初冬の極夜ジェットの季節進行の停滞とシベリアの寒冷化

安藤 雄太（三重大院生物資源）・山崎 孝治（北海道大／三重大院生物資源）
立花 義裕（三重大院生物資源）・小寺 邦彦（名古屋大）
小木 雅世（マニトバ大）・浮田 甚郎（新潟大）

1. 研究背景

冬季北半球の成層圏下層は，極夜ジェットと呼ばれる極域の強い西風が特徴である．極夜ジェットはロスビー波と平均流との相互作用によって特徴付けられる（Charney and Drazin 1961; Baldwin and Dunkerton 1994）．

極夜ジェットの気候値の季節進行を 15 日移動平均の時系列で見ると秋から線形的に風速が増加し，12 月下旬～1 月上旬にピークに達し，その後減少する．しかし，11 月下旬（2 月下旬）には風速の増加（減少）が弱まる（季節進行の停滞）．2 月下旬（晩冬）は成層圏の西風が弱まる成層圏突然昇温（SSW; Matsuno 1971）が発生しやすい時期である（Charlton and Polvani 2007）．SSW は成層圏-対流圏の力学的結合の重要な役割を果たすため多くの研究がなされてきた（Hartley et al. 1998; Baldwin and Dunkerton 2001; Thompson et al. 2002）．一方，11 月下旬（初冬）の停滞も Canadian Warmings（Labitzke 1977, 1982）と呼ばれる SSW が発生しやすい時期である．しかし，晩冬に比べ発生数が少ないことから研究例が少なく，成層圏のアリューシャン高気圧が強まる時期と対応する（Harvey and Hitchman 1996; Harvey et al. 2002）という研究はあるが，対流圏変動との関係については不明である．本研究では 11 月下旬の極夜ジェットの季節進行の停滞と対流圏変動との関係を明らかにすることを目的とする．

2. 使用データ・解析方法

データは日平均 JRA-55 再解析データ（Kobayashi et al. 2015; Harada et al. 2016）を使用した．気候値は 1982～2015 年の平均値を用いた．極夜ジェット指数は 50hPa，65°N の東西風の東西平均値（Kodera and Koide 1997）を用いた．

11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差を見るため，11 月下旬から 11 月上旬と 12 月上旬の平均を引いたものを季節変化からの偏差とした．

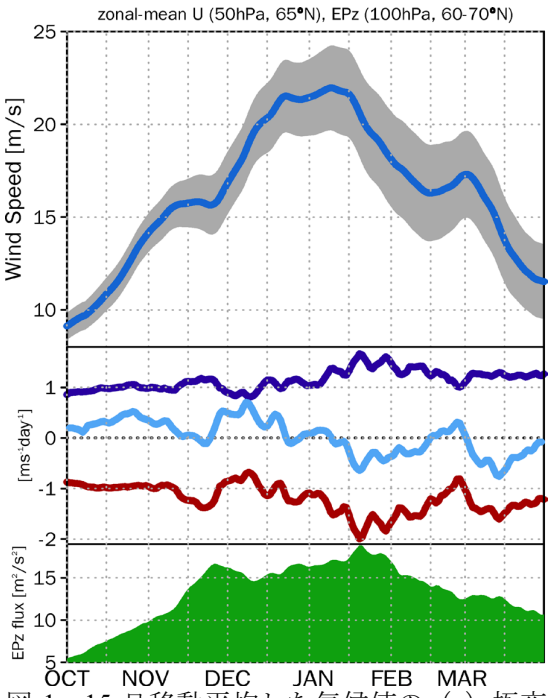

図 1　15 日移動平均した気候値の（a）極夜ジェット指数（青色線）と標準誤差（灰色），（b）極夜ジェット指数の時間変化（水色線），残差子午面循環の南北成分（紫色線），EP フラックスの発散（赤色線），（c）100hPa の EP フラックスの鉛直成分（60–70°N 平均）の各時系列．

3. 結果

3.1. 11 月下旬に急増するロスビー波の上向き伝播

図 1a の青色線は極夜ジェット指数の時系列である．灰色はその標準誤差である．11 月下旬と 2 月下旬に季節進行の停滞がある．標準誤差は初冬（11 月）より晩冬（1～2 月）の方が大きい．これは晩冬の方が SSW 発生

数が多いためである．

図 1b の赤色線は Eliassen-Palm（EP）フラックスの発散，紫色線は残差子午面循環によるコリオリ力，水色線は極夜ジェット指数の時間変化である．11 月下旬は EP フラックスの収束が強まることと極夜ジェットの加速が停滞する時期が一致する．変形オイラー平均（TEM）運動方程式より極夜ジェットの減速は EP フラックスの収束と残差循環によるコリオリ力が影響するが，11 月下旬の変化には EP フラックスの収束の変化の方が影響が大きい．図 1c は 100hPa，60–70°N 平均の EP フラックスの鉛直成分である．この値は対流圏から成層圏に流入するロスビー波の量と対応する．11 月下旬は急増するため，成層圏の EP フラックスの収束は対流圏からのロスビー波の急増と関連することが示唆された．

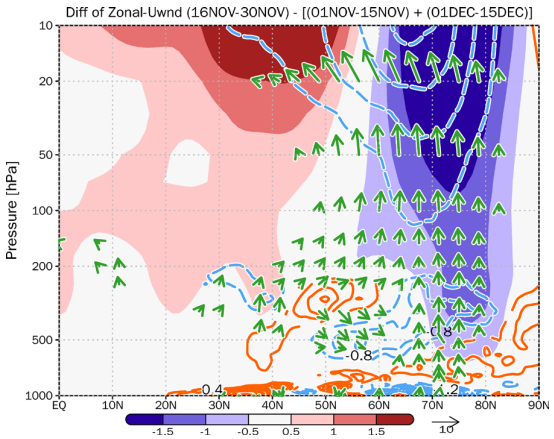

図 2　東西平均東西風（色），EP フラックス（m^2s^{-2}，矢印），EP フラックスの発散（$ms^{-1}day^{-1}$，線）の緯度高度断面図．各値は 11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差．EP フラックスは密度と地球半径で標準化した．EP フラックスの鉛直成分は 250 倍した．

3.2. シベリアのトラフとの関係

このロスビー波がどこから来たのかを調べるため，東西平均東西風と EP フラックスの緯度高度断面図を描いた．11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差を見ると，高緯度の対流圏から成層圏にロスビー波が伝播することで，成層圏で EP フラックスが収束し，極夜ジェットが減速した（図 2）．

次に 100hPa の波活動度フラックス（WAF; Plumb 1985）の鉛直成分の気候値を見ると，シベリア域を中心に対流圏から成層圏へロスビー波が伝播することが分かる．11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差を見ると，中央・東シベリア域で増加していた（図 3）．

図 4 はシベリア域を含む，ジオポテンシャル高度と WAF の経度高度断面図である．気候値でシベリア上の対流圏から成層圏にトラフ，太平洋上の成層圏にアリューシャン高気圧が存在する．11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差を見ると，シベリア域のトラフが強まっている．また，WAF を見ると中央シベリア付近の対流圏下層から東シベリア域の対流圏上層に向かってロスビー波が伝播している．

図 5 は東西平均からの偏差の南北風と気温である．南北熱フラックス（$v'T'$）は WAF の鉛直成分と近似できる．図 3 のシベリア域の正偏差は図 5a の北風・低温偏差によって作られることが示唆される．同様に 500hPa 面を見ると，東シベリア域で北風・低温偏差，西シベリア域で南風・高温偏差である（図 5b）．これはシベリア域に低気圧偏差が存在することを意味する．

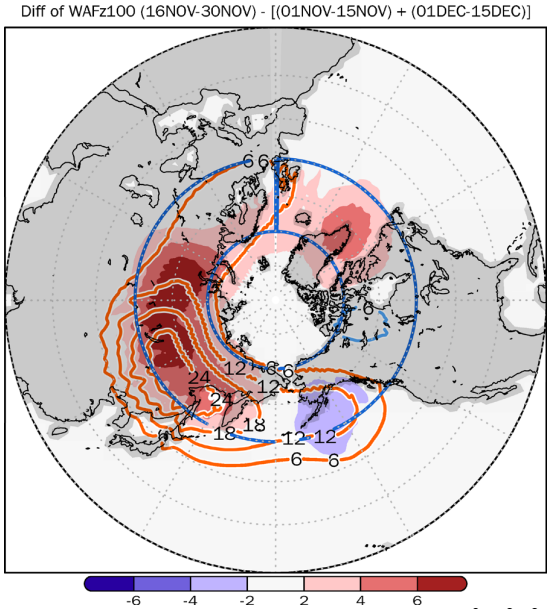

図 3　100hPa 波活動度フラックス（$10^{-3}\ m^2s^{-2}$，Plumb 1985）の鉛直成分．線は 11 月上旬と 12 月上旬の平均，色は 11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差．

4. 議論

4.1. 海陸コントラストの影響

この章では，なぜ 11 月下旬にシベリア域で低気圧偏差が強まるのかを議論する．図 6 は東西平均からの偏差の（a）500hPa ジオポテンシャル高度（Z500），（b）850hPa 気温（T850）である．気候値を見るとシベリア域を含む高緯度は波数 1～2 の波が顕著である（図 6 の線）．そこでシベリア域とそれ以外の領域をそれぞれ平均した時系列を図 7 に示す．両地域の差を見ると，Z500 は 11 月下旬に最大になる．また，T850 も最大になり始める時期に対応する．これは両地域とも大まかには 1 月頃に最小値のピークを迎えるが，シベリア域の方が約 1 ヶ月早くピークを迎える．したがって，11 月下旬が両地域の差が最大になる．シベリア域はほぼ陸面だが，それ以外の領域は海も含むため，冷え方に差が出る．この海陸の熱的コントラストが大きくなることで，シベリア域のトラフが発達し，ロスビー波の上向き伝播が強まり，極夜ジェットが停滞したと考えられる．

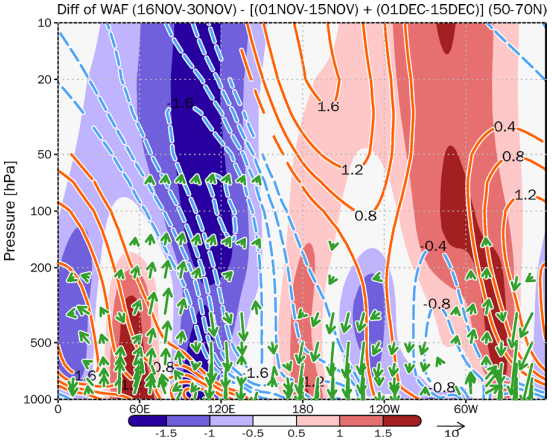

図 4　東西平均からの偏差のジオポテンシャル高度（色・線）と波活動度フラックスの東西・鉛直成分（矢印）の経度高度断面図（60–70°N 平均; 図 3 の青色枠内）．線は 11 月上旬と 12 月上旬の平均，色・矢印は 11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差．ジオポテンシャル高度は高度ごとに標準化した．波活動度フラックスは気圧と地球半径の平方根で標準化した．波活動度フラックスの鉛直成分は 500 倍した．

4.2. 冷源応答実験

シベリア域の冷源が極夜ジェット停滞の原因かどうかを考察するため，線形傾圧モデル（LBM; Watanabe and Kimoto 2000）を用いて数値実験を行った．11 月平均の気候値を初期条件に用いてシベリア域の対流圏下層に冷源を置くと，高緯度の成層圏から対流圏の西風が減速した．シベリア域上空にトラフが分布するパターンも現実とよく似ていた（図示しない）．したがって，シベリア域が冷えることが極夜ジェット停滞に寄与していることが示唆された．

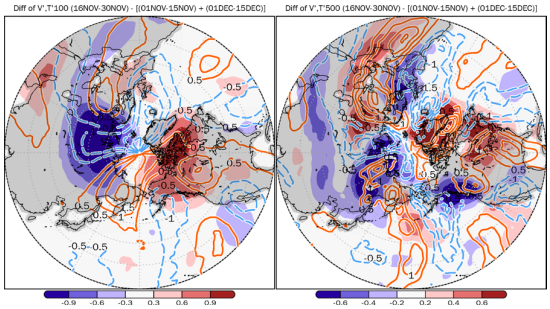

図 5　東西平均から偏差の南北風（線）と温度（色）の 11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差．（a）100hPa，（b）500hPa である．

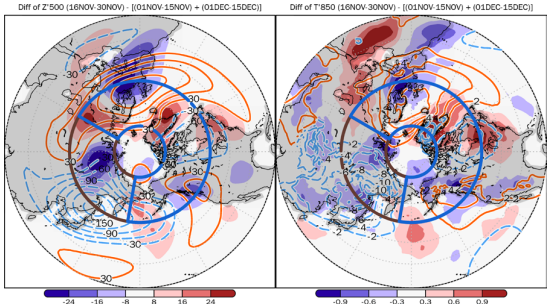

図 6　東西平均から偏差の（a）Z’500，（b）T’850. 線は 11 月上旬と 12 月上旬の平均値，色は 11 月下旬の線形的な季節変化からの偏差．

5. まとめ

11 月下旬に気候値の極夜ジェットの季節進行の停滞が発生していた．これはシベリア域が同緯度帯の他の地域に比べ早く冷えることで熱的コントラストが大きくなり，シベリア域上空のトラフが強まる．これによってロスビー波の対流圏から成層圏への上向き

伝播が強まり，成層圏へのEPフラックス流入量が増加する．成層圏下層ではEPフラックスが収束するため，波と平均流の相互作用により極夜ジェットが減速する．この結果はシベリア域に冷源を置いた数値モデル実験とも整合的である．したがって，11月下旬にシベリア域が寒冷化することが極夜ジェットの季節進行の停滞をもたらすことを示唆する結果となった．

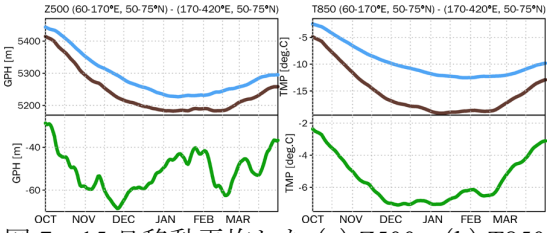

図7　15日移動平均した（a）Z500，（b）T850のシベリア域（茶色線；図6の茶色枠内），シベリア域以外の領域（青色線；図6の青色枠内）を平均した時系列．緑色線はシベリア域−シベリア域以外の領域である．

引用文献

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.,* **104**, 30937–30946.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.

Charlton, A. J., and L. M. Polvani, 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*, **20**, 449–471.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.,* **66**, 83–109.

Harada, Y., H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, S. Kobayashi, Y. Ota, H. Onoda, K. Onogi, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2016: The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability, *J. Meteor. Soc. Japan,* **94**, 269–302.

Hartley, D. E., J. Villarin, R. X. Black, and C. A. Davis, 1998: A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere. *Nature*, **391**, 471–474.

Harvey, V. L., and M. H. Hitchman, 1996; A climatology of the Aleutian High, *J. Atmos. Sci.,* **53**, 2088–2101.

Harvey, V. L., R. B. Pierce, T. D. Fairlie, and M. H. Hitchman, 2002; A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones, *J. Geophys. Res.,* **107(D20)**, 4442.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan,* **93**, 5–48.

Kodera, K., and H. Koide, 1997: Spatial and seasonal characteristics of recent decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere. *J. Geophys. Res.,* **102**, 19433–19447.

Labitzke, K., 1977: Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.,* **105**, 762–770.

Labitzke, K., 1982: On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *J. Meteor. Soc. Japan,* **60**, 124–139.

Matsuno, T., 1970: Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.,* **27**, 871–883.

Thompson, D. W. J., M. P. Baldwin, and J. M. Wallace, 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *J. Climate,* **15**, 1421–1428.

Watanabe M and Kimoto M 2000 Atmosphere-ocean thermal coupling in the Northern Atlantic: a positive feedback *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 3343–3369.