

日本における冷夏・暑夏の出現特性に関する解析

西 森 基 貴*

要 旨

日本本土における冷夏・暑夏の出現パターンは、南西諸島の気温変動と対応した約10年程度の時間スケールで変化する。SVD解析による大気海洋結合パターンの抽出と、REOF解析による大気および海洋独自の変動パターンの抽出によりこの現象を解析した。1977年以降の南西諸島の暑夏の頻発には、全球規模のSST上昇とそれに伴う亜熱帯高気圧の強化が関連している。同時期の日本本土における冷夏の頻発にはこれとは別の、東シベリア付近にブロッキング型循環が持続する変動モードの卓越が関連している。日本本土における1970年代後半以降の暑夏の頻発にも2つの循環パターンが関与している。1つは西太平洋の高SSTにより形成される日本付近の局地的な高圧部による暑夏、もう1つは北太平洋高気圧の北西偏により形成される朝鮮半島付近の高圧部による暑夏である。

1. はじめに

1993年夏季の顕著な低温および1994年夏季の顕著な高温は、ともに日本の社会に大きな影響を与えた(気象庁, 1994 a, 1996)。このほか1978・90年の暑夏、1980・88年の冷夏など1970年代後半から夏季気温の変動が大きくなっていることが注目されている(安成・西森, 1995; 若原・藤川, 1997)。一方で冬季に関しては、1987年以降9年連続でほぼ全国的に平年値を上回る暖冬傾向で推移している(気象庁, 1994 b)。このように日本における気温変動は、近年大きくその傾向を変えてきているようである。

従来より夏季気温の原因解明やその予報については、気象庁を中心に500 hPa および700 hPa 高度の偏差場を対象に行われてきた。その結果1960年代には、極渦と太平洋高気圧・チベット高気圧の動向が研究の焦点であった。それらの研究の集大成は、気象庁(1972, 1981)である。その後はエルニーニョ現象に注目が移り、例えば宮崎(1989)はエルニーニョ発生時の日本の気温を解析した。このように未だエルニーニョと直接日本の気温を結びつけるような、例えばエ

ルニーニョだから冷夏もしくは暖冬である、というような観点の研究・予報やマスコミ報道は多い。しかしながら、1987年以降の冬季はエルニーニョでなくても持続的に暖冬であるように、これらの関係を画一的に捉えるのは危険である。このほか夏季気温変動に影響する要因として、西太平洋のSea Surface Temperature (SST) (例えば栗原, 1985) やOLR・TBBで表される対流活動(例えばNitta, 1987)が注目されている。しかしながらNitta(1990)や工藤(1994)が指摘するように、近年熱帯西部太平洋域の海面水温と日本の夏季気温との関係は良くない。またそもそも熱帯域の対流活動のデータは1970年代以降に限られおり、それ以前の夏季気温との関係がどうであったかは分からない。

以上で述べたように、従来の研究は日本の夏季気温の変動を単一のシステムで理解しようと言う試みであった。しかしながら言うまでもなく日本は中緯度の大陸の東岸に位置しており、様々な時空間スケールを持つシステムが複雑に絡み合っていること、また各システムの寄与も長期的に変化していることが推察される。本研究の特徴は、Wallace *et al.* (1993) がいうところのバックグラウンドモードとしてのいわゆるdecadal scaleの変動と、それ以外の年々変動成分に区分することで夏季気温変動の要因を明らかにしようとする

* 筑波大学地球科学系。

—1997年12月9日受領—

—1999年1月21日受理—

する試みである。

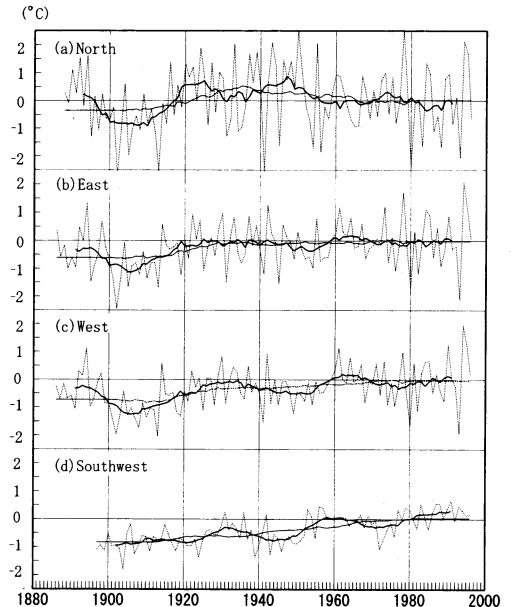
ここでバックグラウンドモードとしては、近年大気海洋結合系の中での decadal scale の変動の研究が盛んであるが、その多くは冬季に限られている（例えば小出・小寺, 1997）。夏季についての研究は、1970年以降という短い期間における SST および 500 hPa 高度それぞれの Empirical Orthogonal Function (EOF) 解析および相互の時間係数・空間相関の関係を示した Kitoh (1995) や、大気大循環モデルに現れた結果を解析した Kawamura and Sugi (1995) などがあるが、冬季に比して不十分である。また日本の気候との関連も、Kachi and Nitta (1997) のように decadal scale の大気海洋系の変動に付随して冬季気温の長期変動を考察した例はあるが、夏季に関しての研究は少ない。一方年々変動成分については、西森 (1997) が日本の夏期気温およびその地域差を、東アジア領域の 500 hPa 高度場の偏差パターンより説明したが、その 500 hPa 高度偏差が大気海洋系と関連するものなのか、大気独自のものなのかの解釈は不十分であった。また Kawamura *et al.* (1998) は、GCM を用いて東アジアの冷夏・暑夏を SST の Forcing と ENSO-モンスーンシステムにより説明したが、この GCM 自体が観測された SST により駆動されており、大気自身の持つ変動や中高緯度の影響が無視されているという問題がある。

そこで本研究では、過去100年以上の日本の夏期気温の変動から、地域差を含む冷夏・暑夏出現の特性を明らかにし、またそれと関連する夏季の大気海洋結合系の decadal scale の変動および大気および海洋自身の持つ年々変動について、特に1970年代後半 (1977年) 以降とそれ以前の差異に重点を置いて解析する。

2. データと方法

一般の季節区分では 6～8 月を指して夏季とすることが多いが、本研究では主に梅雨明け後の盛夏期の気温変動に着目するため 7～8 月の気温偏差の平均を用い、6～8 月の夏季と混同を避ける意味でもこれを“夏期”または JA (July-August) 平均気温と称する。

日本の各都市の地域平均夏期気温については、都市化の影響の少なく観測データの均質性が長期間継続している 15 地点 (気象庁, 1994 b) からさらに観測期間の長い地点を抽出し (南西諸島は同じ)、北日本 (根室・石巻)・東日本 (伏木・浜松)・西日本 (境・宮崎)・南西諸島 (名瀬・石垣島) の各年の気温の 1961～1990 年



第1図 日本の4地域における夏期平均気温の経年変動。(a) 北日本, (b) 東日本, (c) 西日本, (d) 南西諸島, (細点線) 1961～1990年平均からの偏差, (太実線) その11年移動平均, (細実線) その31年移動平均。

の平均気温からの偏差の平均で算出した。解析開始期間は地域により異なるが1886～1898年であり、いずれも1996年までのデータを使用している。気象庁 (1994 b) の地域平均気温と本研究での地点平均気温の相関係数は本土3地域でいずれも0.98以上であり、地点数を減らしたことによる影響はない。

500 hPa 高度は、気象庁気候情報課作成の月平均北半球 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ Grid データを使用し、各月ごとに 1961～1990年平均からの偏差を求めて JA 平均した。また特異値分解 (SVD) 解析および回転主成分分析 (REOF 解析) のために、1946年からのデータのある 30° N 以北および 20° N・ 60° E～ 140° W の範囲のうち、グリッド間距離が各緯度帯において概ね均等になるよう間引きを行った (North *et al.*, 1982)。つまり 20° N～ 50° N は経度方向で 20° 間隔, 以下 60° N では 30° , 70° N では 40° , 80° N では 60° 間隔とし、さらに同じ経度帯にはなるべく重ならないよう矩形に取った計 90 グリッドを用いた。データ期間は 1946～1996 年となり、以降これを北半球 500 hPa 高度 (偏差) と称する。

SST データは気象庁の全球月平均 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ Grid

データを、 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ の Box 平均に計算し直し、 $55^{\circ}N \sim 35^{\circ}S$ までを用いた。データは1946~1996年であるが、南太平洋および南インド洋の一部に欠測があるために、解析開始を1949年からとした。よって SST を用いる SVD および REOF 解析の期間は1949~1996年となる。さらにこれら統計計算のために北半球500 hPa 高度場と同様の処理、すなわち1961~1990年平均からの偏差の JA 平均（後で用いる May-June (MJ) 平均も同様）、および $35^{\circ}S \sim 35^{\circ}N$ で 20° 、 $45^{\circ}N$ で 30° 、 $55^{\circ}N$ で 40° 間隔の計113 Box を用いた。これを全球 SST と称する。

3. 冷夏・暑夏出現の長期的特性

第1図には、1961~90年平均からの偏差で表した日本4地域の夏期気温（点線）およびその11年移動平均（太実線）を示す。南西諸島を除く3地域において1993年は約 $-2^{\circ}C$ 、1994年は約 $2^{\circ}C$ の偏差である。この約 $2^{\circ}C$ という偏差は、北日本においては前例があるが、東・西日本において、特に1994年は観測史上最高の暑夏といえるものである。これに対し南西諸島においては、1993・1994年とも平年よりやや高温という程度である。

気温の長期的傾向を見ると、本土3地域における1890年代前半までの比較的高温の傾向、および南西諸島を含む日本本土における1890年代後半から1915年頃までの寒冷傾向ならびにその後の上昇傾向は全国で一致している。北日本では1920・40年代は現在よりも高温であり、その後低温に転じ1980年代以降は冷夏が頻発している（第1図a）。これに対し東日本では1920年代以降長期的な変化傾向はなく（第1図b）、また西日本ではトレンド的な上昇傾向と1930・60年代の高温、1940・70年代の低温が見てとれる（第1図c）。さらに南西諸島においてはトレンドは西日本よりも顕著であり、また西日本とほぼ同じ1930・60年頃の高温、1940・70年代の低温期もみられる。1970年代後半以降の上昇傾向も西日本に比べて顕著である（第1図d）。

以上のような気温変動傾向をより明確にするために、各地域の31年移動平均（第1図の細実線）からの偏差を1901年~1990年の標準偏差で除した値が0.5以上であった年を暑夏、同じく -0.5 以下であった年を冷夏として定義し、北日本と西日本で同時に冷夏（暑夏）であった年を全国冷夏（暑夏）年とした。単純に1961~1990年からの偏差としなかったのは、特に西日本や南西諸島の気温変動にトレンド的な上昇傾向が見

第1表 各期間における全国および北日本・西日本・南西諸島の冷夏・暑夏の出現度数、およびそこから見た冷夏・暑夏傾向の特徴。

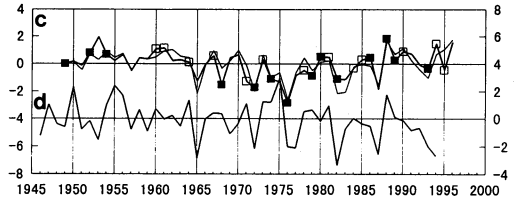
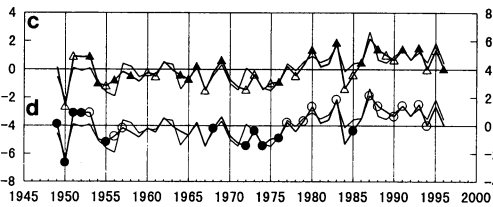
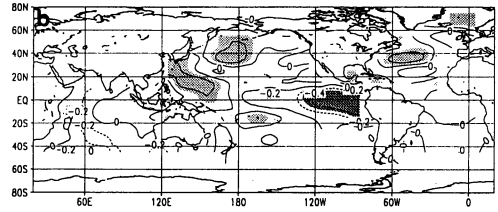
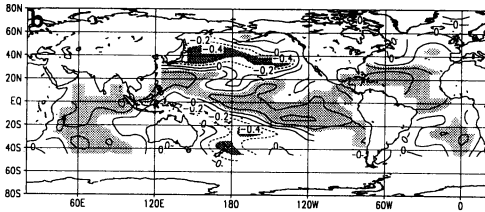
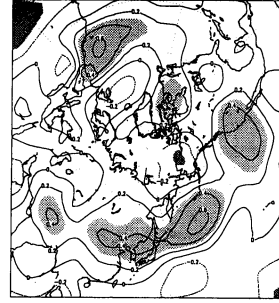
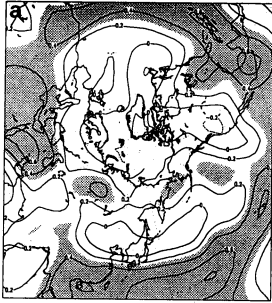
期 間	年	北日本		西日本		全国		日本本土の暑夏冷夏		南西諸島の暑夏冷夏	
		暑	冷	暑	冷	暑	冷	暑	冷	暑	冷
1886-1898	13	6	2	6	1	3	1	全国暑	-	-	-
1899-1915	16	1	8	2	8	1	5	全国冷	4	3	暑冷
1916-1925	10	7	0	2	3	2	0	北暑	0	4	冷
1926-1938	13	4	7	7	3	3	3	全国暑冷	6	0	暑
1939-1952	13	7	2	1	5	0	2	北暑西冷	1	11	冷
1953-1959	7	1	4	0	1	0	1	北冷	6	1	暑
1960-1967	8	3	3	4	0	2	0	西暑	5	0	暑
1968-1976	9	3	2	2	4	1	1	西冷	0	5	冷
1977-1996	20	7	8	7	7	6	4	全国暑冷	10	2	暑

られるからであり、冷夏・暑夏をその時代における平年値からの偏差で表わそうとしたためである。各年代の冷夏・暑夏出現度数の長期的傾向を調べていくと、日本本土における冷夏・暑夏の出現パターンが約10年程度の期間で変化しており、またそれが南西諸島の相対的な冷夏・暑夏の傾向と対応していることがわかる（第1表）。すなわち南西諸島が本研究の定義で温暖であった1920~30年代および1970年代後半以降は、本土において全国暑夏年および冷夏年とも出現が多く、また1950~60年代は同じく本土において北冷年や西暑年の出現が多い。これに対し本研究の定義で南西諸島が寒冷であった1910年代半ば~1920年代半ば、1940年代および1960年代後半~1970年代半ばまでは本土において北暑年や西冷年の出現が多い。特に1970年代後半以降の夏期は、顕著な冷夏・暑夏の出現比率が多いこと、南西諸島の気温が過去最高水準にあること（第1図d）などから、日本はこれまでになく変動の大きい夏を迎えているといえる。加えて北日本の冷夏は、従来の冷夏=多雨の傾向と異なり、太平洋側では多雨であるが日本海側で少雨である（西森, 1997）ことも、過去100年間にはなかったことである。

次節以降ではこのような冷夏・暑夏の出現特性とその変動傾向について、大気海洋結合系や大気循環場・SST 場の変動の面から解析していく。500 hPa 高度場や SST のデータの制約上解析の対象期間を1946年以降とした。

4. 大気海洋結合系の長期的変動と日本の地域気温変動

まず、ともに JA 平均の全球 SST および北半球の



第2図 SVD-JA 解析における第1モードの (a) 500 hPa の heterogenous pattern, (b) SST の heterogenous pattern, いずれも淡陰影は相関係数0.3以上, 濃陰影は相関係数-0.3以下を示す. (c) (d) SST (細実線) および500 hPa (太実線) の時間係数と (c) 北日本および (d) 南西諸島の冷夏・暑夏, ▲△(●○)は北日本(南西諸島)の冷夏・暑夏をそれぞれ示す.

第3図 (a) (b) (c) は第2図に同じ, ただし第2モードで (c) の■□は西日本の冷夏・暑夏を示す. (d) 規格化されたタヒチーダーウィンの地上気圧差で定義された SOI.

500 hPa 高度場で SVD 解析を行った. また大気海洋相互作用において, 得られる SST のパターンが大気を駆動する原因であるのか, 大気循環の結果として与えられた分布なのかを検討するために, 小出・小寺(1997)にならい, MJ 平均 SST と JA 平均500 hPa 高度場との SVD 解析をも行った.

空間パターンは heterogeneous pattern (以下単に空間パターンとする) を用い, ここではある場の時間係数ともう1つの場の値との相関係数分布で表す. 以下 SVD-JA1 (SST) は, とともに JA 平均による SVD 第1モードの500 hPa 高度場の時間係数と SST 場の相関係数の空間パターンを, SVD-MJ2 (500) は, MJ 平均 SST と JA 平均500 hPa 高度の SVD 第2モードの SST 場の時間係数と JA 平均500 hPa 場の相関係数の

空間パターンをそれぞれ示す. 500 hPa 高度場においては, 解析に用いたのは20°N 以北であるが, 熱帯域の高度変化のパターンも興味ある. 従って相関係数の自由度が異なることになるが, あえて20°N 以南についても示した.

REOF 解析における寄与率に相当する Squared covariance fraction (SCF) で38.6%を占める SVD-JA1 (SST) の空間パターン (第2図 b) は, ほぼ全球の熱帯域で正偏差, 北太平洋で負偏差となっている. これに伴う SVD-JA1 (500) の空間パターン (第2図 a) は, 低緯度域に広く正偏差を持ち, 中高緯度では弱い正または負偏差となっている. 時系列によると1950年代半ばからのトレンド的な上昇が見られ, 1970年代後半から正に転じている (第2図 c・d). これは近年の全球熱帯域での SST の上昇とそれに伴う低緯度での高度上昇, つまり亜熱帯高気圧の強化を示している.

SVD-JA1の時間係数と日本の地域気温との相関係

数は、南西諸島で0.53、西日本で-0.11、東日本で-0.23、北日本で-0.39である。Davis (1976) の方法によりこれらの相関係数に対して有効な自由度を評価した結果、南西諸島および北日本についてそれぞれ危険率1% (信頼限界は南西諸島で0.53, 北日本で0.37) で有意であることがわかった。またこれら年々変動における相関に加えて decadal scale の変動における関連も明らかであり、1977年以降の南西諸島における暑夏の頻発 (第2図d) とSVD-JA1の正の傾向、つまり全球熱帯域でのSST上昇と亜熱帯高気圧の強化が関連していることがわかる。また同様に1977年以降の北日本における冷夏の頻発 (第2図c) と同期間の三陸沖～北太平洋でのSST下降の傾向が一致していることがわかる。

13.0%のSCFを持つSVD-JA2 (SST) は赤道東太平洋で負、西太平洋で正のパターンを示し (第3図b)、対応するSVD-JA2 (500) には、日本の北部を中心とする中国北部からアリューシャン列島を経て北米西部に至る正偏差が見られる (第3図a)。このSVD-JA2 (SST) において、西太平洋の変動の中心は海洋大陸付近よりはやや北寄りであるものの、エルニーニョ/ラニーニャ振動に関連したパターンであるように見える。時系列には大きな年々変動の振幅のほか、1960年代半ばまでの弱い正の傾向、1980年代半ばまでのトレンド的な負の傾向およびそれ以降に急激に正に転じる傾向が見られる (第3図c)。SVD-JA2と日本の地域気温との間には、統計期間全体では有意な相関はみられない。しかしながら西日本においては、1960年代後半～70年代の西冷期における冷夏が1968・72・74・76・79年というSVD-JA2の負の時間係数の年に起こっており、decadal scale の変動との関連は見られるようである。

SVD-JA1およびJA2はSVD-MJ解析によってもほぼ同様の空間パターン・時間係数が得られており (図略)、SSTの変動により大気循環の変動が励起される大気海洋結合作用を示している。また最近の熱帯のSSTの上昇とそれに伴う亜熱帯高気圧の強化を表すSVD-JA1に類似した空間分布および時間係数は、従来の研究における冬季のSVD解析においても第1モードとして現れる (例えば小出・小寺, 1997)。SVD-JA2についても大気海洋相互作用における主要なモードとして、年平均や冬季ではその存在が既に確認されている (Kitoh, 1995など)。SVD-JA1は1986/87年に、SVD-JA2は1987/88年に急激なジャンプが見られ、その後正

第2表 日本の本土3地域の夏期平均気温と主要なREOF (500) モードの時間係数との相関係数。 ** (*) は危険率1% (5%) 水準で有意であることを示す。

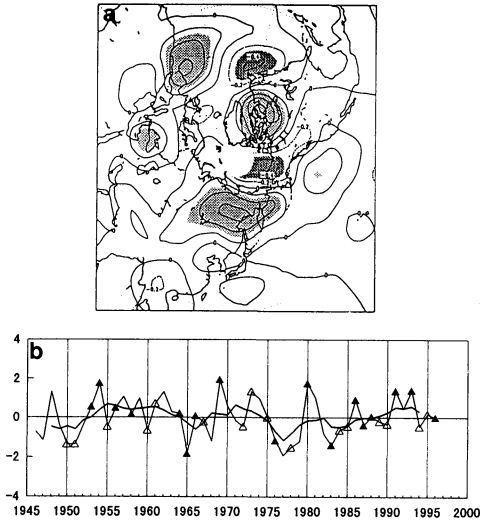
	REOF-5	REOF-7	REOF-10
North	-0.38*	0.47**	-0.29*
East	-0.24	0.51**	-0.33*
West	-0.11	0.43**	-0.33*

の傾向が持続している。1980年代後半における急激な大気循環パターンの変化は、特に冬季において最近注目されているが (例えば渡部・新田, 1997)、夏季の大気海洋系に見られるこのようなジャンプが、冬季のものとうどう関連しているかを明らかにすることは今後の課題である。

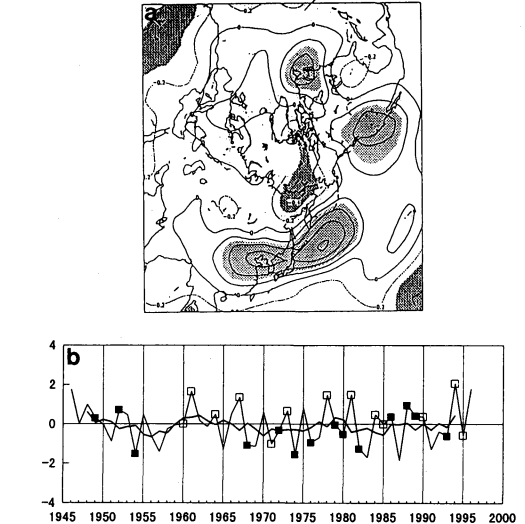
またSVD-JA2がエルニーニョ/ラニーニャ振動とどの程度関連しているかを明らかにするために、第3図dには規格化されたタヒチーダーウィンの地上気圧の差で定義されたSOIを示す。SVD-JA2の時間係数とSOIの相関係数は0.54で、顕著なエルニーニョイベントである1965, 72, 76, 82, 87年などはSVD-JA2とSOIともに負の値を示しており、大局的にはSVD-JA2はエルニーニョ/ラニーニャ振動と関連している、ということ是可以する。しかしながら、1960年代後半～70年代の西冷期において、SOIと西日本の冷夏は1972・76年を除いて一致していない。したがってこの期間におけるSVD-JA2の負偏差と西日本の冷夏は一致するにもかかわらず、その冷夏とSOIの対応が見られないことは、西日本の気温変動に対しては熱帯域のみならず全球的な大気海洋相互作用が関連していることを示唆している。

5. 日本の地域気温の年々変動に関連する要因

第4節では、SVD解析により得られた全球規模の大気海洋結合モードが南西諸島および北日本の気温変動と関連があり、特に1970年代後半以降の南西諸島における気温上昇および北日本における冷夏の頻発にはそのdecadal scaleでの変動が関連していることを明らかにした。また、1960年代後半～1970年代における西日本の冷夏がもう1つの大気海洋結合モードのdecadal scaleの変動と関連していることを示した。しかしながら、各地域における個々の年の冷夏・暑夏が



第4図 REOF (500) 5モードの (a) 因子負荷量分布。淡陰影は相関係数0.3以上、濃陰影は相関係数-0.3以下を示す。(b) 時間係数(細実線)およびその5年移動平均(太実線)。▲△は北日本の冷夏・暑夏を示す。



第5図 第4図に同じ、ただし REOF (500) 7モード。(b) の■□は西日本の冷夏・暑夏を示す。

これら大気海洋結合系の変動ですべて説明できるわけではない。特に1970年代後半以降では、長期的には北冷傾向であるが、1984・85・90・94年のように北日本を含む全国暑夏年も頻発している。そこで本節では大気内在モード、中高緯度の陸面・海氷やエアロゾル・火山灰など SST 以外の外部要因、または SVD 解析ではとらえきれない局地的または間接的な SST との関係を明らかにするために、JA500 hPa 高度および JA 全球 SST の REOF モードを用いて、冷夏・暑夏のさらなる要因解明に当たる。

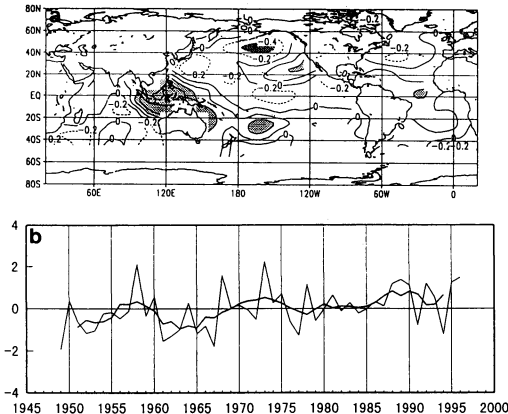
回転するモード数は、O'Lenic and Livezey (1988) の示した方法を用いた。その結果500 hPa 場においては13成分までが、SST 場においては9成分までがそれぞれ有意と判断され、これに Varimax 回転をかけた。以下 REOF (500) 1 は、500 hPa 場の REOF 第1モードの因子負荷量パターンを、REOF (SST) 2 は SST 場の第2モードのそれを、それぞれ示す略号とする。また REOF (500) 1+のように正負の符号が添えられた場合は、それぞれのモードの極性を表すこととする。

500 hPa 場の13モードと本土3地域の気温との相関係数を計算し、Davis (1976) の方法で求めた有効な自由度からこれらの相関係数の有意性を判定した結果、第5・7・10の各モードと日本本土の夏季気温の間に有意な相関が見られた(第2表)。第4・5・7図には

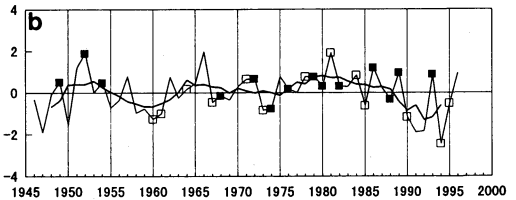
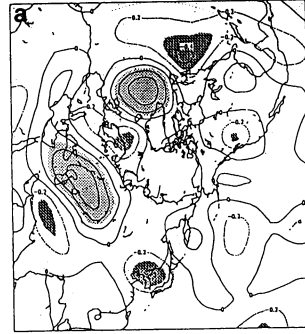
この3モードの因子負荷量分布、および時間係数に相関のある地域の暑夏・冷夏をマークしたものを示す。

REOF (500) 5 は、シベリア東部に大きな正偏差域を持つ。また偏差の波列がアラスカ、カナダ北部、カナダ西岸へと並ぶ。また日本付近では弱いながらも日本の南側の正偏差と北日本を横切る負偏差があり、日本付近では波列が南北に並ぶパターンを示す(第4図 a)。北日本の気温と負の相関があり(第2表、危険率5%で0.30)、東シベリアのブロッキングとそれに関連するオホーツク海高気圧が発達した低指数型循環の時に北日本が冷夏となることがわかる。1940年代には負の傾向、つまり北日本を中心とする正偏差となり、この期間の北暑西冷の気温分布型(第1表)と一致する。1950年代の北冷期に持続的に正の傾向であり、また1970年代後半以降においても、1980年や1993年の顕著な冷夏年に卓越している(第4図 b)。

このモードは単一の REOF (SST) モードとは有意な相関がなく、また REOF (500) 5 の時系列スコアと全球 SST の相関係数分布にも有意な領域はみられない。従ってこのモードは大気海洋系とは独立の変動であると考えられる。むしろこのブロッキングの持続は、ユーラシアの積雪面積と関連があると考えられる。例えば Kodera and Chiba (1989) や石原 (1998) は、ユーラシアの春の積雪面積が少ない(多い)場合に6月のオホーツク海高気圧が発達(衰退)することを示



第6図 REOF (SST) 5モードの (a) 因子負荷量分布. 淡陰影は相関係数0.4以上, 濃陰影は相関係数-0.4以下を示す. (b) 時間係数 (細実線) およびその5年移動平均 (太実線).



第7図 第5図に同じ, ただし REOF (500) 10モード.

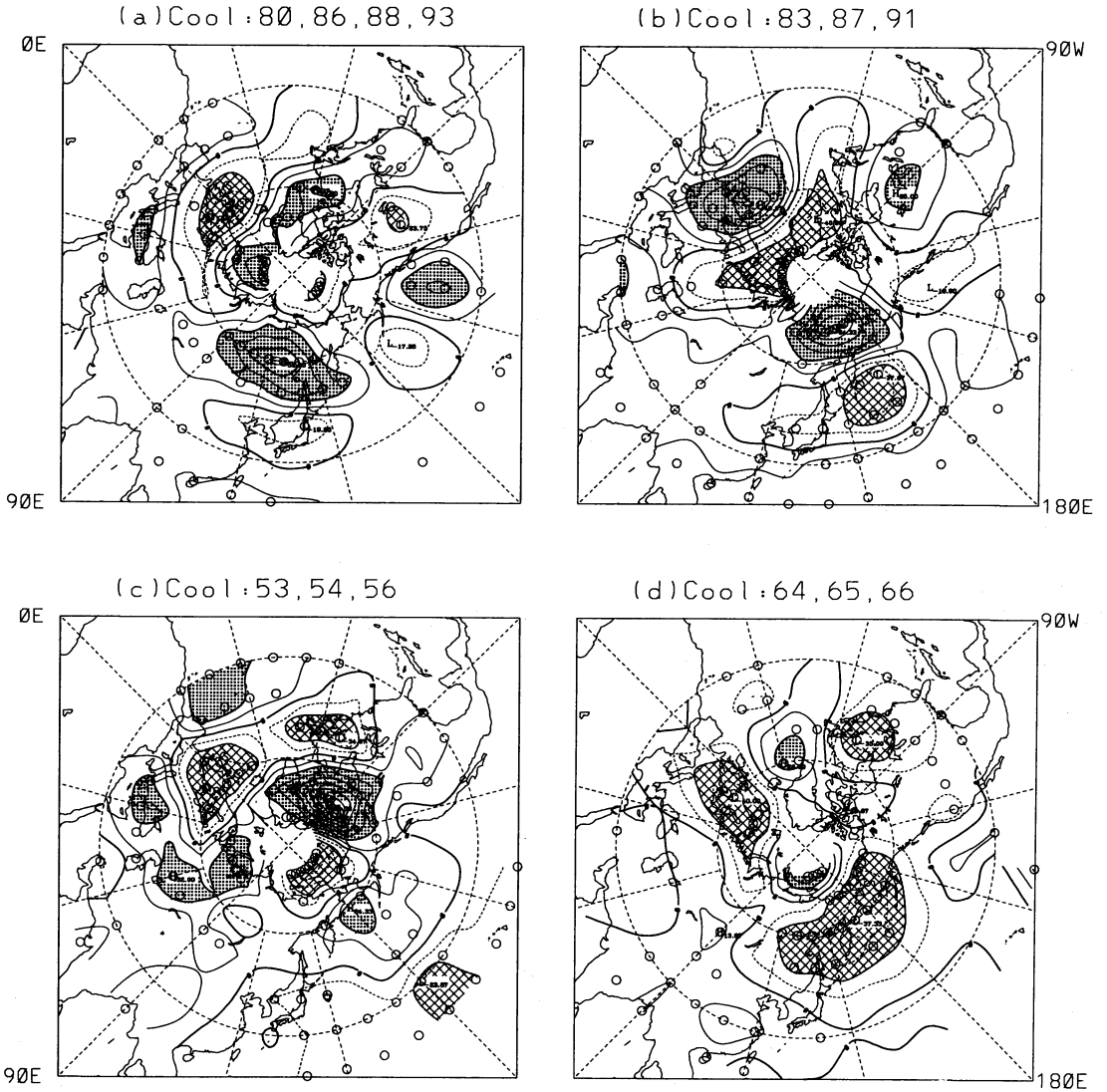
した. 実際に, 多くの研究により示されている近年のユーラシアの積雪面積の減少 (例えば Robinson *et al.*, 1993; Groisman, 1994) と近年の REOF (500) 5+ の傾向の一致は, ユーラシアの積雪面積とオホーツク海高気圧の関係が夏期においても持続しており, 1970年代後半以降の北日本における冷夏の頻発に関連していることを示唆している.

REOF (500) 7 では, 概ね 40°N を軸とし中国東部から北太平洋にかけて東西に広がる偏差が卓越している (第5図 a). 日本本土の気温と有意な相関があり (第2表, 危険率1%で東日本は0.39, 西日本は0.35), 日本付近の高度が正 (負) 偏差の時に日本本土で暑夏 (冷夏) になることを示す. 第4節で示した SVD-JA2 の 500hPa 場とほぼ類似の空間分布を示すが, 時間係数にはあまり長期傾向が見られず, むしろ年々変動が卓越している (第5図 b). ここで注目すべきは, 1973・78・81年の西日本の暑夏年には REOF (500) 7+ が卓越しているが, SVD-JA2 は卓越していないことである. この SVD-JA2 と REOF (500) 7 における西日本の暑夏への関連の違いの原因は, 後者に含まれる西太平洋の SST 偏差にあると考えられる.

REOF (SST) 5 の空間分布は熱帯西部太平洋の SST 変動を示し (第6図 a), トレンダ的な上昇傾向を含む長期変動が卓越しているが, 年々変動成分も大きいことが分かる (第6図 b). それぞれの時系列を見れば, SVD-JA2 が正でなく (第3図 c), REOF (500) 7+ であって (第5図 b) 暑夏年である 1973・78・81年

には, REOF (SST) 5+ が卓越していることが分かる (第6図 b). つまり REOF (500) 7モードは熱帯西部西太平洋の SST とも関連がある場合があり, その西太平洋の高 SST と関連のある日本付近の正偏差が西日本や全国に暑夏をもたらす. この結果は1970年代から1980年代前半にかけての暑夏には, 西太平洋の SST が関連しているという従来の研究 (例えば工藤, 1994) を支持する.

REOF (500) 10 は日本付近では朝鮮半島に弱い負偏差があるのみで, 西大西洋からインドへとユーラシア大陸を横断する EU パターン的な偏差の波列を示す (第7図 a). 日本本土の気温と有意な負の相関にあり (第2表, 危険率5%で北日本では0.29, 東・西日本では0.27), 特に1980年代後半以降の西日本の冷夏・暑夏とよく対応している (第7図 b). どの REOF (SST) モードの時系列とも有意な相関はないが, REOF (500) 10 の時系列と全球 SST の有意な相関域が大西洋域にみられる. しかしながら, 主な波列ラインから離れた朝鮮半島付近に偏差が孤立して存在することは, 日本の夏期気温変動に重要な意味を持っている. 1980年代後半以降は負の傾向, つまり朝鮮半島付近の正偏差が卓越しやすく, これは特に地上で顕著な暑夏型となる, いわゆる “鯨の尾型” の気圧配置と対応している. この鯨の尾型は500 hPa 面では北太平洋高気圧の北西偏と関連している. 全国的な暑夏が頻発した1970年代後



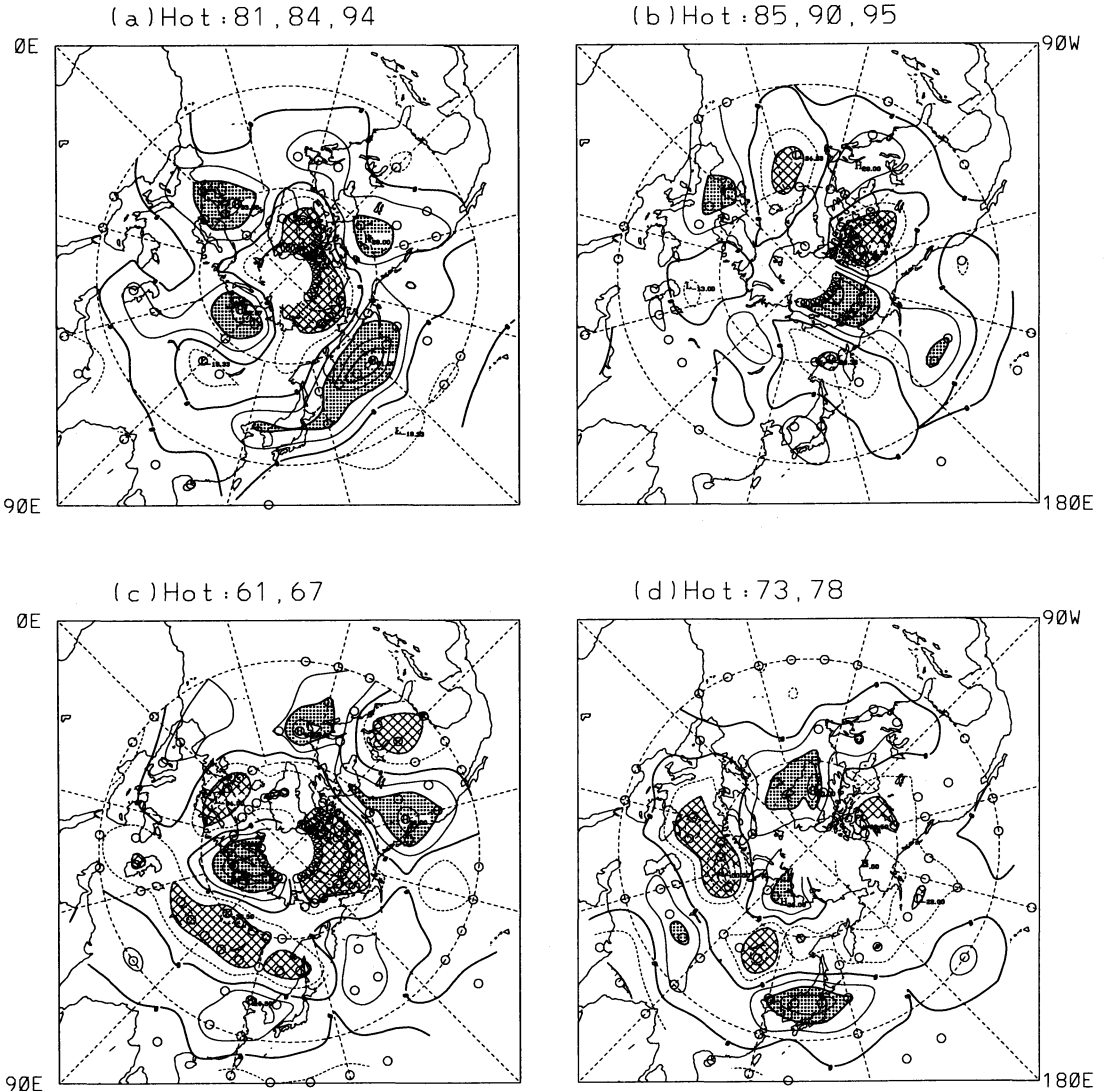
第8図 冷夏年における夏期平均500 hPa 高度偏差の合成図. 点(陰影)域は偏差20 m (−20 m) 以上を, ○は t-検定により平年との差が危険率5%で有意であるグリッドを示す. (a)全国冷夏年:1980, 86, 88, 93年 (b)北冷年:1983, 87, 91年 (c)全国冷夏年:1953, 54, 56年 (d)北冷年:1964, 65, 66年.

半以降のうち, さらに後半の暑夏年1985・90・94・95年には REOF (500) 10-が卓越している. 従って1970年代後半以降においても暑夏の要因は前半と後半で異なっており, 前半では西太平洋の高 SST が, 後半では北太平洋高気圧の北西偏が関与しているといえることができる.

6. 1970年代後半以降の冷夏・暑夏循環型の特性

第3節でも述べたように1970年代後半以降の日本の

夏の天候の特徴は, 南西諸島の暑夏と本土での冷夏・暑夏の頻発である. そして第4節の結果から長期変動としては1970年代後半からの全球熱帯域での SST 上昇とそれに伴う亜熱帯高気圧の強化が南西諸島の暑夏に, 三陸沖〜北太平洋での SST 下降が北日本の冷夏にそれぞれ関連していることが, また第5節の結果から年々変動としては東シベリアでのブロッキングの発達為主に北日本の冷夏に, そして西太平洋の局地的な SST 上昇 (前半) と北太平洋高気圧の北西偏 (後半)



第9図 第8図に同じ、ただし暑夏年 (a) 西暑および全国暑夏年：1981, 84, 94年 (b) 全国暑夏年：1985, 90, 95年 (c) 全国暑夏年：1961, 67年 (d) 全国暑夏年：1973, 78年。

が西日本および全国的な暑夏に関連していることがわかった。それでは1970年代後半以降における冷夏・暑夏は、それ以前の冷夏・暑夏とどのように異なっているのか否かを本節で明らかにする。

まず、冷夏について論ずる。第8図aは1970年代後半以降の全国冷夏年(1980・86・88・93年)の合成図である。この4年のうち1988年以外はREOF(500)5+が卓越しており、東シベリアからオホーツク海にかけてのブロッキングを示す正偏差と日本付近の負偏差が顕著となり、日本付近の偏差は南北に並ぶ。一方、

同じく1977年以降における北冷年(1983・87・91年)の合成図(第8図b)では、東シベリアのブロッキングおよびその南側の負偏差も全国冷夏年のものより北東に寄っている。そして西日本はさらに南の正偏差に覆われるかたちで冷夏とはならず、結果として北冷型となったと考えられる。また東大西洋の偏差は全国冷夏年とは逆になっており、日本の北東の偏差波列はあたかも北海から北極域を経由した一連の波列を形成しているようである。

これら1970年代後半以降の2つの冷夏年のパターン

を、以前の冷夏年と比較する。近年と同じく南西諸島が比較的温暖で、日本本土が冷夏であった1953・54・56年の合成図(第8図c)では、日本の南東海上の偏差は負であり、1970年代後半以降の全国冷夏年に見られた東シベリア～オホーツク海のブロッキング(第8図a)は見られない。つまり1950年代の冷夏は、亜熱帯高気圧の弱まりもしくは南下によるものであるといえる。また1983年などの北冷年でも、1960年代の北冷年(1964～66年)の合成図とは偏差パターンが異なっている。1960年代の北冷年では沿海州～アラスカに大きな負偏差が見られ(第8図d)、シベリアからの寒気の流入によるいわゆる第2種冷夏(気象庁, 1972)であることがわかる。

一般に冷夏の場合は多雨であるが、1970年代後半以降の冷夏においては北日本の日本海側は少雨である(西森, 1997)。これは全国冷夏型にしる北冷型にしる、日本の北方におけるブロッキングの出現で、北日本の日本海側がオホーツク海高気圧の勢力下に入るためと考えられ、1970年代以前の冷夏と大きく異なるところである。1993年も全国的に多雨であったが、北日本の日本海側のみは少雨であり、このことも1970年代後半以降の全国冷夏年および北冷年と共通している。

次に暑夏年の偏差パターンについて合成図解析を行った結果、1970年代後半以降における暑夏には2つのパターンが見られた。西暑年であった1981年および全国暑夏年であった1984・94年には北太平洋高気圧の北偏とそれにつらなる、西太平洋の高SSTによると考えられる日本付近の弱い正偏差のために暑夏であった(第9図a)。一方、1985・90・95年はNitta(1987)のPJパターンに類似した南西～北東の正・負・正の偏差波列が見られる。この年には負のREOF(500)10が卓越しており、朝鮮半島付近の正偏差は北太平洋高気圧の北西偏によるものであると考えられる(第9図b)。

近年の2つの暑夏パターンをそれ以前の暑夏と比較してみる。1961・67年はREOF(500)7+が卓越しており(第4図b)、合成図は1995年型に類似した南西～北東の波列と朝鮮半島を覆う正偏差が特徴である(第9図c)。一方、1973・78年もREOF(500)7+が卓越しているが、合成図によると波列は南北に並んでおり、1960年代暑夏とは様相が異なっている(第9図d)。

本節の結果から1970年代後半以降の冷夏年・暑夏年には、ともに異なる2つの大気循環パターンがそれぞれ存在していることが分かった。冒頭にも記したよう

にKawamura *et al.* (1998)は1970年代後半以降の冷夏・暑夏の頻発を熱帯からのForcingによるものとしたが、本研究の結果はこの年代の冷夏に関しては中高緯度の影響が大きいことを示し、またこの年代の暑夏に関しても異なる大気循環パターンが存在していることからその要因は様でないということを示した。従って今後はなぜこのような大気循環パターンの違いが形成されたのか、海洋や陸面との関係についてのさらなる解析が必要である。

7. まとめ

本研究で明らかになったことを以下に示す。

① 日本本土における冷夏・暑夏の出現パターンは、南西諸島の気温変動と対応した約10年程度の時間スケールで変化する。南西諸島が、その前後の年代と比較して温暖であった1920年代後半～30年代および1970年代後半以降は、全国規模の冷夏年および暑夏年の出現が多い。また1950～60年代には北冷年や西暑年の出現が多い。これに対し、南西諸島が比較的寒冷であった1910年代半ば～20年代半ば、1940年代および1970年代には北暑年や西冷年の出現が多い。

② 南西諸島における1970年代後半以降の暑夏の頻発には、全球規模のSSTの上昇とそれに伴う亜熱帯高気圧の強化が関連している。また日本本土、特に北日本における1970年代後半以降の冷夏の頻発には、三陸沖～北太平洋でのSSTの下降と東シベリア付近にブロッキング型循環をもたらしやすい変動モードの卓越が関連している。

③ 日本本土における1970年代後半以降の冷夏年では、全国冷夏年・北冷年という異なる2つの循環パターンが存在している。いずれも東シベリアにブロッキング型循環が卓越しているが、その位置が全国冷夏年と北冷年では異なる。またそれぞれ、それ以前の全国冷夏年・北冷年とは循環パターンが異なる。同じく日本本土における1970年代後半以降の暑夏の頻発にも2つのパターンが関与している。1つは西太平洋の高SSTにより日本付近に局地的に形成される高圧部と関連した暑夏であり、もう1つは北太平洋高気圧の北西偏とチベット高気圧の強化による朝鮮半島付近の高圧部と関連した暑夏である。

謝辞

本論文の作成に当たっては、筑波大学地球科学系の安成哲三教授には終始適切なご助言を頂きました。こ

ここに感謝いたします。またデータの提供を受けた気象庁気候情報課に御礼申し上げます。本研究の遂行にあたっては、文部省科学研究費基盤研究(A)“1993/94年夏の異常気象の解明”(No.07304069)を使用しました。

参考文献

- Davis, R. E., 1976 : Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 249-266.
- Groisman, P. Ya., T. R. Karl and R. W. Knight, 1994 : Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere, *J. Climate*, **7**, 1633-1656.
- 石原幸司, 1998 : ユーラシアの積雪変動が日本の天候に与える影響, *グロスベクター*, (36), 79-85.
- Kachi, M. and T. Nitta, 1997 : Decadal variations of the global atmosphere-ocean system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 657-675.
- Kawamura, R. and M. Sugi, 1995 : Interdecadal and interannual variability in the Northern Extratropical circulation simulated with the JMA global model. Part II : Summertime leading mode, *J. Climate*, **8**, 3020-3027.
- Kawamura, R., M. Sugi, T. Kayahara and N. Sato, 1998 : Recent extraordinary-cool and hot summers in East Asia simulated by an ensemble climate experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 597-617.
- 気象庁, 1972 : 季節予報指針(下). 長期予報テクニカルノート第11号, 233pp.
- 気象庁, 1981 : 1か月予報指針, 長期予報テクニカルノート, 301pp.
- 気象庁, 1994a : 平成5年冷夏・長雨調査報告—災害時自然現象報告書一, 気象庁技術報告, (115), 231pp.
- 気象庁, 1994b : 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し—(V), 大蔵省印刷局, 346pp.
- 気象庁, 1996 : 平成6年5月上旬から10月上旬の少雨および高温に関する調査報告—災害時自然現象報告書一, 気象庁技術報告, (118), 249pp.
- Kitoh, A., 1995 : Observation and simulation of the relationship between the global sea surface temperature variability and the 500 hPa height, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 247-253.
- Kodera, K. and M. Chiba, 1989 : West Siberian spring snow cover and East Asian June 500 mb height, *Pap. Meteor. Geophys.*, **40**, 51-54.
- 小出 寛, 小寺邦彦, 1997 : 冬季における最近の大気・海洋の長周期変動の特徴について, *天気*, **44**, 535-550.
- 工藤達也, 1994 : 予報作業の客観化のための技術開発と天候に寄与する気候系等の解析—平成2年度全国長期予報技術検討課題並びに平成3年度全国長期予報技術検討会報告一, *研究時報*, **46**, 39-51.
- 栗原弘一, 1985 : 日本の夏季気温と西部熱帯太平洋域の海水温との関係, *天気*, **32**, 407-417.
- 宮崎保彦, 1989 : エルニーニョ年の日本の天候の特徴, *天気*, **36**, 489-496.
- 西森基貴, 1997 : 日本における夏期気温変動と1993・94年の冷夏・暑夏, 気象研究ノート, (189), 199-216.
- Nitta, T., 1987 : Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Nitta, T., 1990 : Unusual summer weather over Japan in 1988 and its relationship to the tropics, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 575-588.
- North, G. R., T. L. Bell and R. F. Cahalan, 1982 : Sampling errors in the Estimation of empirical orthogonal function, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699-706.
- O'Lenic, E. A. and R. E. Livezey, 1988 : Practical considerations in the use of rotated principal component analysis(RPCA) in diagnostic studies of upper-air height fields, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1682-1689.
- Robinson, D. A., K. F. Dewey and R. R. Hein, Jr., 1993 : Global snow cover monitoring : An update, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74** 1689-1696.
- 若原勝二, 藤川典久, 1997 : 1993年冷夏と1994年暑夏の日本の天候と循環場の特徴, 気象研究ノート, (189), 2-69.
- Wallace, J. M., Y. Zhang and K.-H. Lau, 1993 : Structure and seasonality of interannual and interdecadal variability of the geopotential height and temperature fields in the Northern Hemisphere troposphere, *J. Climate*, **6**, 2063-2082.
- 渡部雅浩, 新田 勅, 1997 : 冬季北半球における近年の気候変化と10年規模変動, *天気*, **44**, 207-212.
- 安成哲三, 西森基貴, 1995 : 気候変動の長期傾向から見た1994年の暑い夏, 日本気象学会1995年春季大会シンポジウム予稿集, 8-16.

Analysis of the Characteristics of the Occurrence of Hot and Cool Summer in Japan

Motoki Nishimori*

* Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba, 305-8571, Japan

(Received 9 December 1997 ; Accepted 21 January 1999)

平成11年度島津賞の候補者推薦要領および研究開発助成の募集

標記の賞・助成は島津科学技術振興財団が運営しているものです。興味のある方は以下の要領で推薦・応募して下さい。

1. 島津賞

(1) 表彰の対象

科学技術、主として科学計測およびその周辺の領域における基礎的な研究において、近年著しい成果をあげた功労者

(2) 表彰の内容

賞状、賞牌、副賞賞金300万円

(3) 表彰件数

1件

この賞の応募には学会の推薦が必要です。日本気象学会では、7月ごろに「学会外各賞候補者推薦委員会」を開催して推薦候補者を選考する予定です。その際の参考にするため、推薦するにふさわしい方をご存じでしたら、簡単な推薦理由を添えて1999年6月末までに日本気象学会（下記連絡先）あてお知らせ下さい。

2. 島津科学技術振興財団研究開発助成

(1) 助成の対象

科学技術、主として科学計測およびその周辺の領域における基礎的な研究

(2) 応募の資格

原則として、国内の研究機関に所属する45歳以下の新進気鋭の日本人研究者

(3) 助成金額

総額900万円、1件につき200万円以下

この助成の応募には学会の推薦は必要ありません。

詳しい応募要領や応募用紙は日本気象学会（下記）にありますので、各自で書類を入手の上、財団に直接送付して下さい（1999年9月30日必着）。

記

連絡先：〒100-0004 東京都千代田区大手町1-3-4
気象庁内 日本気象学会
学会外各賞候補者推薦委員会