

~~~~~  
長期予報研究  
~~~~~

グロースベッター

第28巻 第2号

論文

冬季における異なった天候レジーム間の遷移過程にみられる

いくつかの連鎖形式 金谷年展 1

太陽紫外線加熱率の変動が大気に及ぼす影響—大循環モデルによる感応実験

..... 小寺邦彦・千葉 長・柴田清孝 15

海氷の年々変動 加納裕二・佐藤清富 21

GMSによる雪氷のモニター 佐々木秀行 29

レビュー

古気候のシミュレーション 山崎孝治 35

ニュース

1989年の暖冬についての事例解析 石原 洋・大窪 浩 52

1990年3月

L. F. グループ

1. はじめに

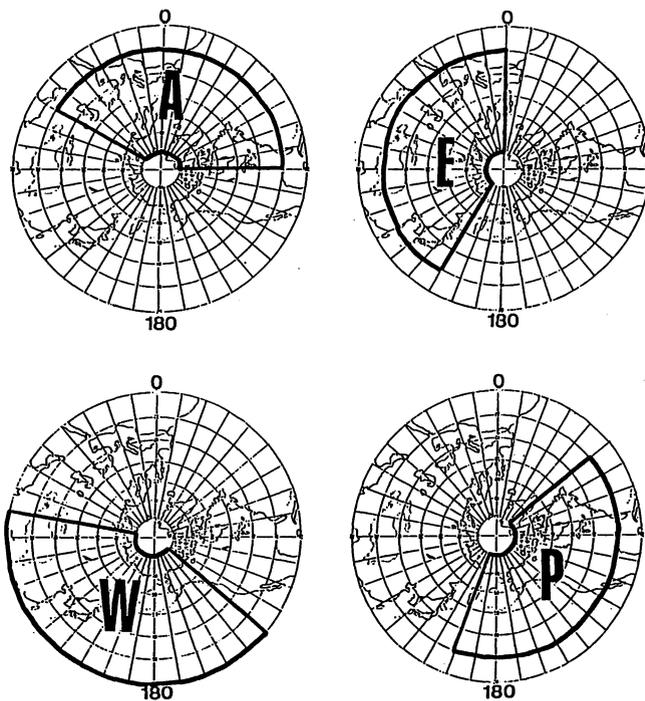
対流圏における偏西風の長周期変動は、実際には、地理的に固定した現われやすい複数の準定常的な循環パターン、いわゆる“天候レジーム”として扱えられる (Dole, 1983 他) ことが知られており、またそうした異なった天候レジーム間の遷移過程がある程度の規則性をもって起こっている (Kanaya, 1988 ; 金谷, 1989 など) こともわかってきている。本研究では、以前よりも領域を増やして天候レジームを抽出し、レジーム間の遷移過程を詳しく調べてみたところ、それらの遷移過程は主要ないくつかの連鎖形式として扱えられることが明らかになったので、その報告をする。さらに、最近 Labitzke and van Loon (1989) は、成層圏準 2 年周期振動 (QBO) の位相を考慮すると太陽活動度と大気循環場との高い相関が得られることを示していることから、ここでは、成層圏 QBO、太陽活動度と天候レジームとの関係についても調べた。

2. 天候レジームの抽出

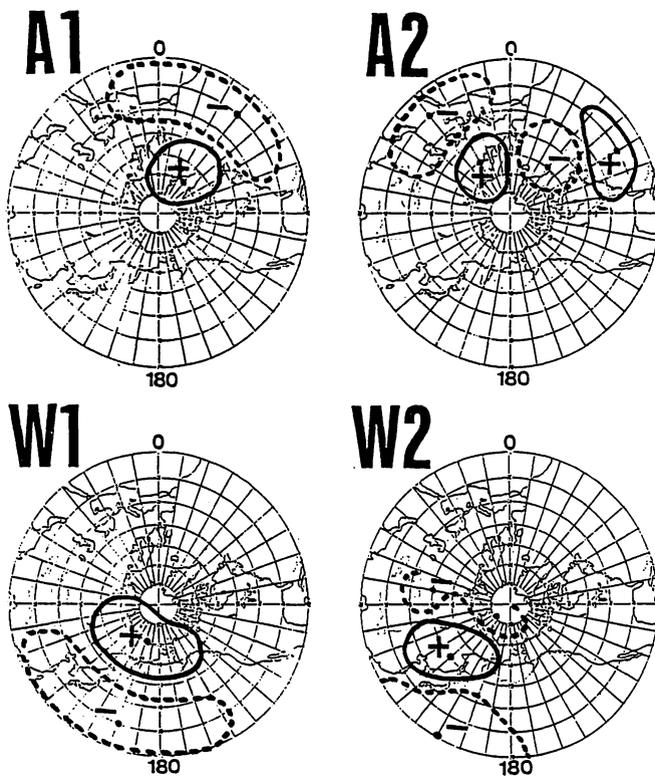
冬季北半球における天候レジームを抽出するために、まず主成分分析を行った。分析に用いたのは、1946 ~ 1985 年の冬季 (12 月, 1 月, 2 月, 3 月) における北半球 ($20^{\circ}\text{N} \sim 80^{\circ}\text{N}$) 半旬平均 500 mb 面高度場で、 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 緯度一経度グリッドデータ¹⁾である。ここでは、Wallace and Gutzler (1981) や Barnston and Livezey (1987) などによって指摘されたような主要なテレコネクションパターンが出現する領域として、第 1 図に示したような大西洋領域 (region A)、ユーラシア大陸領域 (region E)、西太平洋領域 (region W)、太平洋/北アメリカ領域 (region P) の 4 つの領域を設定し、これらの領域においてそれぞれ、その半旬平均 500 mb 面高度の偏差に主成分分析を施した。

主成分分析の結果、いずれの領域も第 2 成分までで累積寄与率が 40% を超えていたため、ここでは各領域の第 1 成分と第 2 成分のみをとりあげることにした。各成分は、それぞれの領域記号の後に成分番号を付けて、例えば region A の第 2 成分ならば A 2 のように表わすことにする。第 2 図には、各成分の固有ベクトルの分布を示した。これを見ると、P 1 が PNA パターン、E 2 が EU パターン、W 1 が WPO パターン、A 1 が NAO パターン、E 1 が NA パターン (Wallace and Gutzler, 1981., Barnston and Livezey, 1987 など参照) とほぼ同じであり、ここで得られたものは、過去にいわれてきた大半のテレコネクションパターンを含んでいる。また、これらのパターンは、南北振

* 東北大地理、現在：榊富士総合研究所



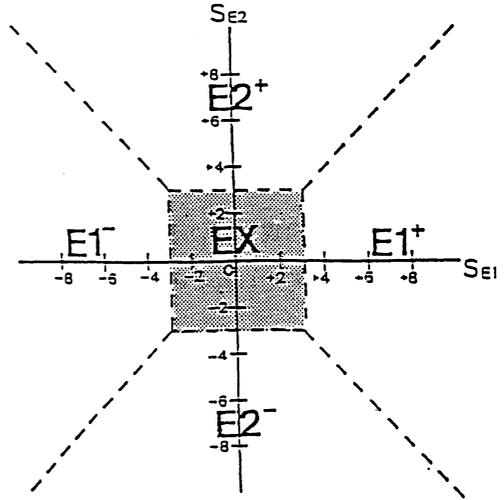
第1図 分析の対象として設定した領域 (region A, region E, region W, region P).



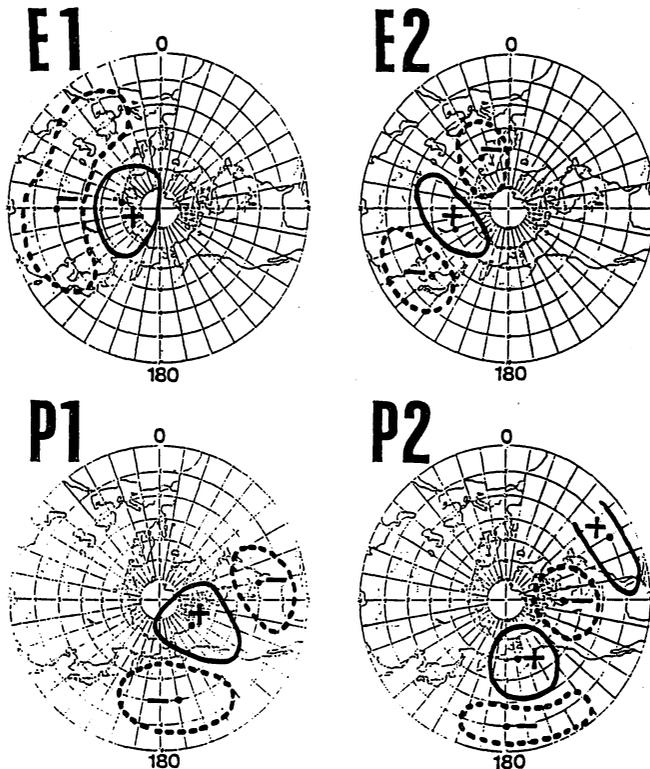
第2図 各成分の固有ベクトルの分布. 実線は+0.05, 破線は-0.05の等値線で, 正(+)と負(-)の極値は点で示してある.

振動型と波列型の大きく2つに分かれ、前者はA1 E1, W1, 後者はA2, E2, W2, P1, P2 であることがわかる。

次に、それぞれの領域の各成分のスコアの符号と絶対値を考慮して天候レジームを設定した。例えば region E の場合、第3図のようにしてE1⁺, E1⁻, E2⁺, E2⁻ の4つの天候レジームを設定し、対象とした40年間の全半句をE1⁺, E1⁻, E2⁺, E2⁻ とそれら4つのいずれにも属さないもの(EX)に分類した。他の領域についても、同様の規準で天候レジームを設定し、{A1⁺, A1⁻, A2⁺, A2⁻}, {E1⁺, E1⁻, E2⁺, E2⁻}, {W1⁺, W1⁻, W2⁺, W2⁻}, {P1⁺, P1⁻, P2⁺, P2⁻}の全部で16の天候レジームが出現している半句をすべて抽出した。いずれかのレジームに分類された半句数の全体に占める割合は、各領域とも70%前後になっている。



第3図 E1⁺, E1⁻, E2⁺, E2⁻の天候レジームの分類規準. S_{E1}, S_{E2}はそれぞれE1 E2の成分スコアを示す。陰影部(EX)は、いずれの天候レジームも出現していないとみなす。



第2図のつづき

3. 天候レジームの出現過程

3.1 分類

ここでは、第2章で抽出した16の天候レジームの出現過程を調べた。その出現過程については、各レジームが出現しはじめた半旬 ($t=0$)の1半旬前 ($t=-1$)において、あるレジームやレジームの組合せが実際に出現している確率を P 、レジームがランダムに出現すると仮定した場合にそれらが出現していると考えられる確率を $P_r^{(2)}$ として、次のような PD を計算した。

$$PD = P - P_r$$

この PD の値が正の場合はランダムに比べて起こりやすかった出現過程であり、負の場合はランダムに比べて起こりにくかった出現過程であると解釈できる。

ここで、各レジームの PD を、すべてのレジーム及びレジームの組合せについて計算した。さらに PD を計算したレジーム及びレジームの組合せの領域を、

region OB : 出現の対象としたレジームの領域

region UP : region OB の上流側領域

region DO : region OB の下流側領域

region RE : region OB の反対側領域

のように定義した4つの相対領域によって整理し、各レジームの出現過程を、考えるすべての組合せを考慮して第1表のような TYPE O~TYPE O-U-D-R の15タイプに分類した。ここで仮に region E を region OB とした場合、region A が region UP、region W が region DO、region P が region RE ということになる。

第2表には、そのように分類された出現過程の1例として、TYPE U-O における PD の値の頻度を示した。これを見ると、 PD の値にはかなりのばらつきがあり、起こりやすい出現過程から起こりにくい出現過程まで様々であることがわかる。また、ランダムに比べて起こりにくい (PD の値が負である) 出現過程は152個と全体の約80%を占めていて、さらにそのうちの約70%が対象とした40年間の冬に一度も起こらなかった出現過程である。それに対し、

TYPE OF PROCESS	RELATIVE REGION
TYPE O	OB
TYPE U	UP
TYPE D	DO
TYPE R	RE
TYPE U-O	UP-OB
TYPE D-O	DO-OB
TYPE R-O	RE-OB
TYPE U-D	UP-DO
TYPE U-R	UP-RE
TYPE D-R	DO-RE
TYPE U-O-D	UP-OB-DO
TYPE O-D-R	OB-DO-RE
TYPE R-U-O	RE-UP-OB
TYPE U-D-R	UP-DO-RE
TYPE U-O-D-R	UP-OB-DO-RE

第1表 PD を計算したレジームの相対的領域 (RELATIVE REGION) による出現過程の分類 (TYPE O~TYPE U-O-D-R)。

ランダムに比べて起こりやすい（PDの値が正である）出現過程の数は少ないが、その中でもPDが+40%を超えるような著しく起こりやすい出現過程は5個存在しており、このことは、天候レジーム出現における規則性の存在をも意味している。

このようなPDの値の偏りは、他のタイプの出現過程も同様であり、やはりいくつかの著しく起こりやすい出現過程が存在している。特にPDが+40%を超える出現過程は、TYPE U-O以外にはTYPE UとTYPE D-Rにのみ存在していることがわかった。そこで、これら3つのタイプの出現過程をとりあげ、その様相を詳しくみていくことにする。

TYPE U-O

PD	FR.
- 0	152(101)
0 - +10	27
+10 - +20	3
+20 - +30	3
+30 - +40	2
+40 -	5

第2表 TYPE U-OにおけるPDの頻度(FR.). PDの単位は%で、カッコ内の数は、対象とした40年間に1度も起こらなかった出現過程の数を示す。

3.2 TYPE U

まず、TYPE Uだが、これは、あるレジームがその上流側領域のあるレジームからの連鎖によって出現してくるというものである。TYPE Uの代表的な出現過程として、W2⁺からの連鎖によってP2⁺が出現しているものを取りあげる。第3表には、P2⁺が出現する前の半旬(t = -1)における同領域(region P)と上流側領域(region W)のそれぞれのレジームが出現している確率(P)を示した。これを見るとP2⁺は、同じ領域(region P)の前のレジームには依存せず、高いものでもP1⁻の20%程度で、どのレジームからもほぼランダムに遷移してきているのがわかる。しかし上流側領域(region W)では、W2⁺のPのみが60%を超えており、他のレジームのPは非常に低くなっている。すなわち、P2⁺の約70%近くはW2⁺

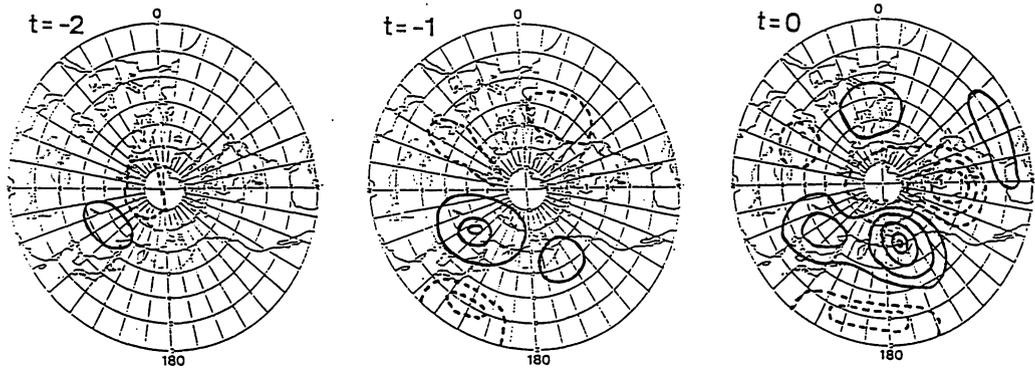
a

REGIME	IP
W1 ⁺	6.9
W1 ⁻	3.4
W2 ⁺	66.1
W2 ⁻	10.3

b

REGIME	IP
P1 ⁺	10.3
P1 ⁻	20.7
P2 ⁻	10.3

第3表 P2⁺の出現のt = -1において、region W(a), region P(b)の各レジームが出現している確率(P)。ここで、Pの単位は%である。

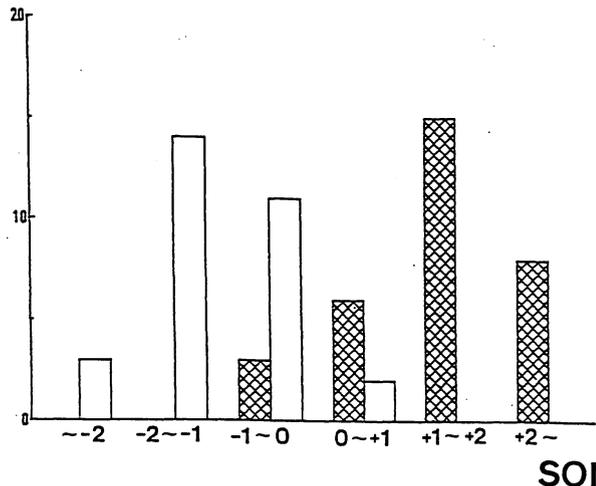


第4図 W2⁺ からP2⁺ への連鎖についての500 mb 面高度偏差のコンポジットマップ，等値線間隔は30 mで実線は正，破線は負の等値線を示す。0 mの等値線は省いてある。

からの連鎖によって出現してきており，他のレジーム (W1⁺, W1⁻, W2⁻)からの連鎖はほとんど起こっていない。

さらに，こうした様子をコンポジット解析によって見てみた。第4図は，P2⁺ が出現する2半旬前 ($t = -2$)，1半旬前 ($t = -1$)，出現しはじめた半旬 ($t = 0$)における500 mb 面高度偏差のコンポジット (29例)を示したものである。これを見ると， $t = -1$ において，中国北部～東シベリアで正偏差，日本南東方海上で負偏差というユーラシア大陸上から低緯度西太平洋へ至る波列 (W2⁺) が顕著に現われその次の半旬 ($t = 0$)に，北太平洋上で負偏差，アリューシャン付近で正偏差，北アメリカ中央部で負偏差という太平洋上から北アメリカへ延びる波列 (P2⁺) が現われている様子がわかる。

さらに，第5図に示されているように，この出現過程は熱帯大規模循環場と密接な関係にあるこ



第5図 U1, U2 (第4表) の出現頻度とSOIの関係，SOIの単位は σ (標準偏差)で白いボーグラフがU1，網線のボーグラフがU2の頻度である。

TYPE U

OB(0)	UP(-1)	PD	SIMBOL
P2 ⁻	W2 ⁻	48.0	U1*
P2 ⁺	W2 ⁺	44.1	U2*
A2 ⁺	P2 ⁺	27.9	U3
A2 ⁻	P2 ⁻	22.1	U4
E2 ⁻	A1 ⁻	21.0	U5
E2 ⁺	A1 ⁺	20.3	U6

第4表 TYPE Uの著しく起こりやすい出現過程のリスト。PDが+20%以上の出現過程をリストアップしてある。OB(0)は出現の対象としたレジーム，UP(-1)は $t = -1$ におけるregion UPのレジームを示す。PDの単位は%である。

とがわかった。すなわち、 $W2^+$ から $P2^+$ への連鎖は、SOIが正の時に主として起こっており、負の時はあまり起こっていない。第4表は、TYPE Uの中で著しく起こりやすいもの（PDが+20%以上のもの）をリストアップしたものであるが、上述した $W2^+$ から $P2^+$ への連鎖（U2）以外に、 $W2^-$ から $P2^-$ への連鎖（U1）も+40%を超えるPDになっていることがわかる。このU1は、U2とは逆に、SOIが負の時に主として起こっている（第5図）。

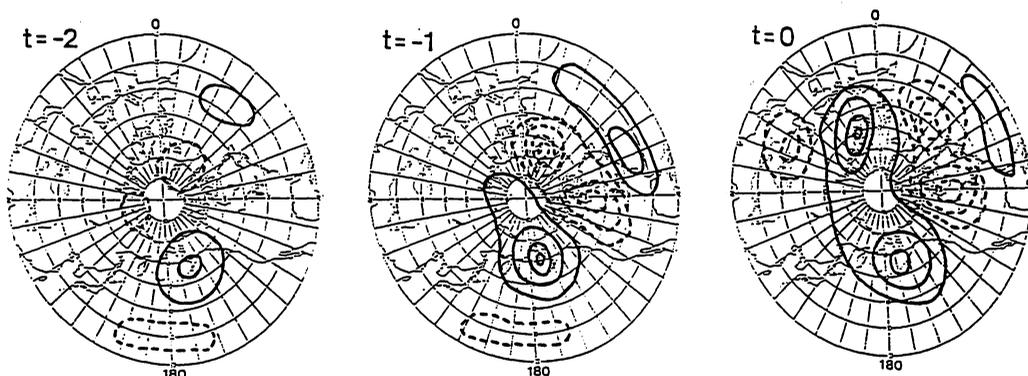
3.3 TYPE U-0

TYPE U-0は、あるレジームが、同領域のあるレジームとその上流側領域のあるレジームの組合せからの連鎖によって出現してくるというものである。ここでは、このタイプの出現過程のうち最も高いPDの値（+50.1%）を示している、 $P2^+$ と $A1^-$ の組合せからの連鎖によって $A2^+$ が出現してくるものを取りあげて、その様相をしてみることにする。第5表には、 $A2^+$ が出現する前の半旬（ $t=-1$ ）における、同領域（region A）の各レジームとその上流側領域（region P）の各レジームとの組合せが出現している確率Pを示した。これを見ると、 $P2^+$ と $A1^-$ の組合せが50%を超える高い確率になっており、それ以外の組合せは0~10数%程度である。すなわち、 $A2^+$ は $P2^+$ と $A1^-$ の組合せからの連鎖によって主として出現してきているのがわかる。さらにこうした様子をコンポジットにより見てみた。第6図は、 $A2^+$ の出現に関する $t=-2, -1, 0$ における500 mb 面高度偏差のコンポジット（25例）を示したものである。

これを見ると、 $t=-1$ において、グリーンランド付近で負偏差、大西洋上の $30^\circ N \sim 40^\circ N$ 付近で正偏差という $A1^-$ と、北太平洋上で負偏差、アリューシャン付近で正偏差、北アメリカ中央部で負偏差という $P2^+$ が組合わさって出現しており、それに引き続き次の半旬（ $t=0$ ）において、北大西洋

	$P1^+$	$P1^-$	$P2^+$	$P2^-$
$A1^+$	0.0	0.0	0.0	3.2
$A1^-$	3.2	12.9	54.5	3.2
$A2^-$	0.0	0.0	0.0	0.0

第5表 $A2^+$ の出現の $t=-1$ において、region Aとregion Pの各レジームの組合せが出現している確率（P）。



第6図 $P2^+$ と $A1^-$ の組合せから $A2^+$ への連鎖についての500 mb 面高度偏差のコンポジットマップ、凡例は第4図と同じ。

上で負偏差、ヨーロッパで正偏差、チベットの西で負偏差という大西洋からチベット付近へ延びる波列 ($A2^+$) が出現し始めている。

第6表を見てみると、TYPE U-O の出現過程の中でリストアップされているもの (PD の大きな出現過程) は、 $A2^+$ 、 $A2^-$ 、 $E2^+$ 、 $E2^-$ 、 $W2^+$ 、 $P1^+$ といういずれも波列型のレジームの出現過程であることがわかる。すなわち、波列型のレジームは同領域のレジームと上流側領域のレジームがある組合せになった時、それからの連鎖 (TYPE U-O) によって主に出現しているといえる。このことは、波列が発する付近の循環場の状態がある条件を満たした時、そこから下流方向へロスビー波列が延びてくると解釈できるかもしれない。

3.4 TYPE D-R

TYPE D-R は、あるレジームが、その下流側領域のあるレジームとさらにその下流側領域のあるレジームとの組合せからの連鎖によって出現してくるものである。ここでは、このタイプの代表例として、 $E1^+$ と $W1^+$ の組合せからの連鎖によって $A1^+$ が出現してくるというものをとりあげる。第7表には、 $A1^+$ 出現する 1 半月前 ($t = -1$) における下流側領域 (region E) の各レジームとさらにその下流側領域 (region W) の各レジームとの組合せが出現している確率 P を示した。これを見ると、 $E1^+$ と $W1^+$ の組合せが 50% 近くなっていて非常に高いが、それ以外の組合せは 10 数% 以下であり、例えば $W1^+$ と $E1^-$ の組合せや $W2^+$ と $E1^-$ の組合せなどからは、対象とした期間 (40 年間) に 1 度も $A1^+$ への連鎖が起こっていないことがわかる。前述した TYPE U や TYPE U-O では、 $A1^+$ の出現に関わる主要な連鎖は見られなかったが、この TYPE D-R では顕著な連鎖過程が存在しており、 $A1^+$ の出現過程にも明確な規則性があることがわかる。

さらにこうした様子をコンポジットで見してみた。第7図は、 $A1^+$ の出現に関する $t = -2, -1, 0$ における 500 mb 面高度のコンポジット (26 例) を示したものである。これを見ると、 $t = -1$ にお

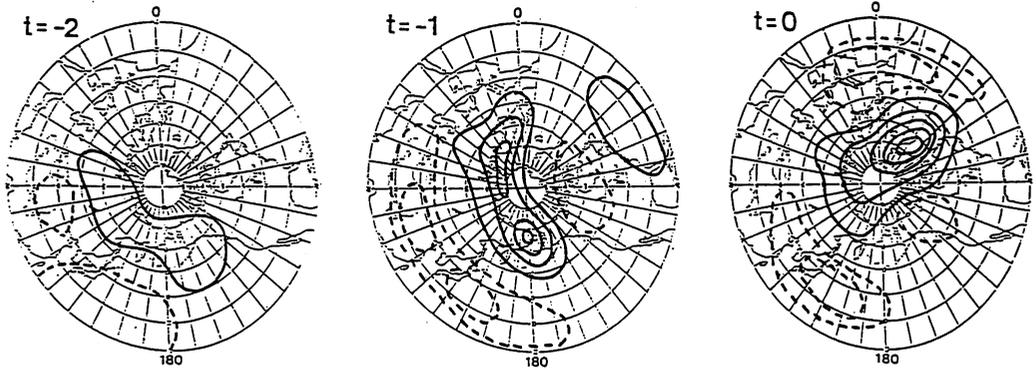
TYPE U-O

OB(0)	OB(-1)	UP(-1)	PD	SIMBOL
$A2^+$	$A1^-$	$P2^+$	50.1	$U01^*$
$A2^-$	$A1^+$	$P2^-$	43.5	$U02^*$
$E2^-$	$E1^+$	$A1^-$	42.9	$U03^*$
$E2^+$	$E1^-$	$A1^+$	41.3	$U04^*$
$W2^+$	$W1^+$	$E2^+$	40.1	$U05^*$
$W2^-$	$W1^+$	$E1^+$	36.5	$U06$
$P1^+$	$P2^-$	$W1^-$	33.9	$U07$
$W2^-$	$W1^-$	$E2^-$	26.9	$U08$
$E2^+$	$E1^-$	$A2^-$	24.7	$U09$
$P1^+$	$P2^+$	$W1^+$	21.1	$U010$

第6表 TYPE U-O の著しく起こりやすい出現過程のリスト。凡例は第4表と同じ。ただし、OB(-1) は $t = -1$ における region OB のレジームを示す。

	$E1^+$	$E1^-$	$E2^+$	$E2^-$
$W1^+$	46.4	0.0	2.0	0.0
$W1^-$	0.0	2.0	2.0	4.1
$W2^+$	2.0	0.0	0.0	0.0
$W2^-$	12.2	2.0	0.0	12.2

第7表 $A1^+$ の出現の $t = -1$ において、region W と region E の各レジームの組合せが出現している確率 (P)。



第7図 E1⁺とW1⁺の組合せからA1⁺への連鎖についての500mb面高度偏差のコンポジットマップ。凡例は第4図と同じ。

いて、コーラシア大陸上の高緯度で正偏差、中緯度で負偏差というE1⁺と東シベリア～アリューシャンで正偏差、極東の中緯度で負偏差というW1⁺が組合わさって出現しており、それに引き続き次の半旬(t=0)においてグリーンランド付近で正偏差、大西洋の30°N～40°Nで負偏差というA1⁺が出現し始めている。

第8表を見てみると、TYPE D-Rの出現過程の中でリストアップされているもの(PDの大きな出現過程)は、A1⁺, A1⁻, E1⁺, E1⁻, W1⁺, W1⁻など主として南北振動型のレジームの出現過程であることがわかる。したがって南北振動型のレジームは、その下流側領域の循環場がある条件を満たした時、それからの連鎖によって主に出現してくるレジームであるといえるだろう。さらにこのタイプの出現過程のいくつかの事例について毎日の500mb面高度場の変化を実際に見てみたところ、いずれもプラネタリー波の西進、発達と関連していることがわかった(図省略)。すなわち、下流領域のあるレジームとさらにその下流側領域のあるレジームが組合わさるとプラネタリー波の西進が始まり、それがあつ場所ではフェイスロックされて発達し、ある南北振動型のレジームが出現していた。同じ南北振動型のレジームでもA1⁺のようなブロッキングのレジームとA1⁻のような高指数のレジームがあるが、この両者ともTYPE

TYPE D-R

OB(0)	DO(-1)	RE(-1)	PD	SIMBOL
A1 ⁻	E1 ⁻	V1 ⁻	43.2	DR1°
E1 ⁺	W1 ⁺	P1 ⁺	41.9	DR2°
E1 ⁻	V1 ⁻	P1 ⁻	40.6	DR3°
A1 ⁺	E1 ⁺	V1 ⁺	40.0	DR4°
A2 ⁻	E1 ⁻	V1 ⁻	31.0	DR5
P1 ⁻	A2 ⁺	E2 ⁻	23.6	DR6
V1 ⁻	P1 ⁻	A1 ⁻	23.5	DR7
V1 ⁺	P1 ⁺	A2 ⁻	22.9	DR8
P1 ⁻	A1 ⁻	E1 ⁻	22.3	DR9
E1 ⁺	V1 ⁻	P2 ⁻	20.8	DR10
E1 ⁻	V2 ⁻	P2 ⁻	20.5	DR11

第8表 TYPE D-Rの著しく起こりやすい出現過程のリスト。凡例は第4表と同じ。ただし、DO(-1), RE(-1)はそれぞれt=-1におけるregion DO, region REのレジームを示す。

D-R が主要な出現過程になっていることは大変興味深いことだろう。

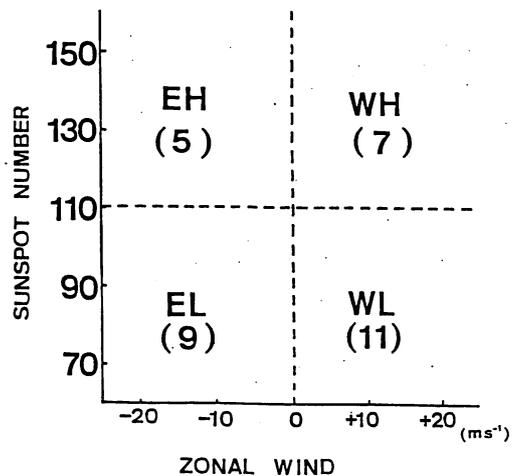
4. 成層圏 QBO, 太陽活動度と天候レジーム

ここでは、成層圏 QBO の位相として、Naujokat (1986) によって示された 1 月における赤道上 50 mb 面における平均帯状風速を用い、それとやはり 1 月の太陽黒点数を考慮して、第 8 図にしたような WH, WL, EH, EL の 4 つのカテゴリーを設定した。それらのカテゴリーの特徴は次のとおりである。

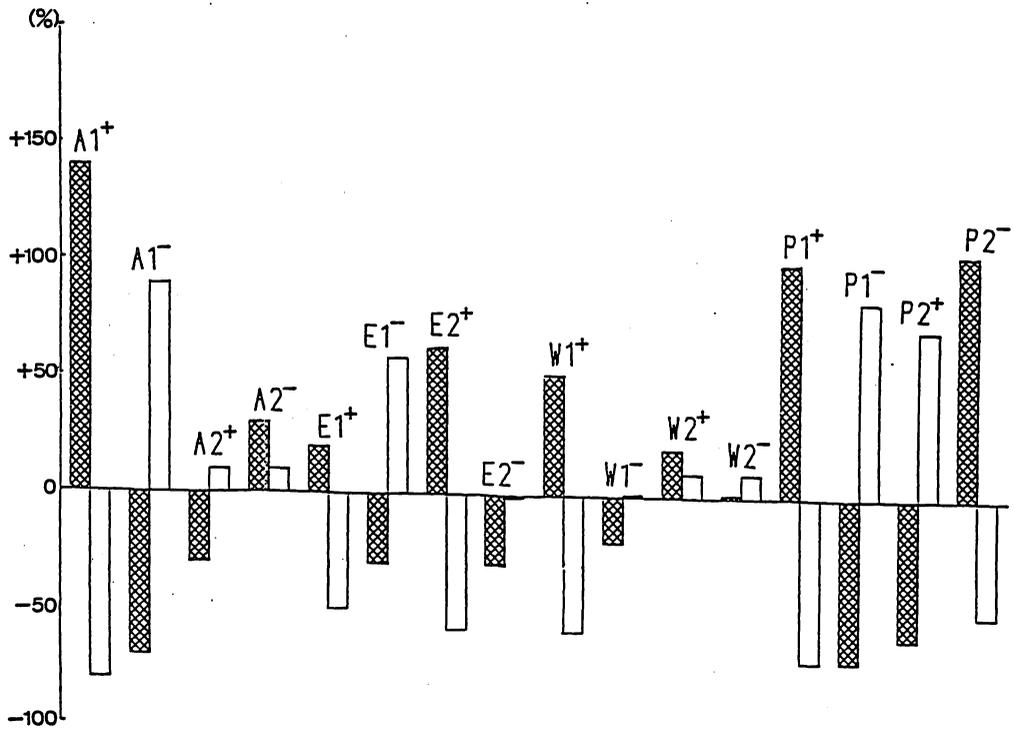
- WH : QBO が西風 phase³⁾ で太陽黒点数が多い
- WL : QBO が西風 phase で太陽黒点数が少ない
- EH : QBO が東風 phase⁴⁾ で太陽黒点数が多い
- EL : QBO が東風 phase で太陽黒点数が少ない

実際に第 8 図の分類規準に従い、1954 年～1985 年の 32 年間の冬をこれらの 4 つのカテゴリーに分類し、それぞれのカテゴリーにおける各天候レジームの出現状況を見てみた。第 9 図は、QBO の西風 phase のカテゴリー (WH, WL) における各レジームの一冬平均の出現半旬数を、平年 (40 年平均) のそれに対する増減で示したものである。これを見ると、WH と WL では、それぞれの天候レジームの出現数にかなり大きな差異があることがわかる。最も明瞭な差として現われているのは A1⁺ で、WH では平年の 2 倍以上 (約 +140%) になっているのに対し、WL では 5 分の 1 (約 -80%) 程度になっている。また逆に A1⁻ は、WH では平年の約 4 分の 1 (約 -70%) になっているのに対し、WL では 2 倍近く (約 +90%) になっている。ここでは詳しく述べないが、これらの A1⁺ と A1⁻ の出現状況の違いは、その出現過程や持続性にも大きく依存していることがわかった (図省略)。これら以外にも、P1⁺, P2⁻, E2⁺ などが WH に多く、P1⁻, P2⁺, E1⁻ などが WL に多くなっている様子も見てとれる。ただし region W のレジームについては、こうした WH と WL における出現半旬数の差があまり顕著に現われていない。

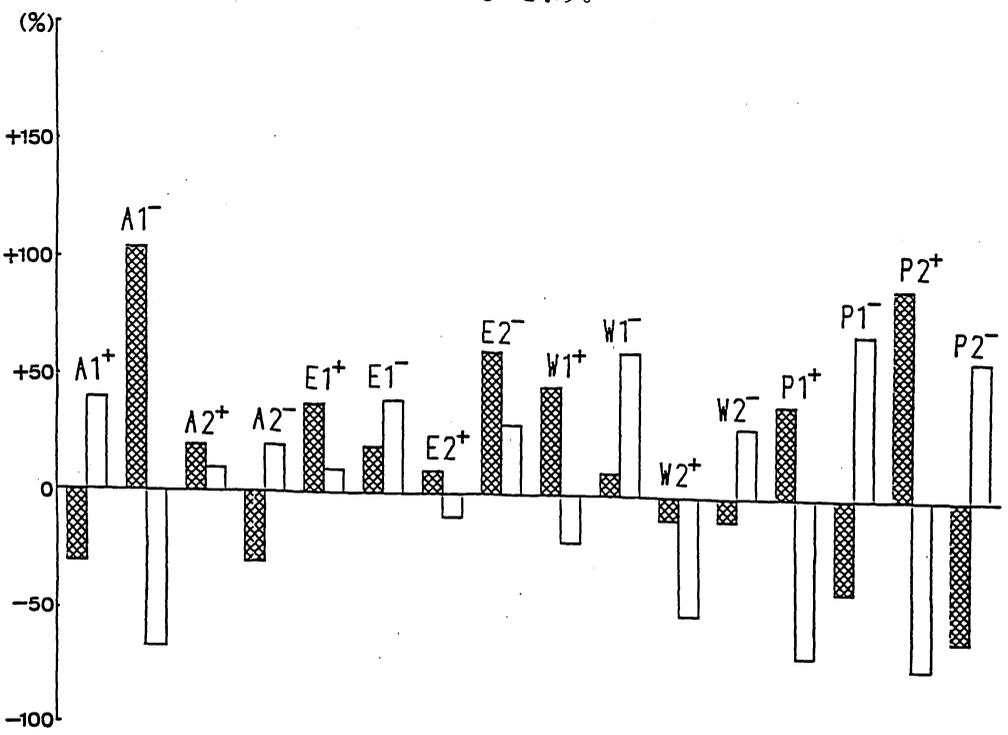
同様に第 10 図には、QBO の東風 phase のカテゴリー (EH, EL) における各レジームの出現状況を示した。これを見ると、やはり、EH と EL でのレジームの出現半旬数に顕著な差があることがわかるが、西風 phase の場合に比べるとその差はやや小さくなっている。この中では、A1⁻, P2⁺,



第 8 図 成層圏 QBO の位相と太陽黒点数によるカテゴリー (WH, WL, EH, EL) の設定。カッコ内は、各カテゴリーに分類された冬の例数。



第9図 西風 phase のカテゴリー (WH, WL) における各レジームの出現半句数の偏差。網線のボーグラフは WH, 白いボーグラフは WL のものを示す。



第10図 東風 phase のカテゴリー (EH, EL) における各レジームの出現半句数の偏差。網線のボーグラフは EH, 白いボーグラフは EL のものを示す。

E2⁻がEHに多く、P1⁻, P2⁻, W1⁻, A1⁺などがELに多くなっている。このように、第9図と第10図を見て気がつくことは、各カテゴリー間で明瞭な差の見られたA1⁺, A1⁻, P2⁺, P2⁻の出現状況が西風 phase の時と東風 phase の時で太陽黒点数との関係が逆になっていることである。例えば、A1⁺は、西風 phase では太陽黒点数の多いカテゴリー (WH) に多くなっているのが、東風 phase では太陽黒点数の少ないカテゴリー (EL) に多くなっている。またA1⁻は、西風 phase では太陽黒点数の少ないカテゴリー (WL) に多くなっているのが、東風 phase では太陽黒点数の多いカテゴリー (EH) に多くなっている。このことは、西風 phase と東風 phase で、レジームへの太陽活動の影響の仕方が逆になっていると解釈できるだろう。ただしこのように逆になっているものだけではなく、P1⁻, W1⁻のように、西風 phase, 東風 phase にかかわらず太陽黒点数の少ないカテゴリー (WL, EL) に多くなっているものも存在している。

このように、成層圏 QBO, 太陽活動度と天候レジームとの明瞭な関係が見つかった。こうした統計的な結果に対するメカニズムについては、様々な可能性が考えられるが、それについては、今後さらに詳しい解析や理論的研究が必要であると考えられる。

5. おわりに

冬季北半球における天候レジームを抽出し、それらの出現過程、成層圏 QBO, 太陽活動度との関係を調べたところ、以下のようなことが明らかになった。

天候レジームの主要な出現過程として、次の3つのタイプが存在する。1つ目は、上流側領域のレジームからの連鎖によって出現してくるタイプ (TYPE U) で、熱帯循環場にも依存しており、P2⁺, P2⁻の主な出現過程となっている。2つ目は、同領域のレジームと上流側領域のレジームとの組合せからの連鎖によって出現してくるタイプ (TYPE U-O) で熱帯循環場とは関係なく、波列型のレジームが主にこのタイプによって出現している。3つ目は、下流側領域のレジームとさらにその下流側領域のレジームとの組合せからの連鎖によって出現してくるタイプ (TYPE D-R) で、南北振動型のレジームが主としてこのタイプによって出現している。また、成層圏 QBO, 太陽活動度と最も関係が深いのは、大西洋上における南北振動型のレジーム A1⁺とA1⁻であることがわかったが、成層圏 QBO の位相によって、太陽活動度とA1⁺, A1⁻の出現頻度との関係は全く逆になっていた。

ここで得られた結果以外に、天候レジームの維持過程も調べたところ、実際には先に示した連鎖が次々と起こるために、天候レジームは遷移しつづけるが、4つの領域でのレジームがある組合せになった場合、連鎖が停止してその状態がかなり長い間持続するような決まった組合せがいくつか存在することがわかった。こうしたことも含めて、今後本研究における統計的な結果についての力学的な裏付けができるようになれば、それは冬季北半球における天候予測にとって有用な資料になりうると考えられる。

注

- 1) 気象庁長期予報課で作成された磁気ラームのテープをコピーして使用した。
- 2) **Pr** は、40年間のレジームの頻度のみによって決定する確率である。
- 3) 50 mb 面での帯状風が西風である QBO の位相を西風 phase と呼ぶ。
- 4) 50 mb 面での帯状風が東風である QBO の位相を東風 phase と呼ぶ。

参考文献

- 金谷年展 (1989) : 冬季ユーラシア大陸上における異なった天候レジーム間の遷移過程。地理評, **62A**, 547-565。
- Barnston, A.G. and Livezey, R.E. (1987) : Classification, seasonality and Persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083-1126.
- Dole, R.M. (1983) : Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation. Hoskins, B.J. and Pearce, R.P. (eds.) : *Large-scale dynamical Processes in the atmosphere*. Academic Press, 95-109.
- Kanaya, T. (1988) : On the Processes of transitions between circulation regimes during winter over the Pacific and North America. *J. Met. Soc. Japan*, **66**, 277-290.
- Labitzke, K. and van Loon, H. (1989) : Association between the 11-Yr solar cycle, the QBO, and the atmosphere. Part III : Aspects of the association. *J. Climate*, **2**, 554-565.
- Naujokat, B. (1986) : An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation of the stratospheric winds over the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1873-1877.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S. (1981) : Teleconnections in the geopotential height field during Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1150-1162.

太陽紫外線加熱率の変動が大気に及ぼす影響

— 大循環モデルによる感応実験

小寺邦彦*・千葉 長*・柴田清孝*

1. はじめに

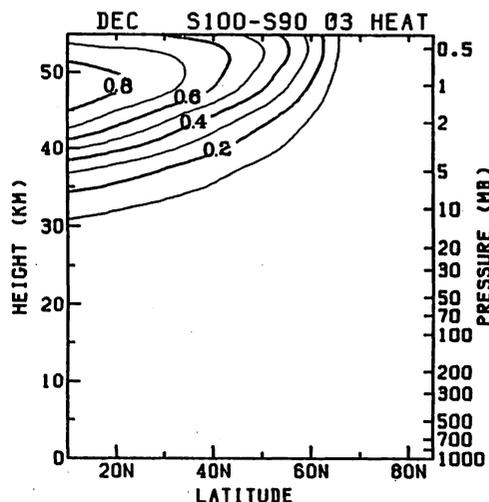
太陽活動やフロン等の増加によるオゾンの変動が成層圏循環にどのような影響を及ぼすか様々な人によって調べられてきた。その中で、大気大循環モデルを用いた研究としては、Fels et al. (1980) や Kiehl and Boville (1988) がある。ところで、Fels et al. の場合は、年平均の状態で、また Kiehl and Boville の場合は太陽高度を1月に固定した状態で実験を行っておりいずれの場合も季節変化を含んでいない。

一方、準一次元の簡単なモデルからは、冬の成層圏には放射平衡に近い西風の強い状態と、プラネタリー波の活動が強く西風の弱い状態との二つの安定した状態が存在しうることが知られている。そして、季節の進行につれて、一つの状態から他の状態へと遷移することが示されている(Wakata and Uryu, 1986; Plum, 1989; Yoden, 1990)。

ここでは、上部成層圏におけるオゾンによる紫外線吸収加熱の違いが季節進行を通してどのように成層圏循環に影響を及ぼすか大循環モデルを用いて調べた。

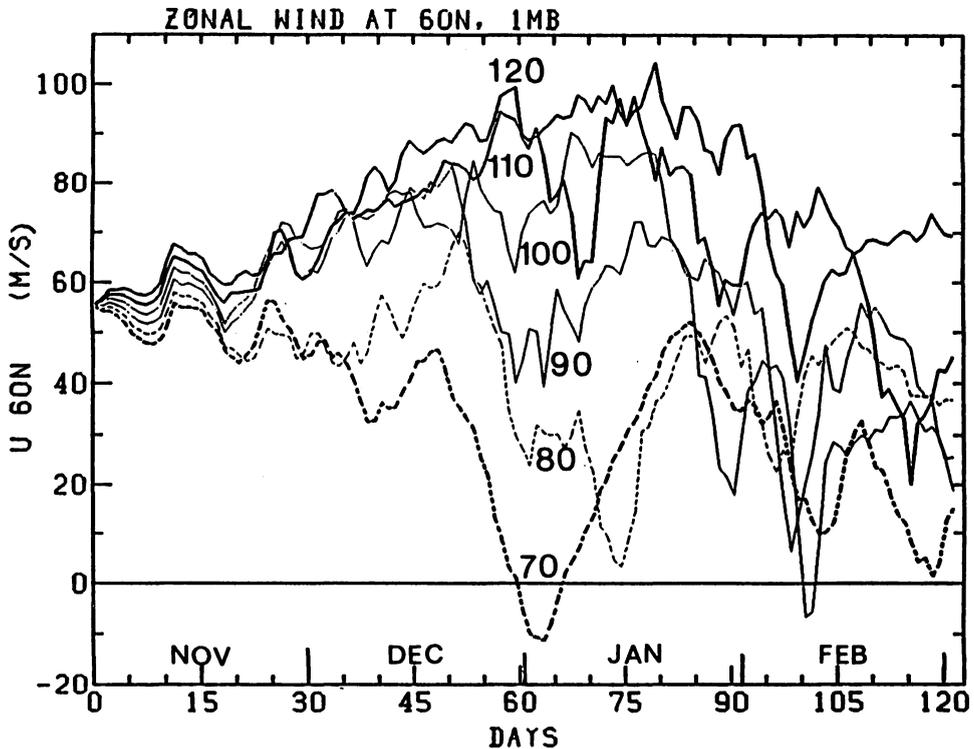
2. モデルと実験

大循環モデルは、千葉ほか(1986)によって開発された下部成層圏対流圏スペクトルモデルをもとに、柴田・青木(1989)の赤外放射のパラメタリゼーションを採用することにより、モデル最上層を中間圏(約0.05mb)まで延ばしたものである(柴田, 1990: 準備中)。波数切断は平行四辺形タイプで最大波数13鉛直23層である。短波放射はLacis and Hansen(1974)を用いオゾン分布はKlenk et al.(1983)による帯状平均気候値を用いた。実験は、オゾンの吸収による太陽紫外線の加熱率を、標準(100%)に比べて70%から120%まで10%ずつ変えた6つのケースについて行った。



第1図 12月1日に於けるオゾン吸収による帯状平均紫外線加熱率の標準(100%)と90%にした場合の差の緯度高度断面。等値線は、0.1K/dayおき。

* 気象研究所・気候研究部



第2図 6例の実験結果（紫外線加熱率 120, 110, 100, 90, 80, 70%）についての1mb, 60°Nの帯状平均東西風の時系列。

第1図に帯状平均したUVによる加熱率の標準（100%）と90%にした場合の差の緯度高度断面を、12月1日について示す。加熱率の違いは主に上部成層圏・下部中間圏に限定されている。初期値は、テスト・ランから取った11月1日の値を用い翌年の3月2日まで積分を行った。

3. 結果

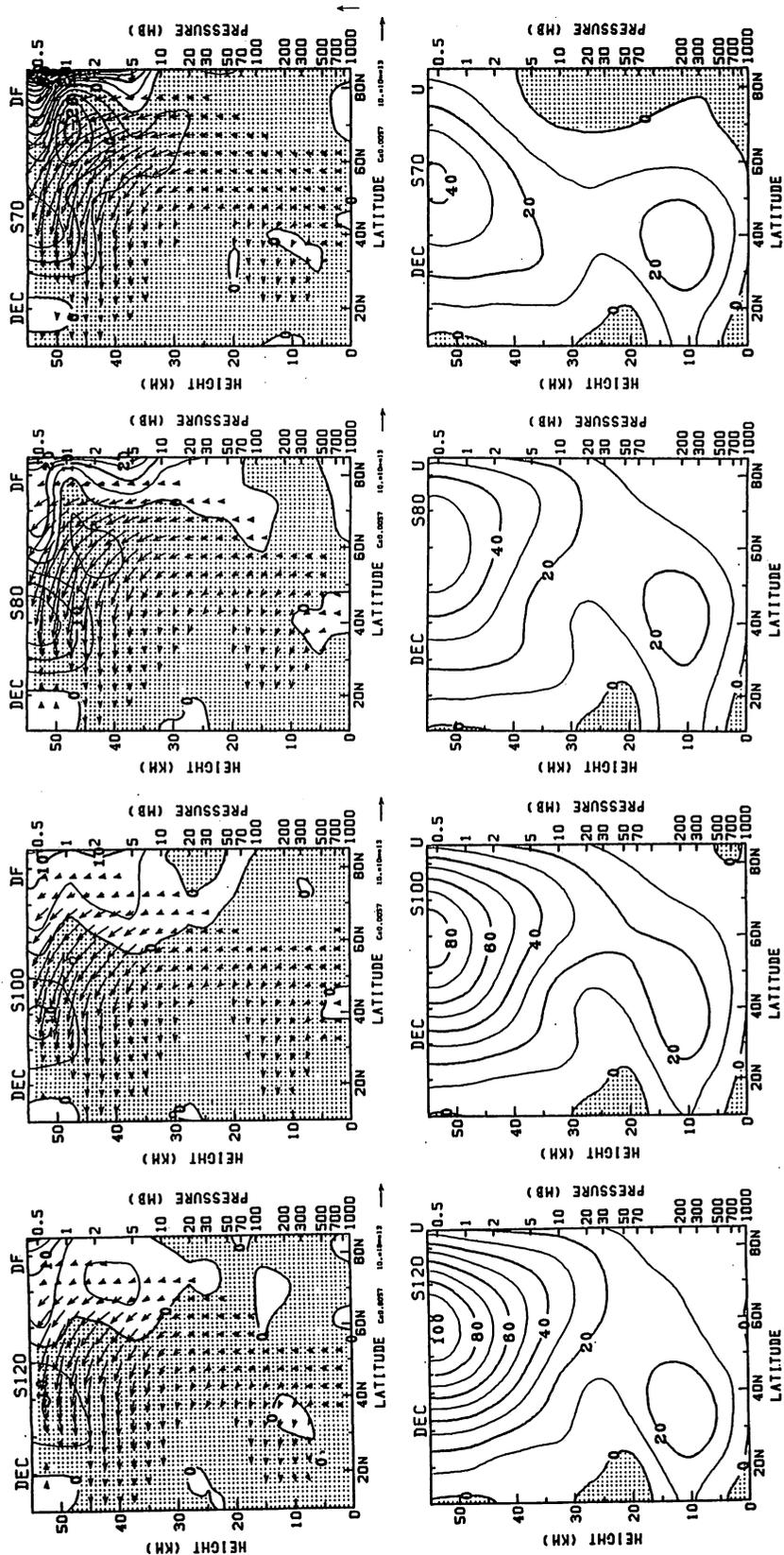
3.1 60°N 1mb における帯状平均東西風

1mb におけるこのモデルの成層圏ジェットのほぼ中心である60°Nの帯状平均東西風の時系列を前に述べた6つのケース、（11月1日から3月2日）について示す（第2図）。

11月から12月については上から下に加熱率の大小の順番に、120, 110, 100, 90, 80, 70%となっている。11月から12月にかけては時間と共に東西平均風は、100%以上の場合は強くなっていくが逆に80%以下の場合にはどんどん弱くなってゆき、12月の末には70%と120%とでは90 m/s以上の風速の差となっている。1月になると100%以上の場合も西風が弱まり始め差は小さくなってくる。

3.2 12月平均帯状場

第3図下に、12月における帯状平均東西風を加熱率120%, 100%, 80%, 70%（図で左か



第3図 (上図) 12月平均に基づく定在波のE-Pフラックス解析。等値線は定在波による加速 (10^{-5} ms^{-2})、影は負値を示す。(下図) 12月における帯状平均東西風 (ms^{-1})。左より加熱率 120%, 100%, 80%, 70% の場合。

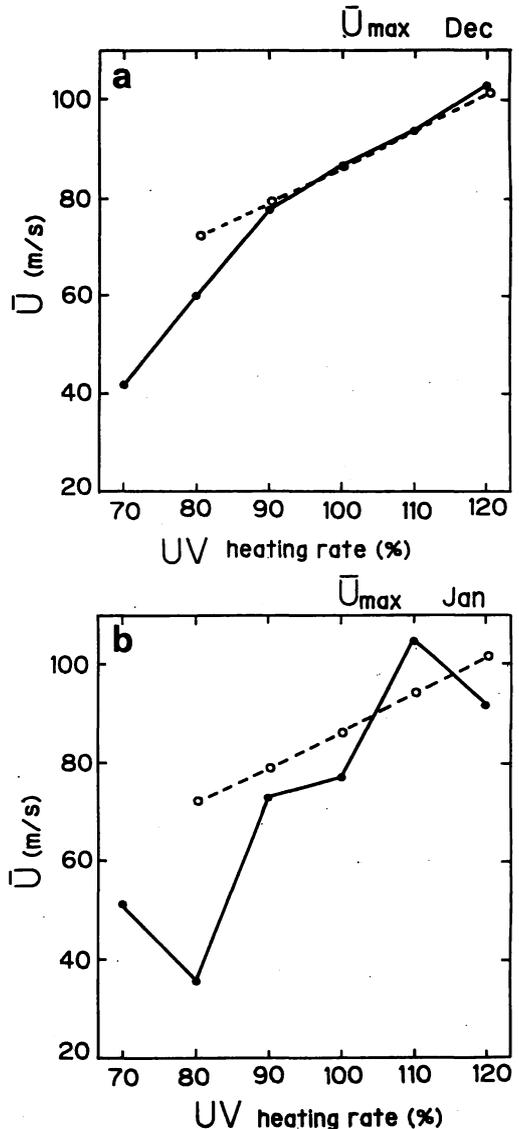
ら右へ) 場合について示す。120%, 100%の場合に比べて, 70, 80%の場合, 成層圏ジェットがひととき弱いのがわかる。第3図上には, 月平均に基づく定在波のE-Pフラックス解析の結果を示す。ただし, 上部成層圏でもよく見えるよう, 矢印は密度に逆比例して描いてある。等値線はプラネタリー波による東西風の加速を示している。減速域は影をつけてある。第3図下と同じく, 左から120%, 100%, 80%, 70%の場合である。70, 80%の場合には上部成層圏中緯度でひととき大きな減速が見いだされる。このことから放射加熱を変化させた場合に見られる東西風の変化は, 加熱の変動によってもたらされる直接の効果によるのではなく波と平均流の相互作用によってその効果が更に強められていると考えられる。そこで次に二次元の軸対称モデル (Schoeberl and Strobel, 1978) の結果との比較を行う。

4. 二次元モデルとの比較

Schoeberl and Strobel (1978) は準地衡風, 軸対称二次元モデルを用いて成層圏循環に対する放射加熱の変化の影響を調べている。ここでは最大風速と加熱率の変化の関係について比較してみる。ただし, Schoeberl and Strobel の場合には季節変化はなく太陽は冬至に固定されている。第4図に带状平均東西風の最大値を加熱率の関数として示す。実線は今回のGCMによる結果で第4a図は12月の場合, 第4b図は1月の場合となっている。破線は二次元モデルの結果でこの場合は季節変化はないのでa, b図とも同じである。加熱率が90%以上の場合はGCMも二次元モデルもそんなに変わらないが80%以下の場合にはGCMの場合は風が急激に弱くなっている。

5. まとめ

大循環モデルを用いて太陽紫外線加熱率の変動がどのように成層圏循環に影響を及ぼすかについて北半球の冬について調べた。その結果, 初冬に非

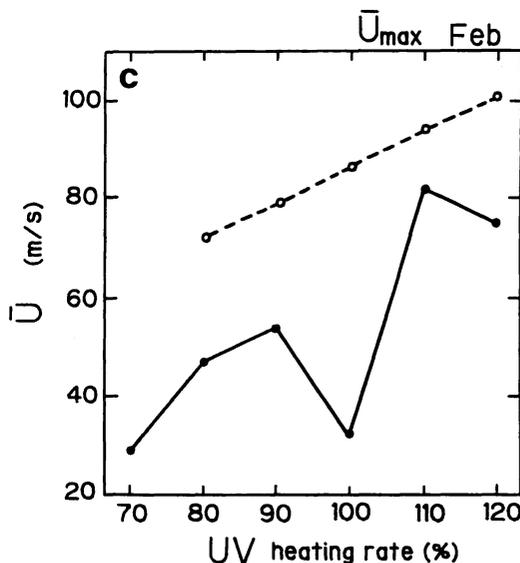


第4図 带状平均東西風の最大値と加熱率の関係。実線はGCMによる結果, 破線はSchoeberl and Strobel (1978) による二次元モデルの結果。a) 12月, b) 1月, c) 2月。

常に大きなレスポンスが得られることがわかった。最大風速について二次元モデルの結果と比較すると加熱率が90%以上の場合にはその差は小さいが加熱率が80%以下の場合にはGCMと二次元モデルでは大きな違いが生じてくる。この違いは二次元モデルにおいては波と平均流の相互作用の過程が含まれていないことに起因すると考えられる。事実、定在波のEP-フラックス解析の結果を見ると(第3図)、80%以下の場合波による減速が極めて大きくなっている。

このような90%以上と80%以下との違いはいわゆる成層圏の多重平衡の二つの解

いわゆる放射平均状態と力学平衡状態(Fels, 1987)に対応していると考えられる。つまり季節進行に従って一つのレジームからもう一つのレジームの遷移(Wakata and Uryu, 1987)が起こるがその起こる時期が放射加熱を変えることにより変化すると考えられる。1月では加熱率80%以下では力学解に近い状態になっているのに90%以上ではまだ放射解に近い状態にとどまっている。ところが2月になれば加熱率が90%以上でも突然昇温が起こり、70%から100%まで最大風速の差はほぼなくなってしまう(第4図C)。このように遷移が起こる時期には小さな外力の変化に対して大きなレスポンスが生じると考えられる。



第4図 続き

参考文献

- Chiba, M., H. Kida, H. Fukutani, Y. Tanaka, M. Kawahara, S. Yamada, and T. Ueno, 1986 : A simulation of seasonal change of atmospheric general circulation with a low resolution spectral model. Part I ; Calculated monthly mean fields. *Pap. Meteor. Geophys.*, **37**, 53-82.
- Fels, S. B., J. D. Mahlman, M. D. Schwarzkopf, and R. W. Sinclair, 1980 : Stratospheric sensitivity to perturbation in ozone and carbon dioxide : Radiative and dynamical response. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2265-2297.
- , 1987 : Response of the middle atmosphere to change O₃ and CO₂ - A speculative tutorial., in *Transport Processes in the middle atmosphere*, G. Visconti and R. Garcia (eds.), pp 371-386, Reidel Publisher, Dordrecht, Netherland.

- Kiehl J. T., and B. Boville, 1988 : The radiative -dynamical response of a stratospheric-tropospheric general circulation model to changes in ozone. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1798 – 1817.
- Klenk, K. F., P. K. Bhartia, E. Hilsenrath, and A. J. Fleig, 1983 : Standard ozone profiles from balloon and satellite data sets. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **22**, 2012 – 2022.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen, 1974 : A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118 – 133.
- Plumb, R. A., 1989 : On the seasonal cycle of stratospheric planetary waves. *Pure Appl. Geophys.* **130**, 233 – 242
- Shibata K., and T. Aoki, 1989 : An infrared radiative scheme for the unmerical models of weather and climate. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14923 – 14943.
- Schoeberl, M. R, and D. F. Strobel, 1978 : The response of the zonally averaged circulation to stratospheric ozone reductions, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1751 – 1757.
- Wakata, Y., and M. Uryu, 1987 : Stratospheric multiple equilibria and seasonal variations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 27 – 42.
- Yoden, S., 1989 : An illustrative model of seasonal and interannual variations of the stratospheric circulation. *J. Atmos. Sci.*, submitted.

海水の年々変動

加納裕二*，佐藤清富*

1. はじめに

海水域の自然は厳しく、海水状況の観測は初めは沿岸や船舶からの目視によって行なわれ、その後航空機やレーダを用いたりリモートセンシングの手法が取り入れられるようになった。しかし海水状況の全球的な把握は、極軌道衛星による地球観測によって初めて可能になり、そのデータが1970年頃から蓄積され、気候調査に利用されるようになっていく。

海水の変動はつぎのような観点から気候との関係が注目されている。①CO₂等による温暖化の影響は、海水域のある高緯度で大きいと考えられていること。②高緯度における気象観測データは少なく、海水域の変動が気候のモニターになる可能性があること。③海水域の変動は、アルベドや潜熱、顕熱のフラックスといった熱収支に重要なパラメータを変化させ、気候に大きな影響を与えると考えられること。④高緯度の温暖化が進めば、グリーンランドや南極の水河や氷床が融解し、海面水位を上昇させる可能性があること。

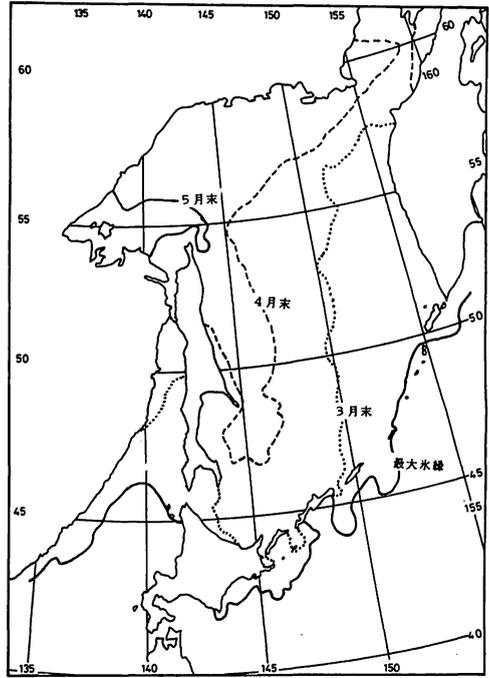
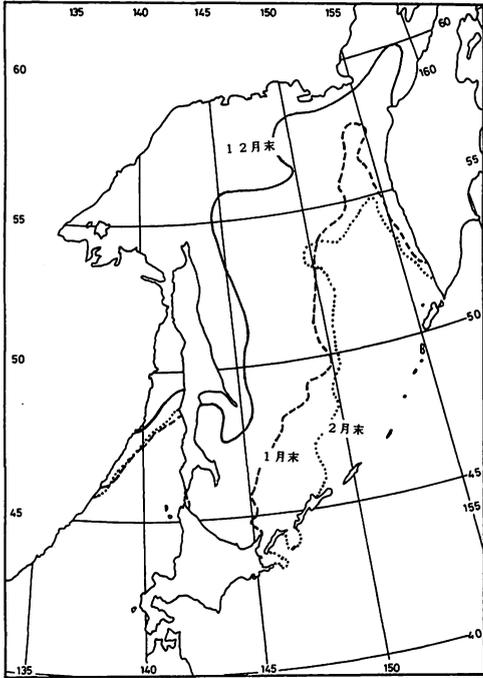
気象もしくは気候の変動が海水に影響をおよぼして変動させる状況②はよく論じられているが、海水が気候に与える影響③については未だはっきりとした関係が示されていない(赤川, 1984)。しかし最近の気候モデルにおけるCO₂を倍増しての温暖化実験では、海水の後退域での大幅な温度上昇①と、変動する海水域の気候への影響③をはっきりと示している。ここでは海水と気候の関係を述べた最近の論文をレビューし、適宜我々の入手もしくは解析した最新データも加えながら①～③について考察する。

2. 海水データについて

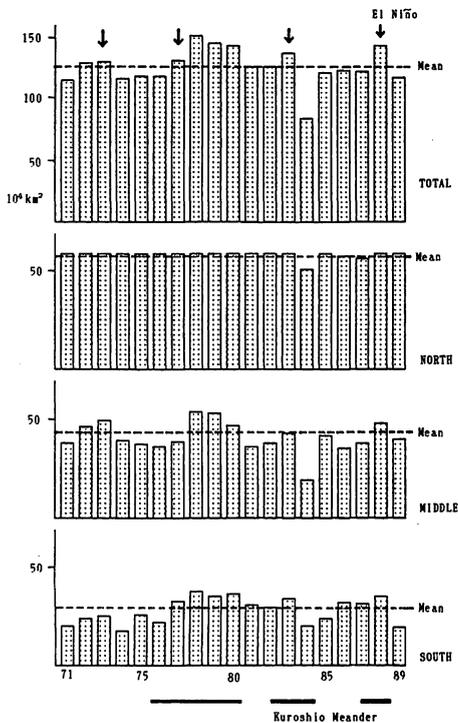
現在、気候資料に役立つような、海水データはほとんど全て衛星によるリモートセンシングによって得られたものである。海水は主に極域にあるので、赤道線上にある静止気象衛星は、オホーツク海等の低緯度にある海水域を除いては、利用することができない。主に利用されているのは極軌道衛星 NOAA, NIMBAS-7, DMSP などで、特に後者の2つの衛星には受動型のマイクロ波センサーがあり、雲があっても観測できること、多チャンネルのデータを解析することにより海水の発達過程を推定できる利点があり、データ処理のアルゴリズムを開発することにより、マニュアル解析なしの計算機処理だけによって海水データベースが作成される。

気候資料として利用できるほど長期間のデータは、まだほとんどそろっていないが、気象庁では1971年以降の毎年12～5月の間の半月毎にオホーツク海のデータが、NOAAでは1972年以降毎週

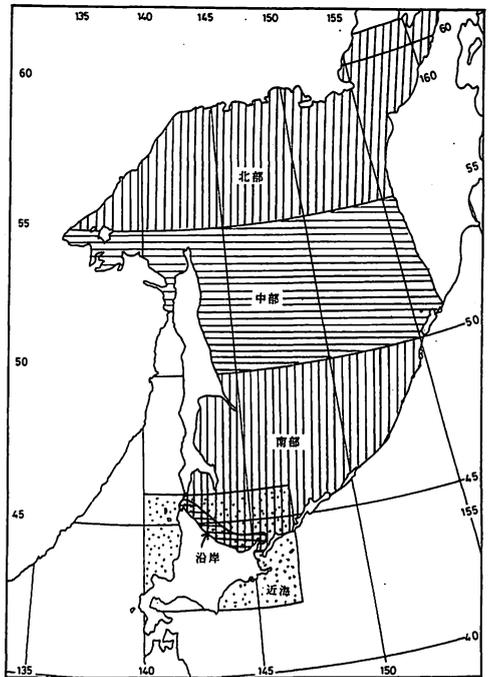
* 気象庁海上気象課



第1図 オホーツク海の各月末の海水の年平均分布と最大の海水縁。統計期間は1977/78-86/87。



第2図 オホーツク海の全域および北部、中部、南部の年最大海水面積の経年変化。オホーツク海の区分は第3図に示す。



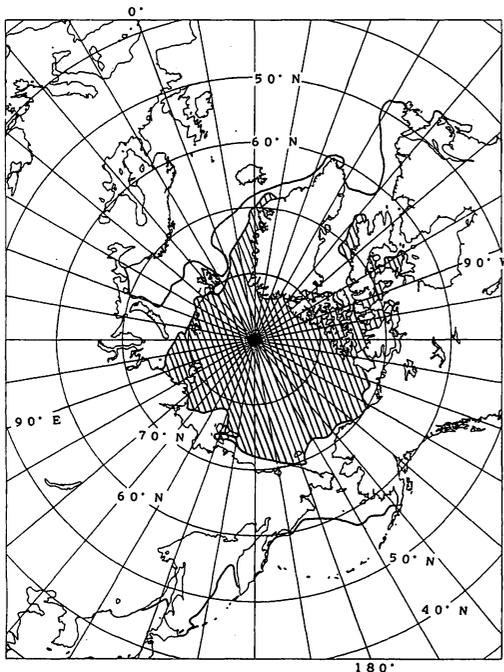
第3図 オホーツク海の北部、中部、南部、近海および沿岸の海域区分。

の全球データが、保存されている海水図からデジタル化されて、気候調査のために利用できるようになっている。WMOが中心になって、海水のデジタル化のための国際フォーマット(SIGRID)等も定められ、世界各国の海水資料が世界雪氷データセンター(アメリカ、ボルダー市のコロラド大学とソ連、レニングラード市の北極南極研究所)に収集、保存されることになった。気象庁でもこの計画に参加し、デジタルデータを提供するとともに、NOAAの全球デジタルデータ(1972-1987)の提供を受けた。全球の海水の変動の研究にはほとんどどこでもこのデータが利用されている。

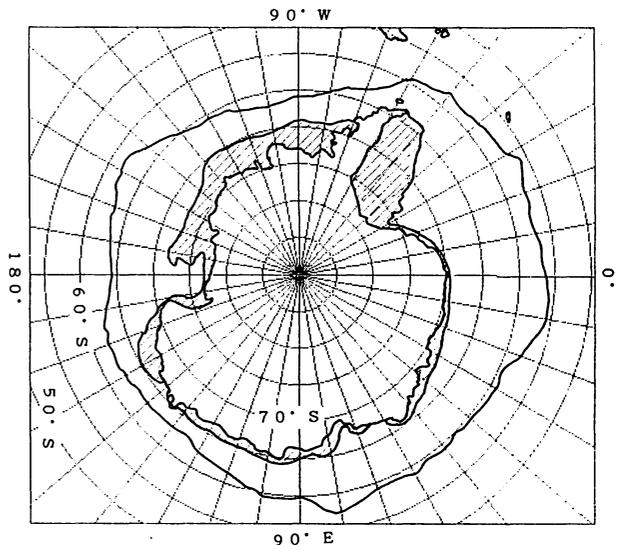
3. 海水の年平均分布と経年変動

オホーツク海の各月終わりの海水の年平均分布と最大の海水縁を第1図に示す。オホーツク海全域およびその北・中・南部に海水域を区分したとき(第3図)の年最大海水面積の経年変化をエルニーニョと黒潮大蛇行の期間とともに第2図に示すが、時間とともに一方的な変化はみられない。しかしエルニーニョのときには、面積は大きくなる傾向にある。1988/89年冬季には暖冬の影響による南部の海水面積の縮小があった。

また北半球と南半球の3月と9月の年平均分布を第4図と第5図に示す。北半球の3月に海水が見られるのは、北極海全域と太平洋側では、オホーツク海、ベーリング海、日本海、ボツ海、大西洋側では、カナダ東岸からグリーンランドの東岸とバルト海、ボスニア湾である。海流の影響によりアラスカの太平洋岸や大西洋ヨーロッパ沿岸では、冬でも海水がみられない。また大西洋側では夏



第4図 北半球の平常の3月(外側実線)と9月(斜線域)の海水分布。(NOAAの資料による)。



第5図 南半球の平常の3月(斜線域)と9月(外側実線)の海水分布。(NOAAの資料による)。

と冬の差が太平洋側に比して相対的に小さい。南半球では、南極大陸の周りが全て海になっているので、海水の季節変動は北半球に比して単純である。Arkin (1989) による北・南半球の海水面積偏差の経年変化を第6図に示すが、年とともに一方的に変化している様子はみられない。

4. 気象が与える海水への影響

海水は風による運動や大気との熱交換による生成・消滅によりその分布を日々変化させており、海水の年々変動の大きな部分は気象に支配されている。

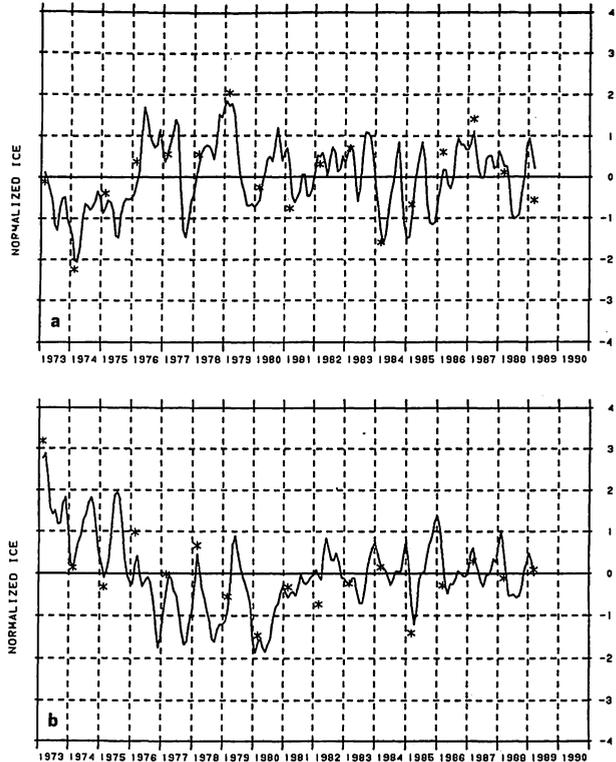
その1例としてオホーツク海とベーリング海の海水の年々変動をみると、両者の関係は第7図に示すようにならかなりよい逆相関の関係にあ

る。このような別々の海域の海水が相応した変動を持つのは、広範囲にわたる気象の場、特にそれによってもたらされる風の間が原因となっていると考えられる。海水の分布が全く異なっているときの地上気圧配置(第7図)は明らかに対照的な分布をしており、海水の変動が気象の間によってもたらされていることがわかる。

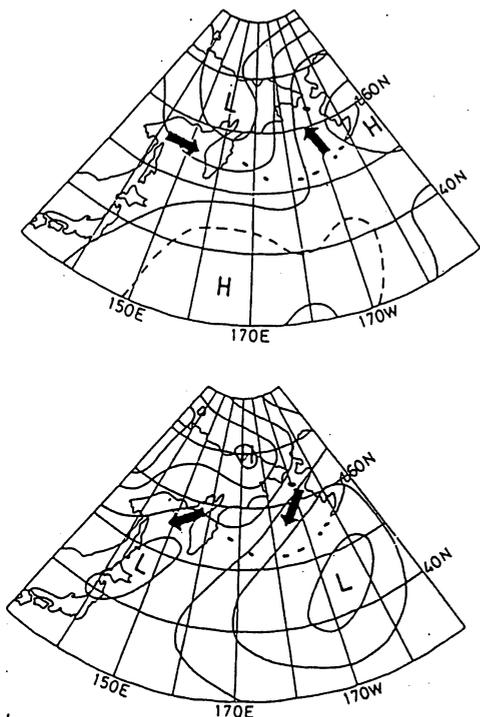
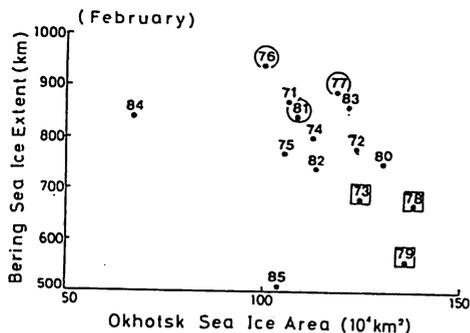
また、北半球の海水面積について、北極圏の平均気温との相関が Walsh and Johnson (1979) により示されているが、同時もしくは半年程遅れて相関が高くなっており(第8図)、気象に対し緩やかに追隨していることがわかる。海水が気象に強く支配されていることから、十分な気象データ入手できない海域の気象状況、あるいは広い範囲の長期的な気候変動をモニターする際には海水の分布が有力な指標となろう。

5. 海水が気候におよぼす影響

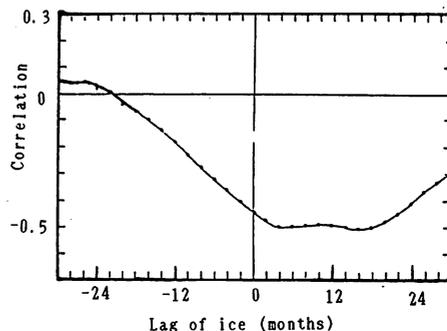
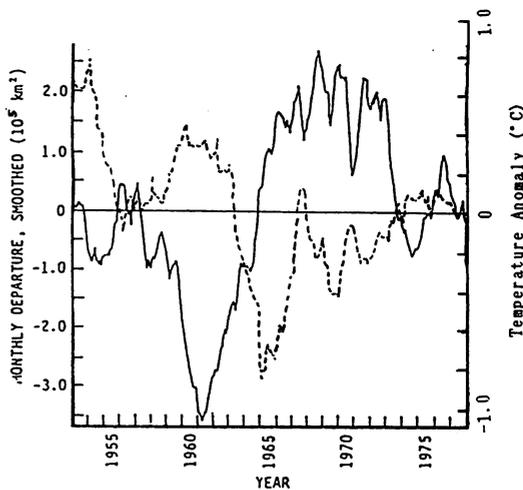
海水の存在は地球の熱収支および大気と海洋の熱交換に多大な影響をおよぼす。太陽の可視光の反射率は海水面の約0.1に対し、海水面は0.6-0.8と非常に大きい。また海水は海洋と大気間の熱および水蒸気交換を数10分の1にも減少させる断熱材のふたとしての役割を果たす。このため海



第6図 全球の海水面積の年平均偏差の経年変化。実線は3か月移動平均、*は2月の値。上段は北半球で下段は南半球。(Arkin, 1989)

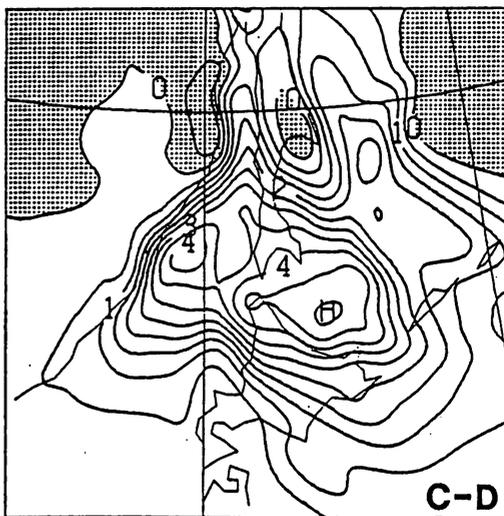


第7図 オホーツク海とベーリング海の海水面積の相関と典型的な分布を示したときの地上気圧偏差図（12～2月の平均）。上段：1973, 78, 79年（相関図中□），下段：1976, 77, 81年（相関図中○）。



第8図 北極圏の海水面積（上図：実線）と月平均地上気温（上図：破線）の年平均偏差（ともに24か月移動平均）および両者のラグ相関係数（下図）。（Walsh and Johson, 1979）。

1985 1 24 0 24 PSEA



第9図 微格子モデルにおいてオホーツク海に海水が存在するとき、その海水を海水におきかえた時の24時間後の面気圧の差（0.5 mb 毎の等値線）。海水の存在により北海道西の近海に低圧部が生じ、オホーツク海側の近海は高圧部となる。（永田, 猪川, 1988）。

水域の変動が気候に影響をおよぼすことが予測されるが、最近の海水域の変動が全球規模の気候に顕著に影響しているという事実は確認されていない。しかし低気圧の進路や、沿岸の気候といったスケールの現象におよぼす影響は幾つか確されている。

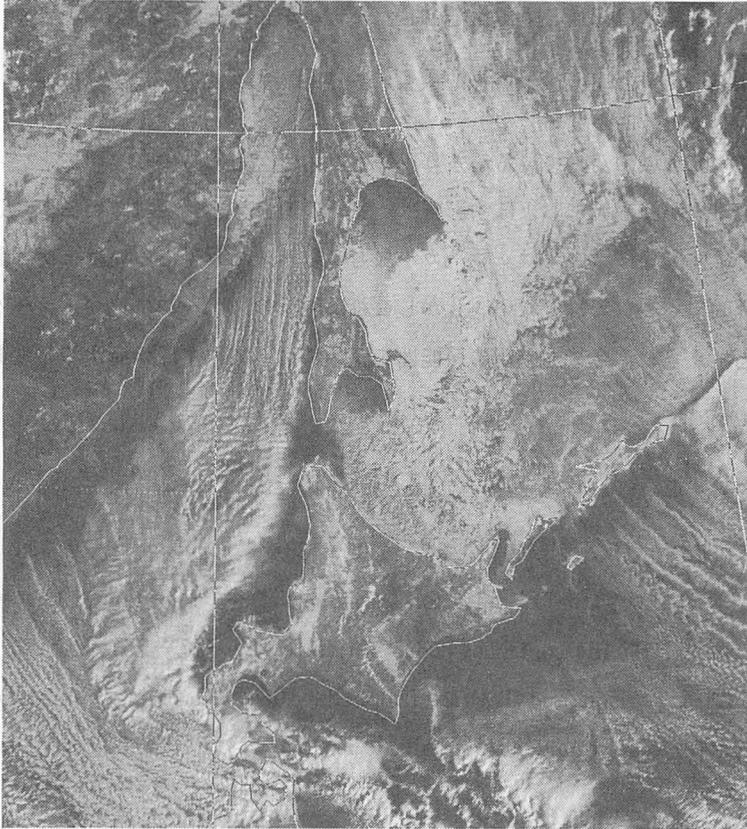
Ross and Walsh (1986)によると、海水および積雪域の縁辺部では南北の温度傾度が強まるため低気圧は発達を強め、また縁辺部に沿った進路をとるようになることを示した。ただし、この傾向はアメリカ北東部と北大西洋においては顕著であったが、北太平洋では小さいという結果であった。

また北海道の西岸海域では、冬季に小低気圧が発生し豪雪をもたらす。この低気圧の発生の主因は上空への強い寒気の流入にあるが、オホーツク海南部の海水も影響していることが、永田・猪川(1988)の数値実験によって示された。第9図は地上気圧の24時間後の予想結果について、海水の有無による差を示したものである。この結果によると、海水が存在するときオホーツク海は地上気圧が高まり、北海道西岸海域では気圧が下がって小低気圧発生の条件を強めている。実際に年々の海水の有無によって小低気圧の発生数が変動していることは、稚内と札幌の850mbのシアーを調べた増淵・大窪(1989)によって示唆されている。

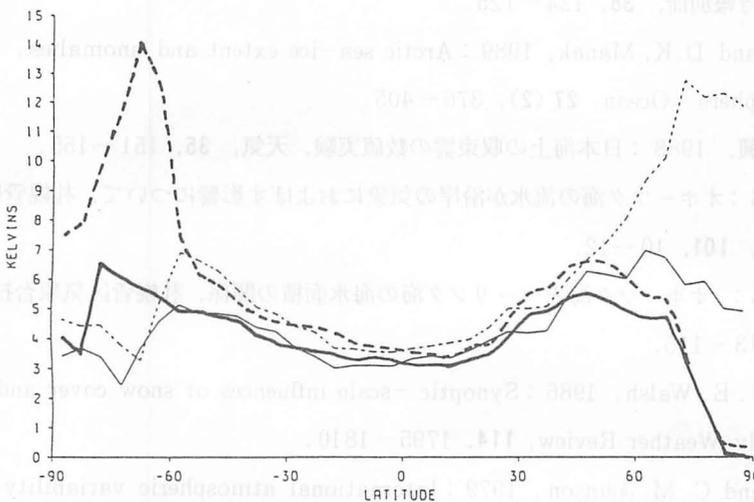
局地的な沿岸地域の気象への影響は比較的顕著に現われる。北海道のオホーツク海側地方での海水の到来による気象の変化は、尾形(1976)の事例解析および佐藤(1983)の統計解析によって示された。これらの結果は海水が存在すると気温が低下する他、風速が弱まり、雲量と降水量がやや減少することを示している。このことは、第9図の数値計算による水野上での高気圧の発達とも対応している。

以上のような海水と北海道付近の気象との関係を示す実例として、第10図に静止気象衛星「ひまわり」による画像を示す。この画像には間宮海峡から北海道西岸にかけての海面上に帯状雲が発達し、小低気圧となって曲線を描き函館方面にのびている様子が確認できる。それとは対照的に北海道および海水上は晴天域で、安定した大気状態が形成されている。北冬季節風による筋状の雲は海水上を通り過ぎて太平洋に出てから発達しており、海水上では水蒸気の供給が妨げられていることを示している。

全球的な気候におよぼす海水の影響が不明確なものとなっているのは、海水の年々変動から影響される気候の変動が小さく他の大きな変動の中に埋もれているためと考えられる。しかしCO₂等による温暖化が海水域を大きく減少させるような場合には、その影響が明瞭なものとなることが気候モデルの研究によって示されている。Ingramら(1989)は、気候モデルにおけるCO₂を2倍にしたときの温暖化した気候状態の海水のフィードバックの大きさを見積った。その結果によると、温暖化が最も大きいのは南北両半球いずれの海域でも冬季の海水域の周辺部であることが示された。第11図によると、温暖化により海水域が後退する海域では他の領域に比べ2倍程度の大きな昇温を生じている。また雲や水蒸気の効果を含め惑星アルベドの減少は、海水域の後退による海面アルベドの減少の1/6程度であることが示された。ただしこのモデルには海洋循環が考慮されてい



第10図 静止気象衛星「ひまわり」による北海道・オホーツク海の可視画像（1988年2月16日）。北海道のオホーツク海沿岸に達する流水野がある。北海道の西岸には帯状雲があり、太平洋側には筋状の雲がみえる。



第11図 CO_2 を2倍にしたときの、緯度毎に平均された気温の上昇。実線は海水分布に気候値を入れたとき、破線は海水の分布も計算するとき。細線は12, 1, 2月の平均、太線は6, 7, 8月の平均。(Ingramら, 1989)。

いのでさらに詳細な議論には海洋と大気を結合したモデルが必要となろう。

6. むすび

現在までの全球の海水域の変動を見るかぎり、年とともに次第に減少しているといった変動は観測されていない。気象が海水域におよぼす影響は、多くの論文で述べられているが、逆に海水域が気象・気候におよぼす影響については、ローカルなもの以外未だ仮説あるいはモデル計算の段階に留っており、実証的に示されてはいない。しかしこれは現象のスケールに比べ、データの蓄積が不足しているためと考えられ、今後も上記の可能性を念頭において、全球の海水域の変動に注意を払う必要がある。

参考文献

赤川正臣, 1984 : 海水と気候, 測候時報, **51**, 411—438.

Arkin, P. A., 1989 : The global climate for December 1988—February 1989 : Cold episode in the tropical Pacific continues. *Jour. Climate*, **2**, 737—757.

Ingram, W. J., C. A. Wilson and J. F. B. Mitchell, 1989 : Modeling climate change ; An assessment of sea ice and surface albedo feedbacks, *Jour. Geophys. Res.*, **94 (D4)**, 8609—8622.

尾形哲, 1976 : オホーツク海における海水の生成と気象・海象との関係について(I), (II), 海と空, **51**, 121—141, **52**, 7—34.

増淵美彦, 大窪浩, 1989 : 北海道西海上の風速シアの形成と流水の関係について, 札幌管区気象台技術時報別冊, **38**, 124—126.

Mysak, L. A. and D. K. Manak, 1989 : Arctic sea-ice extent and anomalies, 1953—1984, *Atmosphere—Ocean*, **27 (2)**, 376—405.

永田雅, 猪川元興, 1988 : 日本海上の収束雲の数値実験, 天気, **35**, 151—155.

佐藤清富, 1983 : オホーツク海の流水が沿岸の気象におよぼす影響について, 札幌管区気象台技術時報, **101**, 10—12.

佐藤清富, 1985 : オホーツク海とベーリング海の海水面積の関係, 札幌管区気象台技術時報別冊 **35**, 113—115.

Ross, B. and J. E. Walsh, 1986 : Synoptic-scale influences of snow cover and sea ice. *Monthly Weather Review*, **114**, 1795—1810.

Walsh, J. E. and C. M. Johnson, 1979 : International atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic sea ice extent. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 6915—6928.

GMSによる雪氷のモニター

佐々木 秀 行*

1. はじめに

数値予報モデルの地表面の物理過程の取り扱いがより精緻なものとなり、アルベドなど地表面の状態を表すパラメータのデータセットの重要性が増してきている。地表面に関するデータセットを全球規模で作成するためには、衛星による観測が不可欠である。GMSは既に10年以上もアジア・オセアニア地域を観測し、また今後も同地域の観測を継続する。この間に取得した膨大なGMSのVISSRデータを整備することでこの地域のより詳細な地表面のパラメータのデータセットを作成することが可能である。

地表面のパラメータとして最も基本的なものの一つがアルベドである。晴天時の地表面のアルベドは時間的、空間的に変化しており、その変化の要因として、太陽天頂角、植生、土壌等様々な要素が考えられるが、その中でも最も大きいのが雪氷の有無である。そこで、アルベドのデータセットを作成するのに当たり、GMSの可視データから雪氷域の分布を推定することを試みた。

現在、利用可能な全球規模の雪氷観測データとしては、NOAA/NESDISが気象衛星NOAA、GOESおよびMETEOSATのデータをもとに週1回発行する北半球積雪分布図がある。GMSが対象とする領域は、オホーツク海を含むユーラシア大陸の東側であり、NESDISの分布図の極域を除く領域の約3分の1の部分に相当する。

2. データ

アルベドのデータセット作成のために用いたデータの概要を第1表に示す。GMSの可視センサーが測定するのは、太陽・地表面・衛星のそれぞれの相対的な位置関係に依存する反射率であり、その測定した反射率は、絶対値として意味を持つ較正がなされたものではない。GMSデータから

* 気象衛星センター

用いたデータの概要

期 間	1987年3月～1988年12月
画 像 時 刻	00, 03, 06, 09, 21 UT の画像
領 域	北緯60度～南緯60度 (0.25度毎) 東経80度～西経160度 (0.25度毎)
格 子 点 数	230, 400 (480×480)
デ ー タ	緯経度0.25度区画内の可視データの平均値を COS(太陽天頂角)で割ったもの
雲 の 除 去	時系列化処理により、低アルベドを選別 ・ 格子点毎 ・ 画像時刻毎
晴 天 放 射	雲を除去後、旬平均した値(日変化の最小値)
雪 の 識 別	与えられたしきい値より高いアルベドをもつ

地表面のアルベドを求めるためには、こうした要素を考慮していくつかの補正をしなければならない。しかし、ここで議論する値はこうした補正をしない GMS の測定する反射率である。そのため「雪氷のアルベドあるいは反射率がいくらか」という絶対値の議論はできない。この点を留意してほしい。

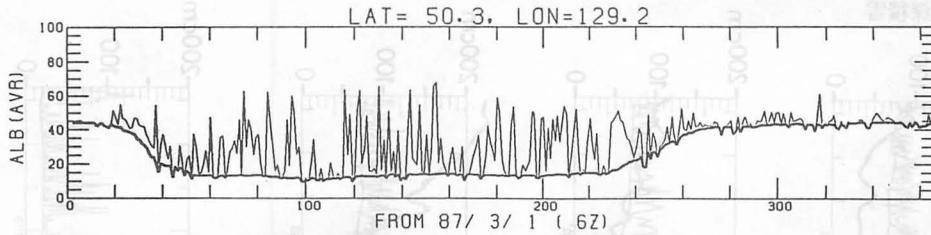
GMS-3 の可視センサーのフィルター特性は 0.6 ミクロン付近にピークを持つ。この波長帯では雲と雪氷の反射特性が類似しているため、可視データから単純に両者を区別するのは困難である。ここでは、雲と雪氷の識別を行うため、雲域は短時間で移動するのに対して雪氷域の時間的変化は小さいことを利用して、以下の方法で雲を除去した。

- ①緯経度 0.25 度区画毎の平均反射率を COS (太陽天頂角) で割って、正規化反射率 (A) を計算する。
- ②各観測時間帯 (00, 03, 06, 09 および 21 UT) 毎に、正規化反射率 (A) を時系列化する。
- ③時系列化したデータに次のフィルターをかける。
 - a) ある期間 (31 日) の正規化反射率の最低値の次に低い値 (A_{MIN2}) を求める。
 - b) しきい値 ($A_{MIN2} + 5.0\%$) を設定し、それより高いものを雲データ、低いものを晴天データとみなす。
 - c) 雲データが 8 日以上継続する場合は、前後の晴天データのうち高い方を 7 日毎に設定し、晴天データが長期間欠落しないようにする。
 - d) b) の晴天データと c) で内挿した晴天データのみを用いて、ある期間 (31 日) で移動平均しその値を晴天反射率の推定値 (A_{CLR0}) とする。
 - e) さらに、低反射率部の異常データを除去するために、しきい値 ($A_{CLR0} - 20.0\%$) を設定し、その値よりよい低い可視データをノイズデータとみなす。
 - f) e) のノイズデータを除き、再度 d) の移動平均を行って、その値を晴天反射率 (A_{CLR}) とする。
- ④③で求めた晴天反射率から観測時間帯毎に旬平均値を計算し、さらに日変化を考慮して、5 回の観測時間帯の旬平均値うちの最低値を旬平均晴天反射率 (\bar{A}_{CLR}) とする。

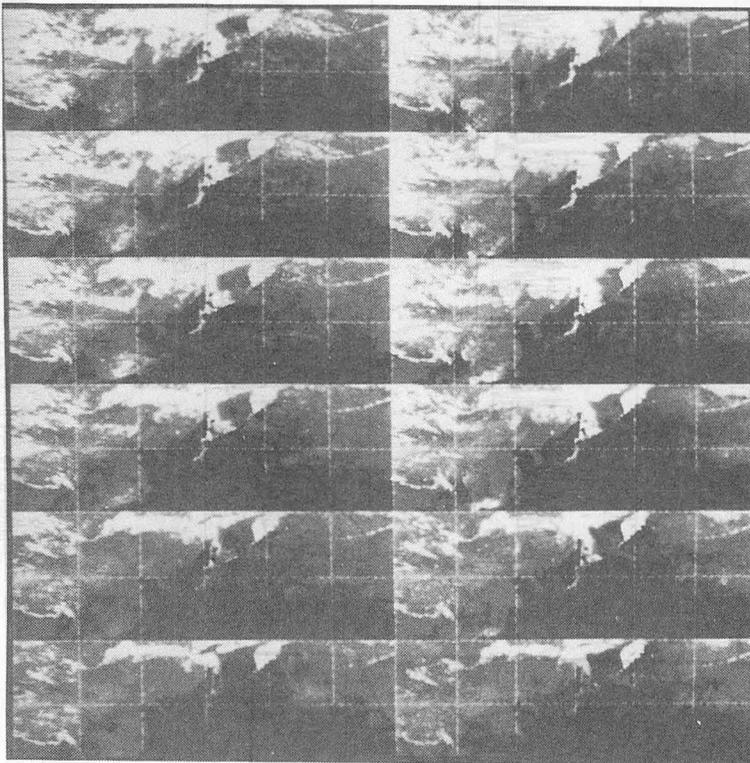
第 1 図は、北緯 50.3 度、東経 129.2 度の地点における 1987 年 3 月から 1988 年 2 月の 06 UT の正規化反射率 (A) と晴天反射率 (A_{CLR}) を示したものである。

3. 3 月～4 月のユーラシア大陸東部の積雪域の変動

第 2 図には、1987 年 (左) と 1988 年 (右) の 3 月～4 月の旬平均晴天反射率 (\bar{A}_{CLR}) の分布を示す。領域は、北緯 20～60 度、東経 80～西経 160 度である。晴天反射率に対する白黒の濃淡の与え方は経験的に決めたもので、海岸線と雪線を強調し、海上、雪氷のない陸上および雪氷域を



第1図 正規化反射率（細線）と晴天反射率（太線）の例。
 場所は北緯 50.3 度，東経 129.2 度。
 期間は 1987 年 3 月～1988 年 2 月の 06 UT。

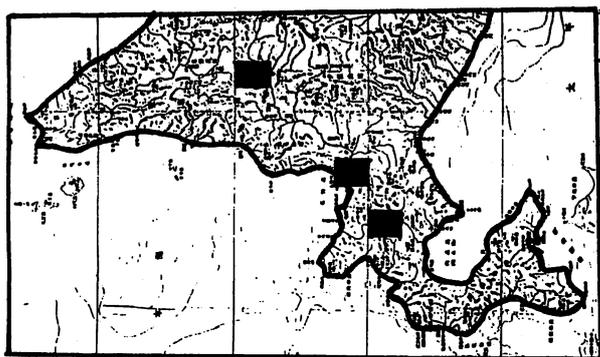
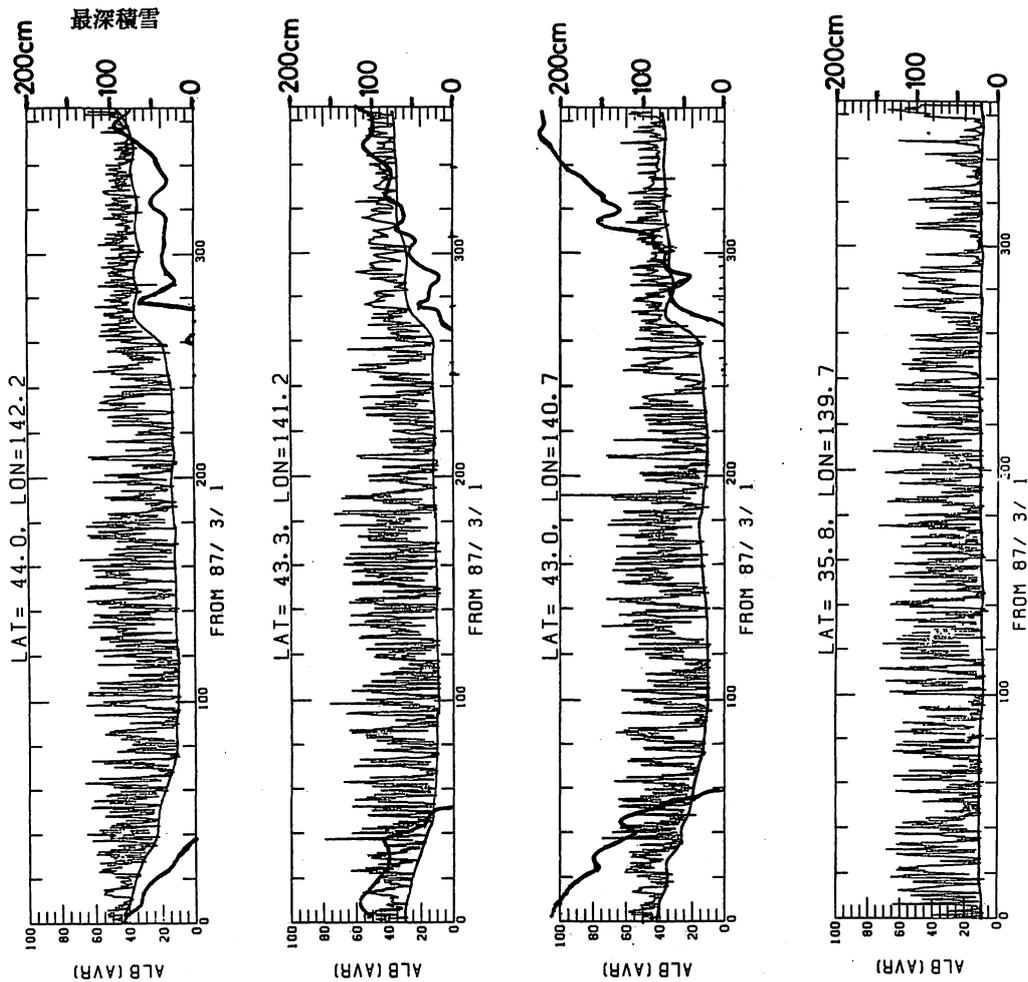


第2図 1987 年（左）と 1988 年（右）の 3 月～4 月の旬平均晴天反射率の分布。
 領域は北緯 20～60 度，東経 80～西経 160 度。
 白は高い晴天反射率を，黒は低い晴天反射率を示す。

容易に識別できるようにしている。強調方法は 12 旬すべてに共通したものである。雪氷状態の判別は、本来は地域的、時間的な特徴を考慮したしきい値で行うべきであるが、ここで示す雪線はあくまで旬平均晴天反射率を経験的に強調した結果のものである。

第 2 図から、晴天反射率は実際の地球表面の状態をよく表していることがわかる。ただし、アリューシャン列島付近には、除去しきれない雲の影響が残っており、この付近の海上の反射率は積雪のない陸上と同程度となっている。また、中国の南部にも除去しきれない雲の影響が残っている。

雪氷域と考えられる晴天反射率の高い領域は、中国の北部からシベリアへかけての領域、帯状の



第3図 正規化反射率(細線)と最深積雪(太線)の比較。
 低反射率部分の「包絡線」はフリーハンドで引いたもの。
 場所は上から、旭川、札幌、倶知安および東京。
 期間は1987年3月～1988年2月。

ヒマラヤ山脈、オホーツク海、カムチャッカ半島、日本列島に見られ、時間の経過と共に徐々の減少しており、第2図からユーラシア大陸東部の融雪の様子がわかる。1987年と1988年の雪水域の分布および融雪状況の違いをみると、3月上旬は1988年の方の雪水域の分布がやや広いようであるが、4月下旬には逆に1987年の方がやや広がっており、1988年の融雪がより早く進んだと推定できる。

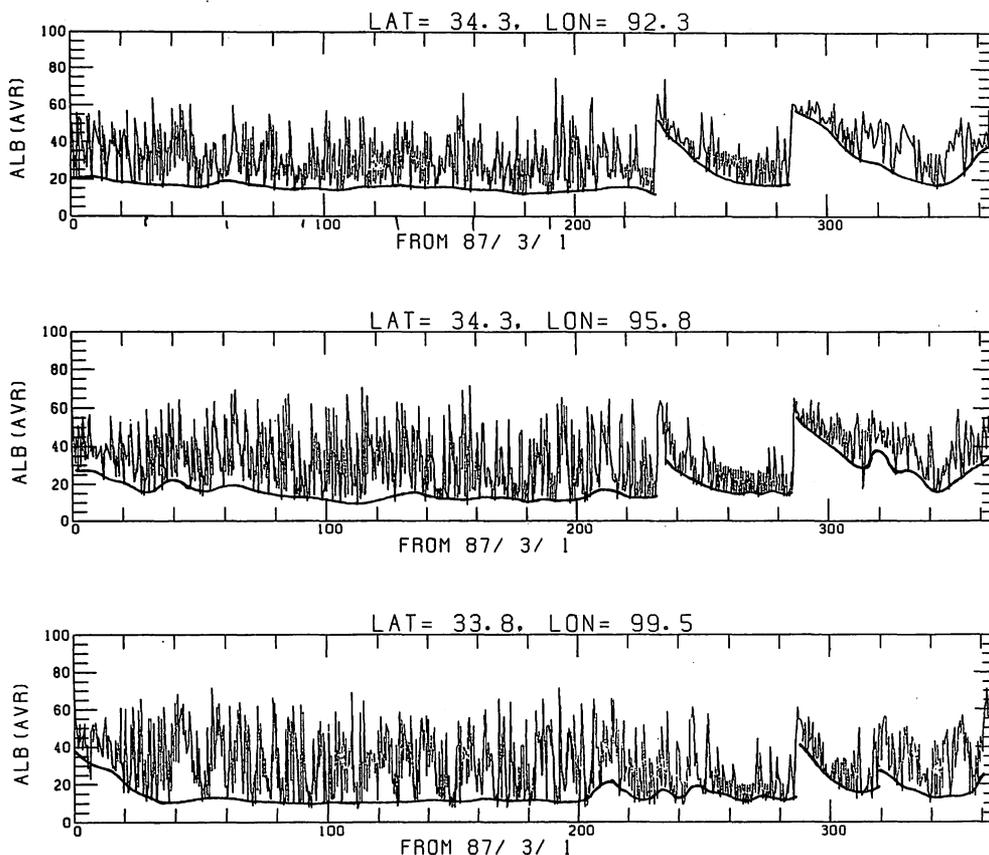
4. 地上観測との比較

GMSの可視データと地上における積雪観測データとの関係を見るために、北海道の3地域で、1987年3月～1988年2月までの1年間の正規化反射率と最深積雪を比較した。場所は第3図の北海道の地図上で黒く塗り潰した領域で、これらの領域内に地上観測点が含まれている。また、積雪のない地域として、東京付近の正規化反射率の変化の様子も同時に示す。

第3図から、積雪がない東京付近の晴天反射率は年間を通して約10%と一定であるのに対して、北海道の3地域の晴天反射率は冬季が夏季に比べて高く、積雪によるものであることがわかる。また、積雪の開始あるいは終了の時期も、夏季にはほぼ一定である晴天反射率が系統的に変化する時点を見つけることで推定が可能である。第3図の3地域の場合、地上観測での積雪の開始あるいは終了の時期とは必ずしも一致していない。札幌では、GMSと地上観測とはよく一致しているのに対して、旭川では、GMSで推定する積雪期間のほうが地上観測のものより長い。また、倶知安では、積雪の開始時期は両者に差はないが、終了時期については、GMSから推定される時期が遅くなっている。

こうしたGMSによる積雪の推定と地上での実測との差異の原因は、地上観測が「点」の測定であるのに対して、ここで用いたGMSデータは緯経度0.25度区画の「面」の平均値だからである。つまり、都市部、平野部あるいは山間部で積雪状態が異なる場合、一般的な地上観測は都市部での積雪状態を代表しており、一方、GMSのデータはこうした地形的ばらつき、雪の古さを含めた平均的な積雪状態を代表しているからである。

チベット高原は大気の大循環に大きな影響を及ぼす地域であるのにもかかわらず、地上観測の空白地帯となっている。GMSからのこの地域の詳細な積雪データの抽出は、地上観測の補足手段ともなりうる。第4図は、チベット高原の3地域における、1987年3月～1988年2月までの1年間の正規化反射率である。これらの地域の地上観測データがないためGMSデータによる推定であるがチベット高原での積雪状態は、日本付近のものから想像するものとはかなり掛け離れていることが分かる。



第4図 チベット高原における正規化反射率の変化
 低反射率部分の「包絡線」はフリーハンドで引いたもの。
 期間は1987年3月～1988年2月。

5. まとめ

GMSによる雪氷のモニターは、晴天反射率が相対的に高い地域を積雪域あるいは水域とみなすことにより行われる。この晴天反射率はある面積の平均値であるため、ここで紹介したGMSによる雪氷データは、部分的な冠雪あるいは雪の古さに関する情報をも含んでいる。また、空間分解能も緯経度0.25度区画と、大陸規模の領域を対象としたものとしては非常に細かい。こうした特徴は従来のNOAA/NESDISの積雪分布図が積雪の有無を示す0又は1の情報でしかないのに対して、雪氷データの利用のすそ野を広げるものと考えられる。

ただし、問題点として、(1)積雪深が分からないこと、(2)雲域を積雪域に誤認する可能性があること、(3)積雪域として識別するためのしきい値が必要でその値が時間と場所で変化しうるなどがある。積雪深が分からない点については、測定の原理的な問題であるため対処できないが、雲との誤認あるいはしきい値の設定については、晴天反射率および地表面のアルベドデータの気候値を整備することでできる限り対処する計画である。その際、今回は考慮しなかった、地球と太陽との距離、可視センサーの感度劣化、非等方的反射特性、これらの効果も含める予定である。

1. はじめに

本稿は気候モデルによる古気候のシミュレーションのレビューである。ほんらい、別の目的に書かれたものであるが、長期予報に関心のあるグロスベクターの読者にとっても、意義があるのではないかと思って、多少加筆の上、投稿した。最近、炭酸ガス増加による地球温暖化問題のように超長期の気候変動が社会的に大きな問題となっているが、気候が大きく変動する可能性を前にして、過去の気候の大変動について振り返ってみるのも意義あることであろう。また、気候モデルによる古気候のシミュレーションは日本で行われていないせいか、日本語による紹介がほとんどないので本稿が多少の役に立つかも知れない。

ここでは気候モデルとして3次元数値モデルを考える。気候システムは大気・海洋・植生・雪氷炭酸ガス等微量成分などから成っている総合システムであるが、大気モデルが中核であろう。歴史的にも天気予報に関連して、大気大循環モデル (Atmospheric General Circulation Model ; AGCM) が早くから1960年代に開発され、改良を重ねて現在に至っている。AGCMでは地面温度や雪は予報するが、海面温度や水床分布などは境界条件として与える。例えば、氷期のシミュレーションを行う場合、氷期の水床分布や海面温度を与えて、氷期の気候を再現することができる。また、各要素の相対的重要度も実験によってわかる。例えば、地球軌道の要素だけ変化させてその効果をみるといったことが、数値モデルの利点である。

海洋の状態がわからない場合または、海面温度や海水の変化を再現するためには海面温度を予報する必要がある。このための簡単なモデルがAGCMと海洋混合層モデル (海流は考えず熱容量のみ考慮) を結合したモデルである。この型のモデルは炭酸ガス増加に伴う気候温暖化問題に対して世界の多くの機関で使われている。我が国では唯一気象研究所で大気/海洋混合層モデルを用いて、炭酸ガス倍増実験が行われている。海面温度が気候をかなり規定してしまうことは、炭酸ガス増加実験で海面温度を現在の値のままにすると0.2-0.3℃の昇温にしかならないことでもわかる。

さらに精度を高めるには、海の大循環モデルと結合した大気・海洋結合モデルが必要である。現在ではENSOやCO₂問題を主な目標として結合モデルの開発が、世界のいくつかの機関で進められている。気象研究所でも太平洋の海洋循環モデルとの結合モデルが開発されている。

* 気象研究所・気候研究部

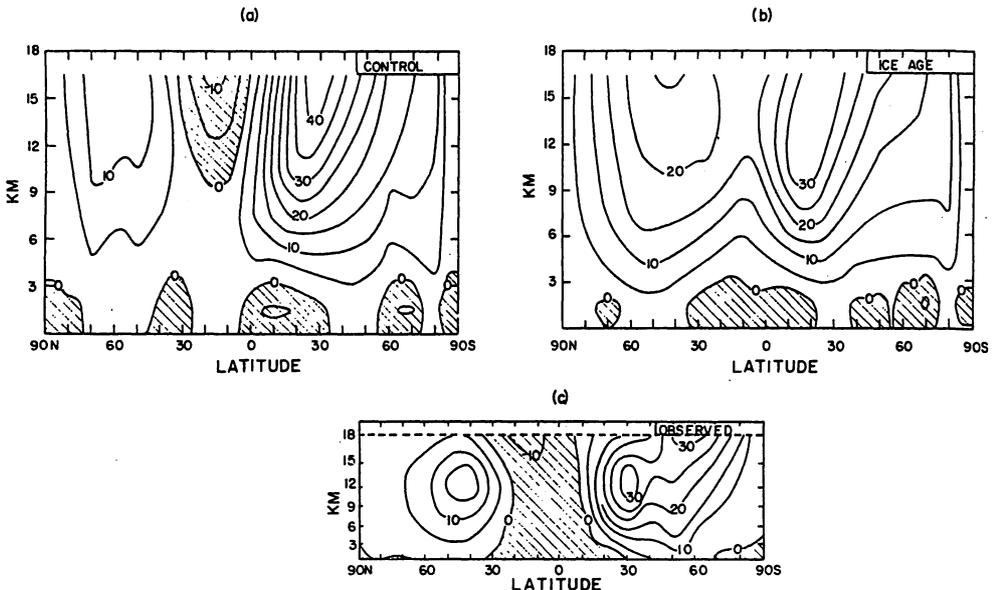
2. これまでの研究と現状

GCMを用いた古気候の研究のレビューはあまりない。Held (1982)は主にエネルギーバランスモデルによる古気候のシミュレーションに関する総合報告であるが、Manabe らのグループの仕事についても言及している。Berger (1988)はミランコヴィッチ理論と気候についての詳細なレビューを行っている。

2.1 AGCMによる氷河期のシミュレーション (初期の研究)

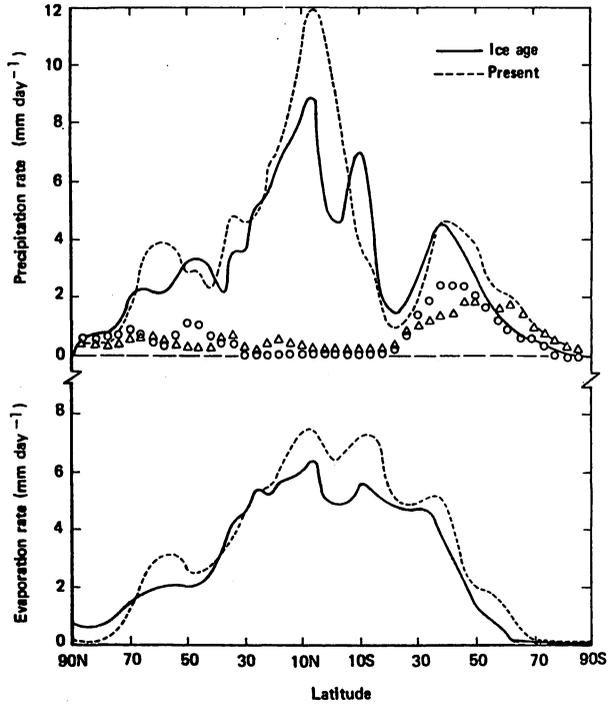
AGCMを用いた古気候のシミュレーションとしては Williams et al. (1974)が最も古いものの一つであろう。彼らはNCARのモデル ($5^\circ \times 5^\circ$, 6層)で、2万年前の最終氷期の境界条件(氷床、海陸分布、海水、海面温度、アルベド)を与えて、1月と7月の状態で積分を行い、現在の境界条件を与えたものと比較した。氷期の7月の北半球中緯度の平均東西風は現在の冬の状態と同じくらいに強くなっていた(第1図)。氷期には1月のアリューシャン低気圧、アイスランド低気圧は南に 10° 移動し、新たに東ヨーロッパ・ヨーロッパロシアに低気圧がつけられた。シベリア高気圧はあまり変わらない。低気圧活動は南に移動する。降水量はやや減少する。7月には高気圧がアジア大陸で発達し、 10°N 以北の降水量は大幅に減少し、モンスーン循環は弱まる。

Gates (1976)は後のOSU (Oregon State University) GCM ($5^\circ \times 4^\circ$, 2層)を用い、CLIMATE MAP データに基づいて18000年前の境界条件を与えて7月のシミュレーションを行った。氷期の境界条件は現在と比べると全球平均で氷床面積は2倍、海面水温は 1°K ほど低く、地表面アルベドは0.08 (現在0.14)増大している。Williams et al. (1974)の用いた境界条件とは多少異なり、



第1図 7月平均の東西風の緯度・高度断面。a) コントロールラン, b) 氷河期ラン, c) Newell et al. (1970)による観測値。(Williams et al., 1974より)

特に熱帯の海面水温の差が大きい。モデルの結果によれば、水期は全般に冷たく、乾燥化しており、特に北半球大陸上で顕著である。中緯度の西風は強まり、水床の南辺にシフトする。全球平均では地表温度は 4.9°K 低下し、雲量は36%から33%へと少し低下する。北半球の降水量は20%減少し、その減少の殆どは大陸上で起こる。第2図は帯状平均の降水量と蒸発量の分布を示している。熱帯のハドレー循環は弱まり、2/3の強さとなる。



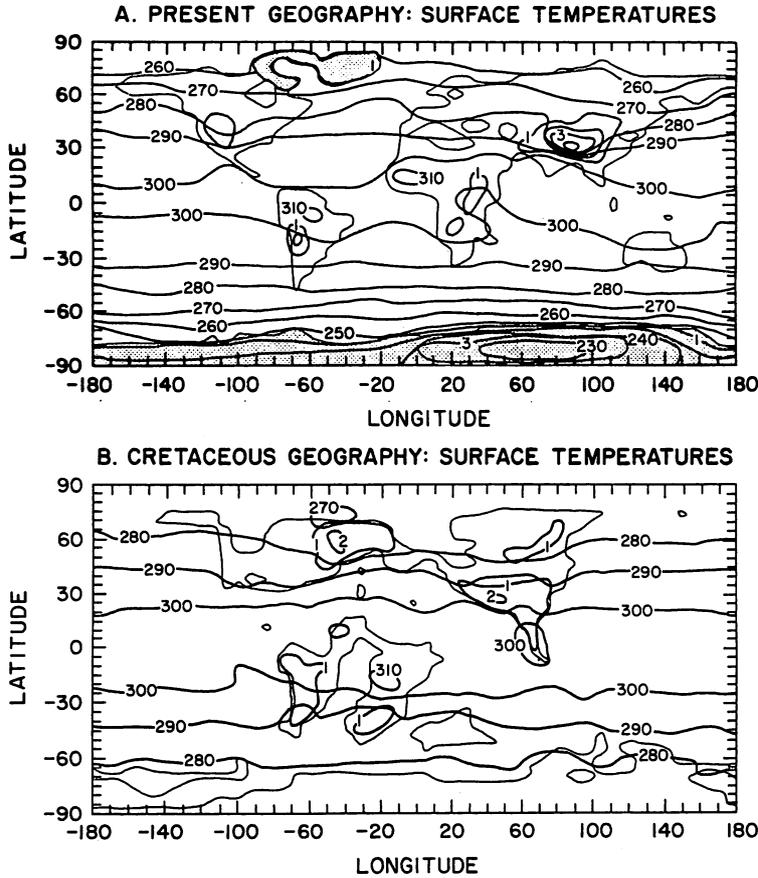
第2図 シミュレートされた水期(実線)と現在(破線)の降水量(上図)と蒸発量(下図)の緯度分布。(Gates, 1976より)

Manabe and Hahn (1977)は、Gates (1976)と同様 CLIMAP データを用い、GFDLのモデルで夏の数値実験を行った。このモデルはス

ペクトルモデルで波数は平行四辺形切断で15までとり鉛直には9層とってある。水期には熱帯の大陸は現在に比べて乾燥しているという結果を得た。大陸の乾燥化は大陸から海洋への地表付近の流れが強まる(海洋から大陸への流れが弱まる)ことによる。モンスーンは弱まる。海の効果(海面水温と海氷)と陸の効果(アルベドと氷床)を分離するために、海面水温と海氷は現在の値を用いた実験も行い、モンスーン循環には陸(アルベド)の効果が大きいことが示された。このモデルでは水期に海上で降水量が増え、熱帯の降水量は全体としては減らず、Gates (1976)の結論と異なり、ハドレー循環はかえって強まっている。異なった結果は境界条件とモデルの違いによるが、どちらが正しいかは不明である。Manabeらのモデルでは他の研究と異なり、雲量を予報せず、雲量として帯状平均の気候値を与えている。これは結果に大きく影響していると思われる。

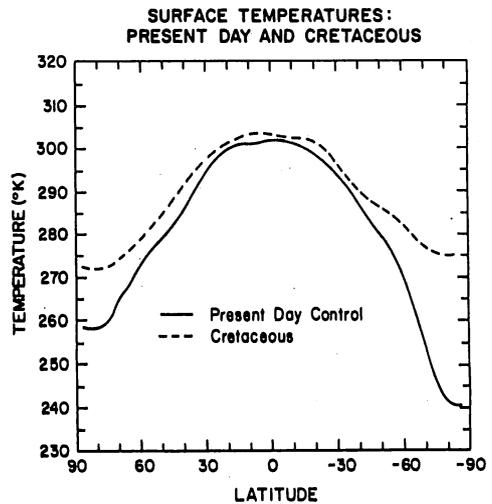
2.2 白亜期のシミュレーション

Barron and Washington (1984)は海陸分布が現在とは全く異なっていた1億年前の白亜期のシミュレーションをNCAR CCM (Community Climate Model)を用いて行った。この場合の、海洋は熱容量ゼロの湿った地面として海面温度を予報している。季節は年平均の状態を想定している。モデルによれば白亜期は全球平均で 4.8°K 暖かかった。気温の水平分布を第3図に示してある。第4図は帯状平均の気温分布で高緯度で差が大きいことが分かる。6つの実験によって山の効果や



第3図 シミュレートされた現在(上)と白亜期(下)の地表気温分布。
(Barron and Washington, 1984より)

氷床の効果を調べたところ、北半球の気候に一番影響するのは大陸の位置であり、南半球では氷床の効果も大きい。全球で4.8°Kの昇温というモデルの推定は古気候データからの推定値より小さく、炭酸ガスが白亜期に多かったことがこの差を説明するかも知れない。海陸分布は気候に大きく影響し、陸が極域にあると全球の気候は冷えることを Barron et al. (1984) は単純化したGCMで示した。最近では Oglesby and Park (1989) が白亜期の気候と周期的沈澱に対する歳差運動の効果について調べている。

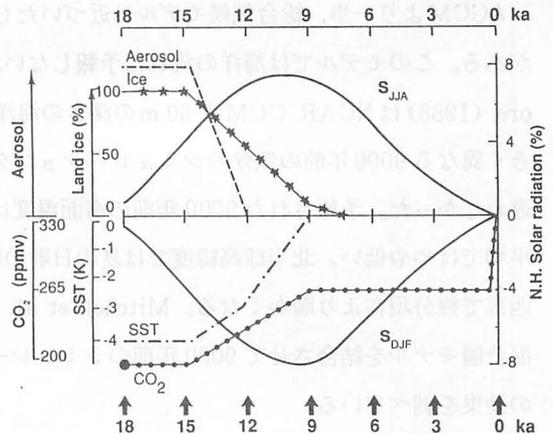


第4図 シミュレートされた現在(実線)と白亜期の帯状平均地上気温の緯度分布。
(Barron and Washington, 1984より)

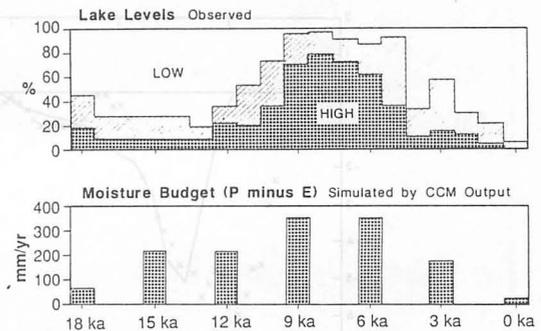
2.3 完新世のシミュレーション

(最終氷期から現在まで)

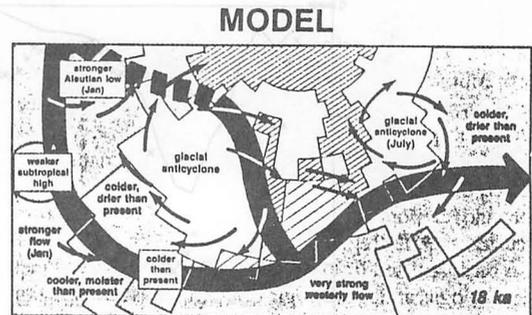
最終氷期から現在までの気候をシミュレートしようという研究が COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project) Members (1988), Kutzbach and Street-Perrott (1985), Kutzbach and Guetter (1986) によって行われている。彼らは NCAR CCM を用いて 18000 年前から現在まで 3000 年毎の境界条件で 1 月と 7 月のシミュレーションをしている。境界条件として、海面温度、エアロゾル量、炭酸ガス量、氷床および地球軌道要素の変化による日射量の変化を与えている (第 5 図)。結果は概ね、古気候データから復元されたものと一致している。結果の概要がカラーの図で原論文にあるので参照されたい。北半球の熱帯、特にアフリカやアジアでは 12000 年から 6000 年前に地球軌道要素の変化による日射量の季節変化の振幅増大のため、夏の大陸上で大陸と海洋の熱的コントラストが強まり、モンスーンが強まった。モデルでシミュレートした北半球低緯度・亜熱帯 (8.9-26.6°N) の大陸上の降水量と蒸発量の差は同地域での湖面水位の記録と良い一致をみて、9000-6000 年前に湿潤化したことが分かる (第 6 図)。最終氷期最盛期には、中緯度では北米大陸の大きな氷床のために、偏西風ジェットが氷床の北と南に分流していたことが示された (第 7 図)。南のジェットに伴う低気圧活動の活発化によって、氷期にアメリカ南西部で森林が拡大し、湖面水位が増していたことが説明される。Gallimore and Kutzbach (1989) は 9000 年前の気候に対する土壌水分の効果について調べている。土壌水分は夏の中緯度の大陸の温暖化・乾燥化に正のフィードバック効果を持つ。



第 5 図 完新世のシミュレーションに用いられた境界条件。(COHMAP members, 1988 より)



第 6 図 亜熱帯域 (8.9-26.6°N) の観測された湖水位 (上) とシミュレートされた降水量と蒸発量の差 (下) の時間変化。(COHMAP members, 1988 より)

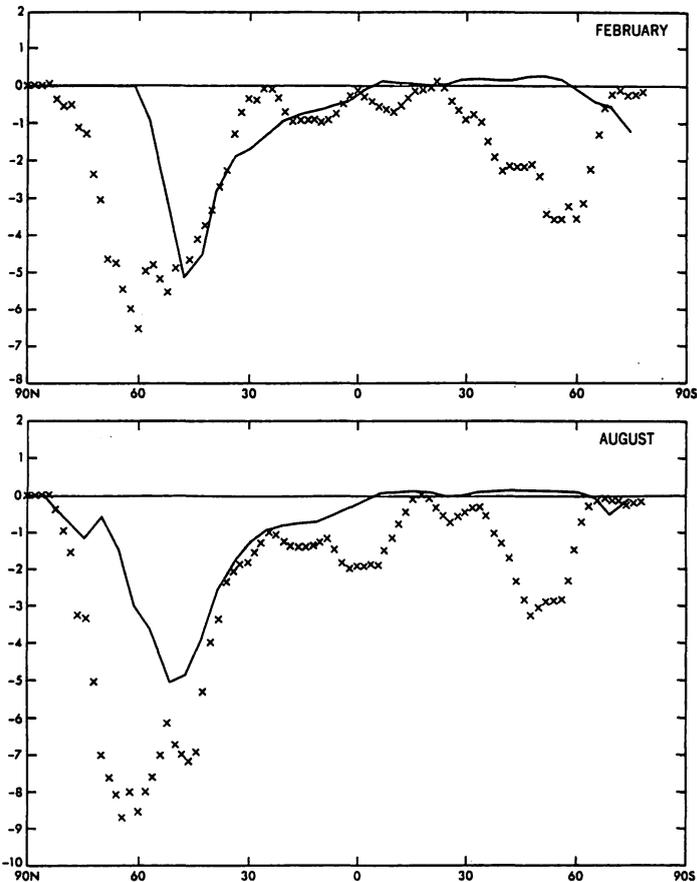


第 7 図 18000 年前のシミュレーションのまとめ。(COHMAP members, 1988 より原図の一部、原図はカラー)

2.4 大気・海洋混合層モデル

AGCMより一步、総合気候モデルへ近づいたものとして海洋混合層とAGCMを結合したモデルがある。このモデルでは海洋の流れは予報しないが海面温度は予報する。Kutzbach and Gallimore (1988)はNCAR CCMと50 mの深さの海洋混合層の結合モデルで、地球軌道要素が現在と大きく異なる9000年前の気候のシミュレーションを行った。結果は海面水温を与えたものと大きく違わなかった。予報された9000年前の海面温度は現在と余り変わらず、差は1°以下であり、全球平均ではやや低い。北半球高緯度では夏の日射の増大によって海水の厚さは減少し、冬は大陸の北西部で幾分現在より暖くなる。Mitchell et al. (1988)もUKMO (英国気象局)のモデルと海洋混合層モデルを結合させて9000年前のシミュレーションによって、季節変化とローレンタイド氷床の効果を調べている。

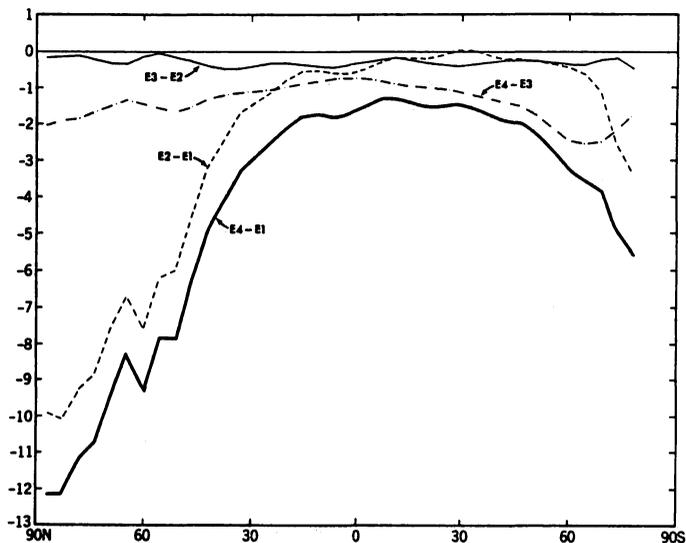
Manabe and Broccoli (1985)は前述のGFDLモデルに68.5mの海洋混合層モデルを結合させて18000年前の最終氷期の気候における大陸氷床の効果を調べた。氷期の地球軌道要素は現在と余り変わらないので、同じにしてある。この実験では炭酸ガスやエアロゾル量は現在と同じにしてあ



第8図 2月(上)と8月(下)の水床ランと標準ランの北半球帯状平均海面温度の差。現在の海面温度を横軸にしてプロットしてある。XはCLIMAPデータによる18K. B. P.の値。(Manabe and Broccoli, 1985より)

り、氷床のみ異なっている。氷床の効果のみをとりだした実験である。北半球では氷床の効果は大きく、Kutzbachらのグループが示したように、西風ジェットは氷床の南北に分流する。氷床の北のブランチに伴う寒波の流入により大西洋は冷え、海水は大きく南下し、海水も厚くなる。このモデルでは海流は無視しているので、コントロールランの海面温度および海水分布は現在のものと必ずしも一致していないが（例えば、北大西洋）、シミュレートされた氷期の帯状平均の海面温度低下量をコントロールランの海面温度に対してプロット（第8図）すると海底コアから推定される水温低下と冬は非常に良い一致を示す。夏はやや小さいものの、一致は悪くない。両季節とも海水の境界付近で大きな低下が見られる。また陸上では北米やユーラシアの氷床の南で乾燥化する。このように氷期の北半球の気候は氷床の存在で大部分説明されるが、面白いことに南半球ではほとんど冷えない。実際には氷期には南半球も寒冷化したはずであり、その理由は炭酸ガスが少なかったことや海流による熱輸送量の変化などに求められるのであろう。

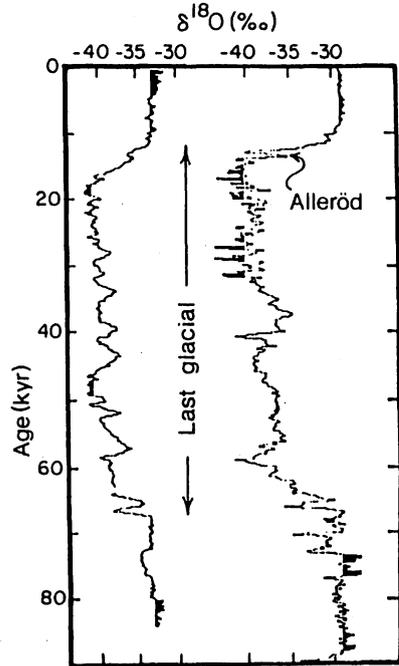
そこで、Broccoli and Manabe (1987) は同じモデルで炭酸ガスを200 ppm（グリーンランドや南極の水コア中の空気から氷期の炭酸ガス濃度は200-230 ppmと推定されている。）として実験を行った。炭酸ガスの効果は全緯度に及び1-2°Kの寒冷化をもたらし、南半球では重要であることが分かった（第9図）。しかし、北半球では炭酸ガスの効果は氷床の効果に比べれば小さい。海流の効果は残された課題である。



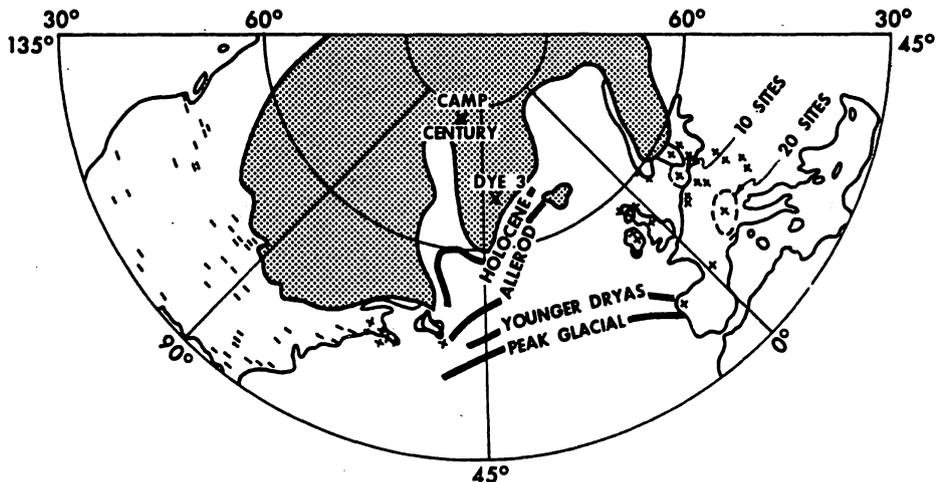
第9図 シミュレートされた年平均帯状平均地表気温の差。(Broccoli and Manabe, 1987より) E2-E1: 氷床の効果, E4-E3: CO₂の効果, E3-E2: アルベド効果, E4-E1: 全効果。

2.5 Younger Dryas 期 (気候の多重性)

最終氷期から後氷期への変化は徐々にというより急激に起こったらしい。グリーンランドの水床コア (Dye 3 や Camp Century, 第 11 図参照) の古気候の記録から氷期の終わり頃に、短いが大きい振動をして後氷期に移行したことが分かってきた。最近の振動は Alleröd 温暖期—Younger Dryas 寒冷期 (11kyr—10.2kyr)—後氷期という経過をたどり、後氷期中の変化は小さい (第 10 図)。また、寒冷期と温暖期間の遷移は極く短期間に起こったらしい。この振動はヨーロッパの花粉分析の結果にも見られ、北大西洋の海底堆積物中のプランクトン組成にも見られる。しかし、北米ではニューファンドランド付近を除いては見られず、南極の水床コアにも見られない (第 10 図と第 11 図参照)。これらのことから Broecker et al. (1985) は北大西洋の海洋循環と気候からなるシステムの一つ以上の安定モードがあると主張した。一方, Rind et al. (1986) は GISS GCM を用い



第 10 図 グリーンランドの Camp Century (右) と南極の Byrd 基地 (左) の水床コアの酸素同位体の記録。これらの記録はおもに氷床の上の気温を反映している。より負の値がより寒いことに対応している。(Broecker, 1985 より)



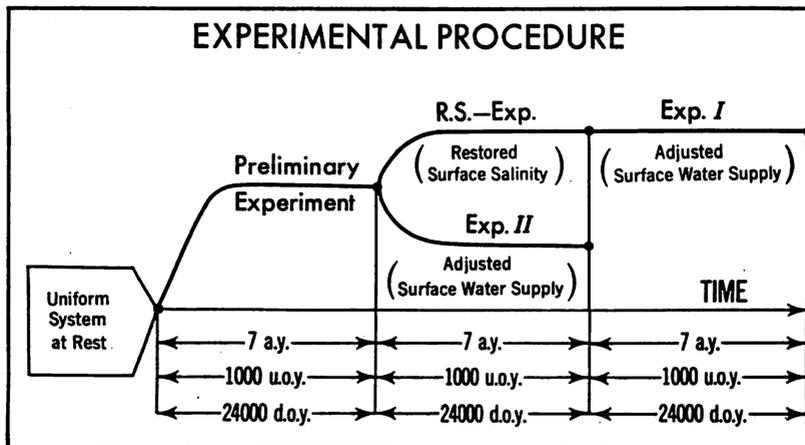
第 11 図 13000—9000 年前の堆積物の研究がなされた地点を示す。+ は Alleröd—Younger Dryas に対応する気候振動が見られる地点, - は見られない地点。点彩は Alleröd 期の直前に水で覆われていた所。大西洋の太い実線は海水の縁を示す。(Broecker et al., 1985 より)

て、Younger -Dryas 期のように北大西洋の海面水温が低下した場合の気候を調べ、ヨーロッパが寒冷化することを確認した。

Bryan (1986) は赤道対称な長方形の海の簡単な海洋大循環モデルで多重安定解を調べた。その結果、赤道に対称な海と表面での外力を与えても、両高緯度で沈降する赤道対称な 2 セル循環の他に、初期に一方の高緯度の塩分を少し変えると、一方の高緯度で沈降し、深層を反対半球まで流れて上昇し、表層で元に戻っていく 1 セル循環が安定に存在することを示した。この反対称モードはその鏡像も安定で、対称モードと合計 3 つの安定モードがある。対称モードから反対称モードへの遷移は高緯度に負の塩分偏差を初期に与えた場合は 50 年ほどで起きてしまう。正の偏差の場合はもっと長くかかる。この研究は海洋大循環に多重解があり、その遷移が短期間で起こることを示した点で意味がある。

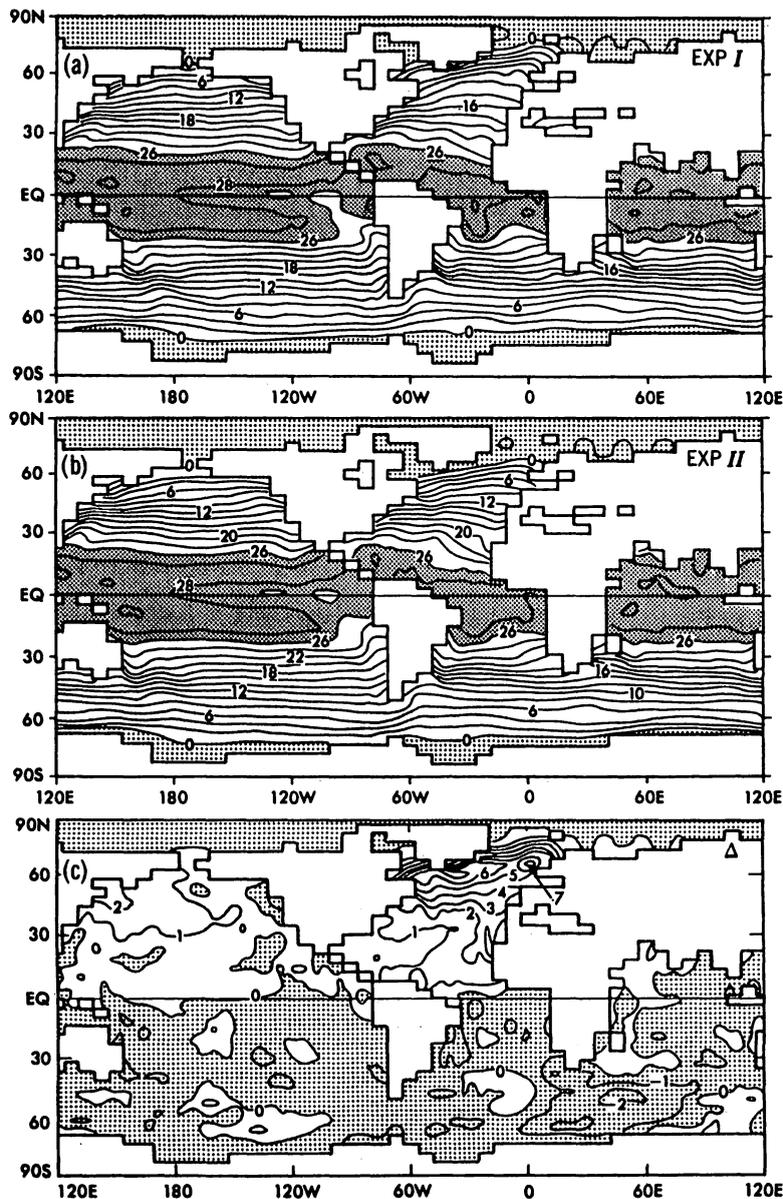
2.6 大気・海洋結合モデル

Manabe and Stouffer (1988) は CO₂ 倍増の効果を調べる目的で、大気・海洋結合モデルを開発したが、副産物として Broecker et al. (1985) の説を立証するような結果を得た。結合モデルをそのまま積分すると現実の気候からかなりずれるので、観測値と合わせるためには海洋表面の塩分フラックスを補正する。この補正量を求めるために、補正しないで得られたモデルの状態から観測値へモデルを引っ張りながら積分する。得られた補正量を用いれば、観測値へモデルを引っ張るのをやめても、現在の気候にちかいものがシミュレートされる (実験 1)。ところが、無補正で得られた状態から補正値を用いて積分を始めると、かなり異なった気候状態となった (実験 2)。第 12 図に実験の方法を示してある。実験 1 と 2 はモデルは全く同じで、初期条件が異なるだけである。つまり、2 つの安定な平衡解が実現したと考えられる。但し、この 2 つの解は Bryan (1987) のものとは違う。1 と 2 の差は主に大西洋の海洋循環にある。実験 1 では現在の状態と同様、メキシコ



第 12 図 Manabe and Stouffer (1988) の大気・海洋結合モデル実験の手続き。
(Manabe and Stouffer, 1988 より)

湾流が北上し、北大西洋で沈み、大西洋深層を南下する強い熱塩循環が存在している。北大西洋の海面水温は高く塩分濃度も濃い。実験2ではこの熱塩循環はなくなり、メキシコ湾流は東に流れて水平に閉じた循環を作る。北大西洋は冷たく塩分は少ない。海面水温及び塩分の分布を第13図と第14図に示す。また地表付近の気温差を第15図に示す。北大西洋を中心に大きな差がみられるが、北米や南半球では一般に差は小さい。実験1は現在及び Alleröd 温暖期に、実験2は Younger-Dryas 期に酷似している。Broecker et al. (1985) が提唱したことが、CO₂ 問題のモデルで偶然立証されたと言える。逆に、古気候で発見された多重の平衡気候状態は炭酸ガス増加による温暖化問題

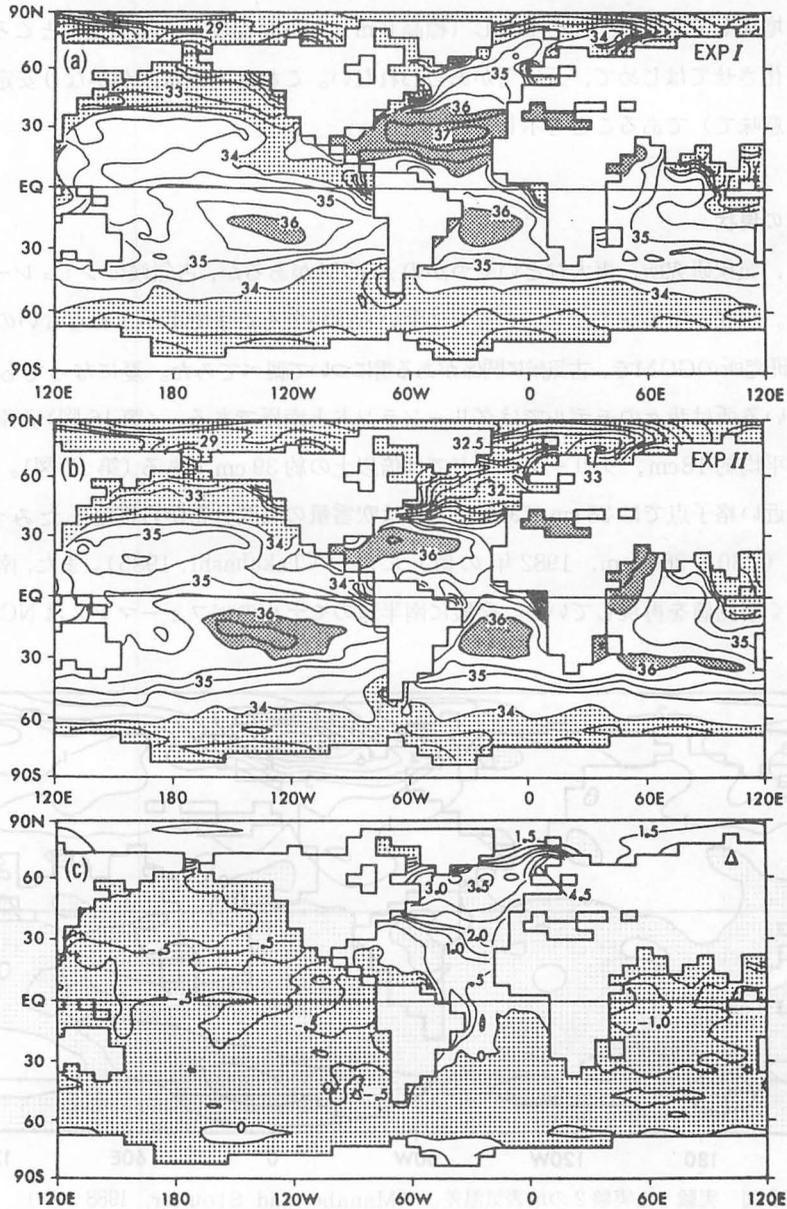


第13図 実験1(上)と実験2(中)でシミュレートされた海面温度の分布及びその差(下)。(Manabe and Stouffer, 1988より)

にも示唆を与える。炭酸ガスの増加と温暖化はほぼ線形と考えられているが、炭酸ガス増大がすすんで、新たな気候状態へジャンプする可能性がないとはいえない (Broecker, 1987)。

2.7 その他の研究

その他、最近の研究では NCAR CCM を使って、ローレンタイド氷床の融雪水がメキシコ湾に流れ込み、海面温度が低下した場合を想定して、その影響を調べた研究が Oglesby et al. (1989) によって行われている。Oglesby (1989) は同じモデルで南極氷床の成因にヒントを与える数値実験を

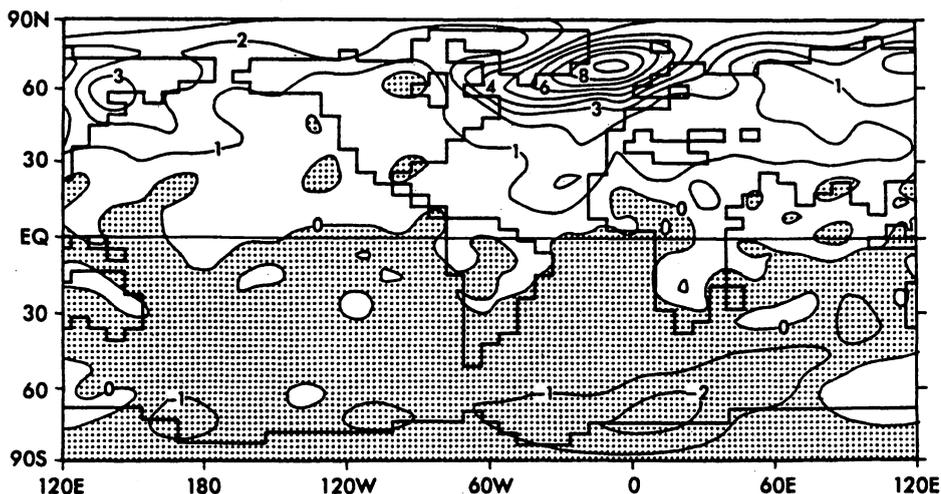


第 14 図 実験 1 (上) と実験 2 (中) でシミュレートされた表面塩分 (ppt) の分布及びその差 (下)。(Manabe and Stouffer, 1988 より)

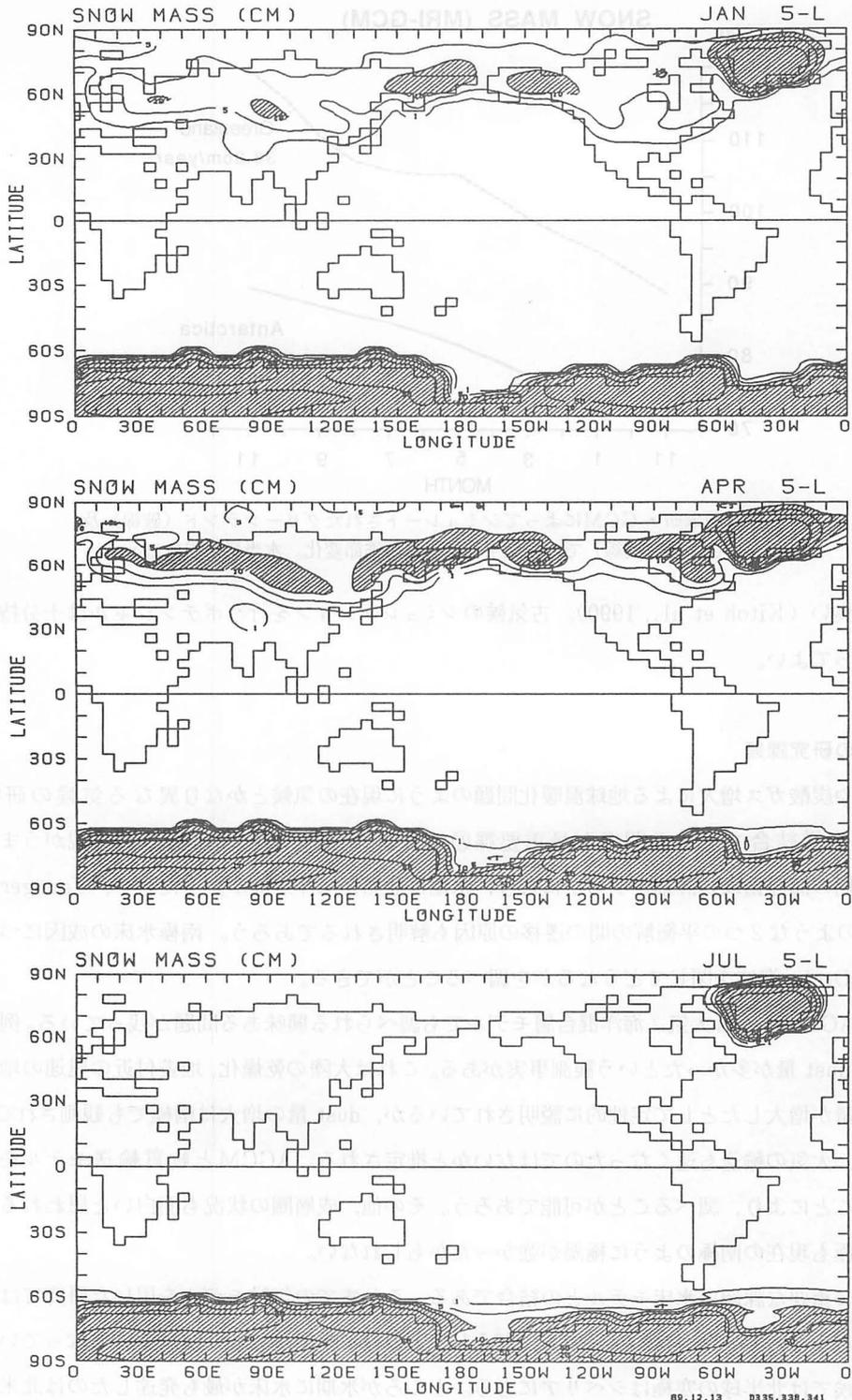
行っている。モデルの南極大陸では雪がふりつもり、積雪量は年々増加してゆく。現実には積雪は水化し氷床となり、流動して、大陸縁辺から海に流れていくことにより、ほぼ平衡をたもっている。しかし、モデルには氷床過程は含まれていないので、積雪は増加する一方である。では、どのような条件があれば万年雪が消えるのであろうか。彼は山岳の効果と海面温度上昇の効果を考え、いくつかの実験をした。漸新世以前には現在の南米南端と南極半島はつながっており Drake 海峡は閉じていて、南極海は暖かかったと推定されている。南極氷床の生成の時期と Drake 海峡が開いた時期はほぼ一致しているといわれる。ところが南極海の海水を全部消す程度に海を暖めたのでは、かえって積雪量は増加してしまう。山をなくし（標高 0 m）、海面温度を大陸周辺のところでも 10°C ぐらいに温暖化させてはじめて、万年雪があらわれない。これは南極氷床がかなり安定（簡単に消えないという意味）であることを示している。

2.8 日本の現状

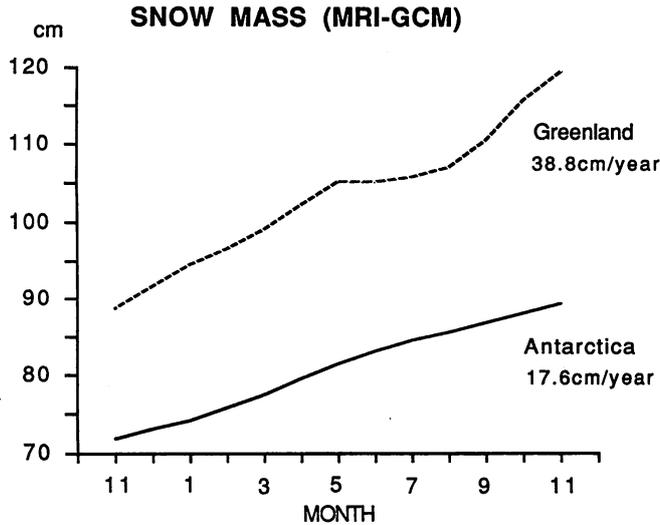
国内では、気象研究所、東大などいくつかの AGCM があるが、古気候のシミュレーションは行われていない。現在の気候シミュレーションに手いっぱいでもそこまで手がまわらないのが現状である。そこで気候研究所の GCM で、古気候に関係がある雪について調べてみた。夏になっても雪が消えずふり積もっている所は我々のモデルではグリーンランドと南極である。（第 16 図）。南極では水当量にして年間平均約 18 cm、グリーンランドでは倍以上の約 39 cm である（第 17 図）。また、みずほ基地に最も近い格子点では 28 cm であり、これは吹雪量の高度分布から推定したみずほ基地での降水量の値（230～260 mm、1982 年の値）に近い（Takahashi, 1985）。また、南極での気温の年変化もよく観測値を再現している。全般に南半球のモデルのパフォーマンスは NCAR CCM 等



第 15 図 実験 1 と実験 2 の地表気温差。（Manabe and Stouffer, 1988 より）



第16図 気象研・GCMによってシミュレートされた積雪量分布。1月(上)、4月(中)及び7月(下)。水当量で単位はcm。10 cm以上の領域に斜線。



第17図 気象研・GCMによってシミュレートされたグリーンランド（破線）及び南極（実線）での領域平均積雪量の季節変化。水当量で単位はcm。

に比べて良い（Kitoh et al., 1990）。古気候のシミュレーションを行うポテンシャルは十分持っているといつてよい。

3. 将来の研究課題

古気候や炭酸ガス増大による地球温暖化問題のように現在の気候とかなり異なる気候の研究には大気・海洋結合モデルの開発が最重要課題である。結合モデルで海面水温の再現がうまくいけば、氷期の海洋循環の詳細が明らかになり、氷期に亜熱帯海洋が暖かかった訳や、Younger-Dryas 振動のような2つの平衡解の間の遷移の原因も解明されるであろう。南極氷床の成因についても実際に Drake 海峡を閉じてどうなるかを調べることができる。

一方、AGCMまたは大気/海洋混合層モデルでも調べられる興味ある問題が残っている。例えば、氷期には dust 量が多かったという観測事実がある。これは大陸の乾燥化、地表付近の風速の増大などで生成量が増大したとして定性的に説明されているが、dust 量の増大は南極でも観測されていることから、大気の輸送も速くなったのではないかと推定される。AGCMと物質輸送モデルを組み合わせることにより、調べることが可能であろう。その他、成層圏の状況も面白いと思われる。氷期には北極も現在の南極のように極渦が強かったかもしれない。

もう一つ重要な課題は氷床モデルとの結合である。これまでの気候モデルを用いた研究では氷期に気候はどうなっていたかはわかっても、どうしてどの様に氷床ができたかは明確になっていない。現在の気候では北半球の寒極はシベリアにある。ところが氷期に氷床が最も発達したのは北米及び北ヨーロッパである。この原因を探る一方法として、氷床モデルと大気/海洋混合層モデルの粗結合モデルが考えられる。例えば、氷期の始まりの時期の状態で大気モデルを積分し、雪の堆積速度

や気温等を求める。それらを基に氷床モデルによって氷床の広がりや高度の変化を求め、また大気モデルを積分して、大気の状態を求める。この繰り返しで氷床の発達・後退をシミュレートできるであろう。

さらに炭素循環モデルの開発及び気候モデルとの結合も重要な課題である。氷期に炭酸ガス濃度が減っているが、この原因については諸説あって決着がついておらず、解明が待たれている問題である。

4. おわりに

数千年のタイムスケールでいえば、現在は間氷期から次の氷期へと向かいつつある時期であるが、人為的影響のために数十年スケールでいえば、超間氷期へ突入しつつあると考えられる。これは、人類が未だかつて経験したことがない気候である。9000—6000年前に温暖期があったにせよその原因や気候構造はこれから突入していく温暖期とは同じではない。しかし、大西洋海洋循環の多重性とか、炭酸ガス濃度と気温の並行性など古気候の研究から得られた知識は、21世紀の気候を考える上でも示唆に富むといえよう。

謝辞

古気候のモデリングに関するこのレビューを書くきっかけを与えて頂いた名古屋大学水圏科学研究所の松本英二博士、筑波大学の安成哲三博士、北海道大学低温科学研究所の成瀬廉二博士に感謝致します。

参考文献

- Barron, E. J. and W. H. Washington, 1984 : The role of geographic variables in explaining Paleoclimates : Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. *J. Geophys. Res.*, **89D1**, 1267—1279.
- Barron, E. J., S. L. Thompson and W. W. Hay, 1984 : Continental distribution as a forcing factor for global -scale temperature. *Nature*, **310**, 574—575.
- Berger, A., 1988 : Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, **26**, 624—657.
- Broccoli, A. J. and S. Manabe, 1987 : The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Climate Dyn.*, **1**, 87—99.
- Broecker, W. S., D. M. Peteet and R. Rind, 1985 : Does the ocean - atmosphere system have more than one stable mode of operation ? *Nature*, **315**, 21—25.
- Broecker, W. S., 1987 : Unpleasant surprises in the greenhouse ? *Nature*, **328**, 123—126.
- Bryan, F., 1986 : High - latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circula-

- tions. *Nature*, **323**, 301–304.
- COHMAP members, 1988 : Climatic changes of the last 18,000 years : Observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043–1052.
- Gallimore, R.G. and J.E. Kutzbach, 1989 : Effects of soil moisture on the sensitivity of a climate model to earth orbital forcing at 9000 yr BP. *Climatic Change*, **14**, 175–205.
- Gates, W.L., 1976 : The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1844–1873.
- Held, I.M., 1982 : Climate models and the astronomical theory of ice ages. *ICARUS*, **50**, 449–462.
- Kitoh, A., K. Yamazaki and T. Tokioka, 1990 : The Double-Jet and Semi-Annual Oscillations in the Southern Hemisphere Simulated by the Meteorological Research Institute General Circulation Model. (submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*).
- Kutzbach, J.E. and F.A. Street-Perrott, 1985 : Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, **317**, 130–134.
- Kutzbach, J.E. and P.J. Guetter, 1986 : The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1726–1759.
- Kutzbach, J.E. and R.G. Gallimore, 1988 : Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 years B.P. *J. Geophys. Res.*, **93D1**, 803–821.
- Manabe, S. and D.G. Hahn, 1977 : Simulation of the tropical climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3889–3911.
- Manabe, S. and A.J. Broccoli, 1985 : The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *J. Geophys. Res.*, **90D1**, 2167–2190.
- Manabe, S. and R.J. Stouffer, 1988 : Two Stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, **1**, 841–866.
- Mitchell, J.F.B., N.S. Grahame and K.H. Needham, 1988 : Climate simulations for 9000 years before present : Seasonal variations and the effect of the Laurentide ice sheet. *J. Geophys. Res.*, **93**, 8283–8303.
- Oglesby, R.J. and J. Park, 1989 : The effect of precessional insolation changes on cretaceous climate and cyclic sedimentation. *J. Geophys. Res.*, **94D12**, 14793–14816.
- Oglesby, R.J., K.A. Maasch and B. Saltzman, 1989 : Glacial meltwater cooling of the Gulf

- of Mexico : GCM implications for Holocene and present - day climates. *Climate Dyn.*, **3**, 115-133.
- Oglesby, R. J., 1989 : AGCM study of Antarctic glaciation. *Climate Dyn.*, **3**, 135-156.
- Rind, D., D. Peteet, W. Broecker, A. McIntyre and W. Ruddiman, 1986 : The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate : Implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). *Climate Dyn.*, **1**, 3-33.
- Takahashi, S., 1985 : Estimation of precipitation from drifting snow observations at Mizuho Station in 1982. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **39**, 123-131.
- Williams, J., R. G. Barry and W. M. Washington, 1974 : Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR global circulation model with ice age boundary conditions. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 305-317.

1989年の暖冬についての事例解析

石原 洋* 大窪 浩*

1. はじめに

1988年から1989年にかけての冬、北海道は1949年以来の異常な暖冬であった(表1)。過去の暖冬年の研究では対流圏の循環場のみならず、成層圏の極夜渦やアリューシャン高気圧との関係も調査され、いくつか暖冬年の特徴が挙げられている。そこで1989年の暖冬について事例解析をおこない、対流圏や成層圏の特徴や両者のつながりを明らかにし、(主に北海道に関して)暖冬の兆候になる条件を探ってみた。

	12月	1月	2月	3月
1949年	+1.8	+2.9	+3.1	-2.0
1989年	+1.2	+2.9	+3.1	+2.8

表1 北海道7地点の月平均気温年偏差(°C)

2. 解析結果

(1) 1989年1~3月における500mbの各種指数の特徴

図1より1,2月は極渦指数(NHPV)が大きな負偏差で、この期間極寒気の放出がなかった。かつ極東東西指数(FEZI)が高く、東西流型であったため寒気が入りづらく、入っても長続きしなかった。また図2より日本付近の500mb正偏差が顕著で、弱い東谷になっても高度ベースが高く寒気が入らなかった。つまり1月,2月は寒気蓄積,高度正偏差での「(極東東西指数が)高指数の高温」であった。

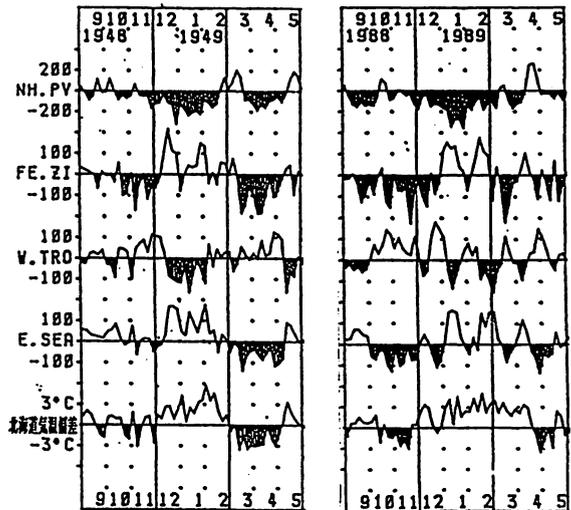


図1 500mb各種指数と北海道気温偏差の変動(左が1949年,右が1989年)

3月になると図1よりNHPVの負偏差は小さくなり、極寒気の放出があったが、極東へはあまり強いものが入らず大西洋に入った。極東では(東西指数が)低指数で南北流型となったが、北海道付近に注目すると、オホーツク海の高度がかなり高く、逆位相場の中の正偏差域に入り寒気が入らなかった。つまり「(極東東西指数が)低指数の高温」であった(前半弱い西谷,後半弱い東谷)。

* 札幌管区気象台予報課

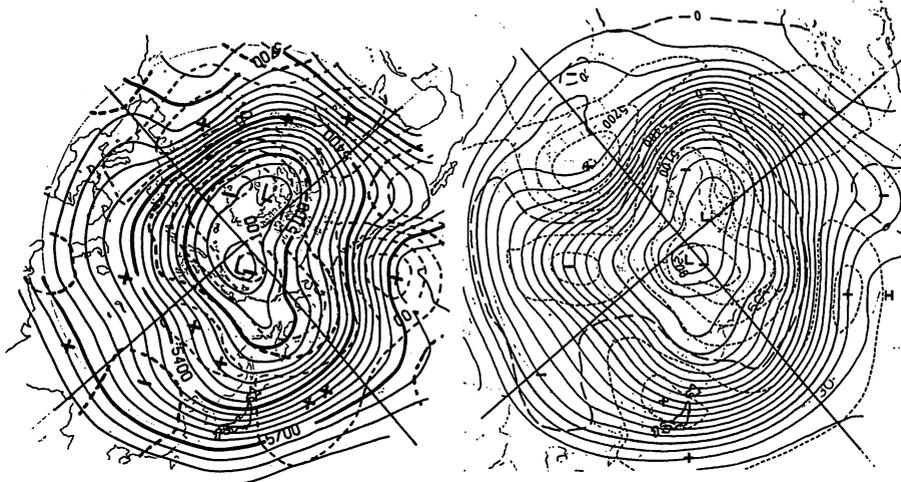


図2 1949年1月と1989年1月の月平均500 mb高度(実線)及び年偏差(破線), (左が1949年, 右が1989年)

1月, 2月は寒気が南下しなかった。3月は寒気が南下したが, 北海道以外に入った。1~2月と3月とでは同じ暖冬でも原因が異なる。

(2) 成層圏(30 mb)循環場の特徴

30 mb 循環場の特徴を1988年9月から1989年3月まで見ていく。なお極夜渦をPNV, アリュウシャン高気圧をAHと略して書く。30 mbのPNVは9月上旬に北極点付近に現れた。その後PNVはやや極東域に偏った北極付近で発達していった。PNVが出現してから崩壊するまでの様子を図4に示す。図4から次のことがわかる。

- ① 1989年は1988年に比べPNVの発達が大きかった。
- ② 1989年はPNVの発達(深まり)が1946年以来最も大きかったが, 1月後半の最大発達の時点までPNVの中心高度はほぼ直線的に下降している。

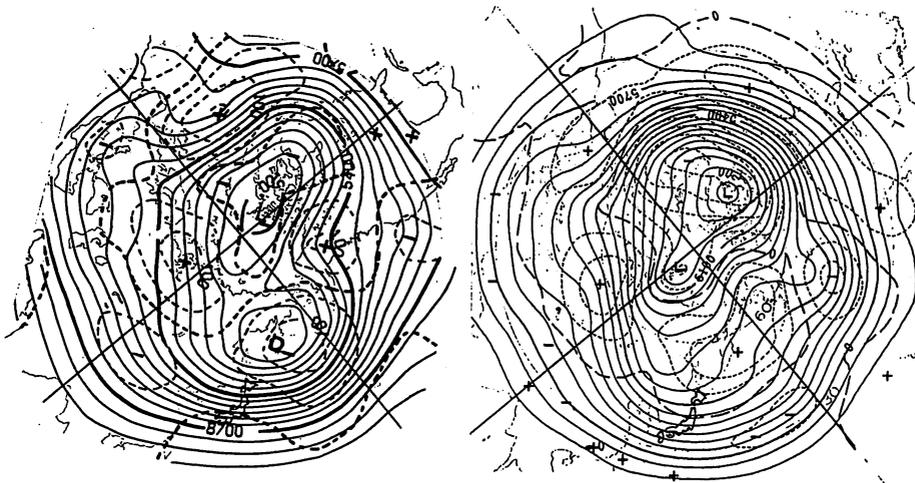


図3 1949年3月と1989年3月の月平均500 mb高度(実線)及び年偏差(破線), (左が1949年, 右が1989年)

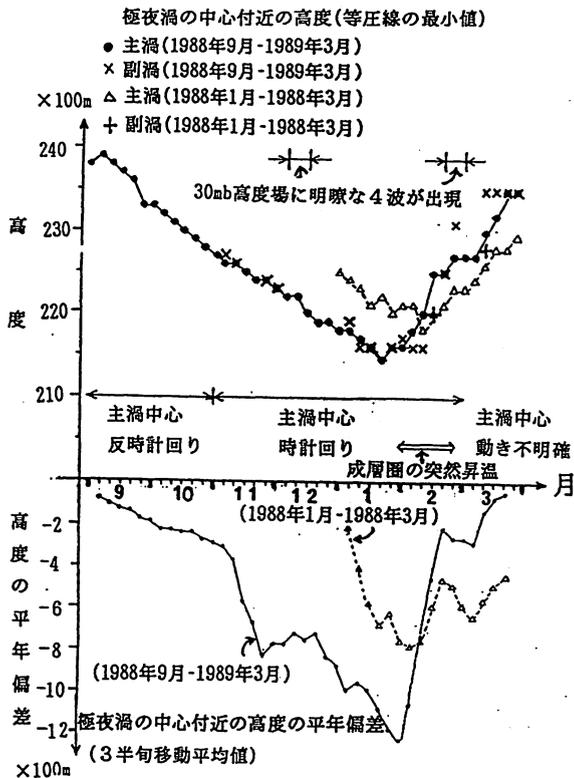


図4 極夜渦中心付近の半旬別高度(上段)及び平年偏差(下段)の変化

③ 1989年の場合、11月の初め頃からPNVが分裂し始めるが、PNVの中心の動きが時計回りから反時計回りに変化するのも、この頃である。

④ 1989年はAHのはっきりした発達が2回あるが、PNVの発達が最大になる前後1か月に起っている。これはちょうどその頃がPNVとAHの勢力が伯仲するからであろう。

⑤ 2月、3月は1988年の方がPNVの深まりが大きい、これは成層圏の大規模昇温がなかったためPNVの崩壊が遅れたと考えられる(1989年は1月終わり頃から2月中旬にかけて大規模昇温があった)。

また50~80°E(中央アジアからシベリア西部)にかけては12月半ばから1月上旬にかけて深い谷があったが、その後弱まり、2月初めに一時的

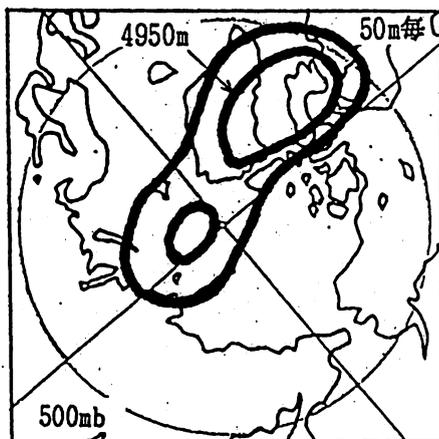
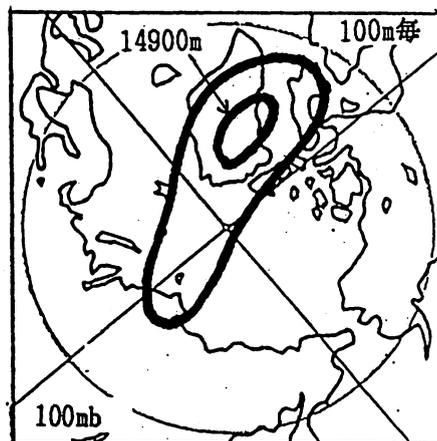
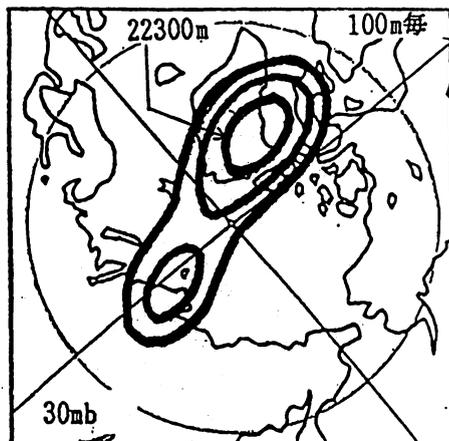


図5 1989年2月における30mb, 100mb, 500mbの極渦の中心位置の比較(高度線は中心付近のみを示している)

に谷が深まった。しかしその後は 90°E 以東で谷が深まり、2月中旬以降は 170°W 付近のAHの大きな発達ともなって極東（ 120°E 付近）に深い谷が存在した。

図5は1989年2月の対流圏の極渦と成層圏のPNVの位置を簡単に示したものだが、ほとんど位相が合っていることがわかる。

3. ま と め

(1) 60°E 付近の気圧の谷の存在や、対流圏から成層圏にかけての極渦の位相が合っていることは、過去の暖冬年の大きな特徴で（1カ月予報指針第4章）今年も満足している。ただ今年の場合、極渦の位相が合っていたと同時に、極地域において寒気の蓄積が対流圏から上部成層圏まで及び、蓄積度が過去に例をみないほど大きかった。

(2) 2月はAHの発達が進んだが、あまり西進しなかったので極東東西指数は低指数にならず、その結果日本付近は高温となった。

(3) 1月中旬から2月末にかけてはPNVがはっきり2極に分かれ、東西両半球にその伸長軸が深まるステージであった。一般にPNVの伸長軸が $90^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{W}$ に沿って伸びたときは、日本は暖冬になりやすいと言われており、図5からもわかるように1989年2月は高温になった。また図5のようにPNVの中心が西半球に移ると、暖冬は終わると言われているが、2月はずっと暖冬だったので、東半球に副渦が残って伸長軸が上記の方向に伸びている間は暖冬が続くと思われる。

(4) 2-(1)でも述べたように、1989年3月は低指数でも高温であった。つまり500mbの極東東西指数だけでは暖冬になるかどうか判断できない。北海道気温と相関のよい他の指数やPNVの位置、伸長軸の方向、AHの動きなどの成層圏循環場の特徴も考慮しなければいけない。

また図6は1946年以降の北海道冬平均気温の平年偏差が $+1.0$ 度以上、及び -1.0 度以下の年をプロットしたものである。この図から偏差 $+1.0$ 度以上の暖冬には周期性がみられ、スペクトル解析の結果10年程度の卓越周期が認められた。今後はこの周期性についても詳しくみていく必要がある。

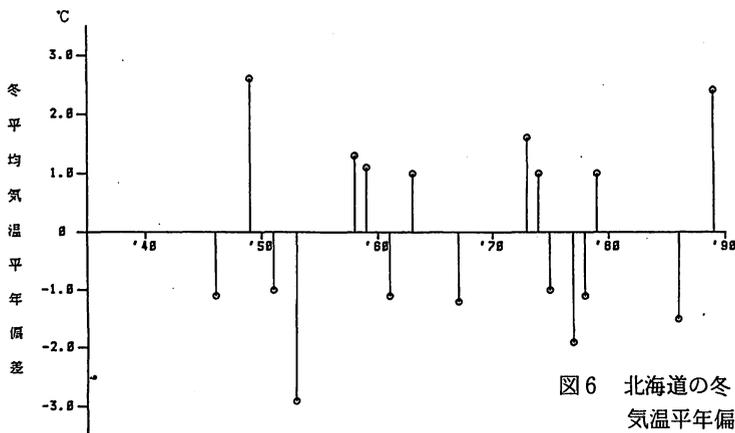


図6 北海道の冬（12～2月）平均気温平年偏差横軸は西歴、縦軸は気温偏差

L. F. グループ昭和 63 年度会計報告

昭和 63 年 9 月 1 日～平成元年 6 月 30 日

収 入		支 出	
項 目	金 額	項 目	金 額
前年度繰越金	517,741 円	印刷費	511,000 円
会費	694,000 円	(vol. 27 No. 1, No. 2)	
バックナンバー販売	800 円	郵送・通信費	45,964 円
利子利息等	7,192 円	月例会会議費	6,330 円
		消耗品	3,796 円
		L F 関西補助金	25,800 円
収入計	1,219,733 円	支出計	592,890 円
総計	1,219,733 - 592,890 = + 626,843 円		

残金 626,843 円は、次年度への繰越金とする。

(注) 会計年度が平成元年 6 月 30 日までとなっているのは、前年度の会計報告を第 1 号の発行に合わせて行えるように調整したためです。

平成元年度までの会費が未納になっている方に会費の納入（年会費 1,000 円）をお願い致します。納入の際には次のいずれかの口座をご利用ください。また、気象庁長期予報課へ来課の際直接納入されても結構です。

(1) 郵便口座

大手町 1 郵便局

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（店番号 110）

預貯金種別：普通

口座番号：203156

名 称：L F グループ

(会計担当 三浦芳敬・小泉耕)

編集後記

今号は、昨年 9 月に開催された月例会の報告を中心としたものになりました。また、気象研究所の山崎さんには、数値モデルを用いた気候研究のレビューを、札幌の石原・大窪さんには、昨年の暖冬についての事例解析を投稿いただきありがとうございました。異常天候が発生した際には、いろいろな見地からの解析が重要であると思います。会員の皆様からのご投稿をお待ちしております。

(山田 真吾)