長期予報研究

グロースベッター

第 32 巻 第 2 号

月例会「長期予報と大気大循環」報告(1993年10月1日)

1970年代~1980年代にかけての大気・海洋変動	新田	勍	1
気象庁全球モデルによって再現された Interdecadal variability	川村隆		10
全球規模の地上気温の変動	佐藤	健	33
全球海洋における10年スケール変動	谷本陽		42
暖候期予報への挑戦 ―― 北日本を中心に ――	和田英	夫	57

1994年3月

L. F. グループ

1970年代~1980年代にかけての大気・海洋変動

新田 勍*

1. はじめに

100 年規模の気象・海洋データを見てみると、長期的なトレンドや数年規模の変動の他に、10 年 ~数 10 年スケールの変動が存在していることがわかる。図1 は全球陸上平均気温(気象庁作成) の時間変化を示したものである。過去 100 年の間に気温は約 0.54 ℃上昇しているが、この上昇傾 向の他に数年から数十年スケールの変動も存在している。特に、1970 年頃を境にそれまで減少傾 向を示していた気温が最近にいたるまで急激な上昇傾向に転じた。本報告では、この 1970 年代か ら 1980 年代にかけての急激な気温上昇と関係があると思われる大気・海洋の状況を報告する。



平均からの偏差 (Nitta and Yoshimura, 1993)。

-1-

^{*}東京大学気候システム研究センター

2. 北半球地上気温,大気循環の変化

図2は1977-1986年の10年平均の地上気温(海洋上は海面水温)の平均値からの偏差を示した ものである(Trenberth, 1990)。熱帯域及び中緯度の大陸上で正偏差が存在し、この期間の全球平 均地上気温の昇温傾向(図1)に対応している。しかし、中緯度太平洋、大西洋には逆に負偏差が あり、特に北太平洋域の大きな負偏差はその北東方向のアラスカ西岸の大きな正偏差とともに顕著 な偏差パターンを形成している。このような中・高緯度域の気温の偏差パターンは、これらの気温 偏差が何らかの大気の循環の変化によるものであることを示唆するものである。

図3はこの期間の大気循環の変化を見るために、1976年を境にした前後それぞれ10年間の北半 球500hPa高度の差を求めたものである(Nitta and Yamada, 1989)。図2の気温偏差にほぼ対応 して、中緯度大陸上で正偏差、海洋上で負偏差が現れている。中でも、太平洋域には、中・東部亜



図 2 1977-1986 年平均の地上気温・海面水温偏差(1951-1980 年を基準)。等値線 は 0.25 ℃間隔,実線は正偏差,破線は負偏差を示す(Trenberth, 1990)。

熱帯域に正偏差,中部北太平洋に大きな負偏差,北米西岸に正偏差と顕著な波列パターンが連なっている。この波列パターンはPNA(太平洋-北米)パターンに対応しており,1970年代の半ばを境にして,PNAパターンが強まったことを物語っている。図2と図3を対応させることにより,北太平洋から北米にかけての気温変化は,PNAパターンの強化に伴う大気循環の変化によってもたらされたものと考えることができる。

北太平洋の循環場の変化に伴う影響は、様々な気象・海洋要素に現れている。図4(上)はアラ スカ西岸の地上観測点Sitka(57°N,135°W)の気温変化を見たものである。1970年代前半から 1980年代前半にかけて気温が約4℃上昇している。この観測点は丁度図3の北太平洋の高度の負 偏差と北米西側の正偏差の間に位置しており、この東西の高度差に伴い南風成分が卓越したためと 思われる。図4(下)はベーリング海の海水面積の時間変化である。全期間を通して約10年規模 の変動が存在するが、1977年頃を境に海水面積が大きく減少している。これもベーリング海への 南からの暖気の流入によるものと思われる。

図5は1976年を境にした前後6年間平均の太平洋域の海上風の差を求めたものである。500 hPa で現れていた中部北太平洋の大きな負の高度偏差に対応して,顕著な反時計周りの循環が卓越して いる。一方,熱帯域では赤道域を中心に西太平洋から中部太平洋にかけて西風偏差が,また,東太 平洋では東風偏差が卓越し,150°W付近で収束している。このような熱帯域の風の偏差分布は, 後述の熱帯東部太平洋域の海面水温の上昇傾向と対流活動の活発化と関連していると思われる。





-3-



図4 アラスカ Sitka の地上気温変化(上)とベーリング海の海水面積変化(下) (Salmon, 1992)。太実線は 12ヵ月移動平均。





3. 熱帯域海面水温と降水量の変化

北半球に現れた大気循環の変動と海面水温との関係を調べるために,図3と同様に1976年を境 にした前後10年間平均の海面水温の差を求めた(図6;Nitta and Yamada, 1989)。熱帯中・東 部太平洋に1℃近い大きな正の水温変化が存在する。この熱帯東部太平洋の水温の昇温域はカリフォ ルニア沖,アラスカ沖を経由してベーリング海へと繋がっている。また,インド洋,熱帯大西洋で も水温は上昇している。逆に,北太平洋及び南太平洋の中緯度帯の海面水温は大きく降温している。 北太平洋の海面水温偏差分布は,図3の高度偏差や図5の風偏差分布とよく対応している。大気– 海洋結合モデルによる研究結果(時岡 他, 1993)等によれば,この北太平洋の水温偏差分布は大 気循環の PNA パターンの強化によって生じた可能性が強い。

-5-

Nitta and Yamada (1989)は、衛星による OLR (外向き長波放射)のデータから熱帯域の海 面水温の上昇に伴って対流活動が活発化している可能性があることを示したが、その結果を検証す るために熱帯東部太平洋 (10°S-20°S, 160°W-140°W)の4地点平均の降水量の時間変化を調べ たのが図7である。5年移動平均した降水量は、1970年代半ばから1980年代初めにかけて約40 %上昇している。この降水量の長期変動と同じ領域の海面水温の変化とを比較してみると、1950 年以降、両者は非常によく対応して変化していることがわかる (図略)。熱帯中・東部太平洋の降 水量観測地点は非常に限られているが、図7の地域以外でも1970年代から1980年代にかけて海面 水温が上昇した地域に対応して降水量が増加傾向にあることが確かめられた。熱帯中・東部太平洋 で降水量が増加している結果は、図5の海上風がこの地域に向かって収束している結果とよく対応 している。

以上の結果から,1970年代から1980年代にかけて,何らかの理由で熱帯中・東部太平洋を中心 とした地域で海面水温が上昇し,それに伴いこの地域の対流活動が活発化し,その熱源変化によっ て北半球の PNA パターンが強化され,気温変化など様々な気象要素の変化が生じたものと推定さ れる。



図6 全球海面水温の1977-1986 年平均と1967-1976 年平均の差。等値線は 0.2 ℃間隔,実線は正,破線は負を示す。濃い影は正偏差,薄い影は負 偏差の95 %以上の有意な領域(Nitta and Yamada, 1989)。



図7 熱帯東部太平洋(10°S-20°S, 160°W-140°W)で平均した年平均 隆水量の時間変化。破線は5年移動平均(新田,可知, 1993)。

4. 1945 年以降の北半球循環場の変動

北半球の冬の循環場の長期変動を調べるために,500 hPa 高度場の主成分解析を行った。図8 は 第1主成分及び第2主成分の水平分布とその時間係数である。第1成分は太平洋から北米に連なる PNA パターンとヨーロッパからアジア域にわたるEU(ユーラシア)パターンが現れている。係 数の時間変化には、年々の変動以外に、10数年規模で同一符号が現れる傾向が認められる。1970 年代から1980年代にかけての気候変化に対応して、1970年代半ばに符号が正から負に逆転してい る。その他の期間でも、1950年代初めまでは正、1950年代後半から1970年頃までは負の符号が卓 越している。これらの長期変動は、熱帯東部太平洋の海面水温の変動と比較的良い対応があり(図 略)、両者の間に何らかの関係があることを示唆している。



EOF1







-7-

一方,第2主成分は,亜熱帯太平洋と極域の南北シーソーであり,第1主成分に比べてやや短い ものの,10年近い時間スケールの変動が存在している。

以上の解析は、1988年までのデータを用いた結果に基づいたものであるが、図9は、その後の 循環場の変化を見るために、1977年-1987年及び1988年-1993年の冬期平均の500hPa高度偏 差を示したものである。前者の結果は図3の偏差パターンとほぼ同じで、日付変更線に中心を持つ 負偏差が卓越している。一方、最近の6年間平均では、北太平洋は大きな正偏差域に覆われており、 その他の領域の偏差パターンもそれ以前のものと符号がほぼ逆転している。このことは、1988年 頃を境にまた北半球の循環場が変化した可能性を示している。最近の数年続きの日本の暖冬傾向は このような循環の変化と関係しているものと思われる。



図 9 冬期北半球 500 hPa 高度の 1977-1987 年平均(左)と 1988-1993 年 平均(右)。実線は平均高度,破線は偏差,影は負偏差領域を表す(気 象庁長期予報課作成)。

5. おわりに

以上の結果から、1970年代から1980年代にかけての気候変動のシナリオとして、「熱帯海面水 温の上昇 → 熱帯対流活動の活発化 → PNA パターンの強化 → 全球平均地上気温の上昇」が考えら れる。しかし、なぜこのような10数年スケールの変動が起きるのかについては不明である。海洋 循環の何らかの変動によるのか、ENSO とは別な型の大気・海洋結合メカニズムが働いているのか、 今後の大きな課題である。この現象の解明のためには、今後、海洋内部構造の長期データセットの 編集と解析、海洋・大気結合モデルによる長期変動の研究が重要であろう。

参考文献

- 新田、可知,1993: 熱帯太平洋降水量の長期変動. 日本気象学会1993年秋季大会講演予稿集,p190.
- Nitta, T. and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 375-382.
- Nitta, T. and J. Yoshimura, 1993: Trends and interannual and interdecadal variations of global and surface air temperature. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 367-375.
- Salmon, D., 1992: On interannual variability and climate change in the North Pacific. Ph.D thesis. Univ. of Alaska.
- 時岡達志,鬼頭昭雄,中川慎治,1993:北太平洋における大気・海洋相互作用について. 日本気象学会1993年春季大会講演予稿集、p174.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull. Amer. Meteor. Soc., 71, 988–993.

気象庁全球モデルによって再現された北半球

中緯度大気の Interdecadal variability

川村隆一*·杉 正人*·佐藤信夫**

1. はじめに

年々変動に関する大気・海洋相互作用の研究は、2-5年程度の ENSO の時間スケールが主に 注目されてきたが、最近、北太平洋域を中心として 10 年から数 10 年スケールの大気海洋変動の存 在とその実態が明らかになってきた。最近における最も顕著な現象は 1977 年から 1987 年頃までの およそ 10 年にわたるアリューシャン低気圧システムの発達と東へのシフトである。この現象は熱 帯太平洋の海面水温 (SST)の高温化との関連性が観測事実として指摘されている (Namias et al., 1988; Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990)。また、large scale の SST 変動は北太平洋域 のみならず大西洋、インド洋においても 10 年より長い長期変動がみられている (Folland et al., 1993; Kawamura, 1993; Tanimoto et al., 1993 など)。最近のレビューとしては、北太平洋に主 眼をおいた Trenberth and Hurrell (1993)の詳細な報告、また、西太平洋の大気海洋相互作用の 重要性を指摘した Yamagata and Masumoto (1992) を参照されたい。

Interdecadal scale の変動のメカニズムを調べることを目的とした大気大循環モデル(GCM)の 研究は必ずしも多いわけではない。Kitoh(1991)は1970-89年の実測のSSTを与えたMRI GCM の長期積分を行い,北半球中緯度の大気循環場に約10年の周期をもった変動モードを見出した。 また,Graham(1993)は1970-85年の実測SSTを与えた,ECMWF-MPI T21 GCMの長期積 分の結果から,北半球中緯度大気の長周期モードが観測と非常に類似していることを示している。 さらに,interdecadal scale の変動に必ずしも注目しているわけではないが,Lau and Nath(1993) はGFDL R15 GCMを使い1946-88年の実測のSSTを全球,熱帯太平洋のみ,北太平洋中緯度 のみに分け3種類の数値実験を行っており,SSTと500 hPa 高度に Singular Value Decomposition(SVD; 特異値分解)解析を適用して,得られた結合モードに interdecadal variability が認 められた。Graham et al.(1994)は彼らの実験とほぼ同様な設定で同じ SVD 解析を行っており, 似たような結果が得られている。このように,いくつかの GCM で観測と類似した interdecadal variation が再現されているが,その再現された variability は GCM の個性に強く依存していると 考えられる。たとえば,中緯度大気の natural variability などが良く再現できなければ得られる 結果もだいぶ異なったものになりうる可能性がある。したがって、現在の気候を精度良く再現できる能力をもった GCM を用いてモデル大気に現れる interdecadal variability をさらに調べていく 必要がある。そこで、本研究では1)10年 – 数10年スケールの変動がみられる最近の気候を再現 できる GCM の能力を評価する、2)北半球中緯度大気の interdecadal variability を調べる、3) 2)と関連して、SST アノマリに対するモデル大気の応答を考察することを目的とする。

2. 実験内容

気象庁全球予報モデル(JMA-GSM89 全球モデル)をT42 GCM として用いて、1955 年から 1988 年までの34 年間の長期積分を行った。モデルに関する詳細な説明はJMA/NPD (1992) によっ てなされているのでここでは省略する。SST は気候値ならびに年々変動する全球規模の観測値を与 えた2種類の数値実験の結果を解析した。Climatological SST ランはモデル大気で再現される natural variabilityを評価するために行った。また、数値実験に用いた月平均 SST データはイギ リス気象局によって編集されたものである (Parker and Folland, 1988)。観測と比較するために、 気象庁長期予報課編集の北半球の月平均 500 hPa 高度データを使用した。中緯度大気の長周期モー ドを抽出するために、一般的な EOF 解析および回転 EOF 解析を行った。

数値実験の CAS/JSC ワーキンググループによって 14 の大気 GCM によって再現された気候の 相互比較がなされているが (Boer et al., 1991), それらのモデル共通の系統的誤差は今回の実験 によるモデル大気にも現れている。すなわち,ほぼ対流圏全層にわたって cold bias が存在し,特 に極地域の 300 hPa 面より上層が顕著であり,熱帯対流圏下層にもみられる。また,中緯度地域の 対流圏上層で西風が強すぎ,熱帯域では上層で東風が強くなる傾向がある。両半球におけるプラネ タリー波の振幅が弱い "zonalization" もみられる。

3. Interdecadal time-scale trend

モデル大気の interdecadal variability を論ずるにあたっては、観測でみられるような長期トレ ンドをはたして再現できているのだろうか。年平均地上気温の最近のトレンドは Jones (1988), Chapman and Walsh (1993) ほか多くの研究者によって調べられているが、ここでは IPCC (1990) の報告と比較してみたい。図1 は GCM で得られた 10 年スケールの地上気温 アノマリの空間分布 を示したものである。各々 1967-76 年、1980-88 年のアノマリである(1988 年までの積分なので 1989 年のデータはない。また、1955-88 年の 34 年平均からの偏差である。)。1967-76 年につい ては、ヨーロッパの昇温、アラスカやグリーンランドの低温傾向がみられ、1980-88 年ではユー ラシア北部、アラスカ・カナダ北西部の高温、ヨーロッパ・地中海地方の低温傾向が認められ、こ の地域的特徴はほぼ観測事実と整合する。南半球でもオーストラリアやアフリカ南部の高温傾向は 良く再現されている。しかし、変動幅は観測に較べて一般的に小さい。一方、観測と大きく異なる



図1 Real SST ランによって得られた 10 年スケールの年平均地上気温アノ マリ。(a) 1967-1976 年, (b) 1980-1988 年 (1989 年のデータはない)。 1955-1988 年の 34 年平均からの偏差に基づいている。等値線間隔は 0.1 ℃,陰影部は低温アノマリを示す。

のは南マメリカのアマゾン川油城のアノマリで、除水量分布の気候値もこの地域で料差が大きい。 このように相違点はあるけれども、観州される10年スケールの地上気温の高温・低量傾向の主力 地域的特徴は Real SST ランによって再刻された。当然ながら、SST が気候値のランでは、たとえ ば 1980-88 年におけるユーランア北部、アラスカ・カナダ北西部の高温は得られていない(図4 な)、したがって、SST 変動によって中朝度大気の corculation regime が変化し、顧問されるよう



図2 Real SST ランでの北半球冬季(12-2月)における (a) 地上気圧, (b) 500 hPa 高度の長期トレンド。等値線間隔は各々 0.2 hPa/decade, 2 m/decade である。陰影部は低下傾向を示す。 のは南アメリカのアマゾン川流域のアノマリで、降水量分布の気候値もこの地域で誤差が大きい。 このように相違点はあるけれども、観測される10年スケールの地上気温の高温・低温傾向の主な 地域的特徴はReal SST ランによって再現された。当然ながら、SST が気候値のランでは、たとえ ば 1980-88年におけるユーラシア北部、アラスカ・カナダ北西部の高温は得られていない(図省 略)。したがって、SST 変動によって中緯度大気の circulation regime が変化し、観測されるよう な地上気温の地域的特徴をもたらしていることが示唆される。1980-88年のユーラシア北部の高 温は冬季に最も顕著であるが、春季から初夏にかけてもその傾向は持続している。この場合、変動 幅が観測に較べて一般的に小さいのは、特に冬季の zonalization の影響や春季での融雪過程に伴 う土壌水分の変動などの大気-陸面相互作用も変動幅に影響を与えているのかもしれない。今後検 討していく必要がある。

次に,北半球冬季の地上気圧および 500 hPa 高度の長期トレンドを図 2 に示した。12, 1, 2 月 の 3 ヵ月平均をもとに積分期間 34 年間のリニアトレンドを計算した。Chen et al. (1992) が指摘 しているように, 1950 年代から 80 年代にかけての期間はアリューシャン低気圧やシベリア高気圧 が発達する地域でのトレンドが観測されている。GCM における地上気圧のトレンドはシベリア高 気圧,北アメリカ ridge の地域での高圧傾向,アリューシャン低気圧の地域での低圧傾向は観測と 対応する。また,500 hPa 高度も同様であり,ほぼ順圧的な構造になっていることがわかる。図 3 はアリューシャン低気圧中心付近の再現された地上気圧ならびに 500 hPa 高度の時系列を示したも ので,低下傾向がみてとれるが,観測で指摘されている 1976/77 年以降の北太平洋域の地上気圧の 異常な低下は GCM で非常に良く再現されていることがわかる。









- 15 -





4. 北半球冬季の長周期モード

北半球 500 hPa 高度場にみられる長周期モードの抽出に EOF 解析を適用した。Climatological SST ラン, Real SST ラン各々の EOF 1 の空間パタンを観測と比較したのが図4である。前述した ように、モデルの zonalization が少なからず影響していると考えられるが、Real SST ランと観測 を比較するとプラネタリー波の再現が十分なされていることがわかる。また、Climatological SST ランの EOF 1 を中緯度大気における natural variability の卓越モードとみなすならば、その寄与 がいかに大きいかが理解できる。

北太平洋域で interdecadal variation が最も顕著にみられるので、よく知られている PNA モー ドを図 4 と同様に比較したのが図 5 である。いわゆるテレコネクションパタンを同定するために、 回転 EOF 解析によって PNA モードを抽出した。二種類の実験の両方に見出された PNA モードの 空間パタンは観測されたものと非常に類似している。相違点をしいてあげれば、 Real SST ランで





の北太平洋中央部の loading の中心位置は Climatological SST ランと較べて,経度にして 20°程 度東へずれている。しかしながら,その時間変動は互いに大きく異なっている。Climatological SST ランによって再現された PNA モードの時系列をみると(図6),intermonthly から数年程度 の年々変動がみられるが 10 年より長い時間スケールの変動は不明瞭である。ところが,実測 SST で forcing を与えた場合の PNA モードは顕著な interdecadal variability をもっている。これらの 事実は,基本的に PNA は中緯度大気の natural variability を構成する固有モードであり,シグナ



T 4 2 Z 5 0 0 (1971-76) - (1964-70) D J F

-18-

年、(四) 1976/77-82/83 年である。等値線間隔は5m,陰影部は負の値を示す。

ルとして反映される時間スケールはせいぜい数年程度であると考えられるが, この場合 SST の forcing によって modulation が生じ, PNA, Reversed PNA の出現確率が左右され, 結果的に 10 年以上の長い時間スケールの変動が相対的に卓越してきたということを強く示唆している。一方, PNA モード以外の主要なテレコネクションパタン (NAO, EU, WP など) も再現されているが, 顕著な interdecadal variability は見いだされていない。

Real SST ランの時系列から、1976/77 年の abrupt change が明かであるが、10 年以上の時間ス



ケールでみると、期間(I): 1963/64-69/70年、(II): 1970/71-75/76年、(II): 1976/77-82/83年の 三つの特徴的な期間に分けられる。この時間スケールでの circulation regime の変化が半球スケー ルの気温場や高度場などにどの程度反映されているのだろうか。図7は冬季 500 hPa 高度の期間 (II)-(I),(II)-(II)の各々差をとったものである。互いの空間分布は(北半球で特に)ほぼ符号が 反転していることがみてとれる。中央北太平洋の 30-60°N 付近のアノマリが最も強く、その南の 20°N 付近のアノマリや下流方向の北アメリカのアノマリは非常に systematic である。地上気温の



-20-

アノマリをみても(図8),たとえばカナダ西部,アラスカのアノマリ,中部熱帯太平洋のアノマ リが同符号であり,また,ユーラシア北部とヨーロッパとの逆符号のアノマリが顕著である。この ように,高度場からみれば北太平洋で最も大きな変動が検出されているが,半球規模でも組織だっ た変化が見出される。このような PNA モードの卓越にともなう半球規模の変化は,図1でみたよ うな地上気温の長期変動の地域的特徴に大きく寄与していると考えられる。図8から熱帯太平洋, インド洋の SST の変化が推測されるが,降水量の分布をみると(図9),熱帯海洋上で SST に対応



-21-

した降水量のアノマリパタンが認められる。1976/77 年を境にした circulation regime の変化に注 目すると、熱帯太平洋中央部と熱帯インド洋東部で降水量が増加する傾向がある。逆に、海洋大陸 付近は減少傾向である。北アメリカ西岸でも降水量が増加するのがみられるが、アリューシャン低 気圧システムの発達にともなって南から湿った暖気移流が西岸に沿って入り込むことによると考え られる。図 10 は 200 hPa の zonal wind のアノマリを示しており、期間(II) から(III) へ移行すると、 中部熱帯太平洋では東風アノマリ、中緯度 30°N 付近では西風アノマリと、太平洋の熱帯から高緯



図 11 (a) 12-2月, (b) 6-8月における 200 hPa 面高度変動の標準偏差。気 候値 SST ランに対する Real SST ランの割合(%)で示す。等値線間 隔は 10%, 陰影部は 200%以上の領域を示す。

度方向にアノマリが拡がっている。これは北太平洋の亜熱帯ジェットの南偏を伴って、熱帯太平洋のSST forcing が中緯度大気へ影響を及ぼしていることを示唆する。期間(I)から(II)へはその反転パタンである。東部インド洋の熱帯をはさんだ両半球側(15°N および15°S)に同符号のアノマリがみられ、この地域でも熱帯大気の弱い応答があるかもしれない。次節では、SST forcing に対するモデル大気の応答を詳しくみてみよう。

5. SST forcing によるモデル大気の応答

a.熱帯の応答

SST に対する熱帯大気の応答の一つの指標として、Climatological SST ランに対する Real SST ランの 200 hPa 面高度変動の標準偏差の割合を示したのが図 11 である。北半球冬季および夏季に ついて示している。冬季についてみると応答は特に 160°W-150°W の中部熱帯太平洋で極大とな り、標準偏差の割合でいうと 300 %を超える(図示はしていないが、降水量の 200 %を超える領域 も 200 hPa 高度変動でみた応答の極大域とほぼ対応している)。GFDL R15 GCM を用いた Lau (1985)の結果では 200-250 %程度で、JMA GCM の SST アノマリに対する応答はかなり強い。 しかしながら、どちらがより現実大気に近いのかは観測データの不足から単純に回答を出すことは できない。夏季(6-8月)においても極大はほぼ同じ地域に位置しているが、250 %を超える程 度で冬季に較べて弱い。また、冬季と比較してインド洋、アフリカ地域で相対的に応答が強くなっ ている。実際に最も強い応答がみられた地域(10°N-10°S、170°W-140°W)の 200 hPa 高度の 変動をみると(図 12)、Climatological SST ランで再現されている自然変動に対して、SST



Z200 TROPICAL PACIFIC (10N-10S, 170W-140W)

図12 中部熱帯太平洋の地域(10N-10S, 170W-140W)における 200 hPa 高度変動。 実線は Real SST ラン, 点線は Climatological SST ランの場合を示す。

forcing を受けた変動の variability は当然ながら大きくなっており、また、ENSO event に伴った 変動が明瞭で、SST にとても敏感であるようにみえる。実際に SST との散布図(図13)をみると、 非常に相関がよい(ただし、28.5 ℃以上ではばらつきが大きい)。図14 は図12 の変動のスペクト ルを調べたものであるが、自然変動では年々変動スケールのパワーが弱いのに対し、Real SST ラ ンでは 40-50ヵ月以上の長周期成分が卓越している。SST のスペクトル構造と(特に長周期成分 は)非常に類似しており、周期が4-5年のピークは ENSO 現象に対応するものである。また、 10 年より長い時間スケールの変動のパワーも大きい。









- 25 -

b. 中緯度大気の応答

4節で北半球 500 hPa 高度変動の長周期モードを調べたが、中緯度大気自身の自然変動はどの程 度なのであろうか。図 15 は二種類の実験で得られた、北半球冬季の月平均 500 hPa 高度の標準偏 差と、その差を示している。Lau and Nath (1990)、Kitoh (1991) はモデルの variability が観 測より小さいことを報告しているが、Real SST ランで再現された variability は観測値と同程度で ある (図省略)。二つの実験で得られた variability の差をとると、必ずしも半球全体に正偏差が拡 がっているわけではなく、このことは Climatological SST ランから得られた中緯度大気の natural variability が外部強制を受けた実際の大気の variability に匹敵する (Manabe and Hahn, 1981) ことを支持している。地域的差異に注目するならば、北太平洋からヨーロッパにかけての東半球で 有意な差が認められた。しかしながら、大西洋での応答が大西洋 SST のみで説明できるのか、あ るいは太平洋での応答が trigger となっているのかは議論の余地がある。



図16 北太平洋中緯度の地域(35-55N, 170E-140W)における 500 hPa 高度 変動。(a)冬季(12, 1, 2月)のみ, (b)すべての季節。実線は Real SST ラン, 点線は Climatological SST ランの場合である。

図 16 に北太平洋中央部の(35°N-55°N, 170°E-140°W)領域における再現された 500 hPa 高 度の時系列を示した。二種類の実験について示し、また、34 年間の時系列であるが、冬季のみと すべての季節の場合に分けている。この地域での Real SST ランの時系列は前節で示した PNA モー ドの時系列とほぼ対応している。したがって、変動の振幅は二つの実験ともに大きな差はないが、 PNA モードのスコアと同様に interdecadal scale の変動が存在していることがわかる。他の季節 を加えた時系列でもそのような長期変動が認められる。スペクトル構造をみると(図 17)、短周期 成分のパワーはほとんど同程度であるが、Climatological SST ランは周期が 40ヵ月より長周期成 分になるとパワーが急激に小さくなるのに対し、Real SST ランでは逆に長周期成分ほどパワーが 大きく、interdecadal variability の卓越の有無が差異を生んでいることがわかる。ただし、同地 域の SST 変動のスペクトルを調べると、interdecadal scale の変動がより卓越しており、熱帯太平 洋での SST と 200 hPa 高度場のスペクトル構造の類似(図 14 参照)とは区別される。

PNA モードでの interdecadal variation の位相に基づいたコンポジット解析から,熱帯太平洋 SST の forcing が中緯度大気へ影響を及ぼしていることが示唆されたが,実際に北太平洋の 500 hPa 高度場の変動を説明できるのだろうか。図 18 は熱帯大気の応答が最も強かった領域($10^{\circ}N-10^{\circ}S$, $170^{\circ}W-140^{\circ}W$)の 200 hPa 高度と北太平洋中緯度の領域($35^{\circ}N-55^{\circ}N$, $170^{\circ}E-140^{\circ}W$)の 500 hPa 高度との関係を示している。冬季のみで,二つの実験について調べた。Climatological SST ランでは熱帯と中緯度ではほとんど独立して変動しているのがみられるが, Real SST ランの場合



— 27 —

では有意な負の相関が検出された。それゆえ,SST アノマリによる熱帯大気の応答が中緯度大気へ 影響を与えていることが確認された。散布図ではなく二つの時系列を比較してみると(図19),非 常に良く対応していることがわかる。北太平洋中緯度大気の interdecadal scale の変動が熱帯 SST による forcing によって大きく左右されていることは明かである。特に,1976/77 年の突然の circulation regime の変化は熱帯の SST forcing によって引き起こされたことが本研究の GCM 実験に よって結論づけられている。



図18 中部熱帯太平洋の地域(10N-10S, 170W-140W)の200 hPa 高度と 北太平洋中央部(35-55N, 170E-140W)の500 hPa 高度との関係。 (a) Climatological SST ラン, (b) Real SST ラン。



(19) Real SST ランにおりる中部無常太平洋の 200 hFa 高度(実験) これ 太平洋中央部の 500 hPa 高度(点線)の変動。ただし、 200 hPa 高度 は符号が反転している。

6. まとめと今後の課題

気象庁全球予報モデルを T42 GCM として用いて, 1955 年から 1988 年までの 34 年間の長期積分 を行い,モデル大気に出現した interdecadal scale の変動について解析を行った。以下にその結果 を要約する。

① Real SST ランのモデル大気にみられる地上気温の長期変動傾向の地域的特徴はほぼ観測事実と整合した。すなわち、1967-76年のヨーロッパの昇温、アラスカやグリーンランドの低温傾向が認められ、1980-88年についてはヨーロッパ・地中海地方の低温、ユーラシア北部、アラスカ・カナダ北西部の昇温傾向が再現された。また、1950年代から80年代にかけての、アリューシャン低気圧の地域での低圧傾向、シベリア高気圧、北アメリカ ridgeの地域での高圧傾向は観測と対応する。特に、観測で指摘される1976/77年以降の北太平洋域の地上気圧の異常な低下は非常に良く再現された。

② Real SST ランにおいて、中緯度大気にみられる長周期モードとしての主要なテレコネクションパタン(PNA, NAO, EU, WP など)が抽出されたが、顕著な interdecadal variability をもっていたのは PNA モードのみであった。また、Climatological SST ランによって再現された PNA モードには intermonthly から数年程度の年々変動がみられるが、10年より長い時間スケールの変動は不明瞭である。観測される PNA モードが(数週間から 10年以上の)多重時間スケールの構造をなしているのは、SST forcing による modulation の結果であることを強く示唆する。

③ 200 hPa 面の高度変動を指標とした、SST forcing に対する熱帯大気の応答は北半球冬季では 160°W-150°Wの中部熱帯太平洋で極大となり、降水量でみてもその極大域と対応する。この地 域の 200 hPa 高度と北太平洋中緯度域の 500 hPa 高度変動との相関から、北太平洋中緯度大気の interdecadal scaleの変動が熱帯 SST による forcing によって大きく左右されていることが確認さ れた。最近における最も顕著な現象として注目されている 1976/77 年の circulation regime の abrupt change は熱帯の SST forcing によってもたらされたことが GCM 実験によって明らかになっ た。

このように,観測事実から示唆された事柄に対し,少なくとも部分的な解答を与えることができ たが,依然として多くの疑問が残されたままである。その一部を簡単に列挙してみよう。

・再現された PNA モードと全球 SST との相関をとると、インド洋と東部熱帯太平洋域で観測より も強い相関が検出される(図省略)。実際の大気では SST 以外の様々な forcing が影響し、結果と して相対的に弱い相関関係が得られているのだろうか。あるいは、熱帯大気が SST forcing に対し て敏感すぎるのだろうか。

• 顕著な interdecadal variability をもった PNA モードが再現されたが, 観測される PNA は対応 する variability がより大きい (e.g., Kawamura, 1993)。言い換えれば, 10年より長い時間スケー ルのパワースペクトルは観測の方が大きい。特に異なる点は, 観測では北太平洋中緯度域の地上気

-29-

圧の低下が1977年から1987年頃まで(年々変動が大きいけれども)持続したのに対し,モデルで は1983年頃までしか持続しなかった。可能性の一つとして,北太平洋中緯度域の大気・海洋系の 正のフィードバックによって高い持続性が生じうることがあげられる。その意味では大気・海洋結 合モデルを用いた数値実験が大きな寄与を果たすであろう。

・interdecadal scale の変動とはいったい何か。熱帯 SST について、ENSO のシグナルが最も大き い地域では interdecadal variability も最も顕著であるというのではなく、むしろ ENSO に伴う変 動が相対的に小さい、西太平洋、インド洋域で比較的明瞭である。また、北半球冬季に注目したが、 地域によってはむしろ春季や夏季が顕著である場合がある。他の季節も考慮して、その季節依存性 を調べることも必要であると思われる。しかしながら、interdecadal scale の変動が ENSO イベン トの不規則性によってもたらされているのか、あるいは ENSO モードとは独立したモードである のか、という本質的な問題に対して解答は与えられておらず、今後の研究の発展に期待したい。

謝辞

本研究は科学技術庁防災科学技術研究所特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」 の一環としておこなわれた。計算に際しては、防災科学技術研究所の CRAY Y-MP2E/264 を使用 した。

参考文献

REFERENCES

- Boer, G. J., K. Arpe, M. Blackburn, M. Deque, W. L. Gates, T. L. Hart, H. le Treut, E. Roeckner, D. A. Shenin, I. Simmonds, R. N. B. Smith, T. Tokioka, R. T. Wetherald, and D. Williamson, 1991: An intercomparison of the climates simulated by 14 atmospheric general circulation models. CAS/JSC working group on numerical experimentation, No. 15, WMO.
- Chapman, W. L. and J. E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74, 33-47
- Chen, T-C. H. van Loon, K-D. Wu and M-C. Yen, 1992: Changes in the atmospheric circulation over the North Pacific-North America area since 1950. J. meteor. Soc. Japan, 70, 1137-1146.
- Folland, C. K., A. Colman, M. J. Salinger and D. E. Parker, 1993: Eigenvectors of global sea surface and night marine air temperature, 1901-90, and relationships with New Zealand air temperature, 1871-1992. In: Proceedings of the fourth international conference on Southern Hemisphere meteorology and oceanography.
- Graham, N. E., 1993: Decadal-scale climate variability in the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Climate Dyn.*, submitted.

- 30 -

- ——, T. P. Barnett, R. Wilde, U. Schlese and L. Bengtsson, 1994: On the roles of tropical and mid-latitude SSTs in forcing interannual to interdecadal variability in the winter Northern Hemisphere circulation. J. Climate, 7, submitted.
- IPCC, 1990: Climate change The IPCC scientific assessment, J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums eds., Cambridge, 365p.
- JMA/NPD (1992): Outline of operational numerical weather prediction at Japan Meteorological Agency. Appendix to Progress Report on Numerical Weather Prediction.
- Jones, P. D., 1988: Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987. J. Climate, 1, 654-660.
- Kawamura, R., 1993: A rotated EOF analysis of global sea-surface temperature variability with interannual and interdecadal scales. J. Phys. Oceanogr., to be published.
- Kitoh, A., 1991: Interannual variations in an atmospheric GCM forced by the 1970–1989 SST. Part II: Low-frequency variability of the wintertime Northern Hemisphere extratropics. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 271–291.
- Lau, N-C., 1985: Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Ninos in 1962-76. Mon. Wea. Rev., 113, 1970-1996.
- and M. J. Nath, 1990: A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1950–79. J. Climate, 3, 965–989.
- Manabe, S. and D. G. Hahn, 1981: Simulation of atmospheric variability. Mon. Wea. Rev., 109, 2260-2286.
- Namias, J., X. Yuan and D. R. Cayan, 1988: Persistence of North Pacific sea surface temperature and atmospheric flow patterns. J. Climate, 1, 682-703.
- Nitta, T. and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *Meteor. Soc. Japan*, **67**, 375–383.
- Parker, D. E. and C. K. Folland, 1988: The Meteorological Office historical sea surface temperature data set. In: Recent climatic change, S. Gregory, ed., Belhaven Press.
- Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa and Y. Toba, 1993: Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. J. Climate 6, 1153-1160.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull. Amer. Meteor. Soc., 71, 988-993.
 - ---- and J. W. Hurrell, 1993: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dyn.,

e de la **in press**e de la calendario de la calendaⁿ de la administración de la calendario de la calendario de la c

Yamagata, T. and Y. Masumoto, 1992: Interdecadal natural climate variability in the western Pacific and its implication in global warming. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 167–175.

- en de la servicie de la servicie de la SEC de la servicie de l'anti-la de la destruction de la constante de la Constante en la servicie de la servi
- an da señerez de la sere en el sere en sere esta el comencia en sere a degla sere en al comencia en al comencia La sere en la sere de passa de la sere señerez da sere da greco de la sere de la sere en la sere en la sere en s
- . 1999 – Alfred Mike e strike e statue of the second second second second second second second second second sec 1999 – Alfred Strike Statue Statue
- , best books of the second second bill of a book second book of the second books of the second books. New Second books are second books and books are second books of the second books of the second books of the sec
- ke strado ^{om}te terror en estaco e l'ano en entretto e a ceretto da alta a la constanta da entre en en en Le mesenten statemento a constanta e constanta da constanta e entretto e constanta e constanta terror e constant este constanta e constanta
- a kali unika iku manta ungu beraka kuka ang kalika kalika kali ang kuka ng pung mang munung munika ang Produkti kalika kalika ng kaka una kali ng kika.
- ara series de la companya de la comp A companya de la comp
- en an sector de la sector de la sector de la presenta de la sector de la sector de la sector de la sector de l 1947, maio esta de la sector de la ferma de la sector 1946, la sector de la 1947, la sector de la
- a shake 1930 dhe daaree biblicaad iya ku waxi dadha dhe dhe ee dhi ee biya aha dhe dhe dhe dhe dhe dhe dhe dhe Maraka kaara baara dhe biyada aha shaka aha shakaye
- tako disebatika di kuruta konstruktionen on sure degen tako saka ana sona ora orgonis orangen surge Ar en aka aka dara sona dari tako saka konstruktionen organis surgen en 120
- kom statemente a substatemente por energia presentario en la substatemente en energia. En entre e
- o antibuto de Monara a activitada de terro Nordana da Medico como consecto e englica do especie do especie do e O Monara do Sentementa e especialmente conserva a especie terro do conserva e conserva da conserva da conserva
- and a second A second secon

-32-

全球陸上地上気温の長期変動

佐藤 健*

1. はじめに

温暖化情報センターでは,地球温暖化にともなう全球規模の気候変動を検出するために,全球陸 上地上気温のトレンド解析を中心に調査を進めてきている。その結果から,過去約 100 年間の全球 陸上地上気温は,0.54 ℃/100 年の割合で上昇していることが分かった。

しかし、この期間の気温上昇は、決して一様ではなく、様々な時間的・空間的な規模を持った変 動が重なり合ったものであることが、Nitta and Yoshimura(1993)はじめ多くの研究者によって 指摘されている。

そこで,温暖化の検出のために,スペクトル解析の手法を取り入れた調査を行ったので,これら について報告する。

2. 調査に用いた資料

今回の調査では、全球の陸上の観測点の1880~1992年の月平均気温を用いた。

現在,温暖化情報センターにおいて整備されている月平均気温データセットは、米国中央大気研 究所 (NCAR: National Center for Atmospheric Reserch) から入手した 1982 年までのデータに、 GTS 回線を通じて入電する月平均気象報 (CLIMAT 報)を追加し、さらに、米国海洋大気庁 (NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration)から出されている世界月気候値 資料 (Monthly Climatic Data for the World)により補充したもので、その観測所数は、1880 年 で 173 地点、最も多い 1970 年で約 2100 地点である。(図1(a))

この様な,年代による地点数のばらつきや,平均気温の算出方法の違いによる影響を取り除くた めに,観測所の月平均気温は全て,その観測所の基準値からの偏差(以下単に「偏差」と呼ぶ)に 変換した。

まず,比較的観測データの多い,1961年~1990年の30年間を基準期間とし,観測所毎に,こ の期間の全データを用いて,月別の累年平均値と標準偏差を計算し,さらに,同じ累年データで, 平均からの偏差の絶対値が標準偏差の3倍を超えるものを取り除いて,再度平均値と標準偏差を求 め,これを観測所の基準値とした。

また,基準期間内の累年データが,15 個未満の場合は,その観測所のデータは解析には用いなかった。

この様にして,解析のために選択された地点数は,最も多い 1970 年頃で約 1700 地点,最も少ない 1880 年では 138 地点であった。(図 1 (b))

*気象庁温暖化情報センター



3. 調查方法

3.1 トレンド解析

長期的な変化傾向を見るために、トレンド解析を行った。まず、地域毎の観測地点分布のばらつ きによる偏りを軽減するために、Jones (1986a)等が行っているのと同様に、全球表面を、面積 がほぼ等しくなるような 1654 の格子に分け、各格子内の観測所毎の偏差を、格子の中心からの距 離に関する重み (w=1/d, d:格子の中心と観測所との距離)をつけて平均し、格子点平均の 偏差を求める。

さらに、全球・半球・地域別に領域内の格子点値を格子面積の重みを付けて平均し、各地域毎の 平均の偏差を求めた。図2に格子区分と地域区分を示す。

月別の偏差を 12ヵ月平均し,年平均の偏差を求め,最小自乗法によって一次回帰係数を得た。

3. 2 スペクトル解析

Nitta and Yoshimura (1993) 等によって指摘されているように、温暖化のシグナルを捉えるためには、長期間の時系列に含まれる様々なノイズを分離することが必要である。

そこで,経年変化に含まれる各種の変動成分について調べるために,スペクトル解析を行った。 ここでは,月別偏差の時系列から,FFTにより生のパワースペクトルを求め,ハミングウィンド ウにより平滑化してピリオドグラムを得た。さらに,ピリオドグラムに現れた卓越周期について経 年変化を見るために,月別値の時系列に数値フィルターをかけて,3つの周期帯(2~7年,8~ 25年,30年以上)の成分を取り出した。

また,各周期帯について,その変動の大きさを見るために,ピリオドグラムの各成分のパワーを 積分して地域別の平均振幅を求めた。



図2 格子区分と地域区分

格子は、赤道付近で5°×5°で、高緯度になるに したがって経度方向の刻み幅を大きくして、面積が ほぼ同じになるようにしてある。格子内の数字は、 解析に用いた観測所数。

太線は地域区分で、1:ヨーロッパ、2:北アジ ア、3:北アメリカ、4:北アフリカ、5:南アジ ア、6:南アフリカ、7:オセアニア、8:南アメ リカである。 4. 解析結果

4.1 長期トレンド

図3(a)に、全球平均の気温偏差の経年変化を示す。

1880年以降,全球気温は寒暖を繰り返しながらも現在まで確実に上昇してきており,特に1970年以降の上昇は急激である。また,年々の変動が激しく,短周期の変動成分が大きいことが分かる。



さらに, 1900 年頃と 1938 年頃及び 1990 年頃にピークがみられ, 40~50 年程度の長い周期の変動 の存在も予想できる。全期間のトレンドは, 0.54 ± 0.09 ℃/100 年である。

また、南北両半球のトレンドは、北半球で0.59 ℃/100 年、南半球で0.26 ℃/100 年となっており、北半球の方が大きな上昇をしている。地域別にみても北半球の中高緯度(ヨーロッパ、北アジア、北アメリカ)で顕著な上昇傾向がみられる。(表)

4.2 周期分析

(1) 全球および南北両半球

図4(a)は、全球平均気温偏差のピリオドグラムである。これを見ると、地上気温の変動には、 様々な周期の振動が含まれていることが分かる。30年以上、20年前後、10年前後、数年周期に大 きなパワーがみられる。

図3(b)~(d)に、3つの周期帯でろ波後の全球平均気温偏差の経年変化を示す。

それぞれの周期帯の振幅は、年代によって変化している。2~7年、8~25年では、期間の中 頃で相対的に振幅が小さく、30年以上の周期帯では、1920年代以降で振幅が大きい。それぞれの 周期帯の全期間平均の振幅は、2~7年が0.17℃、8~25年が0.12℃、30年以上が0.14℃であ る。

1990年の高温時には、トレンドに加えて、全ての成分で偏差が極大となっており、これにより 過去最高の正偏差となった。その後2~7年、8~25年の周期帯の成分は降温してきている。

また、これと同様に、1900年、1938年のピーク時にも、各成分の極大が一致して、大きな正偏 差となっていたことが分かる。

寒冷なピークについては、2~7年と8~25年の成分で極小が重なった年代に現れている。

図4(b), (c)は、南北半球の気温偏差のピリオドグラムである。

全球と北半球のピリオドグラムはよく似た形をしている。これは、計算可能な格子数が、北半球 の方が南半球に比べてかなり多く、全球の変化傾向が北半球に引っ張られるためである。両者とも、

地域区	分	トレンド
全	球	0.54 *
北半	球	0.59 *
南半	球	0.26 *
ヨーロッ	パ	0.55 *
北アジ	7	0.97 *
北アメリ	カ	0.65 *
北アフリ	カ	0.07
南 ア ジ	ア	0.36 *
南アフリ	カ	0.10
オセアニ	7	-0.03
南アメリ	カ	0.70 *

表 全球,南北半球,地域別の長期トレンド

単位:℃/100 年

*印は、危険率5%未満で有意

-37-



図4 全球,南・北半球の気温偏差のピリオドグラム 参照用に、2年、7年、8年、25年、30年の 所に線を入れてある。

10年前後,20~30年,30年以上の周期に大きなパワーがみられる。

これに対し、南半球は、10年前後と20~30年は小さく、そのあいだの15~16年にピークがみ られる。ただし、8~25年の間で積分すれば、全球・北半球と同程度のパワーをもつと思われる。 また、30年以上の周期成分は、全球・北半球よりも小さい。

(2) 各地域毎の特徴

図 5(a)~(h)は、地域別の気温偏差のピリオドグラムである。

2~7年の周期帯では、ヨーロッパ、北アジア、北アメリカで大きなパワーをもっている。その 他の地域では、これより小さい。

8~25年の周期帯では、南半球の3地域で16年周期にピークをもっており南半球の15~16年 周期のピークと対応している。また、ヨーロッパと北アジア、北アフリカでも、これとごく近い 15年周期にピークをもっている。また、北アジアでは8~9年と20~25年、北アメリカでは11 年に大きなピークがある。



30年以上の周期成分では、北アフリカと南アジアで小さい。ただし、 資料期間が 113 年と短いので、個々のピークの位置や大きさは、余りあてにならない。

先に得られたピリオドグラムから、2~7年、8~25年、30年以上の各成分について平均の振 幅を求めた。(図6)

2~7年の周期帯の平均振幅を見ると、ヨーロッパ、北アジア、北アメリカ(北半球中・高緯度) で振幅が大きい。この周期帯の変動は、エルニーニョ・南方振動と結び付けて考えられるが、Nitta and Yoshimura (1993)の行った SOI との相関分析では、振幅の大きい北半球中高緯度の地域で の相関は小さい。このため、これらの地域での2~7年の大きな変動を説明するには、ENSO とは 別のメカニズムが考えられなければならない。

8~25年周期の振幅は、北半球では中高緯度、特に北アジアで大きい。また、南半球では、南

アフリカと南アメリカで大きく,これに比べてオセアニアでは小さくなっている。オセアニアで相対的に小さいのは,20~50年の周期帯のパワーが小さいためで,これにより30年以上の周期帯でもオセアニアは相対的に振幅が小さい。

30年以上の北半球では、北アメリカが最も大きく、北アジア、ヨーロッパの順になっている。 北半球の低緯度では、全ての成分で中・高緯度より振幅が小さい。



5.まとめ

・全球平均気温は、0.54 ℃/100 年の割合で上昇していることがわかっているが、これには、様々な自然変動の成分が含まれている。

・今回は、Nitta and Yoshimura (1993)が用いた、3つの周期成分について同様の調査を行い、 更に振幅の大きさについて解析を進めたが、気温偏差の経年変化にみられる主な極大・極小は、こ れらの周期成分の重畳として説明できそうである。ただし、周期の区分については、その細分化を 含めて、さらに試行が必要であると考えている。

・地域毎の気温変動は、ピリオドグラムに現れるピークのずれから、それぞれに主要な変動のメカニズムが異なるものと思われる。それらのメカニズムの内、これまでに知られているものは、エルニーニョ現象など、ごく一部である。

6. おわりに

我々の目的は、温室効果の強化による気候の温暖化の検出にある。この温室効果による気候の変 化をシグナルとすると、太陽活動、火山噴火、エルニーニョ現象等による自然変動はノイズである。 温暖化の検出のためには、自然の変動成分の大きさをある程度正確に見積もり、これを観測デー タから差し引いて解析を行う必要がある。今回の調査で得られた、様々な時間・空間スケールの変 動について、そのメカニズムが解明されているものは少ない。今後の研究の進展を待つと共に、こ

れらのノイズの定量的な見積とその除去の方法について、さらに調査を行っていく必要がある。

参考文献

Nitta, T. and J. Yoshimura, 1993: Trends and Interannual and Interdecadal Variations of Global Land Surface Air Temperature. J. Meteor. Soc. Japan, 71, 367-375.

Jones, P. D., S. C. B. Raper, R. S. Bradley, H. F. Diaz, P. M. Kelly and T. M. L. Wigley, 1986a: Northern Hemispheric surface air temperature variations, 1851–1984. J. Clim. Appl. Met., 25, 161–179. 気象庁編, 1993: 地球温暖化レポート1992. 大蔵省印刷局, 245pp.

全球海洋における 10 年スケール変動

谷本陽一*

要旨

戦後40年以上が経過し観測データの蓄積も広い海域で充実してきている。それらの観測資料か ら作成した海面水温データセットを用い,太平洋・大西洋・インド洋における経年・年々変動の時 間的・空間的構造を明らかにした。北太平洋における変動にはエネルギーが大きい複数の特徴的な タイムスケールが存在し,それらの一つとして10年スケールが挙げられる。空間的には熱帯域と 中緯度域の2極構造を示すが,いわゆる ENSO に伴う変動パターンとは異なっている。大気大循 環場は10年スケールでも海面水温と整合性を保って変動している。しかし,この空間パターンも ENSO に伴うものとは異なっている。大西洋においても10年スケールの変動が抽出されるが,北 太平洋とは完全に同期していない。これに対し,インド洋における10年スケールの変動は熱帯太 平洋とほとんど同期して変動している。これらの結果は、10年スケールの変動の機構を解明する にあたり,海洋の長期変化に対し大気がどのように応答するのか,さらに大気がどのような変化を 再び海洋にもたらすのかを時空間的に明らかにする必要がある事を示唆している。

1. はじめに

気候変動に対する海洋の重要性は改めてふれるまでもないが、海洋表層における熱的状態の変動 は大気大循環場の経年・年々変動に大きく寄与する。特に、熱帯海洋の大気へのインパクトは古く は Bjerknes (1963) に始まり、近年では ENSO episodes の観点から大きく注目されてきた。特に、 Hoskins and Karoly (1981), Webster (1981) らはシンプルモデルを用いて、下部境界からの加 熱に対する大気応答に関する研究を行い、熱帯海洋の役割について見通しのよい物理的解釈を与え た。

熱帯大気の応答が中高緯度への伝播する様式についても、資料解析・数値実験両面からさまざま な研究が行われてきた。Wallace and Guzlar (1981) は 500 hPa 高度場アノマリ解析による PNA などのテレコネクションパターンの提示し、Pan and Oort (1983) は PNA パターンと同期して、 北太平洋における偏西風や中高緯度の海面水温 (SST) などが変動していることを示した (つまり、 ENSO warm episode 時には偏西風が強まり、中部太平洋の水温が下がる)。これらの関係は GCM を用いた perpetual run と climatological run との比較でも示されている (Blackmon et al., 1985; Kitoh, 1988)。

ENSO cycle はおよそ3年から4年のタイムスケールを持っている。一方,中高緯度における大 * 東北大学理学部 気大循環場や海面水温場におけるアノマリ時系列には, ENSO episodes からのインパクトと思わ れる ENSO サイクルタイムスケールの他にも, 1年, 準2年, ENSO サイクルより長いスケール (10年スケールと呼ぶことにする)といった変動エネルギーの集中している特徴的なタイムスケー ルがいくつか存在している (Saiki and Nagasaka, 1986; Hanawa et al., 1988; Barnett, 1991; Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990; Yasunari, 1991)。

それまでの大気海洋系における経年・年々変動に関する研究では、主に ENSO が全球に与える 影響について注目されてきた。しかし、それ以外のタイムスケールでも ENSO スケールでの機構 がふさわしいかどうかは明らかでない。「10年スケール」に関する月例会の報告であるので、この スケールと ENSO サイクルスケールの変動様式を比較しながら議論を進めることにする。

データセット,解析方法などは Tanimoto et al. (1993)を参照していただきたい。

2. 海面水温アノマリ場における10年変動

図1に北太平洋における規格化された海面水温アノマリ(SSTA)に対するクラスター解析の結 果を示す。クラスター解析はアノマリの時間発展が類似している海域を抽出する解析方法である。 詳しくは, Iwasaka et al. (1988), Cheng and Wallace (1993)に述べられている。

クラスター解析とは別に、各格子点における SSTA のスペクトルを FFT 法により求め、4つに 分けられたそれぞれのサブドメインにおいて、スペクトルをいくつも重ね合わせたものが図2であ る。スペクトルの形はそれぞれ違っているが、ホワイトではなく、エネルギーが集中しているタイ ムスケールバンドがいくつか存在していることが分かる。それらは、これまでに注目された準2年 や ENSO サイクルといったタイムスケールにほぼ対応している。注目すべきは、4年付近から低 周波側に向かってもう1つ別のスペクトルピークが示されることである。ただし、非常に限られた データスパン(37年間、444のサンプリング)の中で、振幅と位相を固定してスペクトルを求めて いるので、スペクトルピークの位置は(特に、低周波側では)余り正確ではない。そのため、これ



図1 北太平洋の SST アノマリに対するクラスター解析により抽出された 4つのサブドメイン。

以降の解析のためのタイムスケールバンドの決定の際にも、ここで示されたスペクトルのバンドに は固執せず、1節で示した研究結果を参考にして行った。

北太平洋の SSTA における unfiletered アノマリ,準2年,10年スケール(図3)での第1主成 分は,これまでの EOF 解析による研究(Weare et al., 1976;,Kawamura, 1984,Iwasaka et al., 1987,他)で抽出されてきた中緯度で東西方向に広がる同心楕円状の空間パターンを示す。しかし, ENSO スケールでは全く別の図4に表されるパターンを示す。このパターンは図3に比べ,中部太 平洋の活動中心域が南東へシフトし,符号逆転域が西岸付近に出現するのが特徴である。各主成分 の時係数では,ENSO スケール第1主成分がENSO のWarm/Cold Episodes と同期している事, 10年スケールの変動がいくつかの数年間持続する状態とそれらの1年以内の急激な遷移から構成 されている事といった特徴が示されている。



図2 各格子点における SST アノマリのスペクトルを図1 に示されたサブド メイン内でそれぞれ重ね合わせたスペクトル。I~IVは図1のサブドメ インに対応する。



のカットオフは2年と5年。

EOF 解析から除かれた熱帯域の変動も調べるために、北太平洋全域における SSTA の合成図を 10年スケール変動第1主成分の特徴的値をとる期間に基づいて作成した(図5)。各期間は時係数 の値に基づき次のように定義した。

高温期	1950—1956,	1961—1964,	1970-1976:18 年間
低温期	1957—1960,	1977 1985	:13年間
平温期	1965—1969,	1986	:6年間



図5 (a) 高温期, (b) 低温期, (c) 平温期(本文参照)における全季節の SST アノマリの合成図。等値線は 0.2 毎に書かれている。実線は正,破線は 負の値を示している。

全期間(37年間)の½から½の期間にわたり合成しているにもかかわらず,きわめて組織だった空間パターンが得られる。t検定の結果ではほぼ全域において有為な差を示している。当然,中 緯度においてこのパターンは,10年スケールの第1主成分の空間パターンと一致する。また,熱 帯と北米大陸西岸域は中緯度中部太平洋とほぼ逆位相で変動している事が示されている。

大気が10年スケールでのSSTA の変化に対してどの様に対応しているかを調べるために、冬季の wind stress と 500 hPa 高度場のアノマリ合成図を SSTA のレジームに基づいて作成した(図6,



図6 図5と同じ。ただし、冬季の風の応力場アノマリに対する合成図。矢印 の大きさは右上に 0.01N/n¹のサンプルが書かれている。





<u>-48</u>









-49-

図7)。低(高)温期において、 北太平洋上の偏西風は平年より強(弱)まっている。この事は、 高度場が PNA(Anti-PNA)パターンを示している事からも支持される。平温期には、偏西風の 蛇行が顕著である結果を示している。

北大西洋,インド洋においても,このような長期にわたる海洋の熱的状態の変動が見られる(図 8)。それぞれ大洋における時間発展を比較すると,インド洋は太平洋とほぼ同期して変動してい るが,大西洋ではある程度独自の変動をしている。しかしながら,1950年代後期,1970年代中期 における中緯度の低温化は全球的に同期して起きていることが示された。

3. 海洋表層における 10 年変動

これまで、海面水温アノマリ場の、特に長期変動について、その時空間的特徴を明らかにした。 しかし、現実に大気との相互作用という観点では海洋表層の変化が重要である。表層の資料は歴史 的に乏しいながらも、海面水温を用いた結果を活用した研究は可能である。また、10年といった 大変長いタイムスケールなるほど、大気そのものが固有に持つことはできないので、海洋循環など の機構が10年スケールの機構に介在している可能性は充分にありうる。実際、現在中層循環に注 目が集まり、それは10年から数10年のオーダーのタイムスケールを持つといわれている。

以下に紹介することは,水産庁遠洋水産研究所海洋・南大洋部の水野恵介・渡邊朝生両氏と私の 所属する研究室との共同研究で行われたものであることをはじめにお断りしておく。

遠洋水産研究所では、NODC(National Oceanographic Data Center)から得た表層水温資料 に加え、水産庁が保有している、太平洋・インド洋熱帯亜熱帯域でのまぐろ資源調査の際に得られ た水温データ、水産庁所属の調査船による観測、などを取りまとめ、新しい緯度経度5度格子、月 平均値表層水温データベースを1964年から1988年までの25年間について作成した。ただし、以 下の解析においては以下の時空間的平滑をしたデータを用いる。時間的には、月平均値から季節平 均を求め、さらに4季節を平均した年平均値を使用する。空間的には、経度方向に3つの格子点を 用いた移動平均を施す。

図3に示された10年スケールの時間発展に基づき,海洋表層における interdecadal な変動を 1964-75年,1976-86年について合成図を作成することにより調べた。図9は0m,200m,400m 面における2つの期間の合成図とその差を示している。

海面ではSSTの結果と同じく,熱帯と中緯度のアノマリのコントラストが示されている。200 m 面では熱帯域において表面と逆符号のアノマリを示している。これは、熱帯海洋における温度躍層 の東西方向の傾きを反映している(Philander, 1990 など)。北太平洋中部における水温構造の変化 は400 mまで及んでいることが示されている。172.5°W線に沿った断面図(図 10)では、30-40°N帯で 500 m付近まで変化していることが示されている。



 図9 表層水温場における interdecadal 変動。1964 年 ~ 1975 年の平均アノマリと 1976 年から 1986 年の平均アノマリの差を示している。(a) 0 m,
(b) 200 m, (c) 400 m面。等値線の間隔は 0.1 ℃毎に書かれている。負の 領域は点描されている。





基準点を0m面(32.5°N, 172.5°W)とした1点ラグ相関係数分布図を図11(100m面),図12 (400m面)に示す。亜表層では、海面における10年スケールを反映して中部太平洋における無相 関タイムスケールが3~4年程度となっている。一方、400m面では1~2年のラグの後、つまり 直接的な大気の強制から切り放された数年後、基準点のやや東側で相関が高くなり、さらにそれが 舌状に南方へ伝播しているように見える。

これらの結果は、中緯度の中部太平洋のおける10年スケール水温変化が数100mの深さまで及 んでいること、そしてその情報がなんらかのプロセスで熱帯付近まで及んでいることを示唆してい る。このことは、大気大循環・海面水温場に見られた10年スケールの変動機構として、海洋内部 の循環が大きく寄与する可能性を示している。

4. おわりに

10年スケールの変動が ENSO に続く次のターゲットとして注目され始めた。資料解析による研 究だけでなく,GCM を用いた研究でも 10年スケールが抽出され始めている(Chen et al., 1992; Lau and Nath, 1993)。海面水温場において 10年スケールと ENSO サイクルスケールの変動様式 が違っているということは新たな知見であった。これらのタイムスケールごとの違いは、大気大循 環場にも示されている(谷本, 1993)。しかしながら、それらをもたらす大気海洋相互作用の機構 としての、熱帯海洋 → 熱帯対流活動 → PNA の励起 → 中緯度偏西風 → 中緯度海面水温という図 式は変わっていない。一体、そもそもこのストーリーの始まりである熱帯の海洋構造を変化させる ものは何か。筆者は、それに海洋循環が大きく関わっていると考えている。しかし、変動機構を考 える前に、表層・中層循環の正確な描像、海洋循環における中緯度と熱帯のリンクなど、基本とな

-52-



図11 基準点を0m水温(32.5°N, 172.5°W)とした 200m面水温との1点ラグ 相関係数分布図。等値線は0.2毎に書かれている。相関係数0.8以上の領 域は黒く塗られている。



図12 図11と同じ。ただし、400 m面との1 点ラグ相関係数分布図。

-54-

るべきことを---つ--つ明らかにして行くことが、まずは重要であると考えている。

謝辞

3節で使用された図を快く提供してくださった水産庁遠洋水産研究所海洋・南大洋部,水野恵介・ 渡邊朝生両氏に深く感謝致します。

参考文献

REFERENCES

- Barnett T. P., 1984: The interaction of multiple time scales in the tropical climate system. J. Climate, 4, 269-285.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley Circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820–829.
- Blackmon, M. L., J. E. Geisler, and E. J. Pitcher, 1983: A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. J. Atmos. Sci., 40, 1410-1425.
- Chen, T.-S., H. van Loon, K.-D. Wu, and M.-C Yen, 1992: Changes in the atmospheric circulation over the North Pacific-North America area since 1950. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 1137-1146.
- Chen, X., and J. M. Wallace, 1993: Cluster analysis of the Northern Hemisphere winter-time 500-hPa height field: spatial patterns. J. Atmos. Sci., 50, 2674-2696.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba, 1988: Surface thermal condition in the western North Pacific during ENSO events. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 445–456.
- Hoskins, J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J. Atmos. Sci., 38, 1179-1196.
- Iwasaka, N., K. Hanawa, and Y. Toba, 1987 Analysis of SST anomalies in the North Pacific and their relation to 500-mb height anomalies over the Northern Hemisphere. J. Meteor. Soc. Japan., 65, 103-114.
- , 1988: Partition of the North Pacific Ocean based on similarity in temporal variations of the SST anomaly. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 433–443.
- Kawamura, R., 1984: Relation between atmospheric circulation and dominant sea surface temperature anomaly patterns in the North Pacific during northern winter. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 910– 916.
- Kitoh A., 1988: A numerical experiment on sea surface temperature anomalies and warm winter in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 515-533.

-55-

- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1993: A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system., in preparation.
- Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 375–383.
- Pan, Y. H., and A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–73 period. Mon. Wea. Rev., 111, 1244–1258.
- Philander, S. G., 1990: El Nino, La Nina, and the southern oscillation. Academic Press, 289pp.
- Saiki, M. and K. Nagasaka, 1986: Long-term variations of sea surface temperature in the North Pacific Ocean. Oceanogr. Mag., 36, 51-55.
- Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa, and Y. Toba, 1993: Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. J. Climate, 6, 1153-1160.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. Bull. Amer. Meteor. Soc., 71, 988-993.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., 109, 784–812.
- Weare, B. C., A. R. Navato, and R. E. Newell, 1976: Empirical orthogonal analysis of Pacific sea surface temperature. J. Phys. Oceanogr., 12, 671-678.
- Webster, P. J., 1981: Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies. J. Atmos. Sci., 38, 554-571.
- Yasunari, T., 1991: The monsoon year: A new concept of the climatic year in the tropics. Bull. Amer. Meteor. Soc., 72, 1331-1338.

暖候期予報への挑戦

ー北日本を中心にー

和 田 英 夫*

日本における長期予報は、北日本の稲作のために12月中に翌年の暖候期予報を確立することを 目的に始まった。その初期の目的に従い、退官後15年間にわたりその研究を続けて来た。長期予 報の月例会において、これまでの成果の一部を発表したが、本誌の読者にその概要を次に紹介する。 1. 最近の超大暖冬の真の原因は何か~その究明なくして長期予報の進歩はない

最近北日本では5年続きの大暖冬となっているが、高層天気図上でみるとその実体がはっきりするので、参考までに1989年の冬の例を図1に示してある。長期予報関係者には周知のことである



図1 1989 年の冬の 500 mb 高度偏差

が、図は偏西風の強い典型的な高指数のパターンである。 北極域の寒気の一部がシベリアへ南下しトラフを形成して いるが、これが日本の暖冬をさらに強化している。また著 しく発達した NH-PV とその停滞が相対的に日本付近の 高圧帯の形成と持続を伴っている。ところが最近の NH-PV を調べてみると、1989 年の1月には1960 年代の小氷 河期が来ると騒がれた PV の寒冷化とケタ違いの大寒冷化 となっている(図省略)。 (註:NH-PV ~ 500 hPa 面 における 80°• 70°N の平均高度偏差)

地域を北日本に限定すれば,寒冬や冷夏の長期予報は要 するに,北極の寒気が日本の方へ南下して来るかどうかで 決まり,その程度は寒気の強さと南下の規模次第なのであ る。昨年の大冷夏は,冬の記録的な低温の PV がその遠因

となっている。

さて問題は最近の北極域寒冷化の原因であるが、大変難かしい基本的なことである。少し専門的 になるが NH-PV と太陽黒点その他の現象との関係を調べてみたのが図 2 である。図の中には 1950 年からの 1 月の NH-PV の高度偏差、太陽黒点数および 50 hPa 面の QBO (熱帯成層圏にお ける風向の準 2 年周期)の風向、さらに火山の大噴火・エルニーニョ・大暖冬大寒冬も記載してあ る。この図からまずエルニーニョは北極寒冷化と関係なさそうであるが、火山の大噴火は一時的で あるが寒冷化を伴っており、'93 年の大寒冷化には '91 年のピナツボの大噴火の影響があったと考 えられる。

それでは '89 年の急激な寒冷化の原因は何であろうか。実は太陽活動の指標として太陽黒点数を

* 元函館海洋気象台



図2 1月の NH-PV と太陽黒点およびその他の関係

用いて,北極域の気温変動との関係を調べてみると,黒点極小期に北極域寒冷化の傾向があった。 またドイツの Labitzke 博士がかつて QBO の風向が西風のときに, 北極域の気温と太陽活動との 関係が正相関にあることを見出した。しかし両者共に '89 年には全く逆の傾向になってしまった。

ところが試みに QBO の風向を記入してみると、図のように '86 年から準 2 年周期が崩れて 4 年間にわたりWが続き '89 年に著しい寒冷化が起こっている。一般に QBO が西風の時の冬には PV の発達することが知られており、4 年間Wの続いた原因は分からないが、結果的に太陽黒点の変化 と関係なしに北極域の大寒冷化を招いたように推定される。従ってこの矛盾した現象は一時的であ り、これから黒点極小期に向かい北極域の寒冷化傾向がなお続くのではなかろうか。

いずれにしても北極域大寒冷化の真の原因は不明であるが、冬期における PV の変動は単に冬の 予報だけでなく、夏の予報にも大きく影響する。また図2に見られるように、北日本の暖冬は黒点 の極大期、寒冬は極小期に起こる傾向が大きく、特に 1977 年の大寒冬は、北極域の著しい正の高 度偏差(高温化)すなわち PV の南下と共に発生していることなどを指摘しておきたい。

なお近年 CO₂の増加による地球温暖化説が流布されているが、その学説によると最も温暖化す るのが北極域になっている。しかし現実には 1989 年から急激な寒冷化が起こっており、その矛盾 をどう説明するのであろうか。確かに近年の年平均気温は高くなっているが、実際には冬の著しい 高温の影響が大きく、夏の気温はむしろ下降傾向にあり、その中での '93 年の大冷夏であることを 注目したい。

2. 暖冬冷夏は本当か ~ 統計的手法の再考

東北地方には"暖冬冷夏"という俚言がある。しかし過去の気象資料では両者の関係は成立たない。ところが戦後の北日本の暖冬年(平均気温偏差+0.4℃以上)を調べてみると16か年あり,試みに1月の極東における東西指数(R2-

ZI)を仲介にして夏の平均気温偏差T' との関係を調べてみると図3のようになっ ている。すなわち"暖冬暑夏"ともいう べき関係がR2-ZIの著しく大きい時に 限られて出現している。その総観的裏付 けとして1月の高層天気図を調べてみる と、当然のことながら高指数の1月は、 日本付近を東西にのびる強い正の高度偏 差となっている年が多い。つまり1月の R2-ZIの値が約100以上に及ぶような 年は若干の問題はあるが、暑夏の可能性 が大きく、その他の場合は"暖冬冷夏" になるという結果になっている。なお、 91年は例外のように見えるが、この年 は6月が著しく高温のため平均で正偏差



図3 北日本の暖冬年と夏のT'および1月のR2-ZI

になっているが、7~8月の低温で稲は不作となった年である。

これまで長期予報の相関関係を用いた方法では,通称相関シノップと呼ばれる手法が発展して来 たが,このように極東における大循環の特性を用いると,実際の予報に役立つケースが他にも多く あり,ここに一例として紹介しておいた。

3. 5月の大循環の特性と北日本の冷夏~当たる長期予報

北日本の冷夏には、偏東風のヤマセの卓越する型(第1種型)と北西風による型(第2種型)の 二つがあり、それぞれの極東における循環の特性が知られている。また第1種型の冷夏は、春期に おける北極域の寒気の太平洋側への南下が前兆となっている。その具体的な前兆を戦後の5月の NH-PVの高度偏差で示したのが図4で、火山の大噴火も記入してある。この図によるとPVの 著しい正偏差の年は1960年を除いて、第1種型の冷夏の年と一致している。一方 PVの著しい負 偏差の年は、北海道だけが冷害の第2種型となっている。すなわち第1種型の冷夏は著しい寒気の 南下、第2種型の冷夏は5月になっても北極域における著しい寒気の残留という前兆を示している。 また図4によると火山の大噴火はPVの寒冷化に寄与していると見られる。



各年についての具体的な検討は省略するが、1993年の大冷夏について述べる。この年は3月からの北半球的なブロッキングと共に PV の崩壊が始まり、4月には北極域の主寒気が太平洋側に南下して8月まで続きヤマセの第1種型の卓越した冷夏をもたらした。特にその異常な低温は、冬期における PV の記録的な強さと関連していることが注目される。実はこの年の春からの大循環の経過は、1954年の冷夏の年と極めてよく一致しており、筆者の長年の研究と体験から"冷夏必至"の前兆であった。

なおこの春に太平洋側へ南下した著しい寒気の解消は、平たく言えば"覆水盆に返らず"という ことで、北方高気圧の出現と共にヤマセを伴ったマクロ的な長期間の拡散現象として説明されるの ではなかろうか。

1日本の信夏には、個景風のアメモの実施する空(第1億空)とれ四風による空(赤を御空)の

4. 暑夏年の5~6年の変動リズム~子年に不作なし

青森には過去100年間にわたる稲の作況指数と干支の関係の統計的調査から"子年に不作なし" という俚言がある。さらに昔に遡って調べてみても、天明・天保の時代でさえ子年は不作になって いない。一方東北地方の暑夏には5~6年のリズムがあり、極東における循環の特性を表わす東西 指数変動とほとんど一致していることが知られている。元来干支は12年周期であることを考える と、子年に不作なしというのは、暑夏のリズムの倍数に当たっていることから、東北地方には約 12年の暑夏のリズムのあることを示唆しているように思われる。さらに能登正之氏がかつて北日 本における夏の気温を調和解析して延長予報を試みたが、1980年からの変化の傾向が極めて良好

-60 -

で、これも5~6年の変動のリズムが基本で、次の暑夏は1995~96年になっている。

筆者はかつて北日本の超長期予報の研究成果として、1980年代に冷害頻発を予測したが、その際に5~6年の暑夏のリズムに着目して夏の予想天気図を作成したことがある。その手法は夏平均の高層における日本周辺の格子点の高度偏差を電計を用いて周期分析し、卓越波を選び延長する方法であったが、初めの5~6年はかなり成績が良かった。

最近グラフを用いた目の子勘定で周期を予測して翌年の 格子点値を求め予想図を作成しているが、意外と好成績で ある。一例として平成5年の予想を図5に示してあるがま さに第1種冷夏型のピタリの結果となっているが、果して 偶然であろうか。この項で述べたいろいろの成果から、署 夏の5~6年のリズムの卓越は、日本周辺の夏という季節 変動の特性と考えざるを得ないのである。

これまでの長期予報の研究には、主として1か月平均の 資料を用いているが、月平均は単に暦の上のことだけで昔 から Multanofsky 派による自然季節の考え方があり、む しろ季節平均の資料の方が、大循環の変動の特性をよく表 わしているように思われる。このような観点から最近の長 期予報の検討には、まず季節平均を主体として成果を求め、 それに基づき月別の資料でさらに細かく予想する方法を試 みている。



図5 平成5年の夏の予想

5. 秋の大循環の特性と翌夏の天候予測 ~ 季節の始まりは秋

12月中に翌年の暖候期予報の検討の唯一の資料は,秋の北半球の高層のデータであろう。これ までは署夏や冷夏の前秋の高層天気図の合成図を作成して参考にしている。また単に秋の高層天気 図との類似年を求める方法も適中率が低く余り役に立たない。ところが秋の 500 hPa 面における R2-ZIを正負別に分類して,高度偏差分布の特性を参考とし翌夏の北日本の気温との関係を調べ てみると,署夏と冷夏がかなり明確に分類される。特に R2-ZI の負の場合には大冷夏がほとんど 無いなどの興味ある結果が得られており,秋の高層天気図による翌年の暖候期予報に期待が持たれ る。

季節変化というと、春夏秋冬と考え勝ちであるが、北極域に寒気の蓄積の始まる秋をスタートに した"季節の始まりは秋"という理念が意外と長期予報に役立つように思われる。というのは、こ れまでの体験によると、秋の資料による暖候期予報を冬の新しい資料で修正してよく失敗しており、 秋の方がその後の季節変化に伴う大循環の特性を示しているとも考えられる。

6. 冬の大循環の特性と翌夏の天候予測 ~ 余り当てにならないが

冬の大循環の特性が何となく夏の天候の前兆になりそうであるが、単に冬の高層天気図との類似 による方法は、秋の場合と同様に役に立たない。しかし前述した暖冬冷夏のように、極東象限にお ける1月の東西指数が意外に予報の好指標となっている。実は従来の長期予報の具体的な成果の一 っとして、その気象学的根拠は分からないが、1月のR2-ZIが著しく負の年の8月は北日本で低 温となることが知られている。それらの年として1963年、'84年、'91年、'68年、'74年、'77年、 '81年、'80年、'53年、'70年があるが'84年だけが例外となっている。しかしこの年の1月のR2-ZIは-137 mで北日本の夏のT'は+1.4℃であったが、高層天気図によると、寒気の主力である PV が西半球に偏位しており総観的な面から他の年とは異なっている。このように PV の動向が夏 の天候の大きな目安となることを特にここで指摘しておきたい。

7. あとがき

この報告に用いた基礎資料の大部分は「気象庁長期予報課発行の気候系監視報告:長期予報テク ニカルノートNa36」に基づいている。筆者が長年集積して来た資料に代わり、この新資料を用いこ れまでの成果を再検討し、いろいろの興味ある結果を得ている。筆者の目的は専ら北日本の暖候期 予報にあるが、日本における他の地方、さらに各季節の予報検討にもこの資料が大いに役立つこと が期待される。

筆者の長期予報の信条は,どこまでも大気大循環を念頭においた北半球の高層天気図-将来は全 球の天気図-に基づく予報であることをこの機会に強調しておきたい。 ◇1992 年度(1992. 7. ~ 1993. 6.)L. F. グループ会計報告

収	入	支	出
前年度繰越金	873,155 円	印刷塑	528,000円
会 費	636,000	郵 送 • 通 信 費	25,395
バックナンバー売上	11,570	月例会会議費	55,557
月例会懇親会会費	27,000	消 耗 品	10,038
利子,利息等	1,096	LF関西補助金	≥ 51,000
収入計	1,548,821円	支 出 計	669,990 円

総計 1,548,821-669,990=878,831円(1993年度へ繰越)

◇編 集 後 記

日本では8年続きの暖冬となりました。ヨーロッパでは11月の寒波,12月の洪水,北アメリカ では1月の寒波など異常天候が連続しました。一方,昨年のエルニーニョ現象は従来の考え方では 理解しにくい面のある変わったエルニーニョ現象だったと言えます。

さて、昨年10月にL.F. グループ主催で気象学会月例会「長期予報と大気大循環」が行われま した。今回の「グロースベッター」はこの月例会の講演者の方々に原稿をお願いしました。講演者 のみなさんありがとうございました。なお、東大の中村尚さんの原稿は次号掲載の予定です。

次号の「グロースベッター」からA4化を予定しており、印刷費増加が予想されます。また郵便 料金の値上げもありましたので、L.F. グループの財政もひっ迫してくる可能性があります。1994 年度(1994.7~1995.6)の様子を見たいと思います。

「グロースベッター」は年2回発行で、投稿は自由です。印刷の書式はA4化により、1行48字、 1ページ38行となりますので、原稿もこの書式にあわせていただくと幸いです。また気象学会誌 「天気」と同様フロッピーディスクによる投稿も歓迎します。 (事務局:礒部)

原稿送付先:

〒100 東京都千代田区大手町3-4-1 気象庁長期予報課内 L.F. グループ事務局

平成5年度グロースベッター役員 (筑波大学) 川村 隆一 (気象研究所) 佐藤 康雄 (長期予報課)栗原 弘一, 酒井 重典, 高野 清治, 小島 直美 礒部 英彦(庶務担当), 山際龍太郎(会計担当) ※前号で栗原 弘一氏の名前が間違っていました。お詫びして訂正します。