

2006/2007年暖冬の循環場の特徴について

原田やよい 中三川浩 長谷川寛 後藤敦史 (気象庁気候情報課)

1. はじめに

2006/07年冬(以下06/07冬)は、日本では、1898/99年の統計開始以来、都市化の影響の比較的少ない全国17地点の冬平均気温が、1948/49年冬と並んで最も高くなり(図1)、全国的に記録的な暖冬となった。日本以外でも、ユーラシア大陸上の広い範囲で顕著な高温となった(図2)。このような暖冬をもたらした冬の循環場の特徴を、極東域を中心に解説し、その要因について述べる。また、06/07冬とは対照的に2005/06年冬(以下05/06冬)は2005年12月に極端な低温となった。このため2005/06年冬(以下05/06冬)の循環場との比較を、12月を中心に行ない、その特徴の違いを明らかにする。

2. 2006/07年冬の循環場の特徴と2005/06年冬との比較

冬平均(12~2月)した海面更正気圧(図3)を見ると、アリューシャン低気圧の中心は平年より東に位置しており、シベリア高気圧は中心付近から東シベリアにかけて平年より弱かった。このことは、冬型の気圧配置は一時的で長続きせず、大陸からの寒気の吹き出しが平年より弱かったことを示している。一方、対流圏上層の大気の流れを見ると(図4)、平年の平均場ではあまりはっきりと見られない、ヨーロッパからバイカル湖付近にかけての寒帯前線ジェットが明瞭であり、06/07冬を通して持続していた。また日本の南東のジェット気流は平年より弱かった。

本稿では、北半球規模の大気循環の特徴を把握するため、冬平均海面更正気圧に主成分分析を適用した。その第1主成分の固有ベクトル(以下 冬 SLP_EOF1)によるスコアを冬季に卓越する北極振動(以下 A0)の指標として用いた。図5aは冬 SLP_EOF1の分布、図5bは冬 SLP_EOF1に海面更正気圧の5日平均平年偏差値を投影して計算したスコアの時系列図である。図5aを見ると、50~60°N帯を境に、極付近で負偏差、その南で正偏差が分布している。このことは、温度風の関係から、正のA0が卓越する時には、寒帯前線ジェットが平年より明瞭となりやすいことを

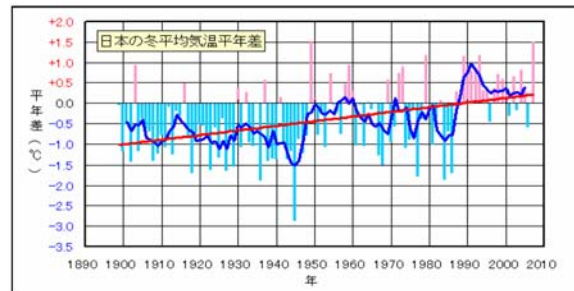


図1 日本の冬平均地上気温の年差の経年変化(1899~2007年)。

棒グラフ：各年の平均気温の年差との差、太線(青)：年差の5年移動平均、直線(赤)：長期的な変化傾向。年差は1971~2000年の30年平均値。

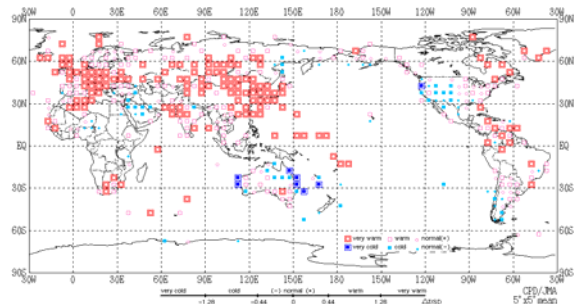


図2 2006/07年冬平均気温偏差規格化階級分布図。

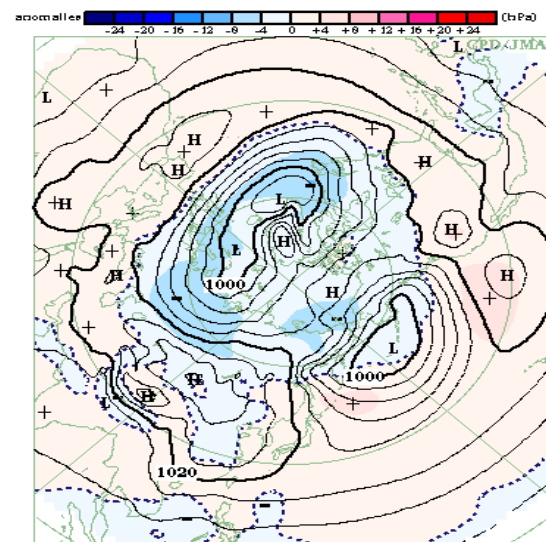
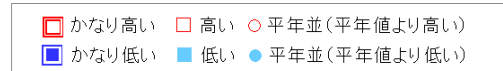
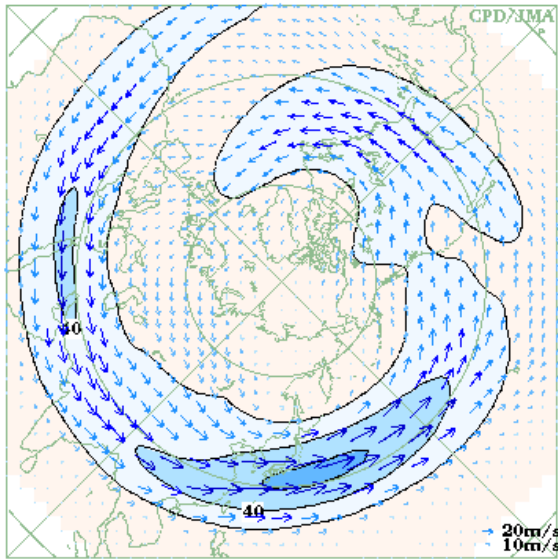
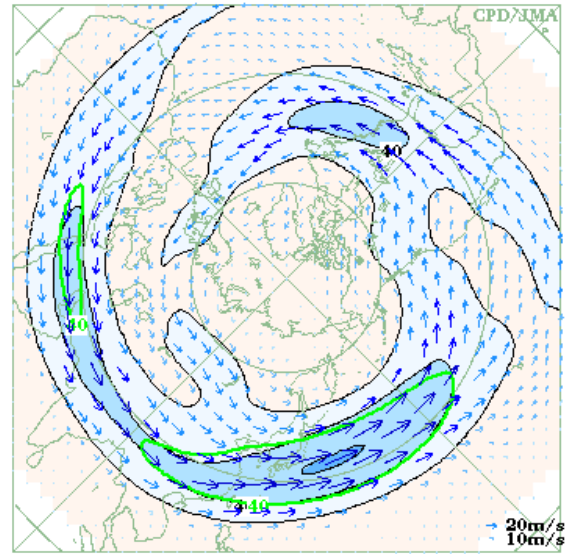


図3 2006/07年冬平均海面更正気圧および年偏差。

等値線は海面更正気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は年偏差を表す。



(a) Normal winter mean



(b) Winter 2006/07 mean

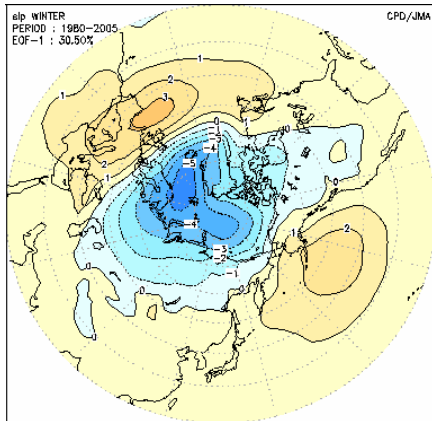
図4 平年冬平均 (a)、2006/07年冬平均 (b) の300hPa風速および風ベクトル。

細い黒線は風速を表し、間隔は20m/s。20m/s以上の領域に水色、40m/s以上の領域に青色をそれぞれつけている。(b)の太い緑線は風速の平年の40m/sの等値線を表している。

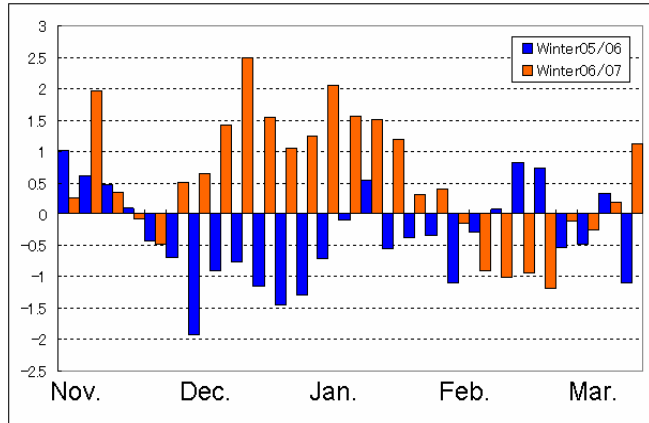
示唆している。また、極東域に着目すると、シベリアでは平年より気圧が低く、カムチャツカからアリューシャン列島にかけては平年より気圧が高い。このことは、正のA0が卓越する時には、冬型の気圧配置が弱まりやすいことを示している。06/07冬におけるスコア(図5bの赤棒グラフ)は、12月から1月にかけてプラスで経過しており、前述の寒帯前線ジェットの特徴と概ね整合している。比較のために、併せて掲載した05/06冬のスコア(図5bの青棒グラフ)は、11月後半から1月にかけてマイナスで経過しており、12月を中心に両年で対照的なスコアとなっている。このスコアの経過は、後述するように寒帯前線ジェットの位置や強さなど偏西風の推移が両冬で大きく異なることに対応している。特に両冬で違いが明瞭だった極東域から北太平洋にかけての帯状平均東西風の経過図を比較のため示す(図6)。06/07冬は、12月前半に40°N付近においてジェット気流の強まりが見られたものの、その後は特に強まることなく、亜熱帯ジェットは徐々に南下していった(図6a)。また寒帯前線ジェットに相当する50~60°N帯の偏西風は、12月の初めには平年より弱かったが、その後は徐々に強まり、12月後半以降は概ね平年より強い状態が続いた。平年の冬であれば、偏西風の

蛇行が強まり、寒気の影響を持続的に受ける時期がある。しかし、06/07冬はこのような状況が起きにくく、寒帯前線ジェットの南側に顕著な高温となった地域が集中していた(図2)。一方、05/06冬は30~40°N帯のジェット気流が平年より強く、且つ40~60°N帯では、風速の弱い状態が11月後半から12月の終わり頃まで持続した(図6b)。このように、両冬間で寒帯前線ジェットや40°N付近に見られるジェット気流の位置や強さの経過が、冬の前半を中心に大きく異なっていた。

図7に200hPaにおける波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)と流線関数、外向き長波放射量の平年偏差を示す。2006年12月にはインド洋西部を中心とした対流活発、インドネシア付近の対流不活発の対比が明瞭であり、インド北部の上層の高気圧性循環偏差や波の活動度フラックスも明瞭だった(図7a)。また、中国南部に弱い低気圧性循環偏差、日本の南東海上に明瞭な高気圧性循環偏差が分布した。これは、日本の南海上の下層では、平年より日本付近に寒気の流入しにくい場となっていたことを示している。さらに、アリューシャン列島付近を中心とする低気圧性循環偏差も明瞭であり、地上のアリューシャン低気圧が平年より東に位



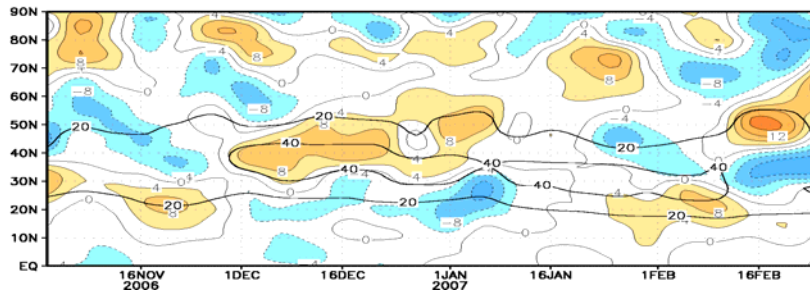
(a) SLP_EOF1



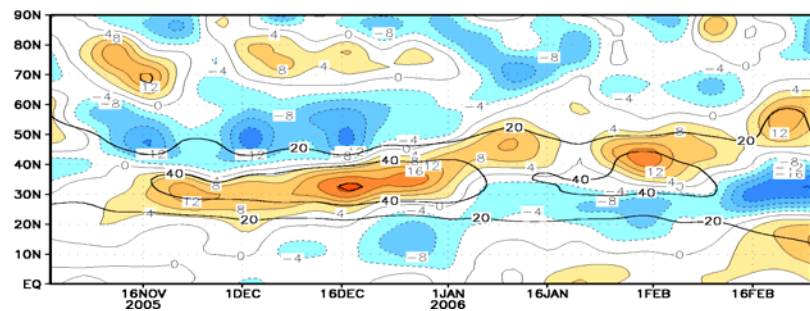
(b) Time series of PSEA_EOF1 scores by the 5-day mean data.

図 5 北半球冬平均海面更正気圧の主成分分析による第一固有ベクトルの分布図 (a) と 5 日平均スコアの時間系列図 (b)。

主成分分析は 1979~2004 年までの 26 事例を用いて計算した。スコアは第一固有ベクトルに 5 日平均海面更正気圧年間偏差を投影したもの。青、赤の棒グラフは 05/06 冬、06/07 冬のスコアを示す。



(a) Winter 2006/07



(b) Winter 2005/06

図 6 90°E~120°W で帯状平均した 5 日平均 300hPa 東西風の緯度時間断面図。

太い黒実線は東西風を表し、間隔は 20m/s。陰影域は年間偏差を表し、間隔は 4m/s。(a)、(b)はそれぞれ 2006/07 冬、2005/06 冬の経過を表す。

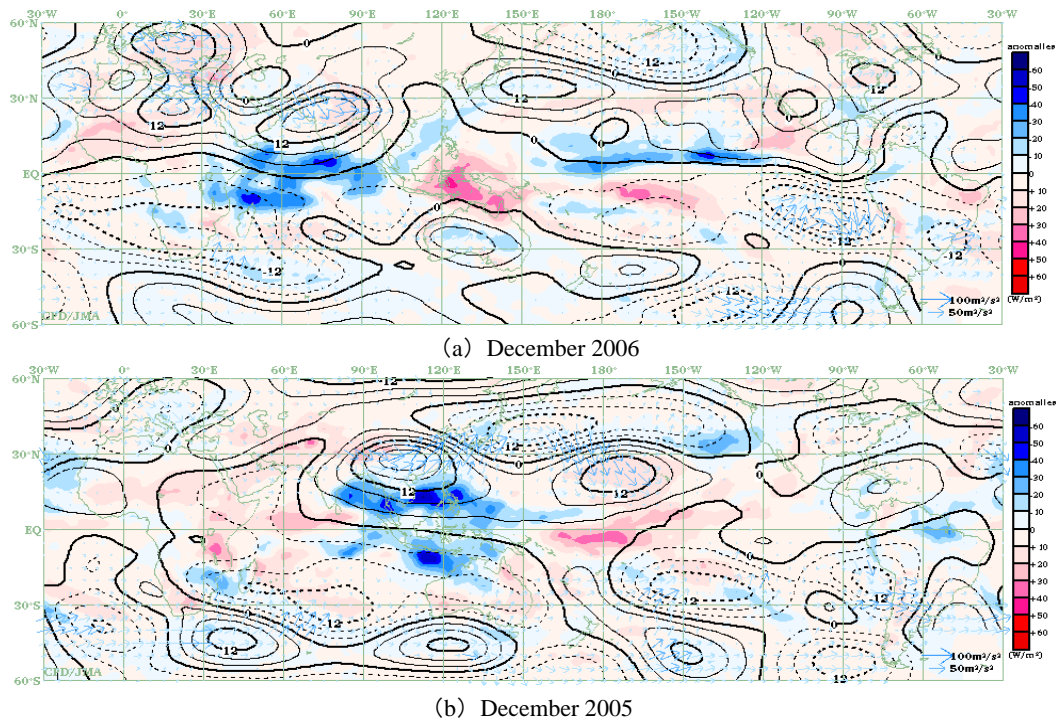


図7 月平均の200hPa波の活動度フラックス、流線関数と外向き長波放射量(OLR)の半年偏差。
 矢印は波の活動度フラックスの水平成分を表す。単位は m^2/s^2 。等値線は流線関数の半年偏差を表し、
 間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影域は外向き長波放射量(OLR)を表す。(a)、(b)はそれぞれ2006年12月、
 2005年12月のものを表す。

置したことと対応している。

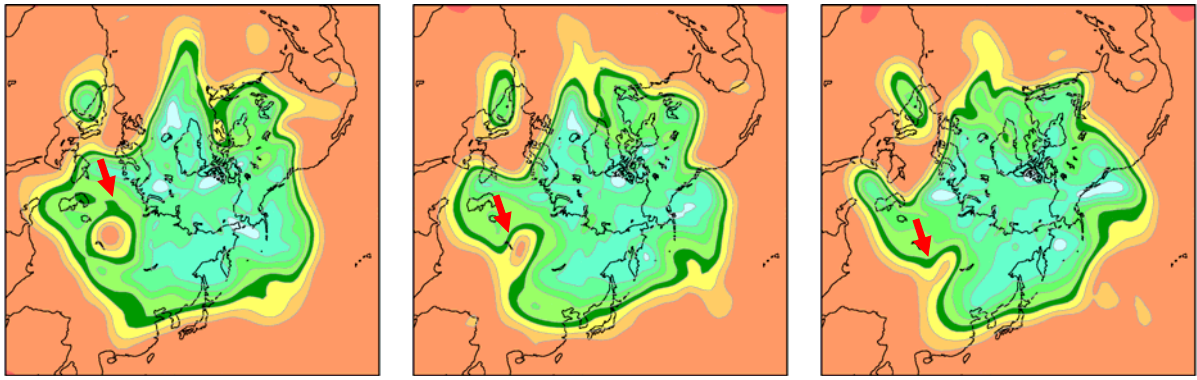
一方、2005年12月は、ラニーニャ現象が発生していたこともあり、インドネシアを中心に広い範囲で対流活動がかなり活発、インド洋西部で対流活動が不活発となった(図7b)。対流活動に対応する明瞭な高気圧性循環偏差は中国南部に見られ、さらに日本の東海上では準定常ロスビー波の波束伝播によって低気圧性循環偏差が強められた。このため日本付近では北西流が卓越していた。このように、寒帯前線ジェットを中心とした中高緯度の循環場のみならず、熱帯の対流活動の特徴についても、06/07冬は05/06冬と比較して対照的な分布であった。

06/07冬の循環場を特徴づけた要因として、シベリア高気圧、寒帯前線ジェット(偏西風)、インド洋の対流活動を指摘できる。以下、これらの点について考察する。

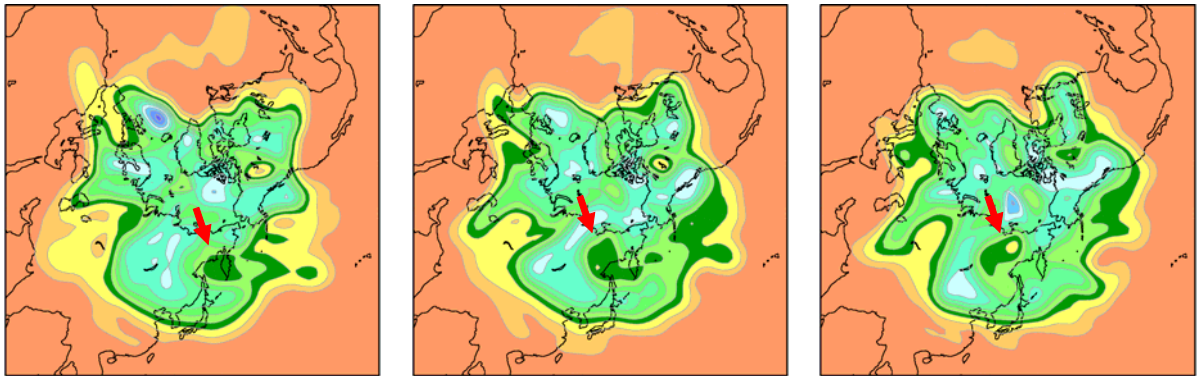
3. シベリア高気圧の発達に関する考察

Takaya and Nakamura (2005)は、シベリア高気圧の発達には、対流圏上層を伝播する準定常ロスビー波の砕波が重要な過程のひとつであると解析している。また前田ら(2006)は、05/06冬の異常低温をもたらした

原因のひとつとして、シベリアのブロッキング高気圧の影響を指摘している。例えば2005年12月1~3日には、05/06冬において最もシベリア高気圧が強まっており、その中心の海面更正気圧は1060hPaを超えていた(図省略)。この時の対流圏上層の大気の流れを確認するため、同時期の320K等温位面上の渦位分布図を見ると(図8b)、2005年12月1日には、ユーラシア大陸のジェット気流沿いに伝播してきた準定常ロスビー波束の増幅・砕波に伴い、カムチャツカ半島付近から東シベリアに向けて急速な低渦位の侵入が起き、高気圧性の孤立渦が形成された。この孤立渦は2日から3日にかけてゆっくりと西進し、中央シベリア上空で上流から低渦位の補給を受けながら数日間持続した。一方、2006年12月には(図8a)、12日から13日にかけて、ヨーロッパからロシア西部に比較的規模の大きい低渦位の侵入が見られ、中央シベリア付近に高気圧性の孤立渦が形成された。しかし、この孤立渦は順調に東進して、16日に下流の低渦位域に吸収された。同様な事例は1月以降にも見られた(図省略)。また2005年12月に見られたような、太平洋方面からシベリア方面への、低渦位の侵入や孤立渦の



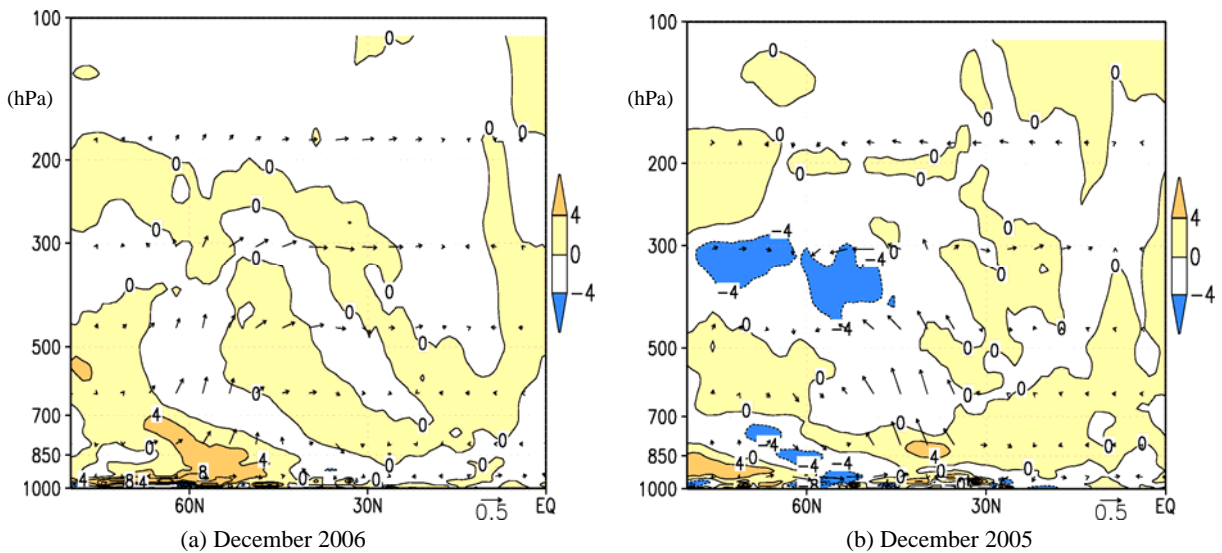
(a) Dec. 14 00UTC (left), Dec. 15 00UTC (center), Dec. 16 00UTC (right) in 2006



(b) Dec. 1 00UTC (left), Dec. 2 00UTC (center), Dec. 3 00UTC (right) in 2005

図8 2006年12月(a)と2005年12月(b)における320K等温位面上の渦位分布図。

単位はPVU (1PVU= $10^{-6} \text{m}^2/\text{s K/kg}$) (a)、(b)はそれぞれ2006年12月14~16日、2005年12月1~3日のものを表す。赤矢印は、切離された低渦位を指している。



(a) December 2006

(b) December 2005

図9 質量重み付き等温位面帯状平均場における北半球対流圏のEP-fluxとその発散年平均偏差。

矢印はEP-fluxの年平均偏差ベクトルを表し、単位は m^2/s^2 。陰影域はEP-fluxの発散の年平均偏差を表し、等値線の間隔は 4m/s/day 。(a)、(b)はそれぞれ2006年12月、2005年12月平均を表している。なお、EP-fluxは等温位面で計算したものを等圧面に投影し描画している。

形成は季節を通して見られなかった(図省略)。

このような特徴を踏まえて、06/07 冬における対流圏上層(300hPa)の東西風の偏差分布を考察すると、先に示したようにヨーロッパからシベリア、ベーリング海にかけての偏西風の流れが平年より東西風が卓越し強かったため(図4b)、シベリア高気圧の持続的な発達をもたらすような高気圧性の孤立渦(切離された低渦位)の停滞が見られなかったと考えられる。

4. 寒帯前線ジェットを中心とした偏西風の維持に関する考察

ここでは、寒帯前線ジェットを中心とした、偏西風の平年より大きく偏った状態が維持されたプロセスを、擾乱¹による平均場への作用という観点から考察する。擾乱と平均場の相互作用の診断には、Eliassen-Palm flux(以下 EP-flux)が適している。EP-fluxとは、擾乱のエネルギーの伝播方向や、擾乱による東向き運動量(以下運動量と省略)の子午面内における南北・鉛直輸送を表すベクトル量であり、平均流への強制は、その収束(西風を減速)・発散(西風を加速)で表される。擾乱による運動量の輸送をより正確に表現するため、EP-fluxの計算はIwasaki(1989)やTanaka et al.(2004)に倣い、温位座標による定式化を用いる。帯状平均場の東西風の運動方程式は、中高緯度では以下のような式で近似的に表すことができる。

$$\frac{\partial \bar{u}^*}{\partial t} = f \bar{v}^* + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} F_{\varphi} \cos \varphi + \frac{\partial F_{z \uparrow}}{\partial z} \quad (1)$$

$$F = \rho_0 a \cos \varphi \left(-\overline{(u'v')^*} - \overline{(u'w'_z)^*} + \frac{1}{\rho_0 g a \cos \varphi} p \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{p'} \right) \quad (2)$$

ここで u 、 v 、 w は、それぞれ東西風、南北風、鉛直流、 F はEP-flux、 F_{φ} 、 $F_{z \uparrow}$ は、EP-fluxの南北成分、鉛直成分である。 f 、 a 、 φ 、 p 、 Φ 、 λ は、それぞれコリオリパラメータ、地球の半径、緯度、気圧、ジオポテンシャル、経度である。また、「 \uparrow 」は等温位面帯状平均、

¹ 大気中の擾乱には、晴天乱流からプラネタリー波まで、様々な時空間スケールのもが存在するが、ここでは、総観規模から惑星規模のもの(水平スケール1000~10000km)を対象としている。

「*」は質量重み付けした量、「 $\bar{\cdot}$ 」は帯状平均、「 \uparrow 」は帯状平均からの偏差をあることを表す。

この手法は、地表面付近の運動量輸送も適切に扱えるという利点がある。図9a、bはそれぞれ2006年12月、2005年12月の北半球対流圏の等温位面で求めたEP-fluxとその発散の平年偏差である。

2006年12月(図9a)においては、50~60°N帯の対流圏下層でEP-fluxの上向き成分と発散偏差が明瞭である。これは傾圧性擾乱が平年より極寄りの緯度帯で活発であり(平年で北半球の傾圧性擾乱が発達する中心緯度はおよそ50°N)、且つ対流圏上層から下層へ運動量を平年より多く輸送していることを示している。一方、300hPa面の60°N付近では、EP-fluxの南向き成分が平年より明瞭であり、弱いながら発散偏差も見られる。このことは、対流圏上層で擾乱が赤道向きに屈折し伝播することで、極向きに運動量を輸送していたことを示している。つまり、2006年12月は擾乱による、対流圏の上・下層両方の偏西風を加速・維持する作用が、平年より卓越していたと言える。

一方、2005年12月(図9b)には、40°N付近の対流圏下層でEP-fluxの上向き成分の偏差が、60°N付近の対流圏下層でEP-fluxの下向き成分の偏差が見られる。これは擾乱の活動が平年より赤道寄りの緯度帯で活発であり、60°N付近では、擾乱の活動が平年より不活発で、対流圏上層から下層への運動量輸送が平年より少なかったことを示している。一方、上層ではEP-fluxの極向き成分や高緯度での収束が平年より明瞭であった。このことは、擾乱が極向きに伝播することにより運動量が赤道向きに輸送され、寒帯前線ジェットが減速されたことを示している。2006年12月、2005年12月、いずれの場合も擾乱は偏西風の偏差を維持する方向に作用していた。

図10は、準定常ロスビー波束の伝播経路の指標となる、帯状平均東西風から求めた伝播可能な全波数(Ks)の分布(James, 1994)である。準定常ロスビー波束は、Ksのより大きな領域へ伝播しやすい性質をもっている。11月1~10日平均のKsの分布を見ると(図10a)、2006年については、平年と大きく変わらなかった。しかし、2006年11月11~30日平均のKsの分布を見ると(図10bの赤線)、

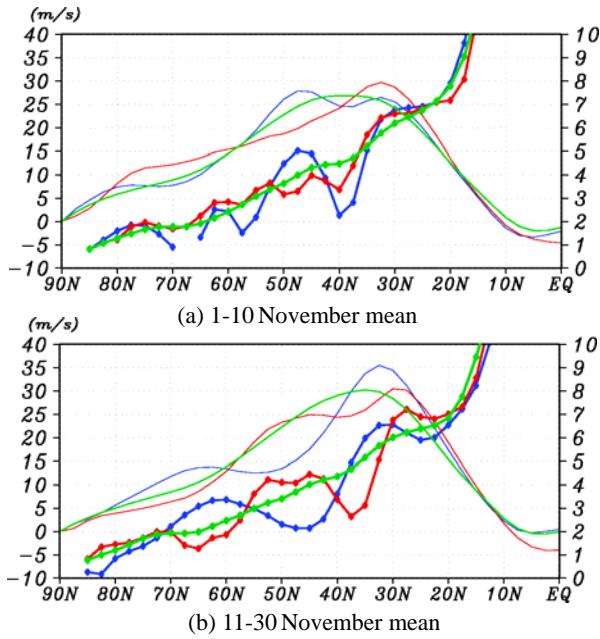


図 10 帯状平均した 200hPa 風東西成分と定常ロスビー波全波数の緯度分布。

(a)は11月1~10日平均、(b)は11月11~30日平均。細い実線は200hPa面で帯状平均した東西風(m/s)を、マーク付き太実線は無次元化した定常ロスビー波の全波数をそれぞれ表し、赤線は2006年11月、青線は2005年11月、緑線は平年の11月に対応。

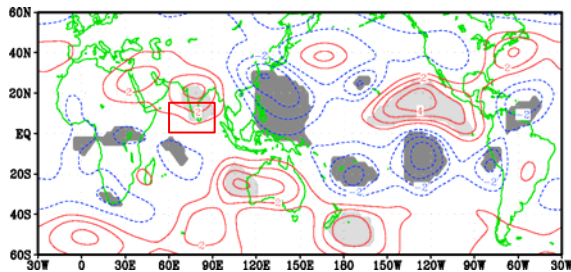


図 11 12月における OLR-ION と 200hPa 流線関数年偏差との線形回帰分布図。

等値線は流線関数の年偏差を表し、間隔は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影域は危険率 5% で統計的に有意な領域を表す。図中の赤い四角形は OLR-ION (符号を反転させた $0 \sim 15^\circ \text{ N}$, $60 \sim 90^\circ \text{ E}$ 領域平均の OLR 年偏差) の領域を表す。

50~60°N 付近にかけては、平年(図 10b の緑線)より Ks の南北勾配が大きく、この緯度帯では、平年より擾乱が赤道向きに伝播しやすい基本場となっていたことがわかる。また、2005 年 11 月については(図 10b の青線)、45~60°N において、Ks は極に向かうほど大

きな値となっており、この緯度帯では擾乱は極向きに伝播しやすい基本場が形成されていた。2006 年、2005 年共に、11 月 11~30 日平均のような Ks の特徴的な分布は、12 月にも引き続き見られていた(図省略)。以上より、11 月上旬から中旬に循環場に大きな変化が起こり、平年より大きく偏った基本場が形成され、その後、維持されていたと言える。

なお、擾乱による強制や、発散風に伴うコリオリ力による加速が、平均流に対してどのように寄与していたかの詳細な解析は、氏家と原田 2007 で述べられているのでそちらを参照されたい。

5. 2006 年 12 月に見られたインド洋上の対流活動に関する考察

第 2 節で示した通り、2006 年 12 月はインド洋西部を中心に対流活動が活発、インドネシア付近を中心に対流活動が不活発という対比が非常に明瞭だった(図 7)。対流活動の循環場への影響を推察するため、図 11 には、対流活動の指標として $0 \sim 15^\circ \text{ N}$, $60 \sim 90^\circ \text{ E}$ の領域で、領域平均し符号を反転させた OLR 年偏差(以下 OLR-ION)と 200hPa 流線関数年偏差の線形回帰分布図を示す。インド洋北半球側で対流活動が活発な場合(OLR-ION がプラスの時)、インド付近から中東にかけては高気圧性循環偏差、中国から日本の南海上では低気圧性循環偏差となりやすいことを示しており、インド付近と日本の南海上では危険率 5% で統計的に有意となっている。また統計的には有意ではないものの、日本の東海上には高気圧性循環偏差が見られる。しかし、これだけではインド洋の対流活動が、中国から北太平洋の波列を形成するような準定常ロスビー波の波源となりうると結論付けることはできない。実際、2006 年 12 月においては、月に 3 回ほどインドより上流のヨーロッパ、アフリカ方面から準定常ロスビー波の波束伝播が明瞭に見られていた。そこで、熱帯の対流活動が準定常ロスビー波の波源の一部として作用していたかどうかを確認するため、次式で定義したロスビー波ソース(S')を計算した(Lu and Kim, 2004)。ロスビー波ソースは、熱帯の対流活動により生じる発散風やロスビー波束の伝播などによって生じる収束・発散により励起されるロスビー波束を見積もるために用いられる。

$$\begin{aligned}
S' &= -\nabla \cdot \{ (f + \bar{\zeta}) V \text{div}' + \bar{\zeta}' V \text{div} + \zeta' V \text{div}' \} \\
&= -(f + \bar{\zeta}) D' - V \text{div}' \cdot \nabla (f + \bar{\zeta}) \\
&\quad - \bar{\zeta}' \bar{D} - \bar{V} \text{div}' \cdot \nabla \zeta' \\
&\quad - \zeta' D' - V \text{div}' \cdot \nabla \zeta'
\end{aligned} \tag{3}$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 ζ は相対渦度、 $V \text{div}$ は発散風、 D は発散である。また、式中の「 $\bar{\quad}$ 」は平年の値を、「 $'$ 」は平年偏差を表している。右辺第2, 4, 6項目の合計を発散風による渦度移流項、第1, 3, 5項目の合計を渦度強制項として日毎に計算した値を積算し平均した。図12に2006年12月16~25日平均の200hPa面の渦度と発散風で計算したロスビー波ソースを示す。この時期は、12月の中ではインド洋で最も対流活動が活発であり、またユーラシア大陸上の準定常ロスビー波束伝播が最も明瞭に見られて

いた。発散風による移流項に着目すると(図12a)、アラビア半島からインド北西部にかけては、負渦度の生成が明瞭に見られている。この領域では渦度強制項と比較しても、発散風による移流項の負渦度生成の絶対値は大きい。このことからインド洋の対流活動がヨーロッパ方面から伝播してきた準定常ロスビー波を強化していたことが考えられる。なお、発散風による移流項の中でも擾乱項同士のかけ合わせである非線型の項(右辺第6項)が、この期間の負渦度生成に最も寄与しており、値にして線型項の2倍程度であった(図省略)。渦度強制項については(図12b)、日本付近の負渦度の生成が明瞭だった。日本付近については発達した総観規模擾乱が準定常ロスビー波の波源の一部となっていたことを示唆している。

6. まとめ

06/07冬の循環場について、シベリア高気圧、寒帯前線ジェット(偏西風)、インド洋の対流活動という観点から検討を行った。

06/07冬の日本付近からユーラシア大陸にかけての顕著な高温は、北半球規模の循環場において前半を中心に正のA0が卓越し、ユーラシア大陸上で準定常ロスビー波の砕波による孤立渦の形成、持続が起きにくかったため、シベリア高気圧が発達せず、極東域で冬型の気圧配置が平年より弱くなったことが直接の原因であった。このような循環場が維持された要因として、第一に、高緯度における活発な擾乱活動により、対流圏上層から下層への運動量輸送が平年より多かったこと、擾乱のエネルギーが対流圏上層で赤道向きに伝播することにより、極向きの運動量輸送が平年より多かったことが挙げられる。このことにより、 60°N 帯における寒帯前線ジェットを含む偏西風が加速されたことは重要である。そして、擾乱が赤道向きに伝播(極向きに運動量を運ぶこと)しやすいような基本場は、11月に形成されていたことが示唆された。第二に、極東域で冬型の気圧配置を弱めた要因のひとつとして、ユーラシア大陸上のアジアジェット沿いに伝播してきた準定常ロスビー波束により、中国南部の低気圧性循環偏差、日本の南東海上の高気圧性循環偏差、さらにアリューシャン列島付近の低気圧性循環偏差が強められたことが挙げられる。ロスビー波ソースを用いた解析により、この

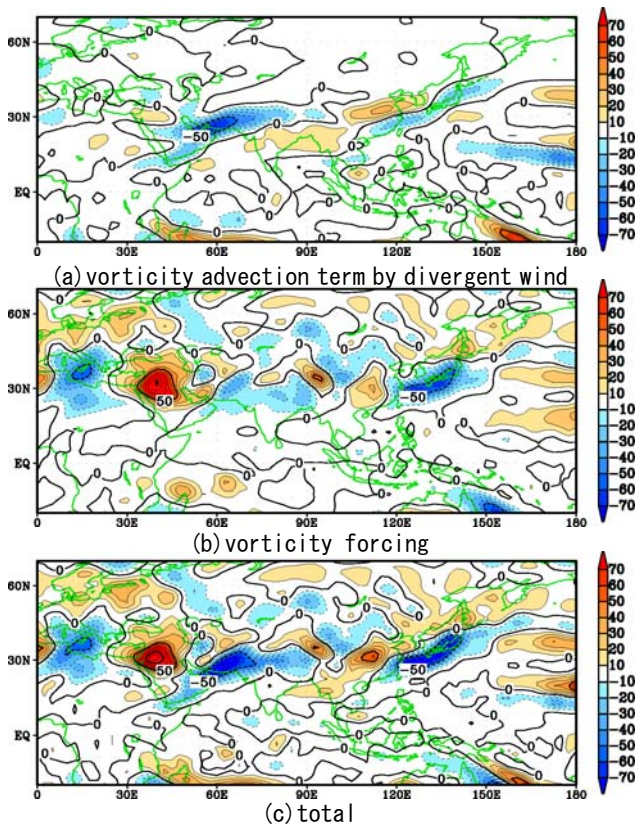


図12 2006年12月16~25日平均の200hPaにおけるロスビー波ソース。

(a)、(b)、(c)は発散風による渦度移流による項、渦度強制項、トータルの渦度生成量をそれぞれ表す。単位は $1 \times 10^{-11}/\text{s}^2$ 。

準定常ロスビー波束は、インド洋西部を中心とした、活発な対流活動により強化されていたことが示唆された。

2005年12月に極端な低温となった05/06年冬との循環場との比較を行った結果、期間の前半を中心に、05/06冬では負のAOが卓越し、傾圧性擾乱は平年よりも赤道寄りの位置で発達し、極向きに屈折して上層の偏西風を減速する方向に働くなど、非常に対照的であった。なお、06/07冬は停滞性擾乱が赤道向きに伝播しやすい基本場が、11月中旬に既に形成されていたことは特筆すべき点である。05/06冬についても06/07冬と同様に、11月中旬に停滞性擾乱の伝播する方向を特定するような基本場が形成され、12月にかけて、擾乱による運動量輸送により維持されていた。

今後の課題として、初冬における基本場がどのように形成されたか、なぜ擾乱による基本場の維持が2か月近くも成されたのか擾乱の発達過程を中心に解析を進めていく必要がある。また2007年2月には、SLP_EOF1のスコアが負の値を示していたにも関わらず、ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェットは明瞭なままであった。これについても今後さらなる調査を進めていく必要がある。

参考文献

- Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave-mean flow interactions and Lagrangian mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 67, 293-312.
- James, I. N., 1994: *Introduction Circulating Atmospheres*, Cambridge University Press, 171-184.
- Lu, R., and B. J. Kim, 2004: The Climatological Rossby Wave Source over the STCZs in the Summer Northern Hemisphere. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 82, 657-669.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4423-4440.
- 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.
- Tanaka, D., T. Iwasaki, S. Uno, M. Ujiie and K. Miyazaki, 2004: Eliassen-Palm flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos. Sci.*, 61, 2370-2383.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005年12月の日本の異常低温と大気大循環. 平成18年度季節予報研修テキスト, 74-86.
- 二階堂義信, 1986: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図), *天気*, Vol. 33 No. 7, pp. 3-45.
- 氏家将志, 原田やよい 2007: 温位座標に基づくEP-fluxを用いた運動量収支解析. 平成19年度京都大学防災研究所特定研究集会「異常気象と長期変動」研究会要旨.