

# 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

向川 均 (京大・防災研) ・馬淵 未央 (京大・院理)

## 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考えられる。例えば、Wallace and Gutzler (1981) で定義された、テレコネクションパターンのうち、EU (Eurasian) パターンとWP (Western Pacific) パターンは極東域の循環偏差に影響を与える可能性がある。EUパターンでは、ヨーロッパ域の高度場偏差と極東域の高度場偏差との間に正の相関があり、ヨーロッパ域が低温の場合、極東域も低温となる傾向がある。一方、WPパターンは、日本南方海上とオホーツク海付近の高度偏差場の南北シソーパターンと対応しており、極東域南部が低温傾向の場合、極東域北部は高温傾向となりやすい。しかし、このようなテレコネクションパターンは、対流圏上層の月平均高度場に基づき定義されているため、循環パターンの三次元的構造や、その時間発展は明らかではない。

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多くの報告があるが、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半球規模での大気循環偏差に関する詳細な記述、及びその要因分析は充分行われていない。

そこで本研究では、1957年から2002年までの45年間の冬季についてERA-40再解析データセット (Uppala et al., 2005) を用いて、冬季極東域で卓越する温度偏差パターンについて解析を行った。具体的には、EOF解析により冬季極東域で卓越する温度変動パターンを抽出し、得られた二つの主成分スコア (PC1, PC2) で張られる位相空間を用いて、極東域で出現しやすい温度偏差パターン (レジーム) を抽

出した。さらに、位相空間を用いた合成図解析により、レジームの形成プロセスについて解析した。

## 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×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年までの45冬季 (12月1日～2月28日) である。

ここでは、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Lanczos low-pass 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Lanczos 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Lanczos low-pass filterを施した値で定義した。解析期間には4050日分 (90日×45冬季) のデータが存在する。

一方、大気の大気対流活動の指標として米国国立大気海洋庁 (NOAA) 作成の外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation: OLR) データを用いた。このデータは、緯度経度2.5° の格子点上で日平均値が与えられている。解析に使用した期間は、1979/80年から2001/02年の23冬季で、ERA-40再解析値と同様の10日のlow-pass filterを施した値について解析を行った。

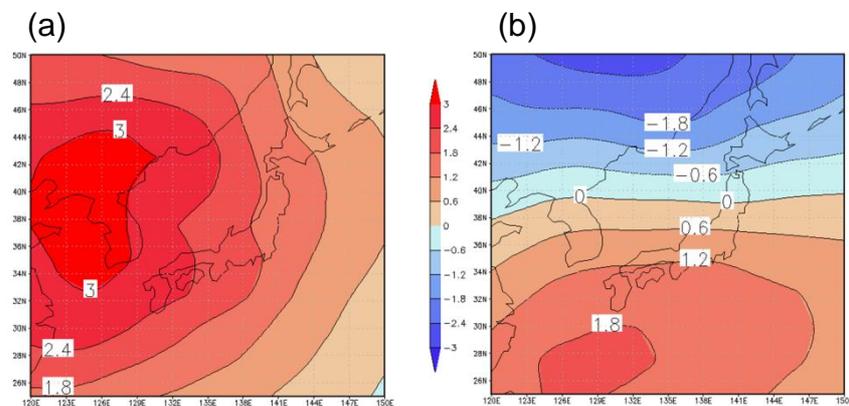


Fig. 1 極東域における850 hPa 温度場の長周期変動成分の(a) EOF1と、(b) EOF2。

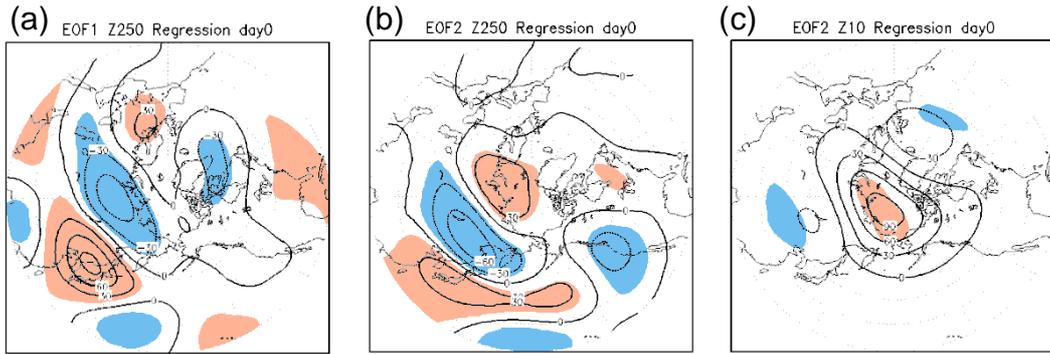


Fig. 2 主成分 PC1 (a)と PC2 (b)に対する 250 hPa 高度場偏差の同時回帰図。(c) PC2 に対する 10 hPa 高度場偏差の同時回帰図。等値線の間隔は 30 m, 相関の統計的有意性が 99 %以上の領域を色塗りした。

### 3. 結果

#### 3.1 冬季極東域で卓越する温度変動パターン

冬季極東域で卓越する温度変動パターンを調べるため、850 hPa面の温度偏差についてEOF解析を実施した。解析領域は25°N~50°N, 120°E~150°Eである。なお、1000 hPaから200 hPaまでの異なる等圧面温度偏差についてEOF解析で得られた主要変動パターンは、850 hPa面でのそれとほぼ同様であった。

EOF解析の結果、最大固有値(寄与率は49.9%)に対応する固有ベクトルEOF1は、極東域全域の温度偏差が同期して変動する特徴を示すことが分かった(Fig. 1a)。この変動パターンの作用中心は朝鮮半島付近の125°E, 40°N付近に存在する。次に寄与率の大きい第二モードは、その寄与率が25.8%で、対応する変動パターン(EOF2)は、40°N付近を境に極側と赤道側の温度偏差が逆相関で変動する特徴を示す(Fig. 1b)。なお、Fig. 1は、対応する主成分スコア(PC1, PC2)が1(標準偏差)となる場合のパターン

を示す。このEOF1とEOF2の二つのパターンで、冬季極東域の850 hPaにおける全温度変動の75.7%を説明する。

#### 3.2 EOF1, EOF2に伴う大気循環場の特徴

極東域での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、主成分スコアPC1及びPC2と各層の高度場偏差との回帰分析を行った。PC1と250 hPa等圧面高度偏差場との同時回帰分析では、ヨーロッパ、ユーラシア北部、極東域を作用中心とするEU(Eurasian)パターンに対応するロスビー波列を見て取ることができる(Fig. 2a)。このため、EOF1はEUパターンと関連して出現することが分かる。一方、北日本と西日本の温度偏差分布の季節的な変動パターンを示すEOF2の時系列PC2と250 hPa等圧面高度場偏差との同時回帰分析から、PC2はWP(Western Pacific)パターンと類似した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の高度場偏差場の季節的な変動パターンと関連してい

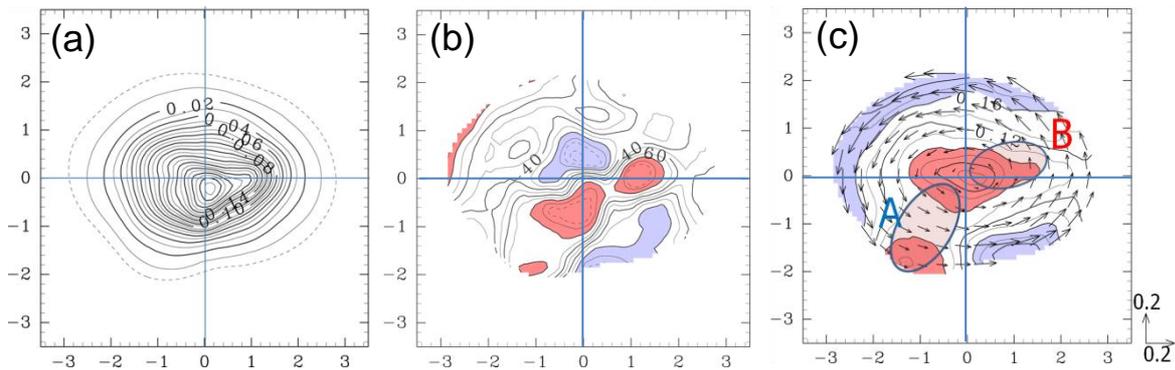


Fig. 3 (a) EOF1 と EOF2 で張られた 2 次元位相空間における観測された確率密度関数 (PDF)。x 軸と y 軸はそれぞれ PC1 と PC2。(b) 観測された PDF のガウス分布からの偏差。モンテカルロ法に基づき発生させた 10000 個の PDF の中で、観測された PDF より小さい値を持つ PDF の割合 (%) をプロットした。80 (20) % よりも多い (少ない) 領域を赤色 (青色) で塗る。破線は 95% と 5% の等値線。(c) 各格子点で平均した 2 次元位相空間での速度ベクトル  $\mathbf{V}$  を矢印で示す。等値線はベクトル  $\mathbf{V}$  の大きさ  $|\mathbf{V}|$  を示す。 $|\mathbf{V}|$  が 0.16/day よりも大きい (0.08/day よりも小さい) 領域を青色 (赤色) で塗る。レジーム A と B に対応する領域を色つきの楕円で示す。

ることが分かる (Fig. 2b)。

一方、PC1と10 hPa等圧面高度場偏差の同時回帰場では、有意な領域は限定的ではあるが、東西波数1型の偏差パターンが卓越する (図は省略)。また、PC2との同時回帰場 (Fig. 2c) では、中高緯度域で負、極域で正の高度場偏差が明瞭であり、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とPC2が関連していることが分かる。

さらに、35°N~70°Nの緯度帯で南北平均した各等圧面高度場偏差とPC1との同時回帰場 (図は省略) では、バレンツ海付近の負偏差領域と極東域の正偏差領域において、位相が対流圏で高さとともに西に傾き、惑星規模のロスビー波束が上方伝播する傾向であることを示唆している。また、ずらし回帰分析図でも、高度場偏差の等位相線が高さとともに東傾する傾向は見いだせなかった。このため、成層圏での循環偏差が波動の下方伝播を通じて対流圏下層の極東域における特徴的な温度偏差場を強制する可能性は極めて小さい。

### 3.3 冬季極東域で生じやすい温度場レジーム

冬季極東域で出現しやすい温度偏差パターン (レジーム) を特定するため、3.1節で求められた冬季極東域850 hPa温度偏差場に関する二つの主要な主成分スコア (PC1, PC2) で張られる2次元位相空間での確率密度関数 (Probability Density Function: PDF) を Kimoto and Ghil (1993) に従い評価した。その結果、最終的に推定されるPDF  $f(\mathbf{x})$  は、

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

で与えられる。ここで、 $r = 2$ で、 $K(\mathbf{x})$ は、Epanechnikov kernel functionと呼ばれ、

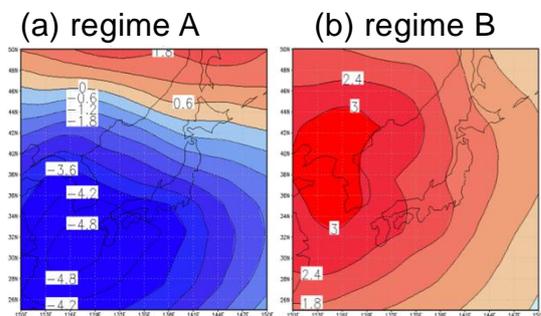


Fig. 4 レジーム A の代表点 (PC1, PC2)=(-1.0, -1.4) と、レジーム B の代表点 (PC1, PC2)=(1.0, 0.0) での 850 hPa 温度偏差場の水平分布。

$$K(\mathbf{x}) = \begin{cases} 1 - \mathbf{x}^t \mathbf{x}, & \text{if } \mathbf{x}^t \mathbf{x} < 1 \\ 0, & \text{if } \mathbf{x}^t \mathbf{x} \geq 1 \end{cases} \quad (2)$$

で与えられる。また、 $\mathbf{X}_i$ はある日*i*における偏差場 (PC1, PC2) に対応するサンプル点 (2次元状態ベクトル)、 $\eta_i$ は $\mathbf{X}_i$ の分布から求められるバンド幅、 $N$ はサンプル数 (4050)、 $C$ は規格化定数 (PDFの全領域積分が1になるように定義)、 $h$ はleast-square cross validation (LSCV) に基づいて求められた最終平滑パラメータで、今の場合 $h = 0.71$ となった[手法の詳細は、kimoto and Ghil (1993) を参照のこと]。

Fig. 3aはこのようにして求められたPDFを示す。PDFは、おおよそ気候値 (原点) 付近に極大値を持つ2次元正規分布に近い形となるが、極大域は原点からやや第4象限側にずれて存在していることが分かる。また、モンテカルロ法に基づくPDFの有意性検定の結果 (Fig. 3b)、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 (以下、レジームA) と、PC1軸上でPC1の値が正の領域 (以下、レジームB) でPDFが2次元正規分布よりも有意に大きいことが分かる。すなわち、この二つのレジームが、冬季極東域で発生しやすい温度偏差パターンである。

Fig. 4aで示したように、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に対応する。一方、レジームBは、極東域全域で暖かく、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に対応する (Fig. 4b)。

次に、2つのレジーム領域でPDFが大きくなる要因

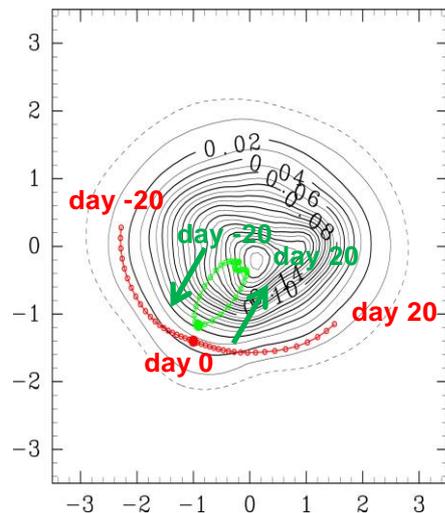


Fig. 5 レジーム A の代表点  $\mathbf{O}$  (PC1, PC2)=(-1.0, -1.4) を通過する軌跡。小さい点は日々の位置を示す。赤色の線は Fig. 3c で示された位相空間での平均的速度から見積もられた軌跡、緑色の線は day 0 に点  $\mathbf{O}$  の近傍に存在したサンプル点の重心を結んでいる。

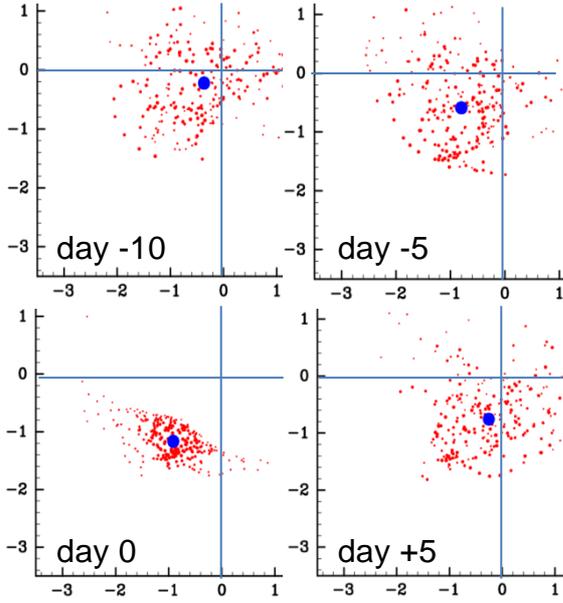


Fig. 6 2次元位相空間において day 0 に点  $O$  (PC1, PC2)=(-1.0, -1.4)の近傍に存在したサンプル点の時間発展。青点が重心の位置を示す。

を調べるために、位相空間における平均速度ベクトルを求めた。その結果、両レジームの存在する領域では平均速度が比較的小さく、特に、レジームAではその傾向が顕著であることが分かった (Fig. 3c)。このため、両レジームとも持続性の高い温度偏差パターンであることが示される。また、レジームAでは速度変動も小さく、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 (図は省略)。

### 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偏差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った。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  $O$  (Fig. 5における大きい赤点) 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。

まず、Fig. 3cで求められた位相空間における平均速度ベクトルを用いた合成図解析を行った。この手法では、レジームAを代表する点  $O$  (-1.0, -1.4) を通過する軌道を、得られた平均速度ベクトルを時間積分することにより求め、その軌道に沿って合成図解析を行う。しかし、この手法で求められた軌道

(Fig. 5の赤線)は仮想的な軌道であり、位相空間のある領域に存在する観測されたサンプル点が時間の経過とともに散らばる特徴は考慮されない (Fig. 6参照)。実際、この手法で合成された偏差場の振幅は、充分時間が経過しても減衰しないため、偏差場は無限大の予測可能時間を持つことになってしまう。このことは、近接するサンプル点も時間の経過とともに散らばっていくという観測事実を考慮しないことが原因であり、中高緯度大気運動の予測可能期間が有限であるという事実と反する。このため、実際には以下の手法により、合成図解析を行った。

まず、Fig. 6で示されたように、レジームAを代表する点  $O$  ( $x = x_0$ )に位相空間内で近い観測されたサンプル点を取り出す。ここで、「近い」サンプル点を、式(1)で  $|(x_0 - X_i)/h\eta_i| < 1$  を満たす点  $X_i$  で定義した。このように定義された点  $O$  の近傍のサンプル点  $X_i$  のそれぞれについて時間発展を追跡し、以下の式に基づいて時刻  $t$  における合成図  $Z_C(x, y, z, t)$  を作成した。まず、day 0 での合成図  $Z_C(x, y, z, 0)$  は

$$Z_C(x, y, z, 0) = \frac{\sum_{i=1}^N W_i(X_i) Z_i(x, y, z)}{\sum_{i=1}^N W_i(X_i)} \quad (3)$$

で定義した。ここで

$$W_i(X_i) = \frac{1}{cf(x_0)} \eta_i^{-r} K \left( \frac{x_0 - X_i}{h\eta_i} \right) \quad (4)$$

である。さらに、day  $j$  における合成図  $Z_C(x, y, z, j)$  は、

$$Z_C(x, y, z, j) = \frac{\sum_{i=1}^N W_i(X_i) Z_{i+j}(x, y, z)}{\sum_{i=1}^N W_i(X_i)} \quad (5)$$

で定義できる。ここで、 $Z_i(x, y, z)$  は  $i$  日目のサンプル点  $X_i$  に対応する観測値の空間分布を示す。

式(5)に基づいて求められた 250-hPa 高度場偏差の合成図を Fig. 7 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 (レジームA) の形成期 (day -10) には、対流圏上層のアラスカ付近でブロッキング高気圧が発達していることが分かる。その後、このブロッキング高気圧は徐々に西進し、オホーツク海上空に高気圧性偏差を形成する (day -5)。一方、day -5 では、ユーラシア大陸上には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パターンは、プラネタリー波の上方伝播を抑制するため、成層圏極渦は強化する (図は省略)。

一方、Fig. 8に示されたように、レジームAの形成期から衰退期までの間、南シナ海の対流活動は活発で、その北西に位置するインドシナ半島北東部の対流圏上層では、day -5に高気圧性循環偏差が最も強まる。レジームAの成熟期 (day 0) では、この高気圧性循環偏差から射出されるロスビー波束が、亜

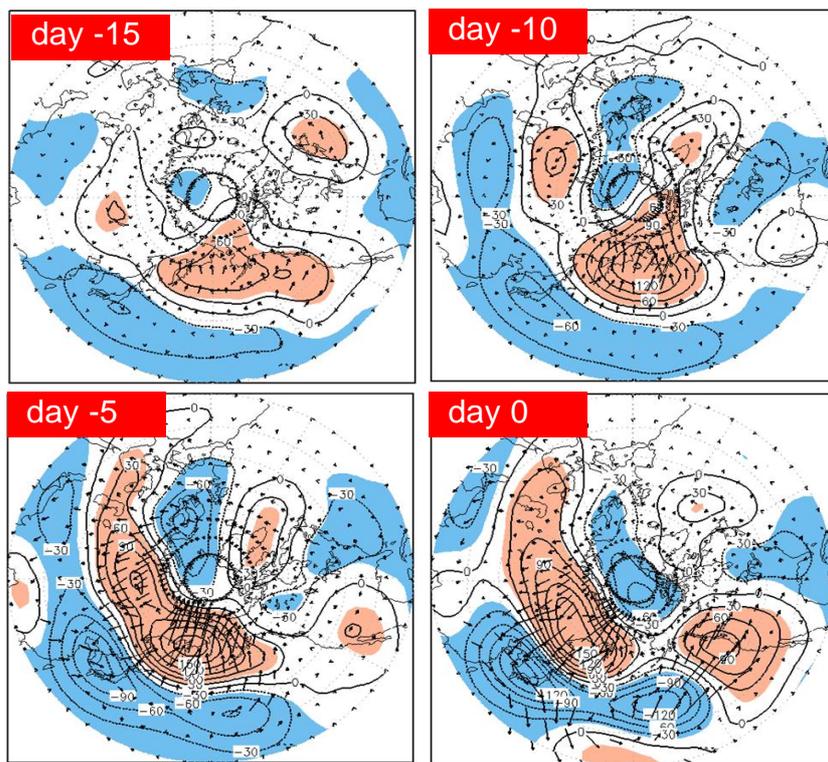


Fig. 7 レジーム A の時間発展。Fig. 5 で示された緑色の点に対応する 250 hPa 高度場偏差の合成図 (m)。等値線の間隔は 30 m で、偏差の大きさが 99% 以上の領域を色塗りした。矢印は Takaya and Nakamura (1997) の波活動度フラックス ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) を示す。

熱帯ジェットを導波管として北東側に伝播し、日本付近の低気圧性偏差の形成に寄与していると考えられる。このように、熱帯域から伝播するロスビー波束と、高緯度域で卓越する EU パターンとブロッキング高気圧により、西日本寒波パターンであるレジーム A が形成されることが示された。

#### 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 45 冬季分の ERA-40 再解析データを用いて解析を行った。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ソ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 2 次元位相空間における存在確率密度関数を求めた。その結果、存在確率密度関数が 2 次元正規分布よりも有意に大きくなる領域として 2 つのレジーム (レジーム A, レジ

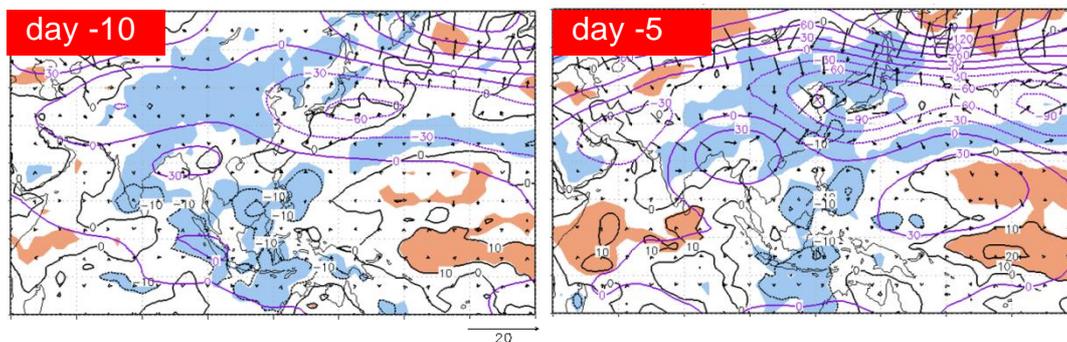


Fig. 8 Fig. 7 と同じ、但し OLR 偏差 (黒色の等値線  $\text{W}/\text{m}^2$ ) と 250 hPa 流線関数偏差 ( $\times 10^5 \text{ m}$ )。OLR 偏差の大きさの統計的有意性が 99% 以上の領域を色塗りした。

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、南北温度勾配は気候値とほぼ同じである。

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付近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する。また、ユーラシア大陸上でも 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、強い持続性を持ち、極東域全域が寒冬、特に、西日本が厳冬となるレジーム A を形成する。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 (cf. Nishii et al., 2010)。

一方、レジーム A の形成期には、ベンガル湾付近で、南シナ海における活発化した対流活動により励起された対流圏上層の高気圧性循環から北東に射出されるロスビー波束が、西日本上空の低気圧性偏差の形成に重要な役割を果たしていることが確認できた。南シナ海での対流活動の活発化は、海面水温が高い初冬に生じやすいことが考えられるので、この形成プロセスを考慮すると、レジーム A は初冬に出現しやすい温度偏差パターンであることが予期される。一方、地球温暖化に伴い、熱帯域での海面水温が上昇すると、南シナ海での対流活動も活発化しやすくなると考えられる。このため、レジーム A の形成プロセスを考慮すると、地球温暖化時には、レジーム A の出現頻度が高くなる可能性が考えられる。すなわち、初冬の西日本は温暖化しにくいことが予期できる。このような可能性を検証するため、本研究と同様の解析を初冬のみについて実施することや、より最近の期間について再解析データを用いた解析を実施する必要がある。

## 参考文献

- Duchon, C.E. (1979): Lanczos filtering in one and two dimensions, *J. Applied Meteor.*, Vol. 18, pp. 1016-1022.
- Kimoto, M. and Ghil, M. (1993): Multiple flow regimes

in the Northern Hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, pp. 2625-2643.

Nishii, K., Nakamura, H., and Orsolini, Y. J. (2010): Cooling of the wintertime Arctic stratosphere induced by the Western Pacific teleconnection pattern, *Geophys. Res. Letters*, Vol. 37, L13805, doi:10.1029/2010GL043551.

Takaya, K. and Nakamura, H. (1997): A formation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Letters*, Vol. 24, pp. 2985-2988.

Uppala, S. M. et al. (2005): The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 131, pp. 2961-3012.

Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, pp. 784-812.