

冬季極東域で卓越する温度偏差パターンとそれに伴う大気循環場の特徴

馬淵 未央(京大・理)・向川 均(京大・防災研)

1. はじめに

冬季極東域における持続的な寒波は、半球規模での大気循環偏差と関連する可能性が指摘されている。このような冬季北半球大気循環偏差場は、Wallace and Gutzler (1981) で定義されたテレコネクションパターンにより特徴づけることができる。このようなテレコネクションパターンの中で、極東域に影響を与える可能性があるのは、EU(Eurasian)パターンとWP(Western Pacific)パターンである。EUパターンの作用中心は、ヨーロッパ域の北緯 55 度、東経 20 度、ユーラシア中部(北緯 55 度、東経 75 度)、極東域(北緯 40 度、東経 145 度)付近に存在し、ヨーロッパ域の高度場偏差と極東域の高度場偏差とは正の相関があることが知られている。このため、ヨーロッパ域が低温の場合に、極東域も低温になる傾向となる。一方、WPパターンの作用中心は、日本南方海上の北緯 30 度、東経 155 度と、オホーツク海付近の北緯 60 度、東経 155 度であり、高度偏差場の南北シーソーパターンと対応している。このため、西日本を含む極東域南部が低温傾向の場合、北日本を含む極東域北部は高温傾向となりやすいことが知られている。しかし、このテレコネクションパターンの定義には、通常 500hPa 月平均高度場が用いられているため、成層圏との関連も含むパターンの三次元的構造や、空間パターンの形成・減衰などの時間発展は必ずしも明らかでない。

一方、いわゆる 38 豪雪や平成 18 年豪雪など、日本に甚大な被害をもたらした豪雪事例の要因分析については詳細な報告が行

われているが、より長期間のデータを用いて冬季極東域に寒波をもたらす一般的な要因分析はこれまで行われていない。

そこで本研究では、1957 年から 2002 年までの 45 年分にわたる冬季期間の ERA-40 再解析データセット (Uppala et al., 2005) を用いて、冬季極東域の主要な気温変動パターンを EOF 解析により取り出し、寄与率の大きな主成分変動に伴う北半球大気循環偏差場を、回帰分析により特徴付ける。次に、この 2 つの主成分スコア $PC1$ 、 $PC2$ により張られる位相空間上での確率密度分布を元に、極東域で出現しやすい気温偏差パターン(レジーム)を抽出する。さらに、各レジームについて、位相空間上での合成図解析を実施し、各レジームの形成・維持・終息プロセスを詳細に吟味する。通常の合成図解析では、1 つの変数に基づき実施することが多いが、ここでは、上記の 2 つの変数で張られた位相空間で合成図解析を実施する手法を提案する。

2. データ

本研究では、ERA-40 再解析データセットを用いた。データは、6 時間毎 (00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC) に、1000hPa から 0.4hPa までの 23 層の等圧面上の 2.5 度 \times 2.5 度の緯度経度格子点上で与えられている。解析に使用した期間は 1957/58 年から 2001/02 年の 45 冬季 (12 月 1 日~2 月 28 日) である。

ここでは、異常気象と関連する大気長周期変動成分に着目して解析するため、6 時間毎に与えられた再解析データをまず日平

均し、得られた日平均値に cut-off 周期が 10 日の Lancos filter (Duchon,1979)を適用し、日々の長周期変動成分を濾波した。用いた Lzoncoz filter のウィンドウ期間は 20 日間である。一方、気候値は 1957 年 9 月 1 日から 2002 年 8 月 31 日までの日平均値より日々の平均値を求め、さらにこのデータに対して 60 日の Lancos filter を施した値で定義した。また、解析期間には 4050 日分 (90 日×45 冬季) のデータが存在する。

3. 結果

3.1 冬季東アジア域で卓越する気温パターン

冬季、極東域で卓越する気温変動パターンを以下の EOF 解析により調べた。解析領域は北緯 25 度～北緯 50 度、東経 120 度～東経 150 度である。以下では、850hPa 面の気温偏差について行った EOF 解析の結果を示すが、1000hPa から 200hPa の異なる等圧面温度偏差を用いて EOF 解析で得られる主要変動パターンは、850hPa 面でのそれとほぼ同様であることは確認した。上記領域内には、11×13 の格子点が存在するが、それら格子点上の気温偏差から作成される共分散行列について固有値計算を行い、主要変動成分を取り出した。

その結果、最も大きな固有値 (寄与率は 49.9%)に対応する固有ベクトル EOF1 は、冬季極東域で最も卓越する気温変動パターンに相当し、極東域全域の気温偏差が同期して変動する特徴を示しことが分かった (図 1 a)。この変動パターンの作用中心は朝鮮半島付近の東経 125 度、北緯 40 度に存在する。次に寄与率の大きい第二モードは、その寄与率が 25.8%で、対応する固有ベクトル EOF2、北緯 40 度付近を境に極側

の領域と赤道側の領域とで気温偏差が逆相関で変動するパターンを示す(図 1b)。なお、ここで求められた固有ベクトルはノルムの大きさが 1 となるように規格化されているため、図 1 及び図 2 で用いた EOF パターンは各固有値の平方根 (スコアの標準偏差) を固有ベクトルに掛けたもので定義した。また、EOF1 と EOF2 の二つのパターンで冬季極東域の 850-hPa 気温変動の 75.7%を説明するため、以下の解析では、EOF3 以降の高次モードは無視して解析を進める。

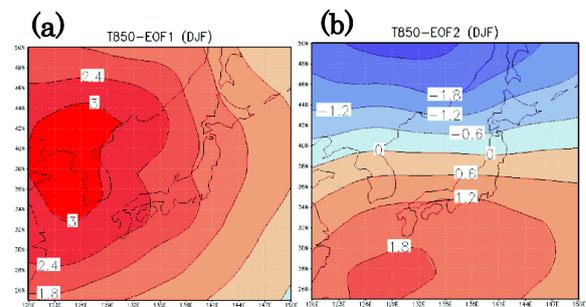


図1 北緯 25 度～北緯 50 度、東経 120 度～150 度の領域で求められた 850hPa 等圧面温度偏差場の EOF 第 1 モード(a)と、EOF 第 2 モード(b)の空間パターン。等値線の間隔は 0.6(K)。

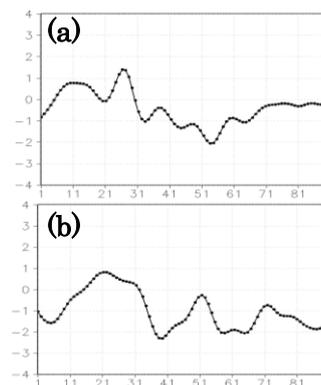


図2 1962 年 12 月 1 日から 1963 年 2 月 28 日までの PC1(a)と、PC2(b)の時間変動。

次に、EOF1 及び EOF2 に伴う主成分スコア (時系列) $PC1$ 、 $PC2$ を、EOF1(EOF2) と解析領域での気温偏差場との内積で定義した。各時系列は標準偏差が 1 となるよう

に規格化した。図2は38豪雪の起きた期間と対応する1962年12月1日～1963年2月28日のPC1、PC2を示す。1月と2月はどちらの値も負となり、この時期は、極東域全体の気温が低く、かつ、西日本で顕著な低温であったことが見て取れる。このように、PC1とPC2のみによって、過去の大寒波事例も特徴付けることが可能である。

3.2 EOF1, EOF2に伴う大気循環場の特徴

極東域における主要温度変動パターンに伴う大気循環場の特徴を調べるために、PC1及びPC2と、各層の高度場偏差について回帰分析を行った。回帰Yは、以下の式(1)のように、高度場偏差 Z_{anom} とPC1(PC2)の共分散 S_{xy} とPC1(PC2)の分散 S_x^2 の商で表すことができる。また、大気循環の時間発展についても調べるために、20日前から20日後までのずらし回帰分析を行った。PC1(PC2)に対する高度場偏差のラグを d ($d = -20 \sim 20$ days)とすると(d が負の値は、高度場偏差が先行していることを意味する)、ずらし回帰Yは

$$Y = \frac{S_{xy}}{S_x^2} X \quad (1)$$

$$\begin{cases} S_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^N (Z_{anom})_{i+d} \cdot PC_i}{N-1} \\ S_x^2 = \frac{\sum_{i=1}^N PC_i^2}{N-1} \end{cases} \quad (2)$$

で表現することができる。ここで、 i は時刻(1日毎で $i=1$ から N)、 N は時系列の長さ、 PC_i は i 日目の主成分スコア(PC1あるいはPC2)の値、 $(Z_{anom})_{i+d}$ は $i+d$ 日目の高度場偏差を示す。

図3にPC1と250hPa等圧面高度偏差場とのずらし回帰分析の結果を示す。同時($d=0$)回帰では、(図3b)では、ヨーロッパ、ユーラシア北部、極東域を作用中心とするロスビー波列を見て取ることができるため、EOF1はEUパターンと類似する空間パターンを持つことが分かる。一方、ずらし回帰図では、ラグが-13日(図省略)のときユーラシア東部で正の高度場偏差、カラ海とバレンツ海付近で負偏差が現れ、ラグ-10日(図3a)ではヨーロッパ域で正偏差が出現することが分かる。また、極東域の作用中心での偏差はラグ0(図3b)に比べ小さい。このため、当初ヨーロッパ域に形成さ

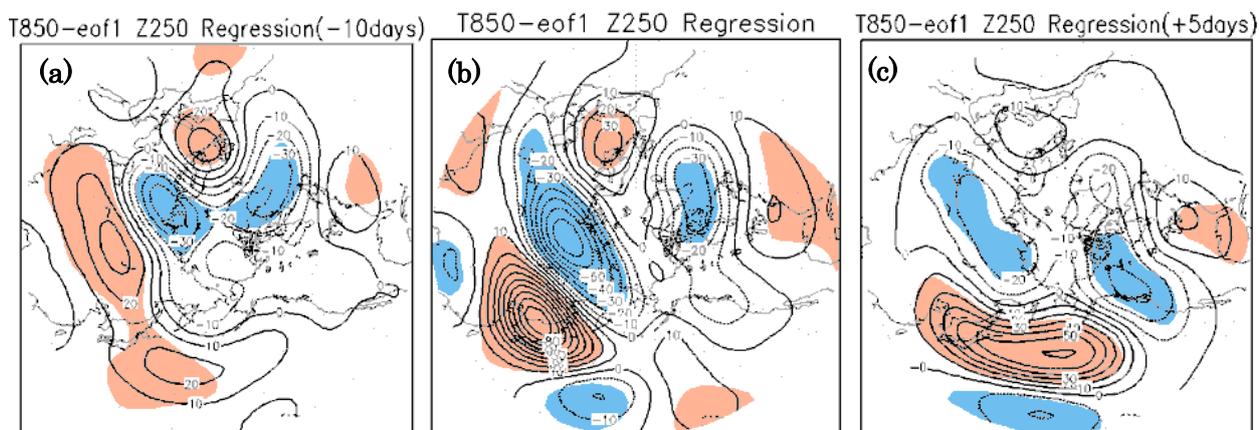


図3 PC1に対する250-hPa高度場偏差のずらし回帰。コンター間隔は10m。有意水準99%で有意に正(負)偏差が大きい領域を赤(青)色で色塗りした。(a) day -10, (b) day 0, (c) day +5。有意水準99%で有意に正(負)偏差が大きい領域を赤(青)色で色塗り。

れた偏差極大域からエネルギーが下流側に伝播するとともに、ユーラシア東部に位置していた正の偏差も若干東進することにより、同時回帰図で見られる極東域での作用中心が形成されることが示された。その後ラグ+5日では(図3c)、極東域の作用中心が北太平洋中部にまで東方に延伸し、そこからさらに北米大陸上へと伝播する波列を形成することが分かった。

次に、北日本と西日本の気温偏差分布のシーソー的変動パターンを示す EOF2 の時系列 $PC2$ と 250hPa 等圧面高度場偏差とのずれ回帰分析の結果を図4に示す。同時回帰分析 ($d=0$, 図4b) は WP パターンと類似する空間構造を持つことがわかる。高度場偏差は、東部シベリア域の作用中心と本州付近の作用中心との間でシーソー的な変動を示す。一方、ラグ-5日のずらし回帰(図4a)では、同時回帰と同様の WP パターンを認められることができるが、上流側のカラ海付近に位置する作用中心の偏差の大きさが同時回帰よりも大きく、逆に、極東域に位置する作用中心の偏差は同時回帰よりも小さい。このことは、カラ海起源の準定常波列が南東方向にエネルギー伝播することで極東域の高度場偏差が形成されている

ことを示唆している。さらに、ラグ+5日(図4c)では、全体の位相が若干東側に移動するとともに、ユーラシア域の偏差は小さくなり、太平洋域から北米にかけての偏差は増大している。このことは、時間とともに下流側に波活動度が伝播しパターンが減衰していく様子を示していると考えられる。

次に、極東域での温度変動が成層圏循環と関連する可能性を吟味するため、10hPa 等圧面高度場偏差との同時回帰を求めた

(図5)。 $PC1$ との同時回帰場(図5a)では、東西波数1型の偏差が卓越することが分かる。しかし、相関の有意な領域はユーラシア付近に限定される。一方、 $PC2$ との同時回帰場(図5b)を見ると、西日本が高温傾向で北日本が低温傾向の場合、成層圏中層では中高緯度域で負の高度場偏差、極域で正の高度場偏差が生じ、極夜ジェットが弱化する極性を持つ環状モードパターンが出現することが見て取れる。これは、Nishii and Nakamura (2010)でも指摘されており、WP パターンに伴い東ユーラシア域で負の高度場偏差が生じる(北日本で低温傾向)場合、対流圏から成層圏への惑星規模波の上方伝播が強まり、成層圏での

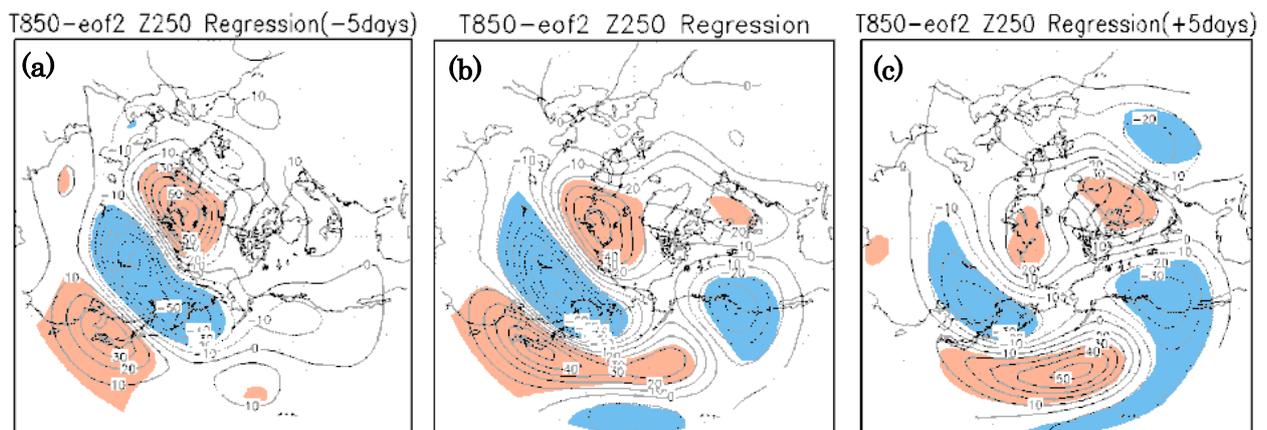


図4 図3と同じ。但し、 $PC2$ に対する 250-hPa 高度場偏差のずらし回帰。

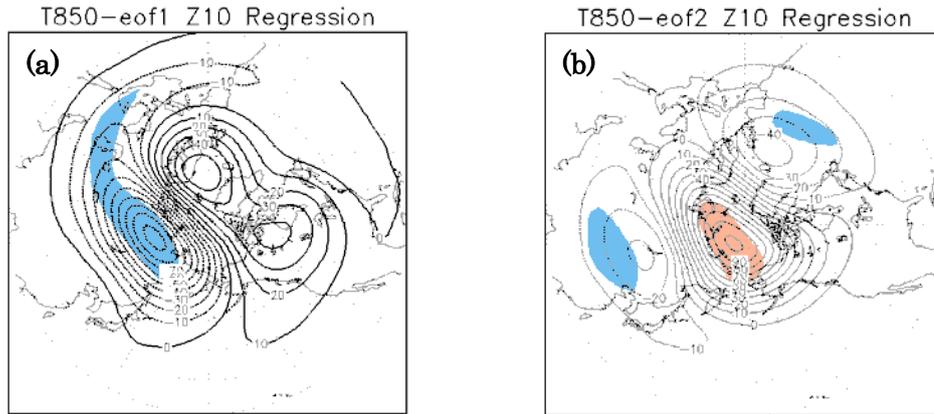


図5 $PC1(a)$ 及び $PC2(b)$ と10hPa-高度場偏差との同時回帰。陰影と等値線は図3と同じ。

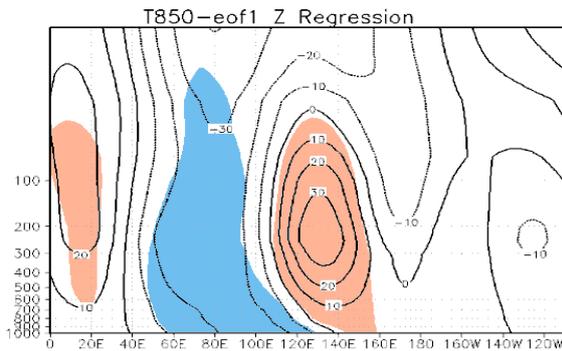


図6 $35^{\circ}N \sim 70^{\circ}N$ で南北平均した $PC1$ と高度場偏差との同時回帰の東西鉛直断面図。縦軸は1000hPa～10hPa、横軸は $0^{\circ} \sim 125^{\circ}E$ 。陰影と等値線は図3と同じ。

平均流－波動相互作用により、伝播してきた惑星規模波が帯状風を減速するため成層圏で正の極性（極域で正の高度場偏差）を持つ環状モードが出現すると考えられる。

次に、同時回帰場の経度－高度分布を調べるため、北緯35度～北緯70度の領域で南北平均した $PC1$ と各等圧面高度場偏差との同時回帰場を図6に示す。この図から、バレンツ海付近（東経100度付近）の負偏差領域と、極東域（東経140度付近）の正偏差領域における位相は、対流圏で高さとともに西に傾いていることが分かる。この鉛直構造は、惑星規模のロスビー波束が上方に伝播する傾向にあることを意味している。実際、さらに下流側の東経180度付近では成層圏下部の100hPaに負偏差が観測

される。しかし、その偏差の大きさは統計的に有意ではない。また、同時回帰図では、高度場偏差の位相線が高さとともに東傾する傾向は存在しないため、成層圏での高度場偏差が波動の下方伝播を通じて大気下層の高度場偏差や温度偏差を強制する可能性は極めて小さいことも確認できる。（図省略）。

3.3 冬季極東域で生じやすい温度場レジーム

3.3.1 2D位相空間における存在確率密度分布(PDF)

a. 2D PDF

冬季極東域で出現しやすい温度偏差パターン（レジーム）を抽出するため、3.1節で導出した冬季極東域850-hPa温度場偏差の2つの主要な主成分スコア（ $PC1, PC2$ ）で張られる2次元位相空間における確率密度分布(Probability Density Function; PDF)をKimoto and Ghil (1993)に従い、以下の手順で評価した。

まず、ある日*i*における偏差場パターンに相当する2次元状態ベクトル x を以下のように定義する。

$$X_i = (PC1_i, PC2_i \sqrt{\lambda_2/\lambda_1}) \quad (3)$$

ここで、 $PC1_i$ と $PC2_i$ は*i*日目における主成

分スコア、 λ_1 と λ_2 は、それぞれ EOF1 と EOF2 に対応する固有値である。このように、 $PC2$ の大きさを $PC1$ の標準偏差の大きさをスケールし直した(Kimoto and Ghil, 1993)のは、 $PC2$ の変動の大きさが $PC1$ の変動に比べて小さいことを加味するためである。つまり、温度偏差の変動は $PC2$ 方向に比べ $PC1$ 方向に変動しやすいことを考慮するためである。

次に、式(3) で定義された、位相空間上の観測データのサンプルポイント (サンプル数は 4050) に基づき、kernel density estimation(Silverman, 1986)法を用いて、2次元位相空間上における確率密度関数(probability density function: PDF) $\hat{f}(\mathbf{x})$ を求める。この手法では、それぞれのサンプルポイントについて、ある形と大きさを持った連続的な局所 kernel density 関数を割り当て、これらの関数を全サンプルポイントで足しあわせることにより、位相空間上における任意の点 \mathbf{x} における PDF $\hat{f}(\mathbf{x})$ の推定を行う。この推定された PDF の空間的滑らかさは、平滑化パラメータ h によって制御される。この h は、各サンプルポイントが推定された PDF に影響を与える位相空間上での影響半径に相当する。このパラメータ h は、データ数が疎な位相空間でもより信頼性の高い PDF 推定が行えるように決定される。

本研究で採用した kernel density estimation 法の手順は以下の通りである (Kimoto and Ghil, 1993)。まず、試験推定関数 $\hat{f}_p(\mathbf{x})$ を以下のように定義する。

$$\hat{f}_p(\mathbf{x}) = \frac{1}{C} \sum_{i=1}^N K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{X}_i}{h_p}\right) \quad (4)$$

ここで、 \mathbf{X}_i は i 番目のサンプルポイントを

示すベクトル、 h_p は試験推定で用いる平滑化パラメータ、 N はサンプルの大きさ、 C は積分 $\int \hat{f}_p(\mathbf{x}) d\mathbf{x} = 1$ を保障するために必要な規格化定数で

$$C = \int \left\{ \sum_{i=1}^N K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{X}_i}{h_p}\right) \right\} d\mathbf{x} \quad (5)$$

$K(\mathbf{x})$ は kernel 関数で、ここでは、いわゆる Epanechnikov kernel

$$K(\mathbf{x}) = \begin{cases} 1 - \mathbf{x}^t \mathbf{x}, & \text{if } \mathbf{x}^t \mathbf{x} < 1 \\ 0, & \text{if } \mathbf{x}^t \mathbf{x} \geq 1 \end{cases} \quad (6)$$

を採用した。ここで、 t は転置を表す。ここでは、Silverman (1986)を参考にして、試験平滑化パラメータ $h_p = 1.77$ として $\hat{f}_p(\mathbf{x})$ を求めた。

次に、各サンプルポイント \mathbf{X}_i に対する局所バンド幅 η_i を次の式で与える。

$$\eta_i = \{\hat{f}_p(\mathbf{X}_i)/G\}^{-\alpha} \quad (7)$$

ここで、

$$\log G = (1/N) \sum_{i=1}^N \log \hat{f}_p(\mathbf{X}_i) \quad (8)$$

であり、鋭敏度パラメータ α を $\alpha = 0.5$ (Silverman, 1986)として与えた。ここでは、 α および h_p は上記の値で固定した。これは、Silverman (1986)によると、最終的に推定された PDF の試験推定に対する依存性は大変小さいためである。最後に、最終的に推定された PDF $\hat{f}(\mathbf{x})$ を以下の式で与える：

$$\hat{f}(\mathbf{x}) = \frac{1}{C} \sum_{i=1}^N \eta_i^{-r} K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{X}_i}{h\eta_i}\right) \quad (9)$$

ここで、 h は最終平滑化パラメータであり、 C は前述の C と同様に規格化定数で

$$C = \int \left\{ \sum_{i=1}^N \eta_i^{-r} K\left(\frac{\mathbf{x} - \mathbf{X}_i}{h\eta_i}\right) \right\} d\mathbf{x} \quad (10)$$

で定義した。この h は、least-square cross validation (LSCV) (Kimoto and Ghil, 1993)に基づき決定した。具体的には、

$h=0.71$ と決定された。また、最終的な PDF は、 h を $0.5 < h < 1.0$ の範囲で与えても、ほぼ同じであることを確認している。なお、式(9)より、 η_i が大きいサンプル点は、そのサンプル点から遠く離れた領域での PDF に影響を与えることがわかる。式(4)より、あるサンプル点の周囲に密集してデータ点が存在する場合、そのサンプル点の η_i は大きくなる。しかし、 η_i が大きい場合には、式(9)から、PDF に小さな影響しか与えないことも分かる。

さて、このようにして求めた、冬季極東域 850hPa 温度場長周期変動成分に対する主成分スコアに基づく PDF $\hat{f}(x)$ を図 7a に示す。この図の横軸は $PC1$ 、縦軸は $PC2$ である。求められた PDF は、おおよそ気候値 (原点) 付近に極大値をもつ 2 次元正規分布(bivariate Gaussianity)に近い形を持っていることがわかる。しかし、より注意深くこの PDF を見ると以下の特徴を見取ることが出来る: PDF の極大域は原点からやや第 4 象限側に存在する。 $PC1$ が正の

領域では、 $PC2$ の符号に対して PDF の分布は比較的対称的であるが、 $PC1$ が負の領域では $PC2$ に対して PDF はより非対称的な分布となる。より具体的には、第 2 象限に比べ第 3 象限で PDF は大きな値をとる傾向にあることがわかる。以上のことを、温度偏差分布に翻訳すると、極東域全域が暖かい場合には、平年よりも西南日本がより暖かい状態と北日本がより暖かい状態をほぼ同じ確率で出現する。一方、極東域全体が低温傾向の場合には、北日本が平年に比べ低温となる状態に比べ、西南日本の気温が平年以下になる状態の出現確率場合がより大きい。また、38 豪雪 (図 2) や、平成 18 年豪雪の状態が、この 2D 位相空間では第 3 象限付近に状態変数が存在する場合の事象として特徴付けられることは、極めて興味深い。

b. レジームの定義

図 7a で示された PDF は、ほぼ 2D 正規分布に近いが、前節で述べたような特徴的

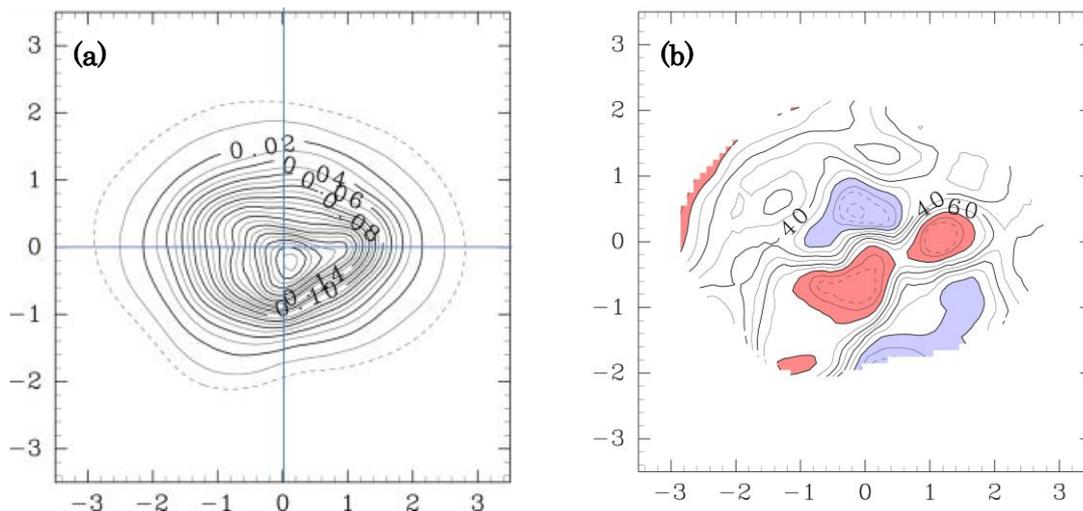


図 7 2D 位相空間における存在確率密度 (PDF) 分布(a)。横軸は $PC1$ 、縦軸は $PC2$ ($PC1$ の標準偏差で規格化)。等値線 (実線) の間隔は 0.01, 点線は 0.005。(b) モンテカルロ法に基づく存在確率密度の有意性の検定結果(b)。有意水準を等値線で示す (PDF が 0.005 以上の領域のみ)。等値線の間隔は 10%。有意水準 80%で 2 次元正規分布に比べ PDF の大きい領域は赤色、同水準で PDF が小さな領域を青色で色塗。

な「非一様性」を有している。この非一様性に着目し、PDF が統計的に有意に 2D 正規分布から大きな値をとる位相空間上の領域を、ここでは「レジーム」と定義する。すなわち、レジームとはランダムな分布よりも有意に大きな出現確率を持つ大気状態を意味する。

この 2D 正規分布からのずれの統計的有意性は、以下のノンパラメトリックな検定手法であるモンテカルロ法を用いて吟味した (Kimoto and Ghil, 1993)。まず、観測されたサンプルデータ ($PC1_i, PC2_i$) と同じ標準偏差と、一日ずれ相関係数をもつ、ランダムな時系列 $y1_i$ と $y2_i$ (時系列の長さ N はサンプルデータと同じ 4050) を、以下の式に従い発生させる。

$$y1_{i+1} = R1 \cdot y1_i + \sqrt{1 - R1^2} \cdot p_i \quad (11)$$

$$y2_{i+1} = R2 \cdot y2_i + \sqrt{1 - R2^2} \cdot p_i \quad (12)$$

ここで、 $R1$ および $R2$ は、それぞれ観測された $PC1$ および $PC2$ のラグ 1 日での自己相関係数で、例えば、 $R1$ は

$$R1 = \sum_{i=1}^N \frac{PC1_i \cdot PC1_{i+1}}{PC1_i^2} \quad (13)$$

と与えられる。また、式(11)、(12)で p_i は標準偏差 1 の正規乱数である。このようにして発生させたレッドノイズの特徴を持つ疑似時系列は、観測されたサンプルデータと同じ標準偏差の大きさ (1) と、同じ平均値 (0) を持つ。

次に、発生させた疑似時系列を用いて、2D 位相空間で PDF $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ を前述と同じ手法で求める。この PDF $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ は発生させるデータ長が無限大のとき、正しく bivariate Gaussianity となるが、発生させるデータ長が有限 ($N=4050$) の場合、PDF は見かけ上 bivariate Gaussianity からずれる。こ

のようにデータ長が有限なために出現する bivariate Gaussianity からのずれに比べて、観測されたサンプルデータから求められた PDF $\hat{f}(\mathbf{x})$ の bivariate Gaussianity からのずれが有意に大きい領域をレジームとして定義する。

この疑似時系列を本研究では 10 000 個発生させ、それぞれについて PDF を計算し、10 000 個の $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ を求めた。その後、2D 位相空間上の任意の点 \mathbf{x} で、観測されたサンプルデータに基づく PDF $\hat{f}(\mathbf{x})$ と、発生させた疑似時系列から得られる 10 000 個の PDF 確率密度 $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ を比較し、 $\hat{f}(\mathbf{x})$ の値が、大きい順に並べた 10000 個の $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ の中で何番目に位置するかを求めた。この結果から、例えば、 $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ の上位 1000 番目以内に $\hat{f}(\mathbf{x})$ が位置するとき、 $\hat{f}(\mathbf{x})$ は、90% の統計的有意性水準で、bivariate Gaussianity よりも値が大きいと判断できる。また、 $\hat{f}_R(\mathbf{x})$ の下位 1000 番目以内に位置するときには、90% の統計的有意水準で、Gaussianity よりも値が小さいと判断できる。

図 7b に上記のように求められた統計的有意水準を示す。赤色 (青色) で色塗りした領域は、80% の有意水準で $\hat{f}(\mathbf{x})$ が統計的有意性 80% で bivariate Gaussianity より大きい (小さい) 領域を示す。この図から、観測されたサンプルデータより推定した PDF が有意に bivariate Gaussianity よりも大きい領域が 2 つ存在することが分かる。1 つは $PC1$ 及び $PC2$ がともに負の値をとる第 3 象限に存在する領域であり、他方は $PC1$ の軸上で $PC1$ の値が正の領域である。以下では、前者と後者の領域を、それぞれ、レジーム A とレジーム B と呼ぶ。このように、この 2 つのレジームが冬季極東域で発

生しやすい温度偏差パターンであることが示された。レジーム A は、極東域の全域、特に、西日本で大きな低温偏差となる温度偏差パターンを表す。一方、レジーム B は、極東域の全域で暖かく、極東域での南北温度傾度が平年並みとなる温度偏差パターンと対応している。

3.3.2 2D 位相空間での平均速度ベクトル

前節で求められたレジーム A、B で PDF が大きくなる要因を調べるために、 i 日目の各サンプルデータについて、 $(i+2)$ 日目と $(i-2)$ 日目のサンプルデータ X_i を用いて、位相空間における「平均速度ベクトル $V(x)$ 」を、以下のように求めた。

$$V(x) = \frac{1}{c \cdot \hat{f}(x)} \sum_{i=1}^N \left\{ \eta_i^{-r} K\left(\frac{x - X_i}{h\eta_i}\right) \frac{X_{i+2} - X_{i-2}}{4} \right\} \quad (14)$$

ここで、 C と $\hat{f}(x)$ は、それぞれ、式(10)と式(9)で与えられる。

このようにして求めた平均速度ベクトルの分布を図 8a に、位相空間の各点におけるその大きさの変動の大きさを示す $|V(x)|$ の標準偏差を図 8b に示す。図 8a より、平均的にはサンプルデータの時間変化を示す解軌道は、この 2D 位相空間上を反時計回りに回転する傾向にあることがわかる。すなわち、冬季極東域の温度分布は、全域で温度偏差が正となった後は、北日本を中心に平年より温度が下がり、その後、極東域で温度偏差が負となり、そして、西日本で温度が平年以下となった後に、また、極東全域で温度偏差が正となる。また、大気の状態が気候値付近に存在するときに平均速度は小さく、温度偏差が大きくなると平均速度は一般的に大きくなるのが分かる。しかし、レジーム A とレジーム B が存在する領域では、平均速度がその周辺に比べ小さいことが分かる。特に、レジーム A ではその傾向が顕著である。従って、特に、レジーム A は持続性の高い偏差パターンであることが示された。

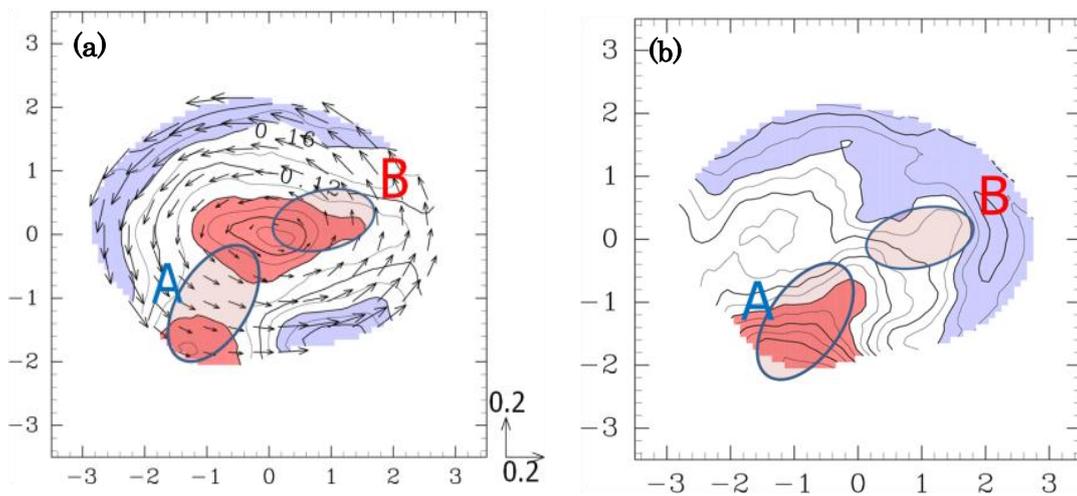


図 8 (a)平均速度ベクトル。PDF が 0.005 以上の領域のみ等値線を引く。横軸は $PC1$ 、縦軸は $PC2$ で、等値線は平均速度ベクトルの大きさ、矢印は速度ベクトル。ベクトルの大きさは右下に示す。 $|V| < 0.08/day$ の領域を赤色、 $|V| > 0.16/day$ の領域を青色で色塗り。 (b) 平均速度ベクトルの大きさの標準偏差 (σ)。横軸は $PC1$ 、縦軸は $PC2$ で、等値線の間隔は 0.01、 $\sigma < 0.22$ ($\sigma > 0.28$) の領域を赤色 (青色) で色塗り。レジーム A、B のおよその領域を楕円で示す。

一方、図 8b から位相空間全体で平均した平均速度が 0.1/day なのに対し、平均速度変動の標準偏差は 0.2/day に達することが分かる。このため、平均速度は、個々の軌道の変化を代表していない可能性が高い。この事については、後に考察する。一方、全体として、位相空間の右上半分領域での平均速度変動は、左下半分に比べて大きい傾向にあることがわかる。特に、レジーム A の領域では、速度変動が顕著に小さい。すなわち、極東域全域が低温傾向で、かつ西日本で温度偏差が負の大気状態（レジーム A）は、持続しやすく、個々のイベントの時間変化傾向も比較的類似していることが分かった。

3.4 レジーム A（西日本寒冬パターン）に伴う大気循環場の特徴

冬季極東域で生じやすい温度分布パターンであるレジーム A に伴う大気循環場の特徴を解析するために、ここでは二通りの手法で、位相空間上での合成図解析を行う。また、レジーム A を代表する点として、以下では、 $(PC1, PC2) = (-1.0, -1.4)$ で定義する点 O （図 9 での大きい赤い点）を考え、この点 O を通過する軌道の特徴を解析する。なお、点 O 近傍のレジーム A 内にある点を考えても、以下の特徴はほぼ同じである。

3.4.1 平均速度ベクトルを用いた合成図解析

まず、 $t=0$ で点 $O(x_0)$ を通過する軌道 $x_d(t)$ を、速度ベクトル $V(x)$ を以下の積分することにより求める。

$$x_d(t) = \int_0^t V(x_d(t)) dt + x_0 \quad (15)$$

$$x_0 = (-1.0, -1.4) \quad (16)$$

$d > 0$

$$x_d = \int_{d-1}^d V(x) dt + x_{d-1} \quad (17)$$

式(15)に従って求められた、 $x_d(t) = -20 \text{ day}$ から $t = 20 \text{ day}$ までの毎日の「軌道」 $x_d(t)$ の位置を図 9 に赤色の小さな点で示す。図 8a から予期されるように、軌道は PC1 が負で PC2 が 0 付近の領域から時計回りに、PC1 が正で PC2 が負の領域へと進むことが確認できた。

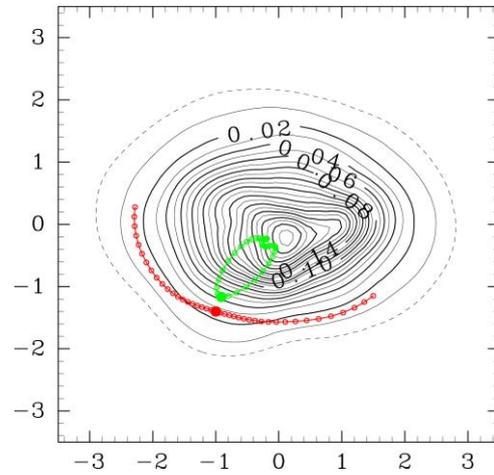


図9 点 $O = (-1.0, -1.4)$ （大きい赤色点）を通過する平均的軌道。前後 20 日間の軌道の位置を示す。小さな赤色の点は平均速度ベクトルを時間積分して求めた平均軌道、緑色の点は点 O 近傍を通過したイベントの合成から求めた平均的軌道。横軸は PC1、縦軸は PC2。

次に、この軌道 $x_d(t)$ 上の各点で、以下のように、その近傍に存在するサンプルデータを用いて合成解析を行った。例えば、求める 250hPa 高度場偏差の合成図 $Z_d(x, y)$ は、 i 日目のサンプルデータの 250hPa 高度場偏差 $Z_i(x, y)$ を用いて、

$$Z_d(x, y) = \sum_{i=1}^N W_i(x_d) \cdot Z_i(x, y) \quad (18)$$

と書くことができる。ここで、

$$W_i(x) = \frac{1}{C \cdot \hat{f}(x)} \eta_i^{-r} K \left(\frac{x_d - X_i}{h \eta_i} \right) \quad (19)$$

で、 \mathbf{X}_i は i 日目のサンプルデータの 2D 位相空間での位置である。

このように求められた 250-hPa 高度場偏差合成図を図 10 に示す。 $t=-15 \text{ day}$ (図 10a)では、ヨーロッパからユーラシア北部を経由し極東域に至る波列が顕著であり、EU パターンと類似している。 $t=0 \text{ day}$ (図 10b)では、WP パターンと類似する、シベリアと本州付近に作用中心が存在する双極子型の高度場偏差がとして特徴づけられ、ヨーロッパ域の負偏差は減衰し、太平洋域から北米域へ至る波列が出現する。さらに、 $t=+15 \text{ day}$ (図 10c)では、図 10b で出現した WP パターンが南東方向に移動し、図 10a の EU パターンとは逆位相の負の EU パターンが顕著となる。

この結果は、図 3b や図 4b で示された $PC1$ や $PC2$ に対する 250-hPa 高度場偏差の回帰分析結果と整合的で、2D 位相空間で軌道が、第 3 象限から第 4 象限へと通過すると、正の EU パターンから正の WP パターン、さらに負の EU パターンと遷移していく。

この方法では、位相空間上の一点を通過する軌道変化を、いくらでも過去に遡って、あるいは、いくらでも遠い未来までも予測することができる。しかし、この軌道の時間変化は平均速度ベクトルに基づいて求め

られたことに注意すべきである。この平均速度ベクトルは、図 8b で示されたように、変動の大きい軌道変化から算出されており、図 8a で示された決定論的な成分よりも大きなノイズ成分を含んでいる。従って、平均速度ベクトルに基づく軌道変化の予測は、大きな制約が存在する。また、気象学的直感によると、合成図は key day ($t=0$)から時間的に離れるに従い、その偏差の大きさは小さくなり気候値に近づくため、偏差の統計的有意性は小さくなるはずである。しかし、図 10 で示されたように、 $t=15 \text{ day}$ や $t=-15 \text{ day}$ でも合成図は統計的に有意に大きな偏差成分を含んでおり、この気象学的直感と矛盾している。この矛盾は、軌道の予測で無視したノイズ成分から生じているのである。そこで、次節では、 $t=0$ で点 O の近傍を通過したイベントから合成図解析することにする。

3.4.2 レジームイベントに基づく合成図解析

レジーム A を代表する点 O の近傍を軌道が通過した個々のイベントを以下のように平均することにより合成図を作成する。まず、 $\text{day } 0$ における点 $O(x_0)$ での合成図 $\bar{Z}_0(x,y)$ は、 i 日目のサンプルデータを $\bar{Z}_i(x,y)$ を用いて、

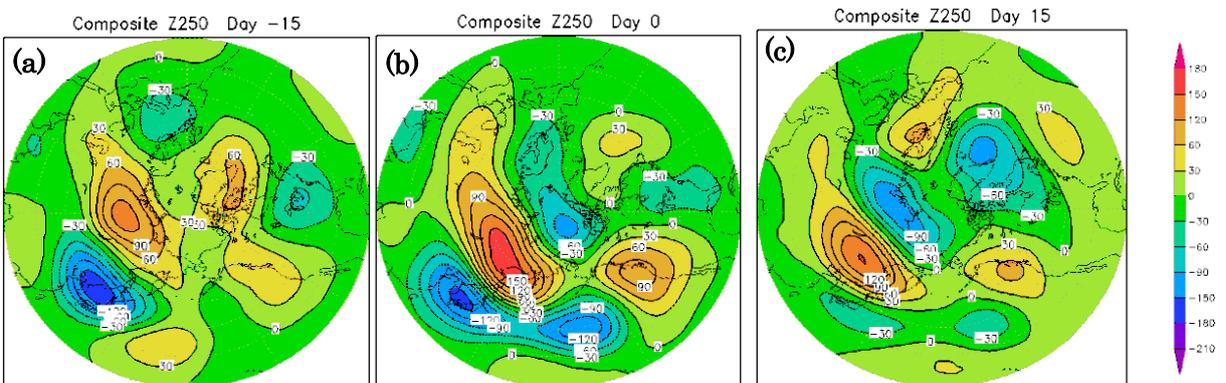


図 10 平均速度ベクトルを時間積分することにより求められた点 O を通過する平均的軌道での 250-hPa 高度場偏差合成図。(a) $\text{day } -15$, (b) $\text{day } 0$, (c) $\text{day } +15$ 。等値線の間隔は 30m。

$$\bar{Z}_0(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N W_i(\mathbf{x}_0) \cdot Z_i(x, y)}{\sum_{i=1}^N W_i(\mathbf{x}_0)} \quad (20)$$

と書くことができる。ここで、

$$W_i(\mathbf{x}_0) = \frac{1}{c \cdot \hat{f}(\mathbf{x}_0)} \eta_i^{-r} K\left(\frac{\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_i}{h\eta_i}\right) \quad (21)$$

である。式(20)より、*day j* では、個々の *i* 日目のサンプルデータは *i+j* 番目のデータとなるので、*day j* の合成図 $\bar{Z}_j(x, y)$ は、

$$\bar{Z}_j(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^N W_i(\mathbf{x}_0) \cdot Z_{i+j}(x, y)}{\sum_{i=1}^N W_i(\mathbf{x}_0)} \quad (22)$$

で与えることができる。

式(22)に基づいて求められた 250-hPa 高度場偏差の合成図を図 11 に示す。極東域全域、特に西日本で低温偏差となる温度分布パターンの成熟期(*day 0*)の 15 日前(図 11a)では、アラスカ上空にブロッキング高気圧

が存在するが、ユーラシア域には有意な偏差は存在しない。その後、時間の経過とともに(図 11b, c)ブロッキング高気圧が発達しながら西進し、ヨーロッパ域では正の EU パターンが徐々に発達する(図 11c)。*day 0*(図 11d)では、西進してきたブロッキングと EU パターンが重畳し、極東域で強い WP パターンが形成される。当然ながら、図 11d で示される *day 0* の合成図は、図 10b を同一である。さらに、*day 0* 以降(図 11e, f)では、下流域の北太平洋から北米にかけて波列が伝播するが、極東域の偏差は減衰していく。

また、このようにして求められた合成図は *key day* から離れるに従い、その偏差は小さくなり気候値に近づくことが分かる。

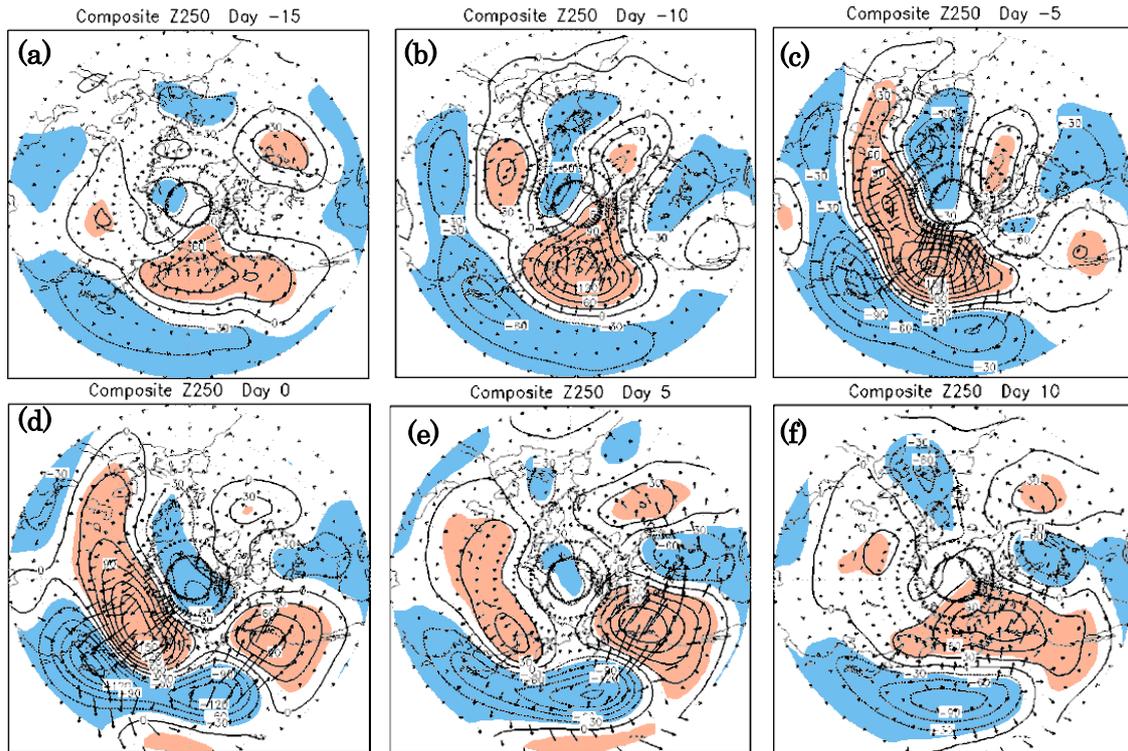


図 11 点 $O(-1.0, -1.4)$ 近傍を通過したイベントから作成した 250-hPa 高度場偏差の合成図。(a) *day -15*, (b) *day -10*, (c) *day -5*, (d) *day 0*, (e) *day +5*, (f) *day +10*。統計的有意水準が 99% 以上で偏差がゼロでない領域を色塗。有意な正(負)偏差領域は赤(青)色で示す。等値線の間隔は 30 m。高度場偏差に伴う波活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001)をベクトルで示す。単位は m^2/s^2 、ベクトルの大きさは右下の矢印で示す。

実際、2D 位相空間における $day j$ における位置の合成図 \bar{X}_j は、

$$\bar{X}_j = \frac{\sum_{i=1}^N W_i(x_0) \cdot X_{i+j}}{\sum_{i=1}^N W_i(x_0)} \quad (23)$$

で求められる。図 9 の緑色の点は、このようにして求められた \bar{X}_j を示す。この図からも、key day から離れるに従い、合成した軌道の位置は気候値に近付いていることが分かる。

一方、図 12 に、図 11 と同様にして求めた、10-hPa 高度場偏差合成図を示す。成層圏中層では $day -10$ に、アラスカ上空に有意な低気圧性偏差が存在し、それが徐々に極に移動することにより、 $day 0$ で強い極渦が形成される。また、 $day 10$ では、成層圏で有意な偏差は存在しない。また、 $day 0$ での偏差の分布は、図 5b の回帰分析の結果から予期される分布と矛盾しない。さらに、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差よりも先んじて有意に大きくなる傾向は見取れなかった。逆に、第 3.2 節で考察したように、この合成図解析の結果からも、対流圏での WP パターンの形成に付随して、成層圏の極渦が強まっており、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差を有意に強制する形跡を、この合成図から見いだすことは困難である。

4. 結論

冬季極東域で卓越する温度変動パターンを抽出するため、1957 年から 2002 年までの ERA-40 再解析データを用いた解析を行った。まず、冬季極東域における 850-hPa 温度長周期変動成分について主成分分析を行い、この領域の温度変動パターンは、極東域全域でのコヒーレントな温度変動パターンを表現する EOF1 と、北日本と西日本に作用中心を持ち南北の領域間での温度偏差のシーダー的変動パターンを表現する EOF2 とで、全温度変動の 70% 以上を表現することが示された。

次に、EOF1 と EOF2 で張られる 2D 位相空間における存在確率密度を求めた。その結果、存在確率密度が有意に 2 次元正規分布よりも大きくなる領域として 2 つのレジーム (レジーム A, レジーム B) を取り出すことに成功した。レジーム A は、PC1 及び PC2 がともに負の状態、すなわち極東域全域が低温傾向で、しかも西日本で低温傾向が強いパターンとして特徴づけられる。また、レジーム A では解軌道の時間変化も小さく、持続性の高い循環場であることが分かった。一方、レジーム B は極東域が暖冬となるパターンで、南北の領域間の温度差は気候値と変わらない。

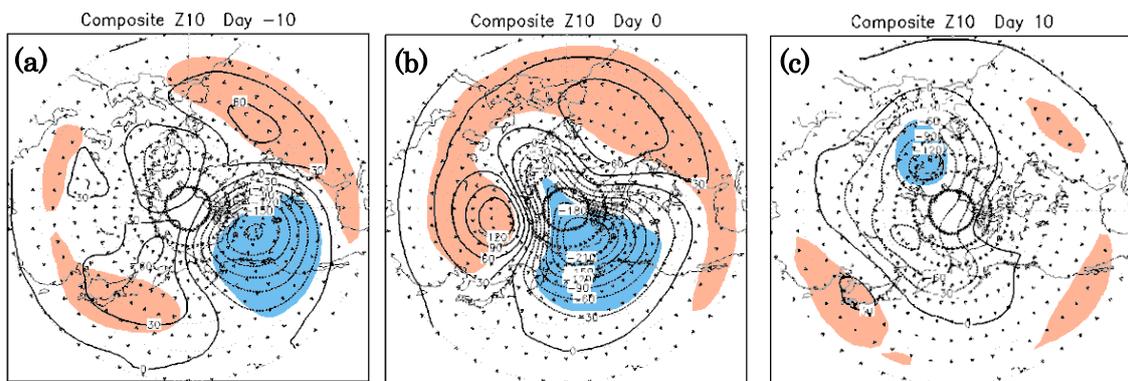


図 12 図 11 と同じ。但し、10-hPa 高度場偏差合成図。(a) $day -10$, (b) $day 0$, (c) $day +10$.

次に、レジーム A について、位相空間における解軌道を用いて合成図解析を行い、その時間変化傾向について解析した。その結果、レジーム A の形成期 (*day -10*) には、対流圏上層のアラスカ上空でブロッキング高気圧が発達することが分かった。その後 (*day -5*)、このブロッキング高気圧は徐々に西進し、また、ユーラシア大陸上で EU パターンが形成し始める。レジーム A の最盛期 (*day 0*) では、この両者が重畳し、シベリア上空で高気圧性偏差、日本付近で低気圧性偏差となる、強い WP パターンが形成される。この WP パターンが持続性の強く極東域全域で寒く、特に、西日本が厳冬となるレジーム A を形成するのである。この WP パターンは、プラネタリー波の上方伝播を制限し、成層圏極渦は強化される。本研究で行った合成図解析からは、成層圏循環偏差が対流圏循環偏差を積極的に生成される形跡は認められなかった。

平成 18 年豪雪などの事例について、日本付近の寒冬と熱帯域での対流活動の活発化との関連についても言及されているため (川村ほか 2007)、今後は OLR データを合成図解析することにより、レジーム A と熱帯域での対流活動との関連について解析を行う予定である。

引用文献

- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Applied Met.*, **18**, 1016-1022.
- 川村隆一, 小笠原拓也, 吉池聡樹, 2007: 平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 89-94.
- 豪雪, 気象研究ノート, **216**, 95-107.
- Kimoto, M., and M. Ghil, 1993: Multiple Flow Regimes in the Northern Hemisphere Winter. Part I: Methodology and Hemispheric Regimes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2625-2643.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 平成 18 年豪雪と冬季東アジアモンスーン変動. 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 89-94.
- Nishii, K., H. Nakamura, and Y. J. Orsolini, 2010: Cooling of the wintertime Arctic stratosphere induced by the western Pacific teleconnection pattern. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L13805.
- Silverman, B. W., 1986: Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman and Hall/CRC, pp. 84-88
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, Andrae U, Da Costa Bechtold V, Fiorino M, Gibson JK, Haseler J, Hernandez A, Kelly GA, Li X, Onogi K, Saarinen S, Sokka N, Allan RP, Andersson E, Arpe K, Balmaseda MA, Beljaars ACM, Van De Berg L, Bidlot J, Bormann

N, Caires S, Chevallier F, Dethof A,
Dragosavac M, Fisher M,
FuentesM, Hagemann S, H'olm E,
Hoskins BJ, Isaksen L, Janssen
PAEM, Jenne R, McNally AP,
Mahfouf JF, Morcrette J-J, Rayner
NA, Saunders RW, Simon P, Sterl
A, Trenberth KE, Untch A,

Vasiljevic D, Viterbo P, Woollen J.
2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J.
R. Meteorol. Soc.* **131**: 2961–3012.
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.