla によって与えられている線まで拡張することによって得られ,  $12.52 \times 10^6 \text{ km}^2$  になる。結局, 全面積は  $66.45 \times 10^6 \text{ km}^2$  となり, Kukla & Kukla が衛星観測から得た面積(1972年, 2月10日の場合に  $66.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) と極めてよく一致する。この期間のシノプティック天気図をみるとチベット高原に穏かな降雪のあったことがわかり, 衛星観測の結果を裏付けている。1972年以降, チベット高原に大雪が降った形跡はみられない。また, 特にヒマラヤ北部の非常に大きな領域において, 雪で覆われる面積の年々変動に関する知識が不十分であることは明らかである。ヒマラヤ北部においてときおりおこる降雪によって雪で覆われる全面積が変動する度合いは, 15%位までには簡単に達すると言われ



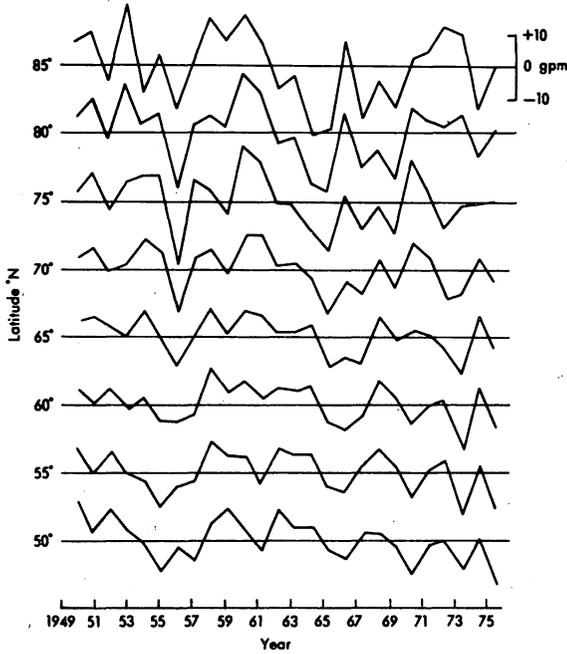
第1図 北半球の積雪面積（中国を除く），1966～75年1～2月積雪1 inch（ $\approx 2.5$  cm）以上の領域。

### 3. 層厚の偏差

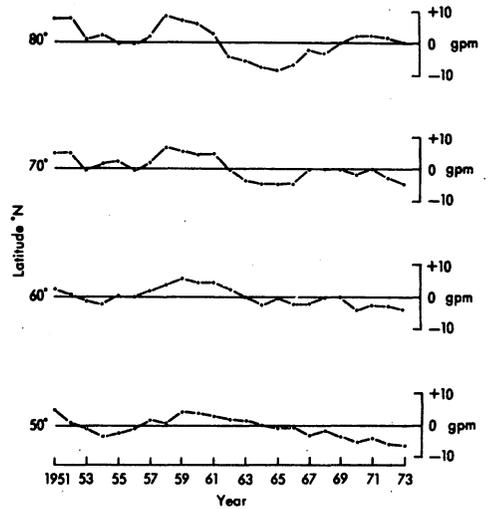
1000 - 500mb の層厚は、45°N 以北の領域では、1950 年以来多かれ少なかれ減少し続けてきていることは疑いのない所である。1949 - 73 年間の平均を基準とした場合の年平均層厚偏差を5°毎の各緯度帯に対して示したのが図2であり、図3には、80°N, 70°N, 60°N, 50°N における5年移動平均偏差が示してある。

最近になって（1965年以降）、高緯度帯で一般的に上昇していることが明らかにされている。47½°N 以北の極領域全体での同じ期間の各季節の変化の様子が図4に示されている。注目すべき点は、1950年代初期から全体として下降傾向にある中で、冬期は後半暖かになっていることである（層厚偏差の増加）。春、夏の期間に対しては、1960年代中期以降やや増加傾向になっている。これらの結果は Dronia（1974）の結果と極めてよく一致する。彼は1000 - 500mb 層厚の資料に基づき、北半球の温度の包括的な解析をしている。1957 - 70年の平均を基準として、1961 - 74年の各年の層厚偏差図を作成し、また1971 - 74年、1961 - 70年の各期間の季節平均と年平均の差をとってみるにより、両期間の比較を行った。これらの差の図から、一般に40°N 以北の大気下層での平均気温の最近の変化傾向が明らかにされた。年平均偏差の違いが図5に示さ

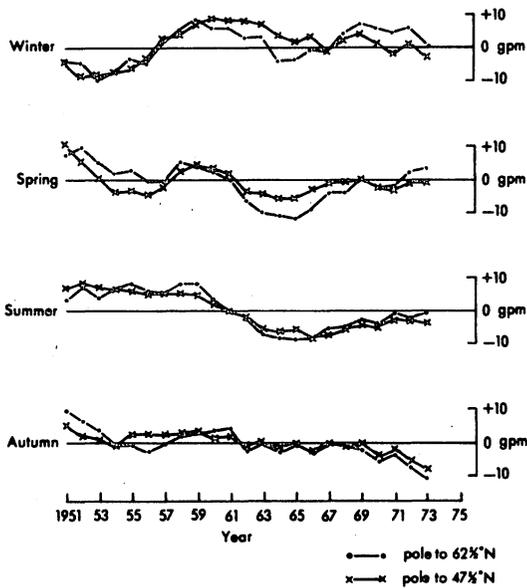
ている。良質の衛星観測の行われている期間が相対的に短かくまた観測結果の解釈にはまだまだ難しい問題のあることを考えれば（WMO 1973）、地上観測によってこれまでに得られている資料と照合させようとする試みは時期尚早であり、将来の気候の形をうらなう有用な指標とすることは好ましくないと思われる。



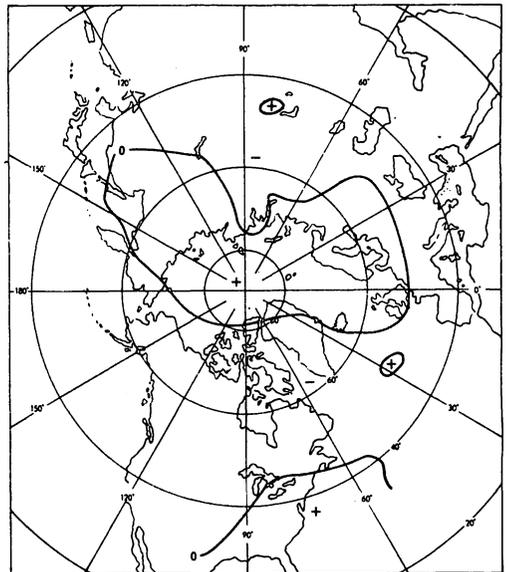
第2図 北半球1000-500mb層厚.  
年平均値の1949~73年の平均値からの  
差 (gpm).



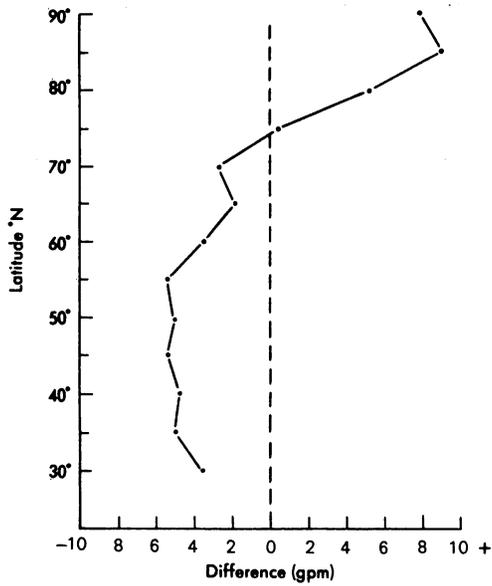
第3図 北半球1000-500mb年平均層厚の経年  
変化 (5年移動平均値).  
1949~73年の平均値からの差 (gpm).



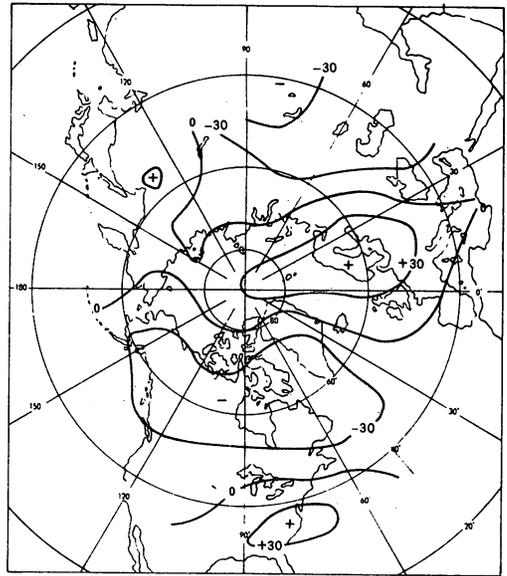
第4図 北半球1000-500mb季節平均層厚の経  
年変化 (5年移動平均値).  
1949~73年の平均値からの差 (gpm).



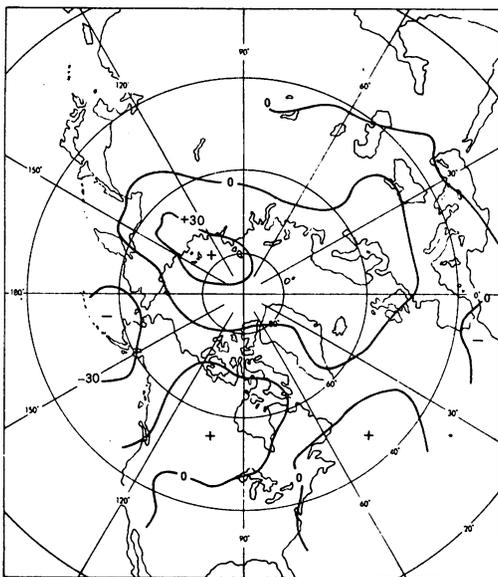
第5図 北半球1000-500mb年平均層厚の変化.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (gpm).



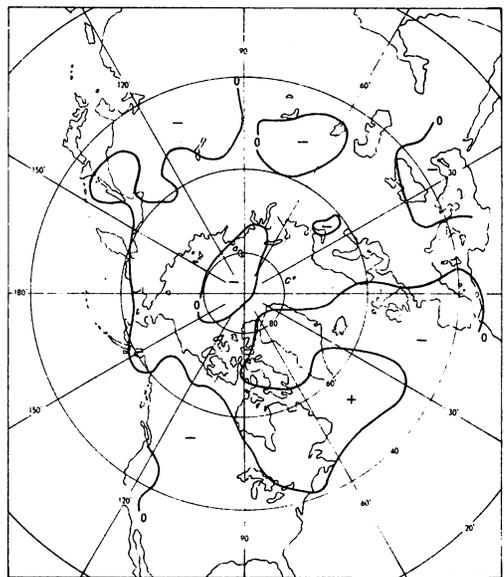
第6図 北半球 1000-500mb 層厚変化の緯度分布一年.  
緯度帯別平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).



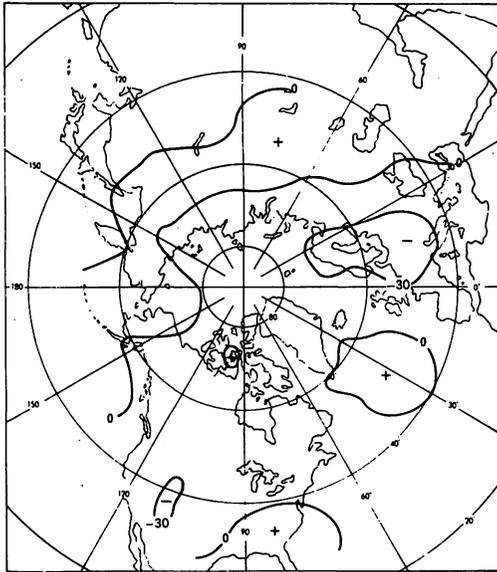
第7図 北半球 1000-500mb 層厚の変化 — 冬季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).



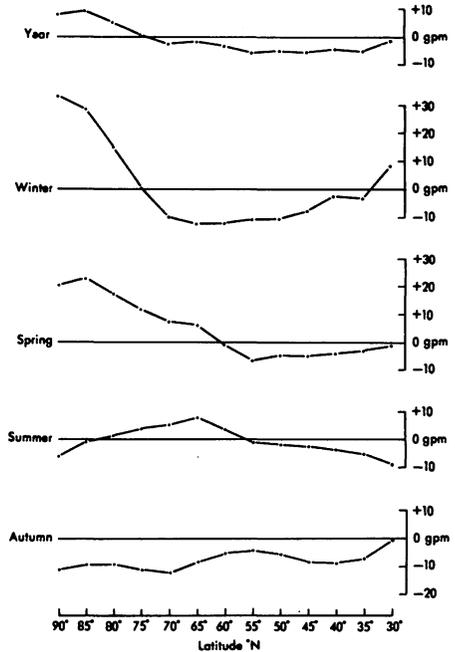
第8図 北半球 1000-500mb 層厚の変化 — 春季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).



第9図 北半球 1000-500mb 層厚の変化 — 夏季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).



第10図 北半球1000-500mb 層厚の変化 — 秋季.  
 平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).



第11図 北半球1000-500mb, 年・季節平均層厚の変化の緯度分布.  
 平均値の差, (1971~74年) - (1961~70年), (gpm).

れており、北部ヨーロッパから北極を通過してシベリアに広がる領域で正符号（暖い）になっていることがわかる。その他の領域は全般に負符号（冷い）になっている。各緯度帯（5°毎）の平均の違いは図6に示され、全体的な効果を表わす。それぞれの緯度帯の持つ面積によって荷重平均を行うことによって北半球として、全体に $-0.17^{\circ}\text{C}$ の降下に相当することがわかる。この計算にあたって次の公式を用いている。

$$\Delta H = 29.3 \Delta T \log_e (P_1/P_2)$$

$\Delta H$  : 層厚偏差 (gpm)

$\Delta T$  : 平均気温偏差 ( $^{\circ}\text{C}$ )

$P_1, P_2$  : 境界面の気圧 (500, 1000 mb)

この式から次の近似式を得る。

$$1 \text{ 度} = 20 \text{ セオポテンシャルメーター}$$

冬期の差の図（図7）は年平均偏差の差の（図5）分布と似ており（冬期の平均偏差の違いが、年平均偏差の違いの大部分を表わすことになる）、正領域の中心における差の大きさは約 $+3$ 度となっており負領域に対しても同様の大きさになっている。 $30^{\circ}\text{N}$ 以北の北半球全体としては、約 $-0.24$ 度下がっている。春期は（図8）イギリスから北部ヨーロッパ、北極を経てシベリアに至る領域が正になっている。更にカナダと西大西洋上も正領域（暖域）となっている。冷域は、 $40^{\circ}\text{N}$ と

50°Nの領域に帯状に分布している。各緯度帯にそっての平均の差はやや負となり、従って半球全体としても負の温度差を与える。

夏期の分布を示したものが図9である。これをみてもわかるように、暖域、冷域の分布に著しい違いがみられる。北極は負領域となり、そのまわりを、イベリア半島からイギリスを経てグリーンランドに広がる領域とデービス海峽の部分を除いて、暖域で囲まれている。差の大きさは小さく（どの領域でも1℃より小さい）、40°N以北の半球全体としてはほぼ0になっている。

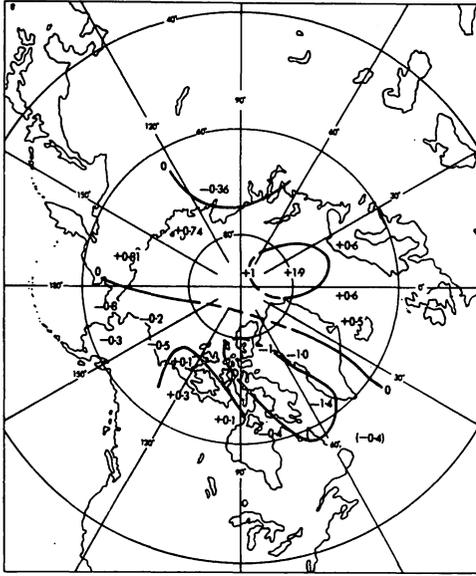
秋期は（図10）、大西洋の中部、アメリカ合衆国の東部および中部、カスピ海から中央アジアを経てアリューシャン列島に至る領域において正となっているほかは、負領域となっている。各緯度帯での平均はすべて負になり、40°N以北の半球全体としては約-0.36℃の降下に相当している。

図11には、年および各季節の緯度別平均差を示してある。これから各季節の変化の違いが明瞭にされる。

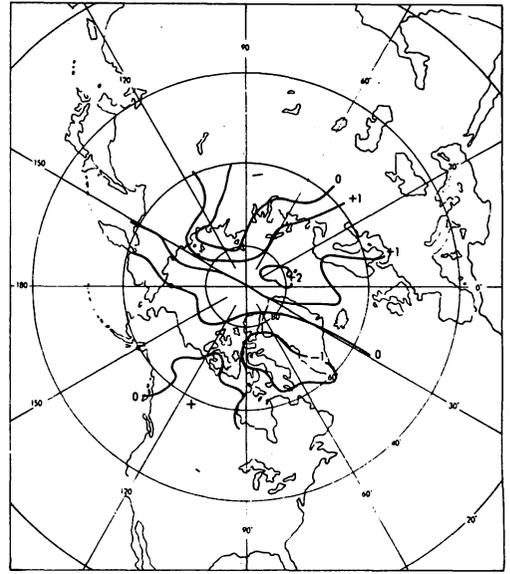
中緯度帯の地上気温が下ってきているという事を確かめるために、50～60°Nにある適当な20の観測所の平均地上気温を調べた。面積による荷重平均をほどこした結果は、1960年代と比べて1971～74年の期間は0.2℃の気温降下を示した。同じ領域で層厚偏差から換算された気温降下は0.23℃であった。

#### 4. 北極地方の気温

60°N以北にある18の観測所の資料に基づき、月および年平均気温を解析した。また、1971～74年と1961～70年の各期間の平均の年平均気温の差を求め図12に表わした。70°Nにそっての平均の差はやや正になり、前節で述べた1000-500mb層厚の解析から得た傾向を裏づけている。冷域は主に北アラスカ、西ビューフォート海、バフィン湾に集中している。カナダの中央北部、北部ヨーロッパから北極を経てシベリア東部に至る領域は正の温度差を示し、スピッツバーゲン近くでは最大約+2℃になっている。年平均層厚偏差の差の図（図5）と図12とが極めてよく一致していることから、18点の観測所の年平均気温の観測データと年平均層厚偏差の相当する温度との回帰関係を調べて層厚と地上気温の相互の関係を利用して合成した温度差の分布図を作った。回帰式によって得られる気温差を地上観測所からの距離で線形内挿することによって得られた分布図が図13である。図13から求められる30°N以北の北半球全体の、1971～74年と1961～70年の各期間の平均気温の差は約+0.21℃になる。

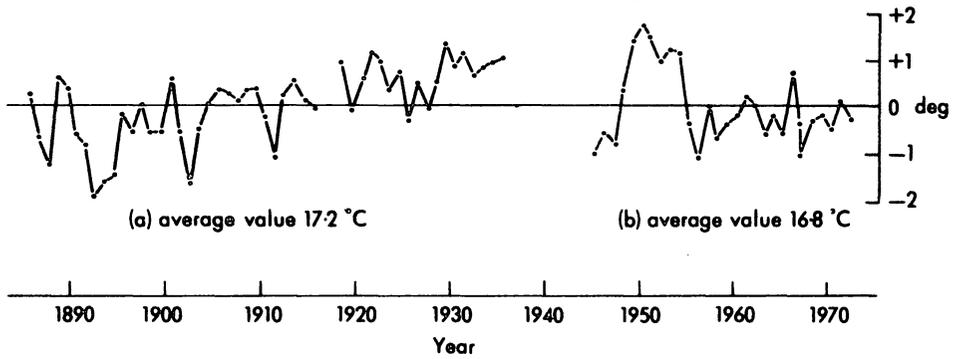


第12図 北極の気温の変化一年.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (°C).



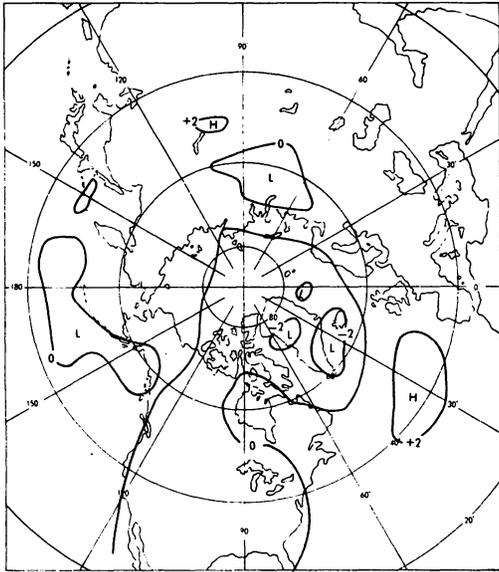
第13図 北極の気温の変化一年.  
但し, 地表気温と 1000-500mb 層厚か  
ら導いた平均値の差.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (°C).

## 5. 大西洋の海面水温

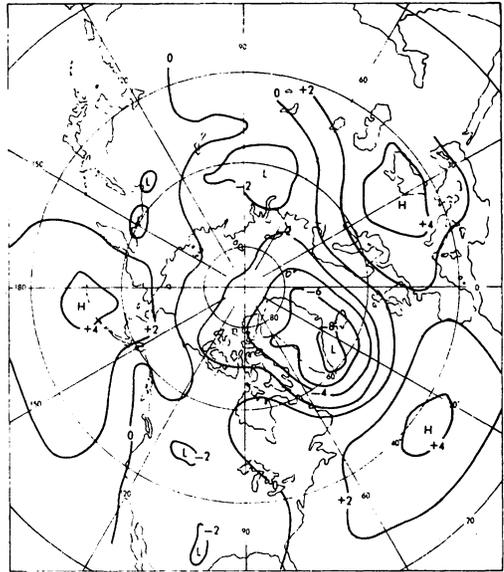


第14図 大西洋の海面水温 (平均値からの差).  
(a) 40~45°N, 40~45°W, 1886~1936年.  
(b) 定点観測点D (44°N, 41°W), 1946~73年.

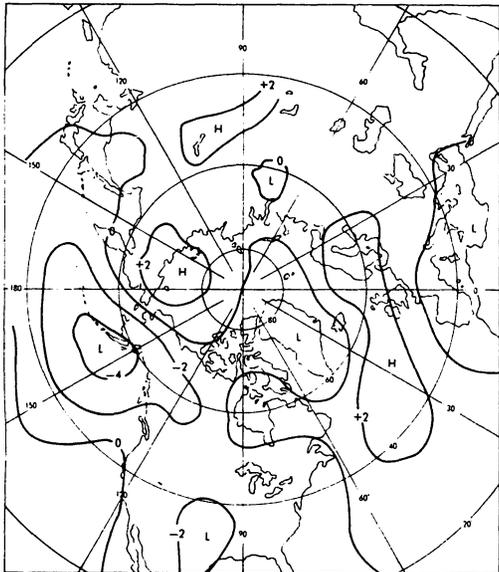
Rodewald (1972), Teich (1971), Wahl & Bryson (1975), Perry (1974) によって指摘されたような海面水温の大きな下降を確めるために, 1951~74年間の北大西洋海洋気象観測点の観測資料を詳しく調べてみた。観測された水温降下の主要な部分が観測点Dのところに



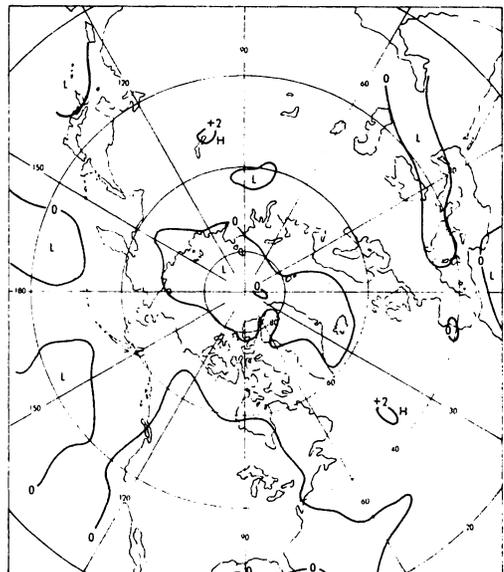
第15図 海面気圧の変化 — 一年.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (mb).



第16図 海面気圧の変化 — 冬季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (mb).



第17図 海面気圧の変化 — 春季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (mb).



第18図 海面気圧の変化 — 夏季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (mb).

あるために、9隻の海洋気象観測船の観測した水温の平均をとった場合、最近の海面水温の変化傾向について誤った印象を与える可能性がある。

観測点 I, J, K, Mでの観測によれば、1974年末までの過去15年間に對しては全体に冷くなっている傾向にあった。これらの観測結果に見通しを与えるものとして、Ratcliffe(1974)は観測点Dの近傍においての1886～1973年までの海面水温の観測データの解析を行っている。その結果が図14に示されている。1900～36年まではゆっくりとしたしかし不規則な水温上昇がみられ、これはおそらくその期間におこった偏西風の強まりと対応したものと考えられる。1950～55年は著しく暖かい時期で、その後1955～57にかけて急速な冷化を伴っている。それ以後は水温はほとんど一定になっている。全期間を通じて永年的な変化は認められず、1950～55年の期間は例外的な暖水温期であったといえる。1957年以降の変化は比較的小さいもので通常みられる変動の範囲内に納まっている。

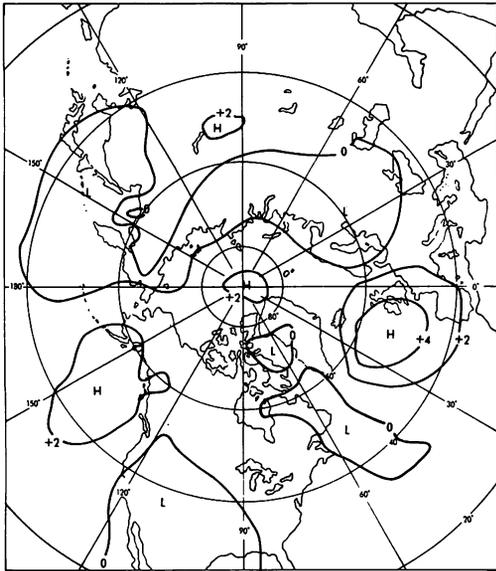
## 6. 地上気圧偏差

1961～74年の各年について年平均偏差図を作った。また1971～74年と1961～70年の各期間平均の季節および年偏差図を作り、差をとることによって変化の様子を調べた。年々の変動は極めて不規則でありほとんど意味のある大きさを持たなかった(各格子点での標準偏差は低緯度で約1 mb, 極付近では約2 mbである)。1967年には極付近で約-7 mbと著しく大きな負の偏差がでており、最も特異な例である。

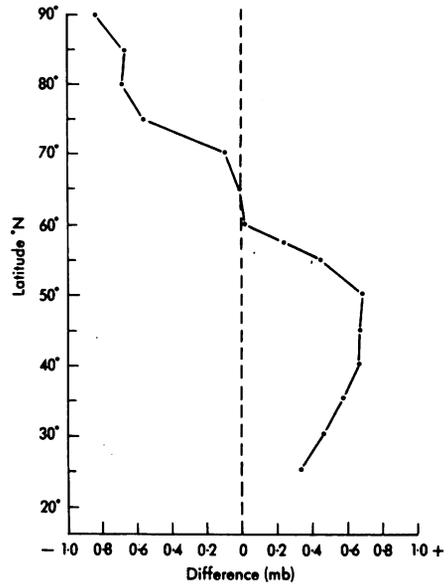
1970年代と1960年代の平均偏差の差をみていくとはっきりした違いが明らかにされる。年偏差の図は(図15, 等値線は2 mb毎, これは標準偏差 $\sigma$ の約2倍の領域を与える), 極領域から北アメリカ大陸に広がる所で負になっており, 他の部分では正になっている。さらに大西洋高気圧は強まっており大西洋上の偏西風も著しく強くなっていた。このことは1960年代には中緯度帯でブロッキング高気圧が卓越する傾向にあったこととはっきりとした相違をみせている(Lamb, Collision, Ratcliffe, 1973)。

季節ごとの図をみると(図16, 17, 18, 19)年平均偏差の図と冬期の場合とがよく似ており, 冬期の変化が主要な寄与をしていることがわかる。著しく発達したアイスランド低気圧, 大西洋高気圧の強まりとそれに連なるウクライナ, 黒海地方の高圧帯によって大西洋上に強い偏西風を作り出している。このような現象はイギリスならびに北ヨーロッパの地域で近年冬期に支配的なものであった。

春期の場合(図17), 冬期の分布の特徴のいくつかを残している。大西洋上の偏西風の強い部分は北上してはいるがグリーンランドの地域は負領域になっている。冬期, アリューシャン列島付近は正であったのが負領域となり, その強さも著しく大きいものになっている(-5 mb)。中部大西洋, イギリス付近は1961～70年の期間に比べてブロッキング現象が多くなっている(図19参照)。



第19図 海面気圧の変化 — 秋季.  
平均値の差, (1971~74年) - (1961  
~70年), (mb).



第20図 海面気圧の変化の緯度分布 — 年.  
緯度帯別平均値の差, (1971~74年) -  
(1961~70年), (mb).

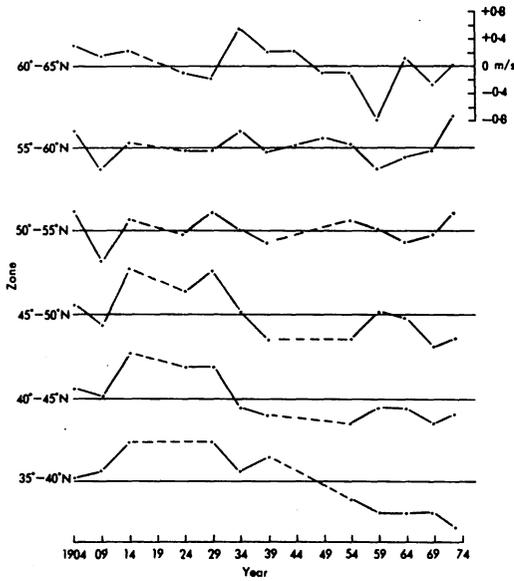
夏期には、温帯北部で気圧上昇がみられ、極において低圧になっている。差の大きさは比較的小さく（一般に1 mb より大きくない）、従って夏期の気圧パターンには意味のある変化はあらわれない。

秋期には、イギリス西方に強いブロッキング高気圧が発達し（+6 mb）、そのためイギリスでは北よりの風が卓越するようになった。アリューシャン近傍を除き（ここでは正領域になっている）全般に違いの大きさは小さい。

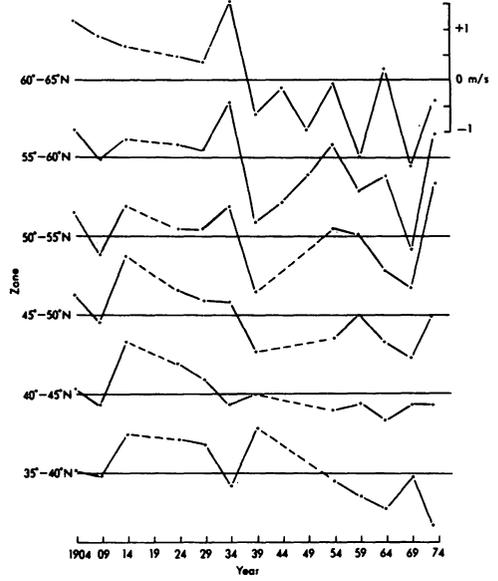
図20は1971~74年と1961~70年の各期間の年平均偏差の差を5°毎の緯度帯で平均したものを表わしたものである。極の近くでは負であり60°N近くで正となり40°Nと50°Nの間で最大になっている。気圧傾度についてみるならば50°N以北では強くなっており40°N以南ではいくぶん減少している。このことは温帯でのブロッキング活動の強化の説明を裏づけるものではない。事実50°N以北での循環には著しい強化がみられるのに対し、温帯より南の領域での偏西風の強さはほとんど変化しないか、わずかな減少をみせている。

1000 - 500 mb 層厚偏差の各緯度帯での平均の差の図（図6）と比べると興味深いものがある。帯状流（偏西風）の強さの増加と子午線方向の温度勾配の減少との間の対応が明らかにされる。この効果は大西洋領域あるいは半球全体に対しての年々変動を引き起こすためには有効ではなく、またいろいろな時間スケールのものについてさらに多くの研究をしたほうがよいものである。

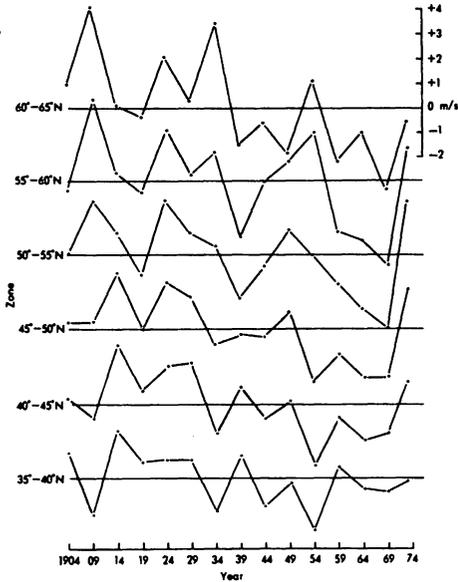
## 7. 带状流 (偏西風)



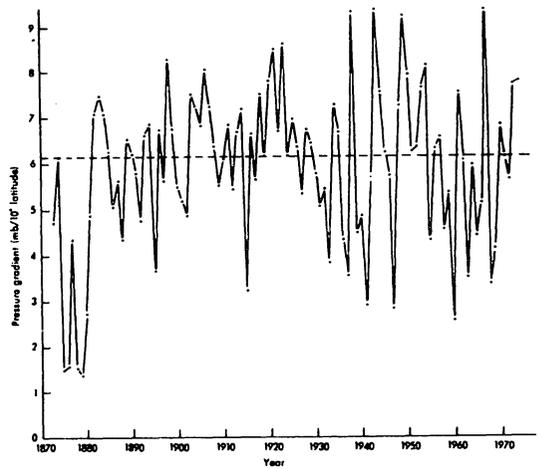
第21図 北半球の带状流 — 年.  
5年平均値の経過. 値は1900~73年  
平均値からの差, (m/s).



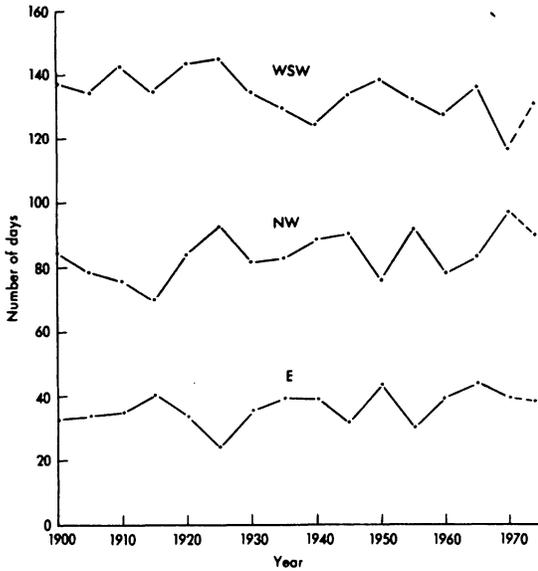
第22図 北半球の带状流 — 冬季.  
5年平均値の差, (1971~74年) -  
(1961~70年), (m/s).



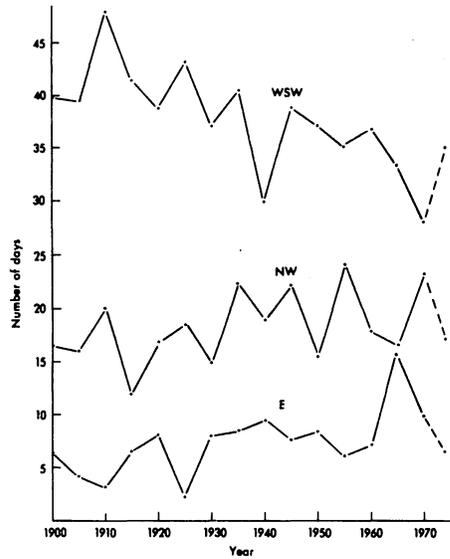
第23図 大西洋域の带状流 — 冬季.  
5年平均値の差, (1971~74年) -  
(1961~70年), (m/s).



第24図 British Islesにおける年平均気圧傾  
度の経年変化,  
1873~1974, (mb/10° lat.).



第25図 British Islesにおける特定風向の年間出現日数の5年平均値。  
 期間：1895～1974（最後は1969～73年に対する値）。



第26図 British Islesにおける特定風向の冬季出現日数の5年平均値。  
 期間は第25図に同じ。

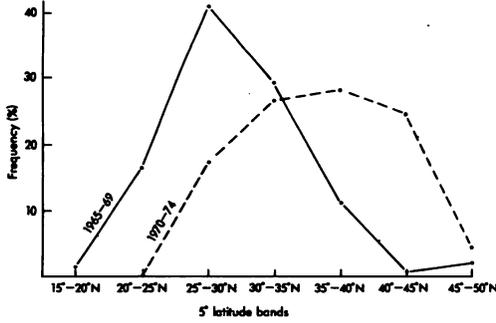
図 21, 22, 23 は 1900～73 年の 74 年間の平均を基準とした時、北半球（年，冬期）と大西洋域（冬期）の帯状流の 5 年毎平均の偏差（緯度 5°毎にとる）を表したものである。注目すべき点は、50～60°N の領域で顕著な変化がみられないこと（図 21）、低高緯度領域では 1930 年代以降弱まる傾向にあること、1970 年代の冬期に大西洋領域で偏西風の著しい強まりがみられること（図 23）などである。

イギリスにおける偏西風は（50°N，0～10°W の平均気圧と，60°N，0～10°W の平均気圧の差で定義する），半球平均にみられる傾向と同じような変化をしている（図 24）。40 年代後半にみられる振幅の大きな変動と，1970 年代の気圧傾度の増加は注目すべき点である。

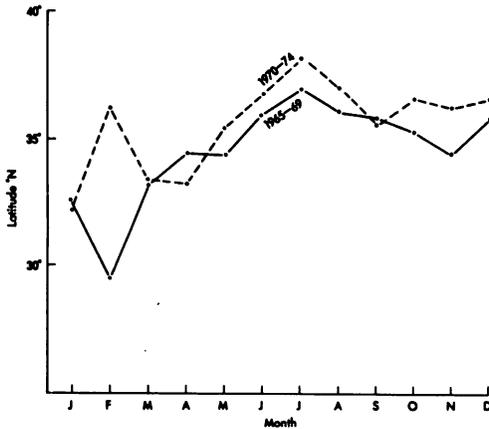
各格子上の気圧の解析に基づいて求められたイギリス諸島の風向別出現日数を図 25, 26 に示す。全体に WSW の風が減少していることがわかるが，特に冬期に著しくなっている。1970 年代に入って急な増加がみられ，これに対応して NW の風の出現日数は減少している。

### 8. ブロッキング高気圧と亜熱帯高気圧

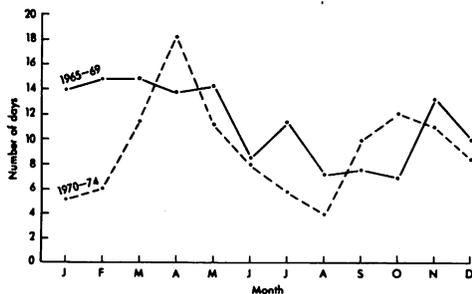
Lamb (1974) は，温帯地域で海面気圧偏差が正になっているのは（1900～50 年の期間の平均を基準として 1970～72 年の偏差を求めている）ブロッキング高気圧の出現回数が増しているためであると述べている。この仮説を大西洋域で調べるために，80°W～10°E の中緯度帯でのプロ



第27図 2月の大西洋亜熱帯高気圧の出現位置の頻度の変化。緯度5度ごとの区間における出現度数で、期間はそれぞれ1965～69年と1970～74年のもの。



第28図 各月の大西洋亜熱帯高気圧中心の緯度の変化。期間は第27図に同じ。



第29図 British Islesと北大西洋(10°E～80°W)中緯度帯のブロッキング高気圧の平均出現日数の比較(月別)。期間は第27図に同じ。

ッキング高気圧の出現日数と大西洋亜熱帯高気圧の毎日の中心位置の解析を行った。それぞれの高気圧の定義と選出方法は付録1に示してある。

10年間のデータ(1965～74)についての結果では、大西洋亜熱帯高気圧の中心位置は全体として後半5年間のほうが北のほうにずれていることがわかった。2月の中心位置には特に大きな違いがあり約6.5度にもなっている(図27)。図28には各月の平均位置を示してある。大部分の月で約1度程度の違いがあることがわかる。

図29は同じ領域でのブロッキング高気圧の出現日数の月別平均値である。月によってかなりの変動はあるが、1970～74年の期間は1965～69年の期間と比べて、出現日数は冬期は著しく少なくなっており、また4,9,11月には多くなっていることがわかる。

## 9. 結論

最近の5年間(1970～74)は1960年代と比べていくつかの点で重要な違いがみられた。1960年代の気候は、温帯地域でのブロッキング高気圧の卓越、北半球全体の(特に中高緯度地方)寒冷化傾向などで特徴づけられる。これらの傾向のいくつかは(すべてで

はない) 1970年代に入って逆になっている。50°N以北のすべての緯度帯で帯状流は強まっており、特に冬期の大西洋領域でははっきりあらわれている。40°N以南ではやや弱くなっている。この現象は大西洋の亜熱帯高気圧帯がやや北の方に変位していること(特に2月:図28)、ブロッキング高気圧の出現日数が減少していること(特に冬期:図29)などの事実からも裏づけられる。

50°N以北の北半球の偏西風が増大している領域では北極海の氷は著しく減り、ヒマラヤ北部を除いた部分での積雪面積もまた減少している。

北極地方は特にノルウェー海からロシア北部をとってベーリング海峡にいたる地域で温暖化している。これは高緯度地域にある観測所の地上温度と、1000 - 500mb 層厚の平均値の変化の両方から認められた。

1000 - 500mb 層厚の解析から40°N以北の北半球全域で年平均気温は1970年以後低下しており、70年代の平均で約0.2度近く下っている。これは60°N以南の領域で特にはっきりしており、地上気温の観測結果からも裏付けられる。

大西洋の海面水温は1950年代中期の特別に暖かな時から下っていることがわかった。しかし、前世紀からの観測と比べると最近の水温にはそれほど変化はない。

数年間にわたる海水温の変化は大気に遅延効果をもたらす可能性がある。1960年代のグリーンランドの優勢なブロッキング高気圧は大西洋の大部分の領域に卓越した北よりの風を吹かせる。この風は海面水温を冷やす。この冷たくなった海水が暖められるには数年を要する。また、たとえ偏西風の強さが強まってきたとしても、中緯度帯における地上気温と層厚を下げつづける因子となりうるであろう。しかしこの仮設を受け入れるためにはより一層の研究を行う必要がある。

以上要約すれば、1960年代を通してみられた寒冷化傾向はその後は中緯度帯においてはなお続いているものの、高緯度帯では逆に温暖化していることがわかった。50°N以北の氷や雪に覆われた領域は減少してきており帯状流は強まっている。

謝 辞

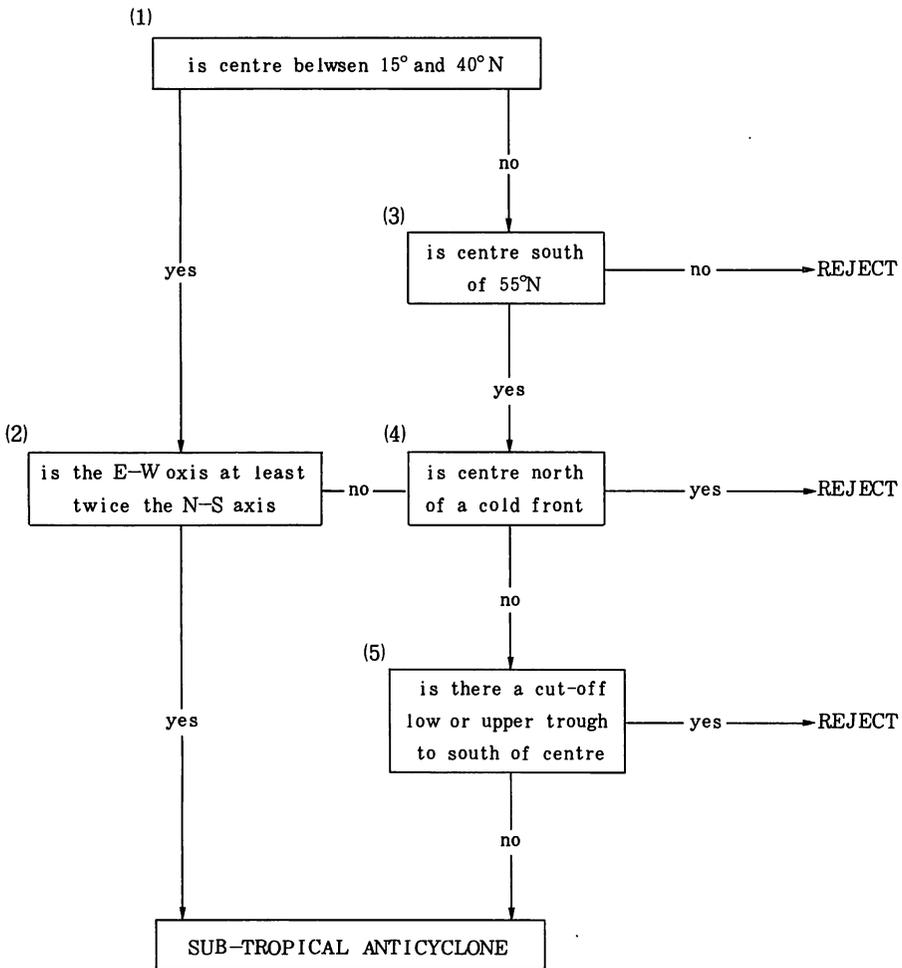
省 略

## BIBLIOGRAPHY

- Dronia, H., 1974. Über Temperaturänderungen der freien Atmosphäre auf der Nordhalbkugel in den letzten 25 Jahren. *Met Rdsch*, 27, pp. 166-174
- Kukla, G.J., and Kukla, H.J., 1974. Increased surface albedo in the northern hemisphere. *Science*, 183, pp. 709-714.
- Lamb, H.H., 1974. The current trend of world climate - a report on the early 1970s and a perspective. University of East Anglia.
- Lamb, H.H., Collison, P., and Ratcliffe, R.A.S., 1973. Northern hemisphere monthly and annual mean-sea-level pressure distribution for 1951-66, and changes of pressure and temperature compared with those of 1900-39. *Geophys Mem*, 16, No. 118.
- Perry, A.H., 1974. The downward trend of air and sea surface temperatures over the North Atlantic. *Weather*, 29, pp. 451-455.
- Ratcliffe, R.A.S., 1974. Comment on a letter to *Nature* on 'Recent changes in Atlantic surface temperatures' by E.W. Wahl and R.A. Bryson. (Private communication to the author.)
- Rodewald, 1972. Temperature conditions in the north and north-west Atlantic, Int Comm H W Atl Fish, Spec Publ 8.
- Sanderson, R.M., 1975. Changes in the area of Arctic sea ice 1966 to 1974. *Met Mag*, 104, pp. 313-323.
- Teich, M., 1971. Der Verlauf der Jahresmittel-temperaturen im nordatlantisch-europäischen Raum in den Jahren 1951-70. *Met Rdsch*, 24, pp. 137-148.
- Wahl, E.W., and Bryson, R.A., 1975. Recent changes in Atlantic surface temperatures. *Nature* 254, pp. 45-46.
- World Meteorological Organization, 1973. Snow survey from earth satellites. WMO - No. 353, Report No. 19.

付 録 1a

FLOW DIAGRAM FOR DEFINING SUB-TROPICAL ANTICYCLONES

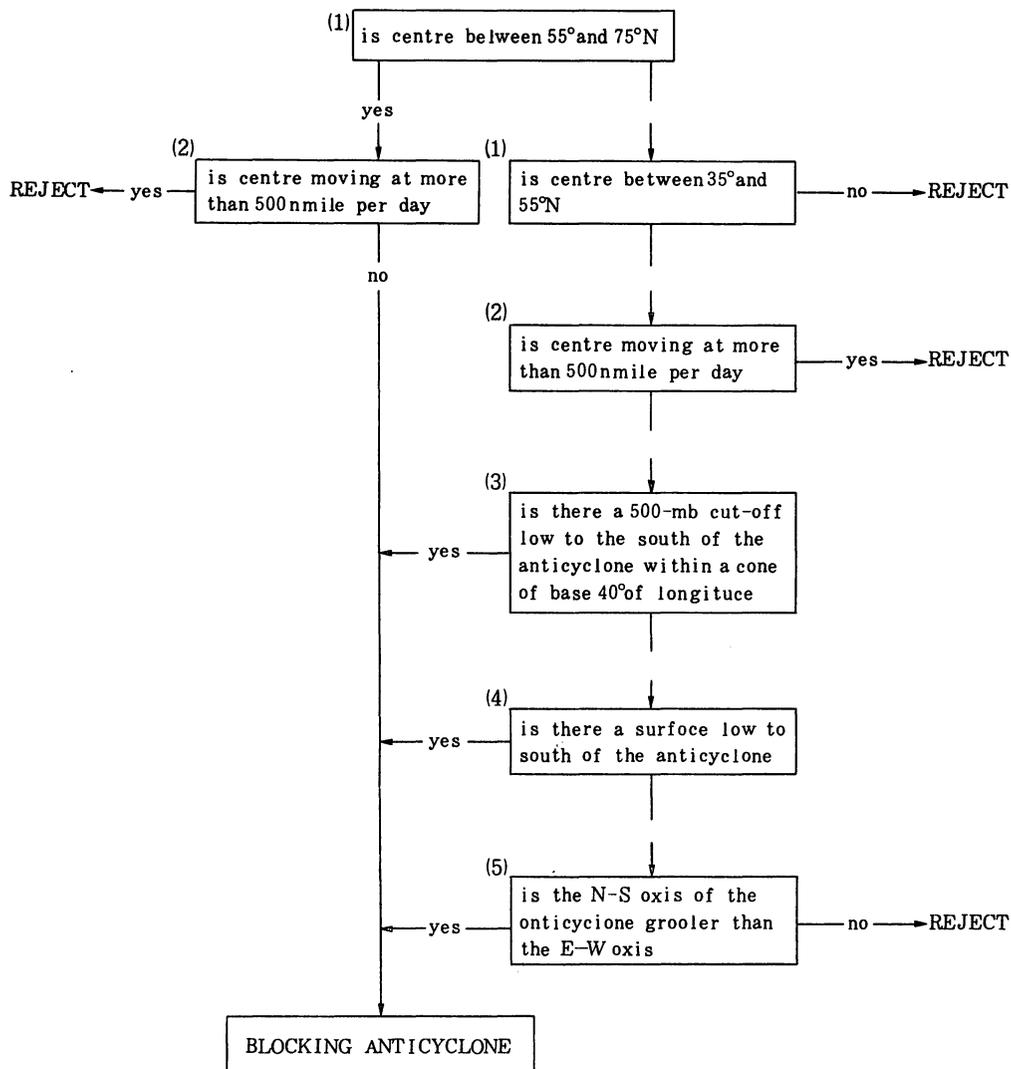


- (1) A combination of (1) and (1) is always a subtropical anticyclone.
- (2) Axis must stop at front.
- (3) No subtropical anticyclone north of 55°N.
- (4) Anticyclones to the north of cold fronts are either cold or blocking.
- (5) Eliminates blocking anticyclones which are either diffluent or meridional in nature.

Problems are presented by the cell which is occasionally to be found over or near the south-west approaches to the British Isles (see 15 August 1966), and by the very borderline cases typically situated at about 45°-50°N in the central Atlantic (see July 1966).

付 録 1b

FLOW DIAGRAM FOR DEFINING BLOCKING ANTICYCLONE



- (1) Most blocks are found in these lots.
- (2) Eliminates transitory cold highs and the occasional collapsing block.
- (3) and(4). There are occasions when one of these is present without the other; (4) could probably be omitted, particularly if the limits of (5) were adjusted to include those highs with ratios of just less than one.
- (5) Identifies meridional blocks. Distances should be measured in nautical miles at a distance, say, of 10 mb from the highest isobar, though fronts should not be crossed. Some blocking highs have north-south to west ratios of just less than one, so some discretion is called for.

## L.F.グループ昭和51年度総会報告

1. 日 時 : 1977年7月13日(水) 15.00～
2. 場 所 : 長期予報課作業室
3. 話題提供 : a) 朝倉 正(長期) 気候変動調査会のうごき  
                   b) 久保木光熙(長期) 冬と夏の天候について  
                   c) 三上岳彦(東大理) 過去90年間の北半球の気温変動
4. 会計報告(1976.6.10～1977.7.12)

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
○前年度繰越金	158,256	○50年度総会費	5,900
○会 費	203,600	○グロスベッター印刷費	302,500
(50年度～18名 51"～314名 52"～7名 余分納入200円)		(第15巻1号(600部) 107,500 "  2,3(  "  ) 195,000)	
○預 金 利 息	10,352	○送 料	4,180
○バックナンバー売却	400	○現金出納帳	400
		○次年度繰越	59,628
収 入 計	372,608	支 出 計	372,608

○S52年7月12日現在 会員数～563名

5. 役員交替 : 昭和50年度・荒井康, 久保木光熙, 田中康夫(長期予報課), 森信成(気研)  
                   昭和51年度・植木九州男, 能登正之, 山本純一(長期予報課), 森信成(気研)
6. 会費納入について : 会費600円はなるべく官署ごとにまとめて送金して下さい。納入方法については次の口座のいずれかをご利用下さい。

(1) 郵便口座

口座番号: 東京5-165913

加入者名: L.F.グループ

(2) 銀行口座

富士銀行本店営業部(店番号:110)

口座番号: 203156, 名称: L.F.グループ

代 表 者: 山本純一

## 都田さんからの便り

GFDL (地球流体力学研究所, NOAAに所属し, プリンストンにある) で力学的長期予報を研究している都田さんから, クリスマスカードと共に近況を伝えてきた。

都田さんはアメリカへ行く寸前まで, 長期予報作業室に2,3度訪ねて来られ“僕は季節予報を研究するためにアメリカにゆく”と熱っぽく語って去った。

その都田さんから“昨年1月, アメリカをおそった大寒波の長期予報をいよいよ始めました”と伝えて来た。Predictabilityは2週間が限界という考えに対して, 都田さんは4週間ぐらいは可能と, ひそかに闘志を燃やしている。都田さんからの吉報が待たれる。

(朝倉記)

## 編集後記

グロースベッター第16巻1号をお送りします。

最近の寒冬・冷夏に因んで久保木さんに, また, 三上さんには最近の調査研究を投稿していただき, 千葉さんには最近の北半球の気候に関するD. J. Paintingの論文を紹介していただきました。厚くお礼申し上げます。

1977年9月からいよいよ待望の南半球ルーチが走り出し, われわれの知らない, また知っている事柄が目の前に次々と現われ始めています。次号以下では南半球の特集を計画しています。その方面に興味を持たれる方の御投稿をお待ちしています。