法政大学学術機関リポジトリ

HOSEI UNIVERSITY REPOSITORY

PDF issue: 2025-07-17

北太平洋西部地域の冬季の気候経年変化の特徴

三瓶, 達成 / SAMPEI, Tatsunari

(出版者 / Publisher) 法政大学地理学会 (雑誌名 / Journal or Publication Title) JOURNAL of THE GEOGRAPHICAL SOCIETY OF HOSEI UNIVERSITY / 法政地理 (巻 / Volume) 34 (開始ページ / Start Page) 1 (終了ページ / End Page) 16 (発行年 / Year) 2002-03-24 (URL) https://doi.org/10.15002/00025903

北太平洋西部地域の冬季の気候経年変化の特徴

三 瓶 達 成

冬季の太平洋西部地域の地上気圧場に主成分分析を適用することで、代表的な地上気圧場の変動パ ターンと、そのパターンの強く現れている年を客観的に抽出した。選ばれたそれぞれの年について 500 hPa 面の気温および 200 hPa 面における中緯度偏西風ジェットに見られる特徴について明らかにすること で、地上気圧場の経年変化に伴う気候環境の変化について考察を試みた。その結果、第1主成分は偏西風 の南北循環の強弱の変動に伴う、地上気圧場の中・高緯度間の変動を示すものであり、日本海への寒気の 南下頻度に年による格差をもたらす。第2主成分は、太平洋西部の東西の気圧場の変動であり、偏西風の 北太平洋東部のリッジの位置の変動に伴われる変動であった。この変動では、北太平洋東部の南北成分の 風の卓越する領域が大きく変動するため、太平洋東部地域の冬季の気温環境への影響がより大であると考 えられた。

キーワード:冬季気候、寒気の吹き出し、経年変化、主成分分析、偏西風、北太平洋西部

Key words : climatic condition in winter, cold air outbreak, interannual variability, principal component analysis, westerlies, western part of North Pacific area

I はじめに

ある地域で起こる気象要素の経年変動は,単独 に起こるものではなく,時間・空間的に様々なス ケールを持つ変動の相互作用の一側面である。複 雑な大気システムの構造を明らかにする事は気候 学および気象学の重要な研究課題である。半球規 模,もしくは全球規模で,地球大気は相互作用を 持つことが分かってきていることから,現在では グローバルスケールの観測網や観測プロジェクト が整備され,この分野の研究は進んできている。

アジア地域の気候変動の研究においても長期予 測の必要性から、気温、降水量の変動を扱ったも のなど多く存在する。冬季の降水量を偏西風の状 態と結びつけて長期予測の可能性を示した朝倉・ 久保木(1963),地上気圧場の変動と降水量の変 動の関係を記した山本(1972),梅雨期の降水量 の変動に主成分分析を適用した村田・吉野 (1988),季節風の強弱と日本海の海水温に注目 し、日本の冬季気候の経年変動について述べた松 村・謝(1998)など挙げる事が出来る。

気候変動を明らかにするためには、ある気象要

素に注目して気候の経年変化を明らかにする方法 が考えられる。その際に問題となるのは,対象と する要素の空間的な変動スケールに見合うデータ の客観性と時間,空間的な妥当性である。従来の 研究においても,点として存在する観測データを いかにある範囲を持った地域の傾向として扱うか ということに工夫がなされてきた。近年ではグ リッドデータのようなこの分野の研究に有効な データセットが充実してきていることからも,過 去の研究におけるデータ上の制約の問題を解決 し,新しい視点から検討し直すことも重要とな る。

本研究では、気候の経年変化の特徴を明らかに する上で、地上における降水量や気温の変動に注 目するのではなく、地上気圧場の経年変動に注目 した。冬の極東地域には、冬季の天気を支配する シベリア高気圧、アリューシャン低気圧の二つの 大きな作用中心が存在しており、その勢力を表す 地上気圧場の変動からアプローチする事は、気候 の経年変化を研究する立場からも有意義である。

地上気圧場のような面としての情報の時間的な 変動のパターンを客観的に評価する方法として, 気候学の研究では主成分分析がよく用いられる。

-1 -



第1図 研究対象地域および地上気圧場の解析に用いた5°×5°の計98グリッド。

極東地域の地上気圧場の変動に主成分分析を適用 した研究として西森・安成(1996)が存在する。 この研究では,極東地域の地上気圧場を経年的に 変動させている作用中心を主成分分析を用いて明 らかにしている。今回の研究においても、冬季の 気候の特徴をとらえる際の解析対象年を客観的に 選択する目的で,ほぼ同地域に主成分分析を適用 した。その結果、冬季の変動パターンとしてやは り同様な結果を得ており、その中から主要な2つ のパターンについて今回は気候の経年変化の特徴 を明らかにしていく。

Ⅱ 地上気圧場の変動パターンの抽出

本研究では,まず,主成分分析により地上気圧 場の変動パターンを抽出する。抽出されたパター ン毎に主成分スコアの値から変動が強く現れてい る年を選ぶ。これにより,解析対象年が客観的に 選ばれたこととなる。それぞれの年の気候状態を 比較することで,地上気圧場の変動に伴った気候 変動を明らかにする。その際,冬季の地上気圧場 の変動は上空のより大きな循環の変化(例えば偏 西風の蛇行)と結びつけて考える視点が必要であ ると考えたため,今回は地上における降水量や気 温との対応を扱うのではなく,特に,偏西風の蛇 行の変化に注目することで冬季の極東域の気候の 経年変化について考察を行った。 1. 方法

地上気圧場の変動パターンを抽出する客観的な 方法として, 主成分分析を用いた。主成分分析に かけたデータは、NCEP / NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atomospheric Research) の再解析 データによる 5°×5° グリッドの月平均 1000 hPa 面高度データである。第1図に解析に使用した領 域を示した。対象とした期間は、データの都合上 1959年12月に始まる冬季から1999年2月まで の40冬季である。本研究では冬季を12月,1 月、2月の3ヶ月間とし、ある年の冬季は前年の 12月から始まる冬季とした。つまり、1963年冬 季の場合, 1962年12月, 1963年1月, 2月から なる。毎月の5°×5°グリッドの1000 hPa 面高度 データは、グリッド毎にまず1冬季平均した。そ うして出来たグリッド毎の40冬季のデータをさ らに全期間平均し本研究におけるグリッド毎の平 年値とした。実際に主成分分析にかけるデータは この平年値からの各冬季の偏差の値を標準偏差で 除して規準化したデータである。つまり,1グ リッド毎に40冬季分の時系列データが出来、そ れが対象とした 98 グリッド分存在する"。多変量 解析にグリッドデータを用いる際の問題点とし て, 高緯度ほどグリッドが密になる事で, 高緯度 の変動が強められるということがいわれている (西森・安成 1996)。よって今回はほぼ同地域の 地上気圧場に主成分分析を適用した西森・安成 (1996)の研究に習い、各グリッドの中心緯度の cosθの平方根をそれぞれのデータに乗じる事で 重み付けを行った。

主成分分析はn個からなる変数の行列を,情 報の損失を最大限に抑えたより少ない変数に集約 することを目的とする分析法である。よって,主 成分分析では上位数主成分のみを扱うのが普通で あるが,本研究において求められた主成分の第何 主成分まで扱うかという事に関しては以下に示す 通りとした。

主成分分析を気候学に適用する場合の問題点と して,主成分分析の直交性のため,求められた主 成分が物理的に意味のある主成分か疑問となる場

-2 -

合があるといわれている(村田・吉野1988,西 森・安成1996)。この問題を解決するために,因 子軸を回転するという方法がある(村田・吉野 1988,西森・安成1996)。本研究においては抽出 された主成分の因子軸の回転は行っていない。し かし,上記の問題点が指摘されていることから, ほぼ同じ領域で地上気圧に回転主成分分析を行っ た西森・安成(1996)によって求められた変動パ ターンとほぼ同様となった,第1主成分と第2主 成分についてのみ解析の対象とした²⁰。主成分分 析の計算は分散共分散行列をもとに行った。

2. 抽出結果

第2図に,40冬季の1000hPa面高度データを もとに主成分分析を行った結果として得られた, 第1主成分と第2主成分の因子負荷量分布図を示 した。以下,それぞれの主成分毎に考察を行う。

第2図aは、第1主成分の変動パターンを示し ている。基としたデータが規準化した1000hPa 面高度の平年偏差のデータのため、因子負荷量の 値は、グリッド毎の地上気圧の高低の変化を意味 している。この主成分は、全体の変動の約46% を説明しており、対象期間の地上気圧場の変動を かなり反映している変動である。因子負荷量は 150°E,40°N付近に変動の中心を持つような分 布になっており、南東方向に因子負荷量の大きな 領域が広がっている。因子負荷量分布から第1主 成分は、中緯度と高緯度の気圧の高低の変動を示 したパターンであると考えることが出来る。

第2主成分の因子負荷量は180°E,55°N付近 に負の大きな値,115°E,35°N付近に正の大き な値が各々見られる。この場合も因子負荷量は地 上気圧の平年偏差の高低の変動を示しているの で,第2主成分は地上気圧の平年偏差の東西の シーソーパターンであると考えられる。

3. 地上気圧場の時間的な変動パターン

主成分分析では主成分スコアを見ることで,年 ごとに主成分の示す変動がどのくらい強く現れて いるかを知る事が可能である。第3図に主成分毎 の主成分スコアの時系列の変化を示した。

主成分分析では、個々の変数に固有ベクトルを 乗じその和を求めることで主成分スコアが算出さ れる³。従って、第2図に示した因子負荷量の絶 対値が大きな領域において、その年の気圧の高低 により、年毎のスコアの値に変化が現れる。つま り、スコアの正の年、負の年上位数年を選ぶこと で、地上気圧場における変動の極端な年を客観的 に抽出することが出来る。今回は主成分毎に正の 年、負の年ともに上位3年を対象年に選んだ。

第3図aは第1主成分のスコアの時間的な変化 を示している。主成分スコアが正の値で大きい年



第2図 主成分分析により求められた各主成分の因子負荷量分布図(a 第1主成分 寄与率 46.41%:b 第2主成 分 寄与率 20.50%)。等値線は0を破線とし,負の領域は点線,0.2 毎に引いた。

は、1973年、1979年、1989年、1990年などであ り、スコアが負の方向に強い年は、1962年、1963 年、1974年、1981年、などである。それぞれ上 位3年として抜き出された年は、スコアが正の年 は、スコアの大きい順に1990年、1989年、1973 年であり、スコアが負の年は、負の値に大きい順 に1963年、1981年、1962年である。負の年の上 位1位と2位に、記録的な豪雪年である1963と 1981年(サンパチ豪雪とゴウロク豪雪)が選ば れた事は注目に値する。

第2主成分において,スコアが正の方向に強い 年は,1964年,1977年,1987年,1996年などで あり,負の方向に強い年は1966年,1969 年,1979年,1985年,1994年などである。その 結果,第2主成分の変動を強く示している年とし て,スコアが正の年は1977年,1964年,1996年 の3ヶ年を,スコアが負の年として1969 年,1979年,1966年をそれぞれ選択した。

主成分スコアの時間的な変化について,各主成 分のスコアを5年移動平均したグラフを見ると, 第1主成分は,1960年代終わりから1970年代始 めと,1980年代終わりから1990年代始めにかけ て正であり,1960年代始めと,1970年代終わり から1980年代始め,そして,1990年代終わりが 負となる。第2主成分は,1974年までは負の値 で推移している。しかし,1975年から急に正の 値へ転向し,その傾向は対象期間の終わりまで続 いている。しかし最近はまた負の傾向になってき ているようである。

次章から,主成分スコアの値から選ばれた上位 3年を対象に,各主成分として抽出された地上気 圧場の変動が極端に現れた年の極東地域冬季の気 候の特徴について考察を行っていく。

Ⅲ 地上気圧場の変動に伴う冬季の気候の 特徴

1. 第1主成分に伴う冬季の気候の特徴

1) 気圧場の特徴

因子負荷量分布図(第2図)に加え,主成分ス



第3図 各主成分のスコアの経年変化(a第1主成 分:b第2主成分)。実線は主成分スコアの時 系列変化。点線は5年移動平均。

コアの値から選ばれた年の, 1000 hPa 面高度の データから、第1主成分として抽出された変動の 特徴を明らかにする。第4図aにスコアが正の 年,負の年それぞれ上位3年の1000hPa 面高度 の等高線図を示した。正の年と, 負の年を比較す ると、アリューシャン低気圧の南北の位置に違い が見られる。このパターンは因子負荷量の分布が ほぼ同様であることから、西森・安成(1996)に おいて抽出された NP パターンに相当すると考え られ, アリューシャン低気圧の南下・強化, 北 上・弱化のパターンであると指摘できる。しか し、因子負荷量分布から判断すると、このパター ンはむしろ、中緯度高圧帯の一部である北太平洋 高気圧の勢力の変動を現していると考えた方が妥 当であり,アリューシャン低気圧の南下強化は, 中緯度域の気圧の低下の結果起こっているもので あると判断できる。事実, 主成分スコアが正の年 に見られる、中緯度の高度150m以上の領域 は、負の年には見られない。このことについ て、1000 hPa 面高度の平年偏差の分布図から説 明する。

第4図bに1000hPa面高度の平年偏差の分布

冬季の気候経年変化



第4図a 第1主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa 面高度の等高線図(a1スコアが正の年:a2スコアが 負の年)。等値線は0を破線とし,負の領域は点線。50m毎に引いた。



第4図b 第1主成分のスコアが正・負上位3年の1000hPa面高度の平年偏差分布図(b1スコアが正の年:b2ス コアが負の年)。グリッド毎に高度の平年偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。 よって単位はmではない。等値線は0を破線とし,負の領域は点線。1.0毎に引いた。

図を示した。主成分スコアが正の年と負の年を比 較すると、中緯度北太平洋上の平年偏差の分布が 異なっている。スコアが正の年は中緯度域の気圧 は平年よりも高く, 高緯度の気圧は平年よりも低 い。一方,スコアが負の年には、中緯度の気圧は 平年よりも低く, 高緯度の気圧が平年より高い。 これは、冬季の降水量の多い年と少ない年を抽出 し、それぞれの年の偏西風の状態に注目した朝 倉・久保木(1963)に指摘されている、高指数型 の環流時と低指数型の環流時の気圧場の性質と一 致している。本研究の結果とあわせると, 主成分 スコアが正の年は中緯度の気圧が高く,地上レベ ルでは北太平洋高気圧の勢力の広がりが見られ, 高緯度側の気圧は低下傾向であるためにアリュー シャン低気圧は高緯度に位置する。逆にスコアが 負の年は中緯度の気圧が低下傾向にあるため、北 太平洋高気圧の勢力は弱まり, 高緯度の気圧が高 くなる。その結果アリューシャン低気圧は低緯度 側に現れると考えられる。よって、第1主成分と して抽出された地上気圧場の変動は上空の偏西風 と関係を持った中緯度と高緯度の南北の気圧傾度 の変動パターンであることがわかる。

朝倉・久保木(1963)の研究によれば,高指数 型環流の年の冬季は,日本海側で少雨,低指数型 環流の年の冬季は日本海側で多雨であった。今回 の第1主成分の気圧パターンと照らし合わせる と,高指数型環流の年がスコアの正の年に対応 し,低指数型環流の年がスコアの負の年に対応す る。スコアが負の年として1963年と1981年が選 ばれていることからも,本研究における第1主成 分は,上空の偏西風循環の変動に伴う,日本海側 の降雪量に変動をもたらすパターンであると予想 される。以下,偏西風循環および日本海側に降雪 をもたらす条件に注目して解析を行う。

2) 気温環境

冬季に日本海側へ降雪をもたらす重要な要素 に、大陸からの寒気の存在がある。冬季に大陸の 放射冷却が進むことで蓄積された寒気は、やがて 氾濫するように拡散する。これを一般に寒気の吹 き出しと呼び、日本海は寒気の吹き出しが盛んな ところであり、日本列島の日本海側に豪雪地帯を



第5図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の500 hPa 面気温の平年偏差分布図(a スコアが正の年:bスコア が負の年)。グリッド毎に気温の平年偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって 単位は℃ではない。等値線は0を破線とし,負の領域は点線。1.0毎に引いた。

形成する。日本海側に降雪をもたらす寒気の状態 を見るのにもっとも適しているといわれるのが 500 hPa 面高度の気温であり,輪島の上空500 hPa 面の気温が-35℃以下になることが,大雪 の目安といわれる。本研究では, 寒気の状態を見 るため, 500 hPa 面高度の気温に注目した(第5 図)。使用したデータは NCEP/NCAR の再解析 データから, 5°×5°のグリッド毎の 500 hPa 面



第6図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の500 hPa 面における-35℃の等温線の出現頻度(a スコアが正の年:b スコアが負の年)。毎日の天気図から5°×5°のグリッド内に存在する等温線の本数を集計。値は各冬季のひと月あたりの平均頻度。

高度の月平均気温データであり,対象とした範囲 は100°Eから180°E,10°Nから70°Nの範囲 である。1000 hPa 面高度と同様,月平均データ を1冬季毎に平均して40冬季の平年値からの偏 差で示した。第5図において,主成分スコアが正 の年には,正偏差の領域が中緯度に見られ,高緯 度では偏差の値が低くなる。一方,負の年には中 緯度の偏差が低く,高緯度側の偏差が高い。この 結果は,おそらく偏西風の蛇行に関係しており, スコアが正の年には偏西風の蛇行が弱いため極の 気温はより低下し,中緯度の気温は高くなり,逆 に負の年には,偏西風の蛇行が強いため中緯度と 高緯度の熱交換が盛んに行われ,中緯度の気温は 低く現れ,高緯度側の気温は高くなるという関係 が現れた結果であろう。偏西風に関連した考察は 次の項で詳述したい。

第1主成分のスコアが負の年には、日本海側で 記録的な豪雪を記録した年が選ばれた。スコアの 正負と、日本上空への寒気の南下とに関係がある と想定されるため、寒気の南下の頻度を集計し た。第6図に、500 hPa 面高度における、-35℃ の等温線の出現頻度の分布図を示した。使用した 資料は、気象庁発行の「印刷天気図」より、毎日 の500 hPa 面高度の天気図であり、5°×5°のグ リッド毎に、そのグリッド内に入る-35℃の等 温線の本数を集計した。頻度はひと月毎に合計し たあと、3ヶ月で平均した。よって、グリッド毎 の値は、対象年のひと月あたりの等温線の平均頻 度となる。図より、主成分スコアが正の年と負の 年を比較すると、負の年の方が、より低緯度に-



第7図 第1主成分のスコアが正・負上位3年の200 hPa面におけるベクトル平均風(aスコアが正の年:bスコアが負の年)。風が北寄りから南寄りに変化する境界に太点線,その逆に太実線を引いた。つまり点線は谷線,実線は尾根線を表す。

35℃の線が到達していることがわかる。このこ とは寒気の南下の頻度の多かったことを示してい る。さらに、スコアが負の年には、130° Eから 140° Eの間の頻度が高くなっており、日本海上 空への寒気の吹き出しの頻度が高かったことを示 す分布である。特に1981年の冬季は等温線の出 現頻度が日本列島上空で高い。スコアが正の年 は、45° N 以南への寒気の到達は稀であり、日本 海側へ多降雪をもたらす条件には成り難くなって いる。

これまでの結果をまとめると、冬季に北太平洋 中緯度の気圧が平年より高くなり(北太平洋高気 圧の勢力が広がり)、高緯度の気圧が平年より低 くなる年には、日本海上空への寒気の南下が起き にくくなる。逆に、北太平洋中緯度の気圧が平年 よりも低くなり、高緯度の気圧が平年よりも高く なる年には、日本海上空への寒気の進入が頻繁で あり、日本海側の降水量が多くなる条件になりや すい。中緯度と、高緯度の気圧場の変動は、偏西 風の循環と強く関係しているため、上記の関係を 説明するには、偏西風循環の状態を考察すること が必要不可欠である。よって、次の項では、偏西 風循環に関して記す。

3) 偏西風の循環場の特徴

これまでの結果から,第1主成分として示され る地上気圧場のパターンは日本海側の降水量の変 動を伴うという特徴を持つことがわかった。朝 倉・久保木(1963)は、日本海側の代表として新 潟・金沢の降水量の多い年、少ない年を抜き出 し、上空の偏西風の循環場の特徴を示したが、こ れは、本研究における、第1主成分として抜き出 された変動を扱っていたものと考えられる。500 hPa 面高度の気温分布からも、極東での偏西風の 南北蛇行の強さがこのパターンに強く関係してい ることが推測されるため、以下では北太平洋上空 の偏西風の状態について考察を進める。

第7図に第1主成分スコアから対象年として選 んだ各年の、200 hPa 面高度における1冬季のベ クトル平均風の状態を示した。使用したデータは NCEP/NCARの再解析データから、5°×5°のグ リッド毎の200 hPa 面高度の月平均の風速のU 成分(東西成分)とV成分(南北成分)データ であり、3ヶ月のデータを平均し、1冬季のデー タとした後,三角関数を使用し、風向、風速を算 出した。つまり、その年の冬季を通した偏西風の 特徴を示した図である。第7図から,スコアの正 負の違いに注目していくと、負の年には極東域の 谷が深く北太平洋東部の尾根もはっきりしてい る。それに対し主成分スコアが正の年には南北の 蛇行が弱い。この点が大きな違いであり、やは り, 第1主成分として抽出された地上気圧場の変 動パターンは、 偏西風の南北蛇行の強弱の変動を 伴ったものであることがわかる。

次に第8図に,200 hPa 面高度における風のU 成分(東西成分)とV成分(南北成分)のグ



第8図 200 hPa 面偏西風ジェットの風成分の経年変化と第1主成分スコアの経年変化との相関係数分布図(a U 成分とスコアの相関: b V 成分とスコアの相関)。等値線は0を破線とし、負の領域は点線、0.2 毎に引いた。

リッド毎の40冬季の時系列データと第1主成分 の主成分スコアの時系列データとの相関係数の分 布図を示した。この解析により, 第1主成分の変 動に伴って偏西風の成分が変化している領域が明 らかになり、その関係が、ポジティブであるか、 ネガティブであるかを知ることが出来る。まず. U成分について見る(第8図a)。中緯度から高 緯度にかけて正の相関係数の領域が広がってい る。対象としている領域は偏西風帯であるので, 相関係数が正の領域はスコアが正の年に西風成分 が強まる領域であると置き換えることが出来る。 それをもとに図を見ると、スコアが正の年には西 風成分が強まり、スコアが負の年には西風成分が 弱まることが分かる。V 成分との相関係数分布 (第8図b)では、偏西風の蛇行パターンに沿っ てV成分の値と逆符号の相関係数の領域が分布 している。これは、スコアが正の年に V 成分の 値がうち消され、スコアが負の年にはV成分の 値が強められることを示す分布である。両者の関 係をまとめると、スコアが正の年には偏西風の西 風成分は強まり、南北成分が弱まっている。スコ アが負の年にはその逆の傾向となる。つまり、ス

コアが正の年には偏西風は東西流型,スコアが負 の年には南北流型となることが分かる。

2. 第2主成分に伴う冬季気候の特徴

1) 気圧場の特徴

第2主成分として抽出された変動についても, 因子負荷量の分布(第2図b)および,1000 hPa 面高度のデータより、変動の特徴を明らかにす る。第9図aにスコアが正の年,負の年のそれぞ れ上位3年の1000hPa面高度の等高線図を示し た。スコアが正の年と負の年を比較すると、明確 な違いを示すのはアリューシャン低気圧の東西の 位置および、大陸付近の気圧の違いである。スコ アが正の年は経度180°線を境に東側にアリュー シャン低気圧の中心が存在し、負の年には西側に 位置する傾向にある。この傾向は,因子負荷量の 分布図とも整合し、主成分スコアが正の年には、 シベリア高気圧の東への張り出し、およびア リューシャン低気圧の東偏強化が見られるようで ある。その結果、極東地域の東西の気圧傾度にも 変動が現れる。しかし、主成分スコアが正の値で



第9図a 第2主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa 面高度の等高線図(a1スコアが正の年:a2スコアが 負の年)。等値線は0を破線とし,負の領域は点線。50m毎に引いた。

冬季の気候経年変化



第9図 b 第2主成分のスコアが正・負上位3年の1000 hPa 面高度の平年偏差分布図(b1スコアが正の年:b2ス コアが負の年)。グリッド毎に高度の平年偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。 よって単位はmではない。等値線は0を破線とし,負の領域は点線。1.0毎に引いた。

も、1996年はシベリアの高気圧の気圧は高いも のの、アリューシャン低気圧の位置はあまり東偏 していない。このことを考えると、地上気圧場の 状態からのみ変動の特徴を判断するのは危険であ る。そこで、第1主成分と同様、1000 hPa 面高 度の平年偏差の分布と照らし合わせて考察を行 う。

第9図bに,第1主成分の時と同様,1000 hPa面高度の平年偏差の分布図を示した。スコア が正の年と,負の年を比較してみると,正の年に は北太平洋上の気圧が負,大陸は正となる。スコ アが負の年にはその逆の傾向である。しかし,主 成分スコアの符号が同じ年でも,第1主成分の時 ほど共通性が見られないようではある。第1主成 分が,気圧の南北の変動パターンを抽出したのに 対し,第2主成分では気圧の東西の変動パターン を抽出したと考えられる。この変動パターンが主 成分の直交性からくる物理的に意味をなさない変 動パターン(村田・吉野1988)であるかどうか の検討を行っていく。以下第2主成分として抽出 された地上気圧の変動パターンについて,それに 伴う気候変動の特徴を明らかにしていく。

2) 気温環境

第2主成分により抽出された変動パターンについて,気温環境の変化を明らかにするために,500 hPa 面の気温に注目する。第10 図に 500 hPa 面気温の平年偏差の分布図を示した。使用したデータは第5 図と同様である。

第1主成分と異なり、スコアが正の3ヵ年に は、はっきりした傾向が見られない。このこと は、抽出した変動パターンが、上空500 hPa 面の 気温の変動と必ずしも相関の高くない変動である 可能性を示している。スコアが正の年でも、1977 年と1996年には中緯度の気温が低く、低・高緯 度では気温が高くなる傾向が見えるようである が、1964年は傾向が全く異なる年である。むし ろ負の年の傾向に近い。1000 hPa 面高度の平年 偏差図においても、1964年は大陸からの高気圧 の張り出しが異常に強かった年であり、異常年で ある可能性がある。大陸縁辺部の値の強さからの み選ばれてしまった可能性もあり、そういった可 三瓶 達成



第10図 第2主成分のスコアが正・負上位3年の500 hPa 面気温の平年偏差分布図(a スコアが正の年:b スコア が負の年)。グリッド毎に気温の平年偏差の値を標準偏差で除して規準化したデータを元に作成。よって 単位は℃ではない。等値線は0を破線とし、負の領域は点線。1.0毎に引いた。

能性も念頭に入れつつ考察を行っていく必要があ る。

一方,スコアが負の年には、中緯度において気 温の正偏差の領域が帯状に分布し、高緯度の西部 と低緯度の東部に負偏差の領域が存在するという かなりはっきりした傾向を示す事は注目に値す る。第2主成分について 500 hPa 面高度の気温に 現れた以上のような傾向も、やはり、さらに上空 の偏西風との関係が重要であると思われる為、偏 西風の状態を明らかにした後改めて考察を行う。

3) 偏西風循環の特徴

第2主成分として抽出された地上気圧場の変動 について、上空500 hPa 面の気温の状態を見てき た。主成分スコアが正の年は、傾向は弱いながら も中緯度で気温の平年偏差が負になり、高緯度で 気温の平年偏差が正になるパターンが見られた。 逆に、スコアが負の年には中緯度に高温偏差の領 域が帯状に分布し、高緯度東部、低緯度西部に低

温偏差の領域が分布するというはっきりとした傾 向となった。スコアが負の年には日本列島は気温 の正偏差の領域に入っており, 日本の気温環境に 大きな影響をもつ変動であると考えられる。こう いった気温分布の特徴も第1主成分と同様により 上空の偏西風の蛇行の状態とあわせて考察するこ とが重要である。第11回に第7回と同様、1冬 季の 200 hPa 面高度の風の平均ベクトル図を示し た。主成分スコアが正の年と負の年の特徴とし て,スコアが負の年は全て,北太平洋東部に出来 る偏西風のリッジが極端に西にシフトして存在し ている事を挙げることが出来る。選択された3年 ともほぼ同じ傾向を示している。この状態はアラ スカ付近にブロッキング的なリッジが形成され る、Ω型ブロッキングと呼ばれる現象⁴が起きて いるとも考えることができる。アラスカ付近に平 年より西偏してリッジが形成されていることを受 け, 極東のトラフの幅も狭くなり, 南風成分の強 い領域も西偏していることがわかる。地上気圧場



第11図 第2主成分のスコアが正・負上位3年の200 hPa面におけるベクトル平均風(aスコアが正の年:bスコアが負の年)。風が北寄りから南寄りに変化する境界に太点線、その逆に太実線を引いた。つまり点線は谷線、実線は尾根線を表す。

との対応としては、アラスカ付近のリッジがブ ロッキング高気圧的に働き、アリューシャン低気 圧が西よりに形成されると想定される。極東地域 の偏西風のトラフにも若干の相違が見られ、スコ アが負の年は正の年に比べ北風領域が西偏する傾 向がある。その結果,日本付近は谷の前面に位置 し、さらに、150°Eから180°Eにかけて南風成 分が強まることが、500 hPa面の中緯度域を高温 偏差にしている要因であると考えられる。

スコアが負の年の大きな特徴であった北太平洋



第12図 200 hPa 面偏西風ジェットの風成分の経年変化と第2主成分スコアの経年変化との相関係数分布図(a U 成分とスコアの相関:b V 成分とスコアの相関)。等値線は0を破線とし、負の領域は点線、0.2 毎に引いた。

東部のリッジの存在は、その後面には暖気の北上 を、前面にあたる地域には寒気の南下をもたらす ため、北太平洋上の中緯度では気温上昇、アラス カ東部からアメリカ大陸西岸地域には寒冬をもた らすと考えられる。

第1主成分と同様,200 hPa 面高度における風 のU成分(東西成分)とV成分(南北成分)の グリッド毎の40冬季の時系列データと主成分ス コアの時系列データとの相関係数の分布図を示し た(第12図)。風のU成分(東西成分)につい ては、スコアが正の年には高緯度で西風成分が弱 くなり、低緯度で強くなる。負の年にはその逆で ある。V成分については、第1主成分の結果と異 なり、偏西風の蛇行の東西位置の変動を示唆する ような、北太平洋を二分する分布となっている。 スコアが負の年には170°Wの付近にリッジが出 来ることで、西側では南風成分が強まり、東側は 北風成分の領域となることをよく示している。

Ⅳ 本研究のまとめ および 冬季気候の 経年変化に対する考察

先の章までに主に 500 hPa 面の気温と中緯度の 偏西風循環の状態から第1主成分,第2主成分そ れぞれに伴う気候の特徴について考察を行った。 結果, 地上気圧場の経年変動における第1主成分 は, 偏西風のトラフとリッジの深さの変動を反映 したものであり、第2主成分は偏西風のトラフ と、リッジの東西の位置の変動に伴うものである 事が明らかになった。個々に詳しく述べると、第 1 主成分として抽出された地上気圧場のパターン は、極東域では、北太平洋高気圧の勢力の強化・ 弱化、それに伴うアリューシャン低気圧の位置の 北偏・南偏の変動を現すものであった。主成分ス コアの絶対値の大きな年を抽出しその気候的な特 徴の解析を進めた結果、スコアが正の年には500 hPa 面の気温は中緯度で高温偏差,高緯度で低温 偏差の分布となり、負の年にはその逆の傾向と なった。さらに、 負の年には日本上空に寒気が南 下しやすいことがわかった。このような気温環境 の特徴は上空の偏西風循環の状態と関係してお り、スコアが正の年には南北蛇行が弱く東西流 型、スコアが負の年には極東域のトラフと、北太 平洋東部のリッジがはっきりした南北流型とな る。よって、今回第1主成分として抽出した変動 は、偏西風の南北流型と東西流型の間の変動に伴 う地上気圧場の変動パターンであったことが明ら かとなった。

第2主成分は、冬季地上気圧場の東西変動のパ ターンであったが、その気候的にもっとも大きな 特徴は、スコアが負の年には北太平洋東部のリッ ジが極端に西偏するということであった。それに 伴い地上気圧場では、アリューシャン低気圧の位 置も西偏し,極東域のトラフも西偏するため,大 陸の高気圧の日本への張り出しも弱い。上空 500 hPa 面の気温と併せると、北太平洋西部では中緯 度で高温偏差,高緯度・低緯度で低温偏差になり やすい。さらに、偏西風の北太平洋東部のリッジ が西偏するのに伴い, リッジの南北成分の風の卓 越する領域が大きく変動するため、太平洋東部地 域の冬季の気温環境に大きな影響を与えていると 思われる。気温環境については今回のように北太 平洋西部に限った解析ではなく北太平洋東部まで 含めて検討することが今後の課題となる。

以上のような気候的な特徴をふまえ,第3図に 示した主成分スコアの時間的な変化をもとに,北 太平洋中・高緯度地域の冬季の気候経年変化につ いて考察を試みる。

第1主成分として抽出された地上気圧場の変動 に伴い,偏西風循環と日本海への寒気の南下頻度 にも違いが見られた。つまり,主成分スコアが正 であるか負であるかということは,偏西風の循環 型の変動および,日本上空への寒気の南下と関係 があり,日本海側の降水量の変動に関係する。時 間的な変化に注目すると,スコアが正の傾向に あった1960年代終わりから,1970年代初めと 1980年代終わりから1990年代初めにかけては, 日本海側で少雪傾向,スコアが負の傾向にあった 1960年代初めと,1970年代終わりから1980年代 初め,そして1990年代終わりは,多雪傾向に あったと考えられるが,年毎の変動も大きい。長 期的な変動周期について明らかにするためには今 後、解析対象年を増やしていく必要がある。

第2主成分は、対象期間の前半1974年までは 負の傾向が強く、1975年を境に正の傾向が強く なるという時間変化の特徴を持つ変動であった。 今回明らかとなった変動の特徴と併せて考える と、1975年以降、北太平洋東部のリッジの位置 が西偏する傾向は少なくなっているという様に考 えられる。このことが持つ意味については今回の 研究ではこれ以上明らかにすることが出来ない が、アラスカ付近に高気圧のリッジが形成され、 周辺の対流圏に突然の昇温をもたらしたという報 告もある(早崎・田中, 1999)ことから, 偏西風 ジェットの北太平洋東部のリッジの位置が長周期 で大規模に移動している可能性を示した今回の第 2 主成分の時系列変化の結果は今後改めて検討し ていくこととする。最近は再びスコアが負の傾向 に移行するような気配を示している。1970年代 半ばを境にアリューシャン低気圧の勢力が強化し たという指摘は多くあり,注目されている研究課 題である(柏原, 1987; Tachibana, 1996; 小 出・小寺, 1997;渡部・新田, 1997他)。そう いった指摘も今回明らかになった第2主成分の経 年変化の特徴と一致している。今回の結果から述 べると、アリューシャン低気圧の東偏・強化は、 第2主成分のスコアが正の年の特徴であり、北太 平洋東部のリッジの東西位置の変動と関係してい る。

V 終わりに

本研究では、主成分分析により地上気圧場の変 動パターンを抽出することで、変動の極端な位相 にある年を客観的に選択した。地上気圧場の変動 パターンを抽出するための範囲を、以前の研究と の比較のため、および統計上の制約から、北太平 洋西部に限って行った。今回の結果から、冬季北 太平洋西部の地上気圧場は、上空の偏西風の状態 をかなり反映していることがわかり、今回の研究 においても半球規模の偏西風の循環場との対応を 見る視点を組み込む必要性を感じた。さらに、実 際の冬季の気温環境など北太平洋全域にわたる解 析を行っていない点は今後の課題である。

今回は冬季気候の経年変化を明らかにする目的 から、冬季3ヶ月の平均場を解析した。波長の長 い偏西風波動を扱ったとはいえ、実際の気候には より時間スケールの短い波動も関係していること から、上空の偏西風については、日平均のデータ を使ってアイソプレスを作成し、短い時間スケー ルの変動についての考察も行っている(図省 略)。その結果、たいていの年については冬季を 通して平均場での特徴と同様の特徴を持つ事がわ かったが、年によっては一時的に強い傾向が現れ た結果平均場に影響していることも考えられる結 果も得た。そのため、現象の時間スケールをより 短くした解析を行う必要性も感じた。

主成分分析を気候学に用いる場合,対象とする 範囲を広くとるか,狭くとるかによって同じ地域 でも抽出されてくる変動が異なってくる可能性が ある(村田・吉野,1988)という問題もあるが, それ以前に,気候変動というものはその地域に 限った閉鎖的なシステムによってもたらされるも のではなく,半球規模,もしくは全球規模の気候 システムによってもたらされていると考えること が現在では常識である。北半球スケールでの循環 系の特徴を組み込んだ視点を加えて冬季の気候変 動の特徴を明らかにすることが重要となる。

注記

- 主成分分析は変数行列を対象とするため、今回は グリッドを列、年次を行にとって主成分分析を行っ た。対象としたグリッドの数は98 グリッドであるの で、40 行の時間的な要素をもつ98 列の変数で主成分 分析を行ったことになる。
- 2) 主成分分析により得られる因子負荷量の軸を回転 させると、得られた結果をより解釈しやすくなる。 しかし今回の研究ではこの因子軸の回転をあえて 行っていない。今回の分析の結果、第3主成分でも 約13%の寄与率を持っていたが、因子軸の回転を 行った西森・安成(1996)の結果と第1主成分、第2 主成分まではほぼ一致を見たが、第3主成分以降傾 向が大きく異なった。今回は、複数の変動の作用中 心を明らかにするよりも、主たる変動の時系列変化 の方に注目するため、今回得られた第1主成分と第2 主成分を対象とすることで十分であると判断した。

- 3) 因子負荷量は固有ベクトルに固有値の平方根を乗じたものである。固有値は主成分毎に一つ値が定まるので、一般に因子負荷量と固有ベクトルは同様の傾向を示すものとして扱う。
- アラスカ付近に発生する高気圧のリッジについて (4)は早崎・田中(1999)に詳しい。この研究では1989 年にアラスカに Ω型ブロッキングができたことによ り、アラスカ付近の気温が突然昇温したことに注目 し、力学的な検討も加えその発生機構を明らかにし ている。問題のブロッキングは1989年の1月末から 2月初めにかけて発生したものであり、アラスカの周 辺地域の昇温,北アメリカ西岸部の降温をもたらし た。今回の研究の中での第2主成分との比較で考え ると1989年は第2主成分ではスコアの値が負になっ てはいない。しかし、日平均のアイソプレス(図省 略)では、確かに1月末から2月のはじめにかけて アラスカ付近 (150°W付近) にリッジの強まりが 見られる。今回は1冬季平均の気候状態を解析する ため3ヶ月平均という立場をとったが、冬季平均と いうスケールでは、時間スケールの短いブロッキン グリッジをとらえることが出来ないということにな る。しかし、1冬季を通してリッジが西偏していた 1969年などは1989年よりもより顕著にこういった気 温環境に影響を与えている可能性もあるので,今回 の第2主成分のスコアの時系列変化をもとに検討し ていく価値はあると考えられる。

謝辞

本論文を作成するにあたり終始ご指導いただき ました指導教授である佐藤典人教授に深く感謝い たします。また、山川修治先生(日本大学教 授),原 昭宏先生(愛知教育大学名誉教授)に は、大学院のゼミにて有益なご教示をいただきま した。記して感謝の意を表させていただきたいと 思います。最後に、ゼミにて有意義な議論を交わ してくださいました大学院の気候ゼミの同窓の皆 様にもお礼申し上げたいと思います。

本稿は2001年度法政大学大学院人文科学研究 科に提出した修士論文の一部に加筆・修正したも のである。

参考文献

- 朝倉 正・久保木光熙(1963):冬季の月降水量と月平 均北半球 500 mb 天気図との関係 - 降水量の長期予報 (第2報)-.研究時報, 15, 94-105.
- 柏原辰吉(1987):北太平洋を中心とした最近の気候冷 化について、天気、34、777-781.
- 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, 44,535-549.
- 西森基貴・安成哲三 (1996):東アジア・西太平洋地域 における地上気圧場の長期的変動.地理学評論, 69 A, 793-816.
- 早崎将光・田中 博(1999):対流圏における急激な温 度上昇に関する研究-1989 年冬季アラスカの事例解 析.天気,46,123-135.
- 松村伸治・謝 尚平 (1998):日本列島および日本海上 の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響.天気, 45,781-791.
- 村田昌彦・吉野正敏(1988):日本における梅雨季の降 水量変動の復元.地理学評論,61A,643-656.
- 山本武夫(1972):極東における降水量の長期変動.地 学雑誌,81,199-222.
- 渡部雅浩・新田 勍(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,44,59-64.
- Tachibana, Y., M. Honda and K. Takeuchi (1996) : "The Abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low" J. Meteor. Soc. Japan, 74, 579 584.