

気象庁1ヶ月アンサンブル予報を用いた 冬季成層圏北極点温度の予測可能性に関する解析

Analysis on the Predictability of Wintertime Stratospheric North-Pole Temperature Using the JMA 1-month Ensemble Forecast

野口峻佑⁽¹⁾・向川均・廣岡俊彦⁽²⁾・田口正和⁽³⁾・余田成男⁽¹⁾

Shunsuke NOGUCHI⁽¹⁾, Hitoshi MUKOUGAWA, Toshihiko HIROOKA⁽²⁾,
Masakazu TAGUCHI⁽³⁾ and Shigeo YODEN⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院理学研究科

(2) 九州大学大学院理学研究院

(3) 愛知教育大学

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

(2) Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, Japan

(3) Aichi University of Education, Japan

Synopsis

Predictability characteristics of the wintertime stratospheric polar vortex are examined through the systematic error and the ensemble spread of the predicted north polar temperature by the operational 1-month ensemble forecast of the Japan Meteorological Agency during 7 winters. It is revealed that in early winter, the systematic error has significantly large positive values due to the underestimation of the equatorward propagation of planetary waves in the stratosphere. The estimated predictable period based on the ensemble spread according to Lorenz (1982) attains a maximum in early winter (more than 30 days) and gradually decreases with the seasonal march.

キーワード: 予測可能性, 成層圏, アンサンブル予報

Keywords: predictability, stratosphere, ensemble prediction

1. はじめに

冬季成層圏において, 成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) のような顕著な循環偏差が生じると, それに引き続く数週間程度の期間に対流圏でも有意な循環偏差を引き起こすことが, いくつかの観測的研究によって明らかにされている (Baldwin and Dunkerton, 1999 ; 2001) . 従って, 対流圏における大規模大気運動の中長期予報において, 成層圏循環偏差を加味すると, その予測精度も向上するのではないかとの期待から, 成層圏循

環の予測可能性と, その対流圏への下方影響に関する研究が数多く実施されている.

例えば, Mukougawa and Hirooka (2004) は, 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報のコントロールランを用いて 1998 年 12 月に発生した SSW の予測可能性を初めて解析し, この SSW は約 1 か月程度以前から予測可能であることを指摘した. さらに, Mukougawa et al. (2005) は, 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報の全アンサンブルメンバーを用いた解析によって, 波数 1 の増幅によって 2001 年 12 月に発生した SSW の予測可能性をより正確に見積もった. その結果, こ

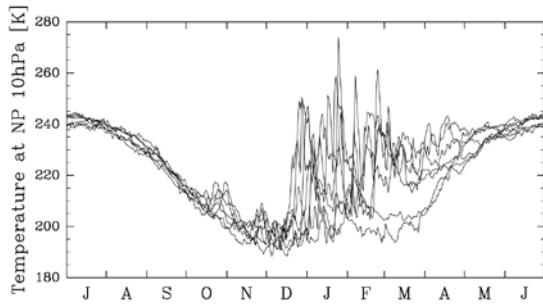


Fig. 1 Time evolution of the observed 10-hPa north pole temperature during a period from 2001/2002 to 2007/2008.

のSSWは少なくとも2週間程度以前から予測可能であったことが明らかになった。また、SSWの発生期において、SSWの予測が初期値に鋭敏に依存することや、SSWの直前に北大西洋域で発生したブロッキングの持続がSSWの予測の成否を左右している事実も明らかになった。一方、同じ気象庁現業1か月アンサンブル予報の解析によって、Hirooka et al. (2007)は、波数2及び3の惑星規模波の増幅によって生じた2004年1月のSSWでは、予測可能な期間はせいぜい9日程度しかなかったことを報告している。このように、SSWの予測可能性は、その事例毎に大きく異なる可能性がある。

これらの研究によって、個々のSSW事例の予測可能は明らかにはなかったが、対流圏循環と比較して冬季の成層圏循環が持つ平均的な予測可能性の特徴は依然明確ではない。このため、本研究では、これまでに蓄積されてきた気象庁1か月アンサンブル予報データを用いて、冬季成層圏循環の平均的な予測可能性の特徴について解析を行う。

このような解析を実施する際には、対流圏とは異なり、冬季成層圏循環には顕著な季節進行が存在す

ることを考慮する必要がある。この顕著な季節進行は、Fig. 1に示された、2001年から2008年までの7冬季における10 hPa北極点温度の時間変動においても見て取ることができる。この図から、初冬（10月と11月）においては、極域での放射冷却による極渦の形成に伴い、極域温度は徐々に低下していくことがわかる。また、12月や1月の真冬では、SSWの発生に伴い、北極点温度はしばしば放射平衡温度から大きく乖離して上昇する。一方、2月や3月の晩冬では、温度変動の様相は大きく年々変動している。静穏な年には温度変動は小さく放射平衡温度に近いが、それ以外の年では、真冬と同様に温度は大きく変動する。

このように大きな季節進行が存在するため、冬季における成層圏循環の予測可能性の平均的描像を得ることは極めて困難であることが予期される。そのため、本研究では、各月毎に、成層圏循環の予測可能性の特徴について解析を行う。

また、本研究では、Mukougawa et al. (2005)に従い、極渦の強さを示す指標として北極点温度を用いる。これは、北極点温度が低い（高い）ときには極渦が強く（弱く）、北極点温度は冬季成層圏循環の特徴をよく代表しているためである。さらに、予測可能性の特徴を、各月で平均したアンサンブル平均予報誤差とアンサンブルスプレッドに基づいて記述する。ここで、各月で平均したアンサンブル平均予報誤差は系統的誤差にほぼ対応し、予報モデルの不完全性に伴う誤差成長を表現すると考えられる。一方、各月で平均したアンサンブルスプレッドは、大気運動の不安定性に伴う初期摂動の成長を表現すると考えられる（Lorenz, 1982 ; Kanlay, 2003）。また、Lorenz (1982) が提案した初期誤差成長モデルを、各月で平均したアンサンブルスプレッドに適用することにより、各月毎に予測可能期間の上限を見積も

Table 1 Specification of the JMA 1-month ensemble forecast dataset used in this study. The first and last dates of the initial time of forecasts for each year are indicated in column 2 and 3, respectively. Column 4 is the number of forecasts, and column 5 denotes the number of ensemble members.

Year	First initial date	Last initial date	Number of ensemble forecasts	Number of ensemble member
2001/2002	31 Oct	27 Mar	22	26
2002/2003	30 Oct	26 Mar	22	26
2004/2004	29 Oct	24 Mar	22	26
2004/2005	1 Dec	30 Mar	18	26
2005/2006	5 Oct	22 Feb	21	26
2006/2007	4 Oct	28 Mar	26	50
2007/2008	3 Oct	27 Feb	22	50

ることができる。

2. データと解析手法

本研究の解析対象期間は、2001年/2002年から2007年/2008年までの7年分の北半球冬季（10月から3月）で、この期間を初期値とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いて解析を行った。この期間において、気象庁1か月アンサンブル予報は毎週一回実施されている。また、そのアンサンブルメンバーは、毎週水曜と木曜の12UTCを初期時刻とする、初期摂動を含む摂動ランと、含まないコントロールランから構成されている。ここで、初期摂動は育成モード（Breeding of Growing Mode; BGM）法で作成されている。このため、気象庁1か月アンサンブル予報では、積分初期時刻を1日ずらしたLAF（Lagged Average Forecasting）法とBGM法とを併用している。以下では、アンサンブル予報の予報開始時刻は毎週水曜日12UTCとする。

なお、気象庁現業1か月アンサンブル予報システムは、解析期間中に何度か更新されている（JMA, 2013； Mukougawa et al., 2005； 2009）。最も大きな更新は2006年3月に実施され、アンサンブルメンバー数が26から50に増加した。また、同じ時期に、1か月予報で用いられる数値天気予報（NWP）モデル（JMA Global Spectral Model）の水平格子も、T106（ガウス格子）からTL159（線型ガウス格子）に変更されたが、本研究の解析期間を通じて、NWPモデルの水平解像度はおよそ110 kmである。一方、NWPモデルの鉛直層数は40で、モデル上端は0.4 hPaである。また、2007年3月に、熱帯域における初期摂動作成法に変更が加えられた。

解析に用いた気象庁1か月アンサンブル予報データの詳細をTable 1に示す。我々は、この7冬季間で取得できた全ての予報データを解析に用いたが、アンサンブル予報の数（Table 1の第4コラム）は、それぞれの冬季で一定ではない。なお予報データは、予報初期時刻から34日先までの予報期間について、24時間毎に、1000 hPaから1 hPaまでの22層の等圧面における2.5度×2.5度緯度経度格子点上で保存されている。また解析値として、気象庁現業全球解析値（JMA Global Analysis）を用いた。

本研究では、長周期変動成分に着目して解析するため、まず、予報値と解析値に7日の移動平均を施した（Fig. 2）。この平均操作のため、予報期間の最初と最後の4日間については解析できない。Fig. 2cに示されたように、アンサンブル平均予報値（青線）と解析値（赤線）との差がアンサンブル平均予報誤差を示す。また、アンサンブルスプレッドは、図のエ

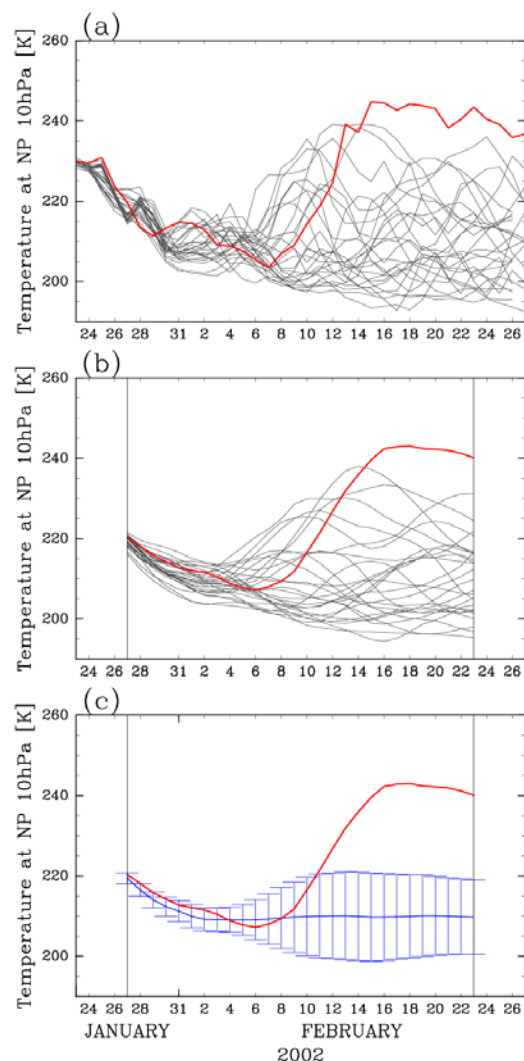


Fig. 2 Time evolution of 10-hPa north pole temperature during a period from 23 January to 27 February, 2002. (a) Raw data. A red line is the analysis, and black lines denote each ensemble member of an ensemble forecast starting from 23 and 24 January, 2002. (b) Low-pass filtered data. (c) The blue line and error bars denote the ensemble mean and the spread at each lead time, respectively.

ラーバーで示されように、アンサンブルメンバーの予測値の標準偏差で与えられる。

以下では、各月毎の冬季成層圏循環の予測可能性の特徴を吟味するため、アンサンブル予報をその初期日が存在する月で分類した。その結果、10月から3月までの各月を初期日とするアンサンブル予報の数は、それぞれ、16, 26, 30, 32, 28, 21である。

3. 系統的誤差

3.1 北極点温度の系統的誤差

Fig. 3に、各月毎に、10 hPaにおける北極点温度のアンサンブル平均予報誤差（破線）と、その平均値（太実線）の予報期間（横軸）に対する時間発展を示す。後者が、各月毎の系統的誤差（バイアス）を表現していると考えられる。また、青（赤）で色塗りした予報期間では、統計的に有意な正（負）の系統的予報誤差（バイアス）が存在する。

この図から、系統的誤差にも大きな季節内変動が存在することがわかる。すなわち、11月には有意な正のバイアスが、2月と3月には有意な負のバイアスが存在する。一方、12月と1月にも大きなバイアスが存在するが、アンサンブル平均予報誤差も予報毎に大きく変動するため、統計的に有意ではない。

さらに、Fig. 4で示されるように、北極点温度のバイアスは高度にも依存する。この図でも、Fig. 3と同様に、有意なバイアスが存在する領域を色塗りした。Fig. 4から、成層圏では初冬に正のバイアスが存在し、

その領域は予報期間が長くなるに従い、徐々に成層圏下層へと広がっていくことがわかる。この特徴は、特に11月で顕著である。一方、晩冬では、有意な負のバイアスが成層圏上層に存在する。また、100 hPaから50 hPaの高度領域では、10月から1月までの期間の10日程度までの予報期間で、有意な負のバイアスが存在することも見て取れる。さらに、バイアスの大きさも、成層圏と対流圏で大きく異なる。例えば、11月の成層圏では5 Kに達する大きなバイアスが存在し、その大きさは対流圏のそののほぼ2倍である。以下では、成層圏におけるこの大きなバイアスに着目して解析する。

3.2 波活動度フラックスの系統的誤差

成層圏北極点温度における大きな系統的誤差の原因を探るため、この節では、波活動度フラックスの系統的誤差について解析を行う。これは、いくつかの観測的研究(Newman et al., 2001; Polvani and Waugh 2004)で示されたように、成層圏極渦の弱化、すなわち、成層圏北極点温度の上昇は、対流圏から成層

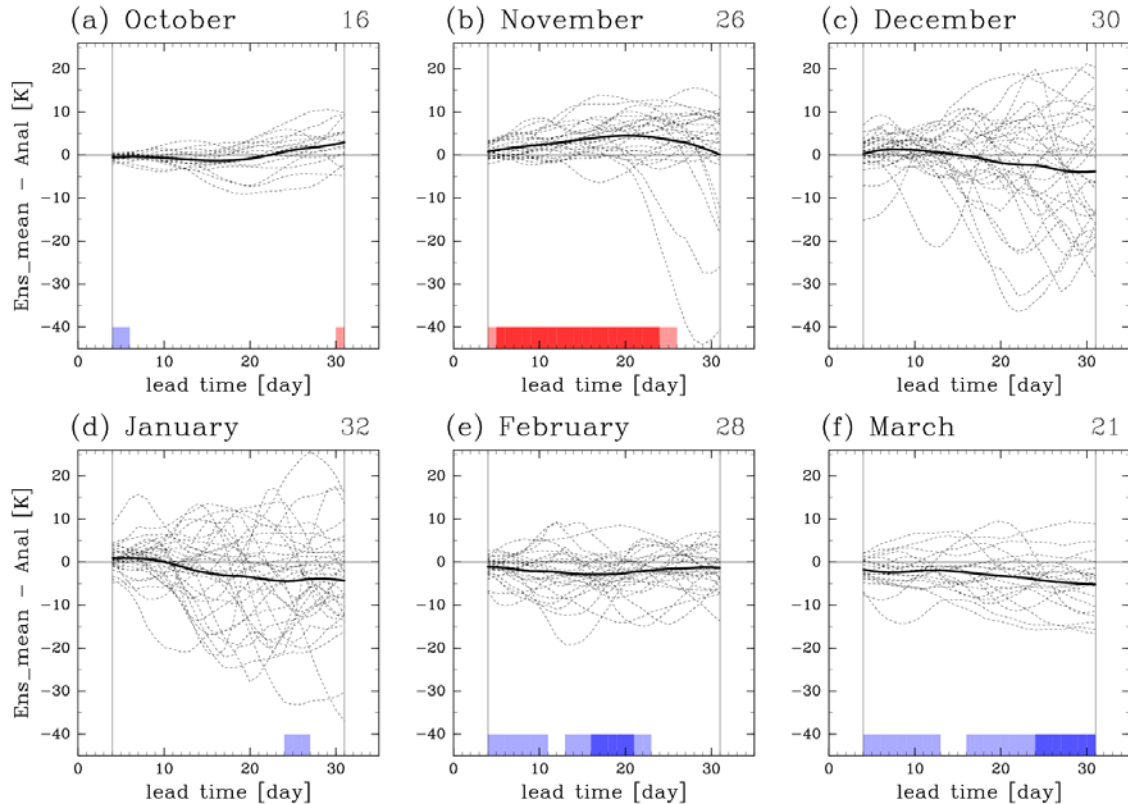


Fig. 3 Time evolution of the ensemble mean error of 10-hPa north pole temperature for forecasts starting during each calendar month (dotted lines) as a function of lead time. The thick solid line denotes the time evolution of the systematic error defined by the ensemble mean error averaged over each month. Time intervals of the lead time when the systematic error is statistically significant at 99 (95) % confidence are heavily (lightly) shaded. The red (blue) shade corresponds to a positive (negative) bias. The number at the right top of each panel shows the number of ensemble forecasts starting from the corresponding month.

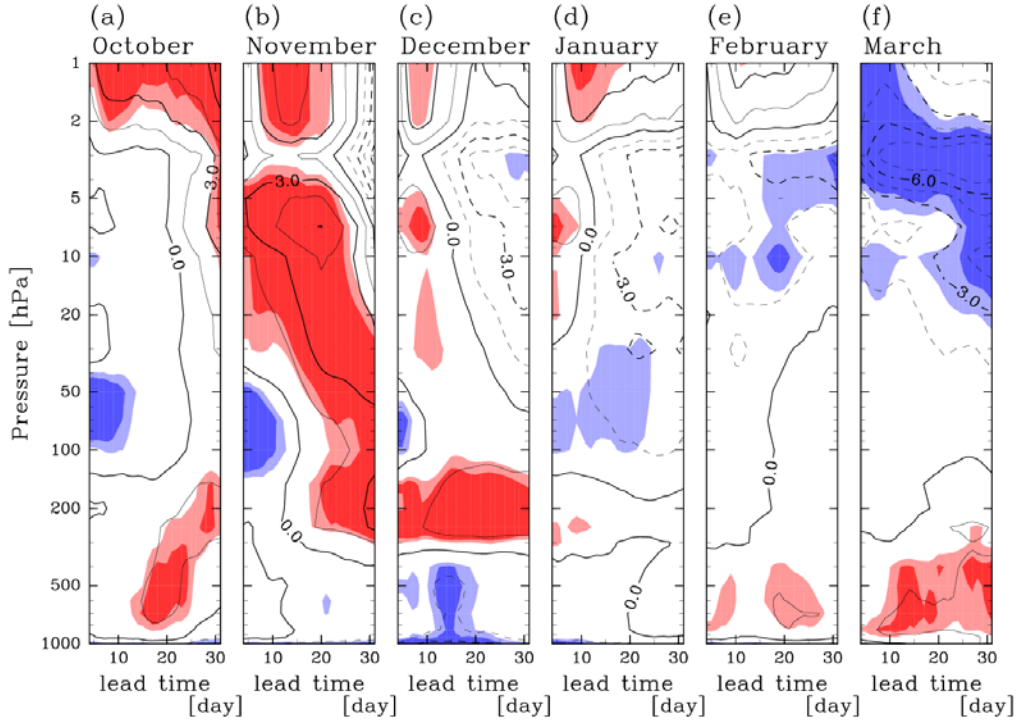


Fig. 4 Time evolution of the systematic error of the north pole temperature at each pressure level for the respective month. Contour interval is 1.5K. Time intervals of the lead time when the systematic error is significant at 99 (95) % confidence are heavily (lightly) shaded. The red (blue) shade corresponds to a positive (negative) bias.

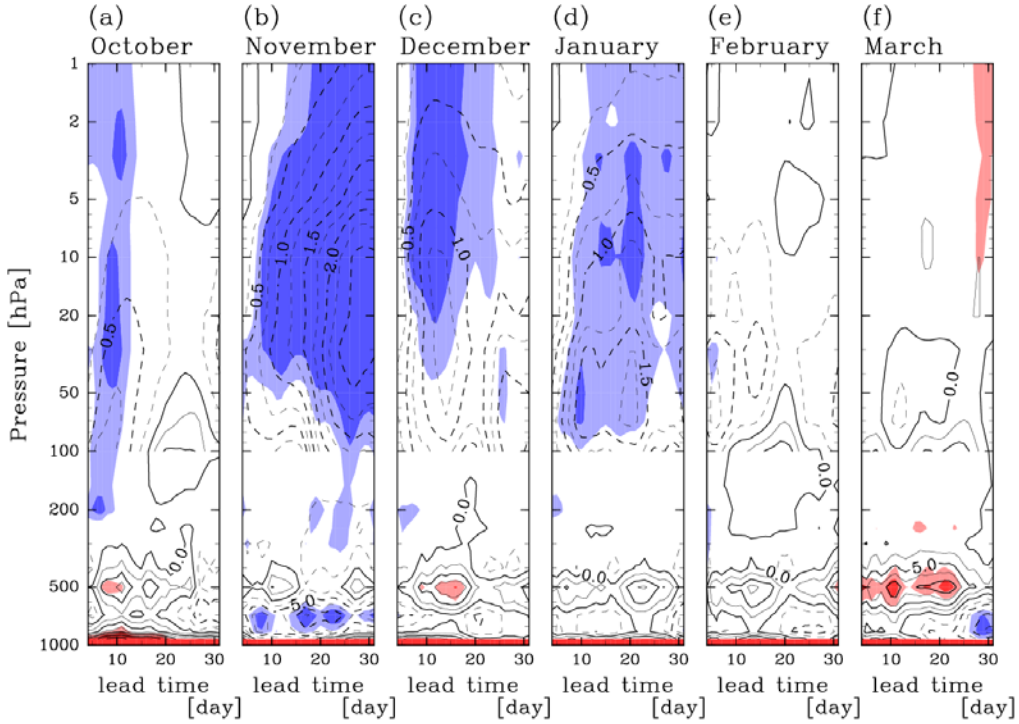


Fig. 5 Same as in Fig. 4, except for the vertical component of E-P flux averaged northward of 50N at each pressure level. Contour intervals are $0.25 \times 10^4 \text{ kg s}^{-2}$ above 100 hPa, and $2.5 \times 10^4 \text{ kg s}^{-2}$ below 100 hPa.

圏に上方伝播する惑星規模波に伴って、下部成層圏で波活動度フラックスの鉛直成分が正で大きくなった後に生じることから、成層圏での北極点温度のバイアスも、波活動度フラックスのそれと関連すると期待できるためである。

Fig. 5に、惑星規模波の波活動度フラックスを表すE-Pフラックスの鉛直成分の系統的誤差の時間発展を示す。なお、図には、50N以北の領域での平均値を示す。ここで、E-Pフラックスの系統的誤差は、予報メンバー毎に求めたE-Pフラックスから得られる予報毎のE-Pフラックスのアンサンブル平均誤差を月毎に平均して算出した。また、青（赤）で色塗りした領域で、有意な正（負）のバイアスが存在する。まず、この図より、初冬と真冬、特に11月に、E-Pフラックスの鉛直成分は、成層圏で有意な負のバイアスを持つことがわかる。一方、晩冬には有意なバイアスは存在しない。

さらに、ほぼ全期間で、100 hPa付近の下部成層圏で有意なバイアスが存在しないことは注目に値する。一方、波一平均流相互作用理論とも整合的な前述の観測事実から、下部成層圏でのE-Pフラックス鉛直成分の負のバイアス（Fig. 5）は、北極点温度の負のバイアスと対応すると考えられるため、Fig. 4で示された正の温度バイアスを説明することはできない。従って、正の温度バイアスの原因を、下部成層圏にお

けるE-Pフラックスの鉛直成分のバイアスに求めることは不可能である。

一方、成層圏中緯度における波活動度フラックスの南北成分も成層圏極域温度と関連する可能性がある。通常、成層圏では惑星規模波は赤道向きに伝播するため、E-Pフラックスの南北成分は負の値となる。このため、もし、成層圏中緯度においてE-Pフラックスの南北成分に正（負）のバイアスが存在すると、成層圏中高緯度でE-Pフラックスの発散は負（正）のバイアスを持つため、北極点温度は正（負）のバイアスを持つと期待できる。

Fig. 6に50NにおけるE-Pフラックスの南北成分の各月の系統的誤差の時間発展を示す。この図より、初冬及び真冬において、20 hPaよりも上層の成層圏で、有意な正のバイアスが存在することがわかる。特に、11月に正のバイアスは最大となり、予報4日目でもその値は有意である。また、このようなE-Pフラックスの南北成分における正のバイアスは、成層圏北極点温度の正のバイアスとも整合的である。さらに、Fig. 5から、初冬に成層圏界面付近に存在するE-Pフラックスの鉛直成分における有意な負のバイアスも、成層圏中高緯度域でのE-Pフラックス収束に正のバイアスをもたらすため、成層圏北極点温度の正のバイアスを増大させる寄与を持つ。

一方、Fig. 4fで示された、晩冬における成層圏北極

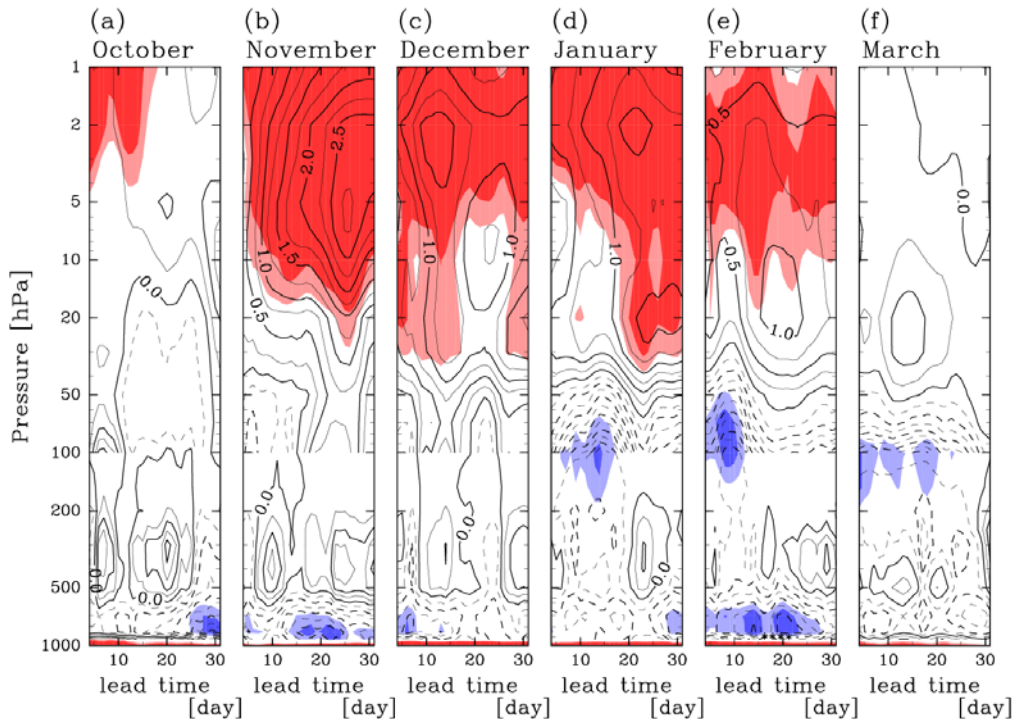


Fig. 6 Same as in Fig. 4, except for the meridional component of E-P flux at 50N at each pressure level. Contour intervals are $0.25 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2}$ above 100 hPa, and $2.5 \times 10^6 \text{ kg s}^{-2}$ below 100 hPa.

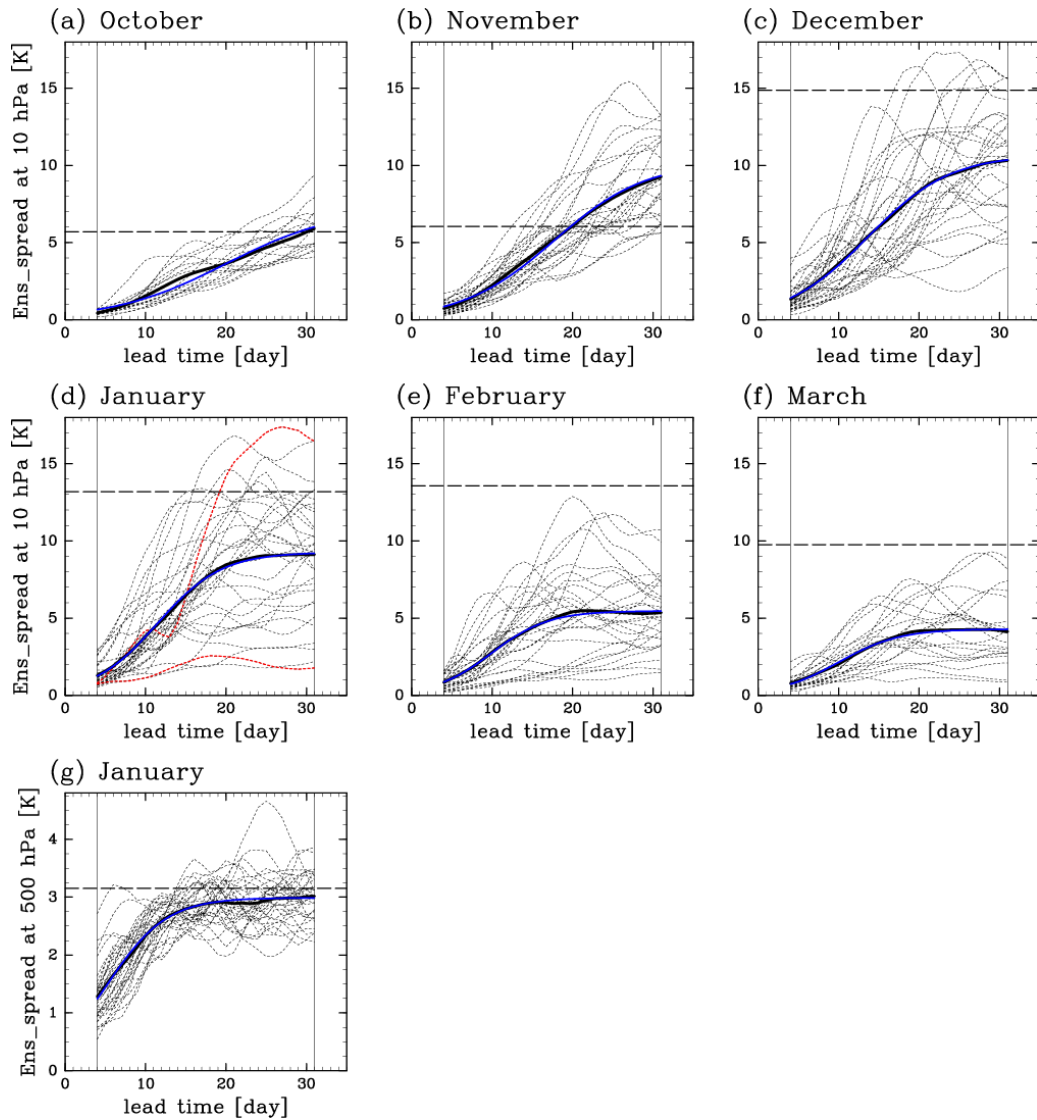


Fig. 7 (a)-(f) Same as in Fig. 3, except for the ensemble spread of 10-hPa north pole temperature for each forecast (dotted lines). The thick solid line is the averaged ensemble spread. The blue solid line is the fitting result using Eq. (1). The horizontal dotted line denotes the climatological standard deviation σ , computed from the observed temperature at all verification dates for each forecast starting from the respective month. (g) Same as in Fig. 7d, except for 500-hPa north pole temperature for forecasts starting from January.

点温度の負のバイアスは、Fig. 5やFig.6で示された、惑星規模波の波活動度フラックスにおけるバイアスによって説明することは不可能であることもわかる。このため、晩冬における負の温度バイアスは、重力波抵抗や放射プロセスなどのNWPモデルにおける物理過程が不完全であることに起因する可能性が大きい。

4. 予測可能性

この節では、気象庁1か月予報のアンサンブルスプレッドに基づき、北極点温度の予測可能性の月々

の変動を記述する。

4.1 アンサンブルスプレッド

月毎のアンサンブルスプレッドの時間発展をFig.7に示す。Fig. 7aから7fは10 hPa北極点温度、Fig. 7gは500 hPa北極点温度（1月を初期値とする予報のみ）の予測値から求めた。また、点線は各予報のスプレッド、黒実線は月毎のスプレッドの平均値、水平の破線は北極点温度変動の気候学的標準偏差 σ を示す。この気候学的標準偏差は、各月毎に、予報と対応する期間の解析値より計算した。

まず、500 hPaにおける北極点温度のスプレッド

(Fig. 7g) を吟味する. Murphy (1988) で示された ように, 予報時間がある程度長くなると, スプレッドは σ 付近の値に漸近する. 従って, 予報可能期間を, スプレッドが σ にほぼ達するまでの時間として見積もることができる. 実際 Fig. 7g より, 500 hPa での北極点温度の予測可能期間は約14日程度であることがわかる. なお, この見積もりは, ECMWF の決定論的現業予報における 500 hPa 高度場の根自乗平均から見積もられた予測可能期間の上限 (Lorenz 1982) と一致している.

また, アンサンブルスプレッドの時間発展は, 大気運動の不安定性に伴う微小な初期摂動の成長のみを表現し, 数値予報モデルの不完全性に伴う誤差成長を含まないため, スプレッドから見積もられた予測可能期間は, 予測可能性の上限を与えることに注意する必要がある (Lorenz, 1982 ; Kalnay, 2003) .

次に, 10 hPa における北極点温度のアンサンブルスプレッドの時間発展の様子 (Fig. 7a–7f) からは, 次のように, 成層圏循環に特有な予測可能性の特徴を見て取ることができる. (i) 初冬 (Fig. 7a, 7b) では, スプレッドは予報期間とともに線形的に増加し, その値は σ 以上になる. また, 予報間のばらつきは真冬や晩冬と比べかなり小さい. (ii) 真冬 (Fig. 7c, 7d) では, スプレッドの飽和値は, 平均すると σ 以下となる. しかし, いくつかの予報のスプレッドは σ 以上となり, スプレッドの大きさは初期の大気状態に依存して大きく変動することがわかる. (iii) 晩冬 (Fig. 7e, 7f) においても, スプレッドは予報毎に大きくばらつきが, 予報期間が20日よりも長くなると, その値は σ 以下の値で飽和する傾向を持つ.

このように, 対流圏とは異なり, 成層圏ではアンサンブルスプレッドは必ずしも σ 付近で飽和するとは限らないことがわかる. このため, σ に達する期間として成層圏循環の予測可能期間を見積もることは困難である.

4.2 予報可能期間

以上の結果に基づき, 本研究では, 予測可能期間を, σ でなく, 各月毎に平均したアンサンブルスプレッドの飽和値を用いて定義することにする. さらに, Lorenz (1969, 1982) で提案された微小な初期誤差の時間発展を記述する概念モデルをアンサンブルスプレッドの時間発展に適用して, 予測可能期間を定量的に見積もる. この概念モデルでは, アンサンブルスプレッド S の時間発展は, 以下のロジスティック方程式に従う.

$$\frac{dS}{dt} = aS - bS^2 \quad (1)$$

ここで, t は予報時間, 係数 a はスプレッドの初期成長率, また a/b はスプレッドの飽和値を与える. 式

(1) は, 系統的誤差のない完全モデルでの微小誤差の時間発展を表現するモデルとして考案されたが (Kalnay, 2003), 各月毎で平均したアンサンブルスプレッド (Fig. 7の黒実線) の時間発展も良く表現している. なぜなら, スプレッドも予報初期では指数関数的に成長し, 予報期間が十分長くなると, ある一定値に飽和するためである. このため, 以下では, 各等圧面において, 各月で平均した4日から31日まで予報期間でのスプレッドの大きさ (Fig. 7の黒線) に, Lorenz (1982) と同様に, 式 (1) に基づく最小自乗法を適用して, 係数 a と b , 及び, 初期 ($t=0$) におけるスプレッドの大きさを推定した. このようにして得られたパラメータを用いて推定したスプレッドの時間発展を Fig. 7の青線で示す. このようにして得られた青線は黒線と良く一致しており, 式 (1) は各月で平均したアンサンブルスプレッドの時間発展を良く表現していることがわかる.

Fig. 8に, このような解析の結果得られた, 各高度におけるアンサンブルスプレッドの初期成長率 a (Fig. 8a) と飽和値 a/b (Fig. 8b), 及び, 予測可能期間 (Fig. 8c) を月毎に示す. ここで, 予測可能期間は, 式 (1) に基づき, スプレッド S がその飽和値 a/b の80%に達するまでの期間として定義した. まず, 対流圏における各パラメータは, 成層圏と比べ, 月毎の違いや鉛直依存性が小さいことがわかる. 平均すると, その初期成長率はおおよそ 0.3 day^{-1} (倍化時間は2.3 日), 飽和値は3 K 程度で気候学的標準偏差 σ (Fig. 7g) にほぼ等しい. また, 予測可能期間は約14日である. なお, これらの値は, Lorenz (1982) の見積もりとほぼ等しい.

一方, 成層圏において各パラメータは, 以下ののように, 明瞭な鉛直依存性を持ち, 月毎にも大きく変動する. まず, 初期成長率 (Fig. 8a) は, 初冬及び真冬では, おおよそ 0.15 day^{-1} (倍化時間は4.6 日) で, 下部成層圏から上部成層圏へと緩やかに増加する. また, 季節進行とともに増加し, 晩冬の下部及び中部成層圏では, 約 0.3 day^{-1} と, 対流圏での値とほぼ等しくなる. 飽和値 (Fig. 8b) は, 100 hPa から 3 hPa の領域で, 高さとともにほぼ単調に増加する. なお, σ も同様の高度依存性を示す (図は省略). 初冬及び真冬での飽和値は, 晩冬の約2倍で, 10 hPa では 10 K 程度の大きさを持つ.

最後に, 予測可能期間 (Fig. 8c) は, 成層圏では高度依存性は小さく, 20日から35日程度の値を持つことがわかる. この値は, 対流圏でのそれよりもかなり長い. また, 10月では35日程度であるが, 晩冬では20日程度となり, 季節進行とともに徐々に減少

することも明らかになった。

このように、本研究では、式 (1) に基づいてアンサンブルスプレッドの時間発展を表現するパラメータ値を推定することにより、成層圏循環の予測可能性を定量的に明らかにすることが可能となった。また、対流圏循環と比較して、成層圏循環の予測可能性の特徴を記述することも初めて可能となった。

5. 結論

北半球冬季における成層圏周極渦の予測可能性の月毎の変動を、気象庁から提供された7冬季分の現業1か月アンサンブル予報データセットを用いて、北極点温度の系統的誤差とアンサンブルスプレッドに基づいて解析した。

まず、各月毎の系統的誤差を、その月から開始された予報のアンサンブル平均誤差の集団平均として定義した。その結果、北極点温度の系統的誤差は、初冬の成層圏で有意な正の値、晩冬の上部成層圏で有意な負の値となる特徴的な季節進行を示すことが明らかになった。また、E-Pフラックスを用いた診断を予報データに適用することにより、この初冬の正の温度バイアスは、成層圏における惑星規模波の赤道方向への伝播が、予報では有意に過小評価されている事実と関連することが明らかになった。一方

で、晩冬における負の温度バイアスは、E-Pフラックスの系統的誤差で説明することはできない。このため、この負のバイアスは、数値予報モデルにおける物理過程のパラメタリゼーションスキームの不完全性に起因すると考えられる。

さらに、北極点温度の予測可能期間の上限を、アンサンブルスプレッドの月集団平均値に、Lorenz (1982) が提案した初期誤差の時間発展を記述するロジスティック方程式を適用することによって推定した。こうして推定された予測可能期間の上限は、成層圏では、初冬に最大35 日に達した後、季節進行とともに徐々に減少し、晩冬には20 日となる。但し、成層圏における予測可能期間の上限値は、対流圏のそれ (14日) よりも十分長い。

謝 辞

本研究で使用した気象庁データは気象庁と (社) 日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じて提供された。

参考文献

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, T. J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the

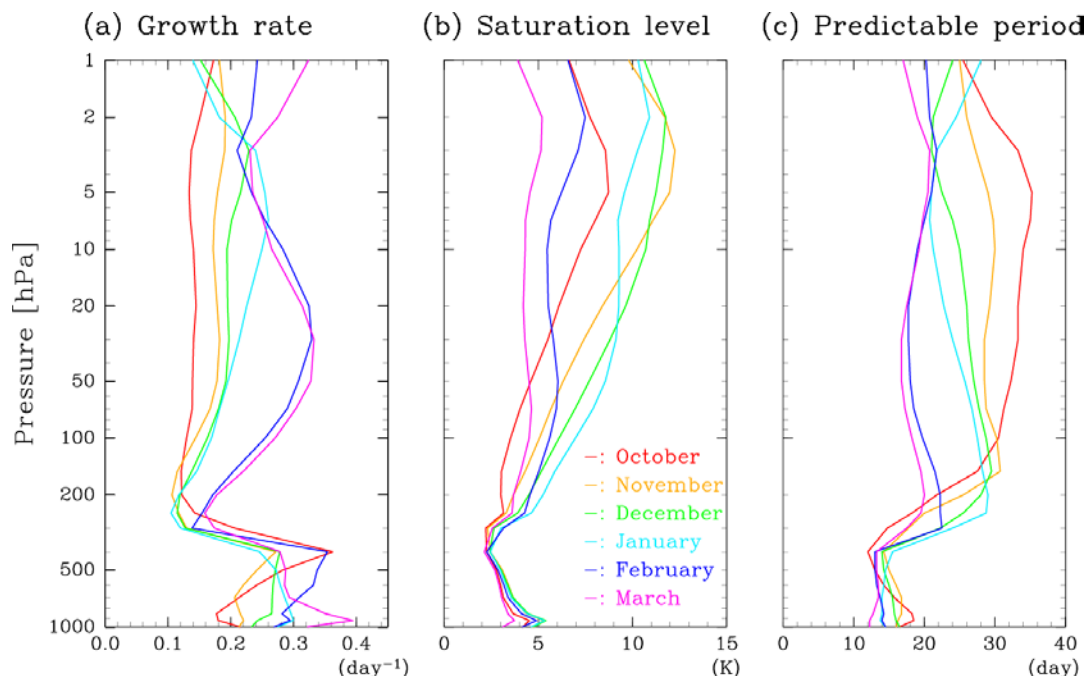


Fig. 8 Optimal parameter values of the logistic equation of Eq. (1) to the ensemble spread of north pole temperature averaged over each month. Each panel shows (a) growth rate, (b) saturation level of the spread, and (c) the predictable period at each pressure level. Red, orange, green, aqua, blue, and magenta colored lines show the parameters for October, November, December, January, February, and March, respectively.

- stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, T. J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, Vol. 294, pp. 581-584.
- Hirooka, H., Ichimaru, T. and Mukougawa, H. (2007): Predictability of stratospheric sudden warmings as inferred from ensemble forecast data: Intercomparison of 2001/02 and 2003/04 winters. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, pp. 919-925.
- Japan Meteorological Agency (2013): Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/nwp/outline2013-nwp/>.
- Kalnay, E. (2003): Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability. Cambridge University Press, 341 pp.
- Lorenz, E. N. (1969): Atmospheric predictability as revealed by natural occurring analogues. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 26, pp. 636-646.
- Lorenz, E. N. (1982): Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, Vol. 34, pp. 505-513.
- Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2004): Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for 1998/99 winter. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 132, pp. 1764-1776.
- Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L17806, doi:10.129/2005GL022909.
- Mukougawa, H., Hirooka, T. and Y. Kuroda, Y. (2009): Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, L09914, doi:10.129/2008GL037127.
- Murphy, J. M. (1988): The impact of ensemble forecasts on predictability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 114, pp. 463-493.
- Newman, P. A., Nash, E. R. and Rosenfield, J. E. (2001): What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, pp. 19999-20010.
- Polvani, L. M. and Waugh, D. W. (2004): Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J. Climate*, Vol. 17, pp. 3548-3554.

(論文受理日 : 2014年6月11日)