

成層圏周極渦分裂現象の予測可能性 —2008/2009年冬のアンサンブル再予報実験—

Predictability of the Vortex Splitting in the Polar Stratosphere: An Ensemble Reforecast Experiment for 2008/2009 Winter

野口峻佑⁽¹⁾・向川均・黒田友二⁽²⁾・水田亮⁽²⁾
直江寛明⁽³⁾・納多哲史⁽²⁾・藪将吉⁽²⁾・吉村裕正⁽²⁾

Shunsuke NOGUCHI⁽¹⁾, Hitoshi MUKOUGAWA, Yuhji KURODA⁽²⁾, Ryo MIZUTA⁽²⁾, Hiroaki NAOE⁽³⁾,
Satoshi NODA⁽²⁾, Shoukichi YABU⁽²⁾ and Hiromasa YOSHIMURA⁽²⁾

(1) 京都大学 大学院理学研究科

(2) 気象研究所

(3) 気象庁 地球環境・海洋部

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

(2) Meteorological Research Institute, Japan

(3) Global Environment and Marine Department, Japan Meteorological Agency, Japan

Synopsis

A series of reforecast experiments by using the ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute is conducted to investigate the predictability and occurrence mechanism of a stratospheric sudden warming event in January 2009, which is a typical polar vortex-splitting event. The polar vortex splitting is predicted for forecasts initialized after 8 days before the warming peak. It is found that in the failed forecast, the upward propagating planetary waves from the troposphere are reflected by the polar night jet and propagate downward into the troposphere. Thus, this study indicates that the propagating property of planetary waves in the stratosphere would be another important control factor for the occurrence of the polar vortex-splitting event.

キーワード: 予測可能性, アンサンブル予報, 成層圏突然昇温

Keywords: predictability, ensemble forecast, stratospheric sudden warming

1. はじめに

成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) は, イベント生起時の極渦の形状により, 帯状波数1成分が卓越する変位 (Displacement) 型と, 帯状波数2成分が卓越する分裂 (Splitting) 型の2つに分類される (Charlton and Polvani, 2007). 両者は, その後の下方影響の様相も明瞭に異なる (Mitchell et al., 2013) ため, その区別は重要である.

SSW の生起には, 古くから, 対流圏でのブロッキング現象が関連していることが指摘されてきた (Labitzke, 1965) が, 近年の研究では, SSW の型毎に, ブロッキングの発生位置に基づいて, SSW 生起の鍵であると考えられる惑星規模波の増幅過程を理解することが試みられている (Martius et al., 2009; Castanheira and Barriopedro, 2010; Woollings et al., 2010; Bancala et al., 2011; Nishii et al., 2011). それらによると, ヨーロッパ・北大西洋域でブロッキング

が持続した際には変位型 SSW が、アラスカ・北太平洋域の場合は分裂型 SSW が生起する傾向にある。しかしながら、これらはいずれも統計的解析であり、その間の因果関係を明確に示すものではない。また、顕著な分裂型事例は数が限られており、その生起過程の理解が不足している。

ところで、近年、大気力学に関する研究において、アンサンブル予報データを積極的に利用する試みが盛んに行われるようになってきた。その結果、比較的容易に、現象生起の予測可能性と、現象間の因果関係を推定することができるようになった。例えば、対流圏に加えて成層圏まで解像する気象庁1ヶ月アンサンブル予報は、その現実化から10年以上経過しており、これまでに蓄積された予報データは、成層圏循環の予測可能性に関する研究において盛んに利用されるようになってきている。

このアンサンブル予報データを用いて、SSW の予測可能性や、SSW と対流圏ブロッキングとの関係を調べた研究として、Mukougawa et al. (2005, 2007) がある。彼らは、2001年12月に生起した変位型の SSW について、気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報を解析することにより、その昇温ピークの予測は少なくとも2週間程前から可能であったと見積もった。また、アンサンブルメンバー間のラグ相関により、北大西洋上で持続していたブロッキング高気圧が、この SSW の生起に決定的な役割を果たしていたことを特定した。そして、ブロッキング高気圧を模した偏差を初期値に与えた数値実験を行い、ブロッキングが SSW を引き起こしていることを明確に示した。その後、他にも、Hirooka et al. (2007) により2004年1月の事例が、Nishii and Nakamura (2010) により2006年1月の事例が調べられたが、これらの事例はいずれも変位型 SSW である。そのため、分裂型 SSW の生起過程と予測可能性についても、同様の吟味が必要である。

近年、2009年1月下旬に、アラスカで起きたブロッキングに引き続き、顕著な分裂型 SSW が起きた (Harada et al., 2010)。現在、現業1ヶ月アンサンブル予報は、水曜・木曜を初期日とする25メンバーの予報を、時間ずらしアンサンブル (LAF, Hoffman and Kalnay, 1983) とみなして (50メンバー)、週1回実施されるが、このときの予報の振る舞いは、1週間毎に劇的に変化していた。このため、現業アンサンブル予報結果の解析だけでは、この SSW 事例の予測可能性と生起プロセスを詳細に調べることは難しい。

そこで本研究では、この事例に対して、予報開始日を1日毎にとったアンサンブル再予報実験を行い、2009年1月の分裂型 SSW の予測可能性と、生起プロセスについて、詳細な解析を行う。

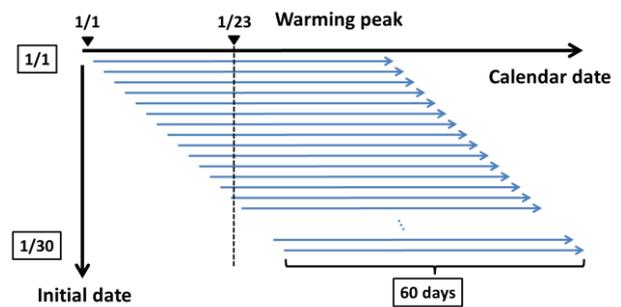


Fig. 1 A Schematic diagram of the experimental setup. Each blue arrow indicates 25-member ensemble predictions.

2. 実験設定

本研究では、気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM, Mizuta et al., 2006; 2012) を用いて予報実験を行った。モデルの設定は、気象庁の現業1ヶ月予報と同様とし、水平解像度はTL159 (格子間隔は約110 km)、鉛直解像度は上端 0.1 hPa までの60層とした。重要な物理過程としては、オゾン帯平均気候値を与えた。境界条件として重要な海面水温は、気候値に初期の偏差を加えたものを与えた。

各予報の積分期間は60日とし、各日12 UTC を初期時刻とした。初期値には、気象研究所アンサンブル予報システム (MRI-EPS, Yabu et al., 2014) により作成されたものを用いた。MRI-EPS では、初期摂動作成手法として、成長モード育成 (Breeding of Growing Mode; BGM, Toth and Kalnay, 1993) 法を採用しており、これにより生成された摂動 (± 12 モードまで) を、解析値として用意した ERA Interim (Dee et al., 2011) に付け加えることにより、各日で25個の初期値を用意した。

Fig. 1 に、実施した予報の説明図を示す。2009年1月1日から30日までを予報開始日とする30個の25メンバーアンサンブルランを実施した。対象とする SSW の昇温ピーク日は1月23日である。なお、この SSW 事例の central date (高度10 hPa, 北緯60度における帯状平均帯状風の逆転日, Charlton and Polvni, 2007) は1月24日であるが、以降、主に昇温ピークを基準として、予測結果を記述することに留意せよ。

3. 結果

3.1 極域温度の時系列の解析

予報結果に対して、まず、極域温度の時系列の解析を行った。Fig. 2 に、高度10 hPa における北極域温度 (北緯80-90度における領域平均温度) の予報

結果を示す。Fig. 2a に、Fig. 1 と同じ形式で、コントロールランの、気候値からの偏差を陰影で表示しており、枠内下部に解析値 (ERA Interim) の値を表す。また、Fig. 2b に、同様の形式で、等値線でアンサンブル平均値を、陰影でスプレッド (アンサンブルメンバー間の標準偏差) の値を表示している。

まず、コントロールランの結果 (Fig. 2a) に着目すると、昇温ピークの8日前に開始した予報から、急激に、昇温を再現するようになっていくことがわかる。また、昇温を予測できた予報は、その後の冷却も良く再現している様子が観察できる。このことから、この付近に予測可能性の限界が存在することが推測できる。また、それ以前に開始した予報では、実際に生じた SSW は再現されていないが、予報時刻が長くなると、実際の SSW とは異なる偽の昇温現象が発生していた。このため、この時期の極渦は力学的に不安定であった可能性がある。

次に、アンサンブル平均とスプレッド (Fig. 2b) に着目する。まず、アンサンブル平均でも、8日前から急激に、昇温とその後の冷却を良く再現できるようになっており、先程のコントロールで見た特徴が確かなものであることがわかる。また、スプレッドをみると、9日前付近に開始した予報で、昇温ピーク直後に、局所的に大きくなっている様子を観察することができる。なお、それ以前の時刻では、スプレッドは非常に小さく、また、同じ予報時刻でも、前後の予報は小さなスプレッドの値を示している。通常、スプレッドは、予報時間に比例して大きくなり、ある程度の値で飽和すると考えられるが、今回のアンサンブル予報の振る舞いは特異的であることがわかる。

このときのアンサンブルの振る舞いを詳しく調べるため、極域温度のプリューム図をみしてみる。Fig. 3 に、昇温ピークの13日前、9日前、6日前を初期日とするアンサンブル予報全メンバーの結果を示した。赤線で解析値、青線でアンサンブル平均、黒線でコントロールラン、灰線で摂動ランを表す。

昇温ピークの13日前を初期日とする予報では、全てのメンバーが、1月23日の260 K 程の昇温ピークを再現しておらず、200 K 程の低温のままである (Fig. 3a)。一方、昇温ピークの9日前を初期日とする予報では、どのメンバーも昇温傾向を示しているが、いくつかのメンバーしか観測された昇温を再現していない。残りのメンバーは230 K 程の小規模な昇温で、ピーク直後にはすぐに低温状態へと戻っている (Fig. 3b)。Fig. 2b で観察されたスプレッドの極大は、このようにして形成されている。なお、昇温ピークの6日前を初期日とする予報では、どのメンバーも昇温を良く再現している (Fig. 3c)。

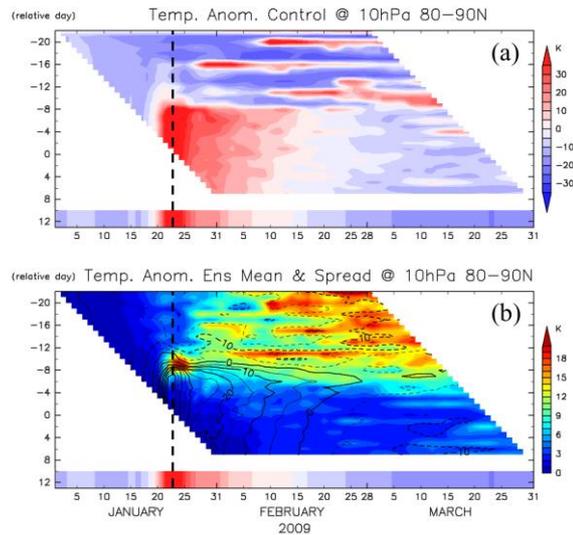


Fig. 2 Predicted 10-hPa north-polar temperature initialized every day starting from 1 January 2009. (a) Anomaly of the control forecast from climatological value. (b) Anomaly of the ensemble mean from the climatology (contour) and spread (shading). Shades in the lower part of panels indicate the analysis.

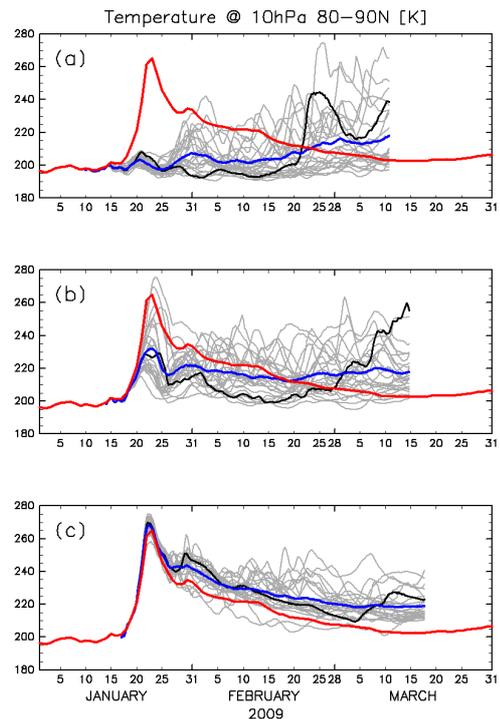


Fig. 3 Time evolution of 10-hPa north-polar temperature during a period from 1 January to 31 March 2009 (red line) and the ensemble forecasts (gray lines) starting from 10 (a), 14 (b), and 17 January (c). The blue line and the black line denote the ensemble mean and the control forecast, respectively.

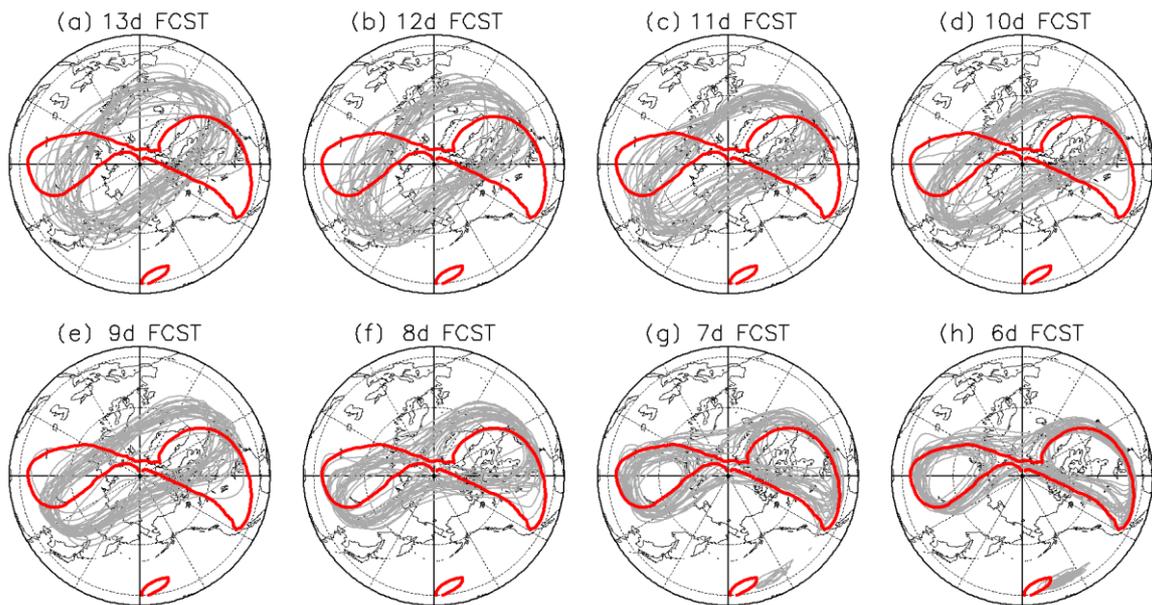


Fig. 4 Spaghetti diagrams of the vortex edge (the isoline of 36 PVU) at 850 K isentropic surface for 23 January 2009. Thick red line shows the analysis (ERA Interim) and thin gray lines indicate all (25) ensemble members of ensemble forecasts. The number in the top of each panel shows the lead time (day) of the forecast.

3.2 極渦の形状の診断

次に、各予報で極渦の形状がどの程度再現できているかを調べた。Fig. 4 に、昇温ピーク日の、850 K 等温位面における極渦の縁についてのスパゲッティ図を表す。ここで、極渦の縁は、鉛直方向に温位の重み付けにより修正した Ertel のポテンシャル渦度 (Lait, 1994; Matthewman et al., 2009) の36 PVU 等値線として定義した。1月10日から17日を初期日とする、全アンサンブル予報の結果を示しており、赤線で解析値、灰線で各予測値を表す。

昇温ピークの8日前以降を初期日とする予報 (Fig. 4f-4h) から、極渦の分裂を再現している様子が観察できる。その直前に開始した予報 (Fig. 4c-4e) では、波数2成分が卓越していることは認められるが、極渦の2つの娘渦への分裂までは予測できていない。なお、分裂の予測に失敗した予報では、その直後に波数2成分は減衰し、楕円形に歪んだ極渦は、ほぼ円形の形状に戻ってしまう (図示せず)。また、それ以前の、例えば、昇温ピークの13日前を初期日とする予報 (Fig. 4a) では、波数2の増幅が顕著ではなく、極渦は若干歪みながらも、実際より反時計まわりにずれている様子を観察することができる。

3.3 波活動度の診断

一般に、成層圏における極渦の強弱は、主に、対流圏から上方伝播してくる波活動度の大きさが制御している (Newman et al., 2001; Polvani and Waugh, 2004)。そこで、波活動度を診断することにより、極渦分裂の要因についての解析を行った。ここでは、Andrews et al. (1987) の、球対数圧力座標系におけるプリミティブ方程式での E-P フラックスを用いた。

Fig. 5 に、1月10日 (1段目)、14日 (2段目)、17日を初期日とする予報 (3段目)、及び解析値 (4段目) での波活動度の診断結果を示す。なお、1月17日を初期日とする予報のみが、極渦の分裂をうまく再現している (Fig. 4h)。左列に、成層圏へ伝播する波活動度をみるために E-P フラックスの鉛直成分を、右列に、成層圏での波活動度の増減をみるために E-P フラックスの発散量を示す。1月中の時間-高度断面図を表し、黒実線で昇温ピークを表している。両者ともに、北緯50度以北における領域平均値を示し、高度100 hPa から1 hPa までを表示している。予報結果は、各メンバーで計算した E-P フラックスの鉛直成分・発散量をアンサンブル平均したものを表示している。

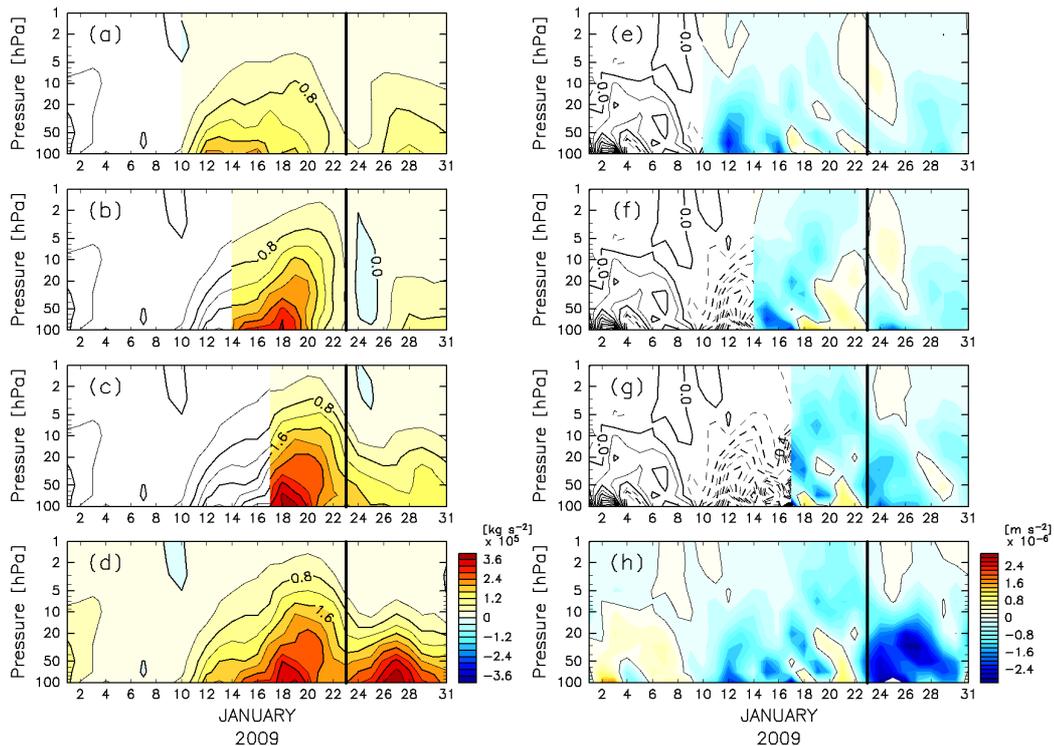


Fig. 5 (Left panels) Time-pressure sections of the vertical component of E-P flux averaged northward of 50N (units: kg s^{-2}) from 1 to 31 January 2009. Each panel from top to bottom denotes the ensemble mean of forecasts initialized on 10 (a), 14 (b), 17 January 2009 (c) and the analysis (d). Thick vertical line denotes the date of warming peak. (Right panels) Same as left panels, except for the E-P flux divergence averaged northward of 50N (units: m s^{-2}).

E-P フラックスの鉛直成分をみると、まず、昇温ピークの13日前を初期日とする予報 (Fig. 5a) では、対流圏からの貫入量が、実際よりもかなり少ないことがわかる。続く9日前を初期日とする予報、6日前を初期日とする予報では、昇温ピーク前の波活動度貫入量は、おおそ再現されているが、その後の2番目の貫入ピークは再現できていない。また、9日前を初期日とする予報 (Fig. 5b) では、実際とは異なり、ピーク後に負の値を予測している。

E-P フラックスの発散量をみると、昇温ピークの9日前を初期日とする予報 (Fig. 5f) では、昇温ピークの直前に、中部成層圏で正の値を示していることが特に注目される。6日前を初期日とする予報 (Fig. 5g) や解析値 (Fig. 5h) でも、下部成層圏で、若干は発散となっているが、昇温ピーク後に顕著な下方伝播が見られた、昇温ピークの9日前を初期日とする予報で、過剰な発散がみられることは、特筆すべきである。なお、解析値にみられる、昇温ピーク後に生じた2度目の波活動度の貫入に伴う、下部成層圏での顕著な収束は、昇温ピークの6日前を初期日とする予報でも再現できていない。

次に、昇温ピークの9日前を初期日とする予報での、成層圏における波活動度の伝播特性を調べるため、Fig. 6 に、帯状平均帯状風 (等値線) と E-P フラックススペクトル (矢印) の子午面分布を示した。北緯30度以北の、高度100 hPa から1 hPa までを表示している。左列が解析値、右列が昇温ピーク9日前からの予報のアンサンブル平均であり、上段が1月17日、下段が23日の状態を示す。

17日には、解析値 (Fig. 6a) と予報値 (Fig. 6b) のどちらも、北緯50度から70度で、対流圏から成層圏への、強い波活動度の貫入が見られる。しかしながら、23日には、解析値 (Fig. 6c) と予報値 (Fig. 6d) は、大きく異なってしまう。解析値では、対流圏から伝播してきた波活動度が成層圏で吸収されて、成層圏上層から、徐々に西風から東風に転じ、東風加速が生じている。これに対し、予報では、対流圏から上方伝播してきた波活動度が成層圏で吸収されず、依然として成層圏で西風が卓越している。波活動度は、高緯度側へ屈折しながら成層圏中を伝播し、極域で対流圏へと下方伝播している。このように、惑星規模波の伝播特性が観測と予報で大きく異なっていた。

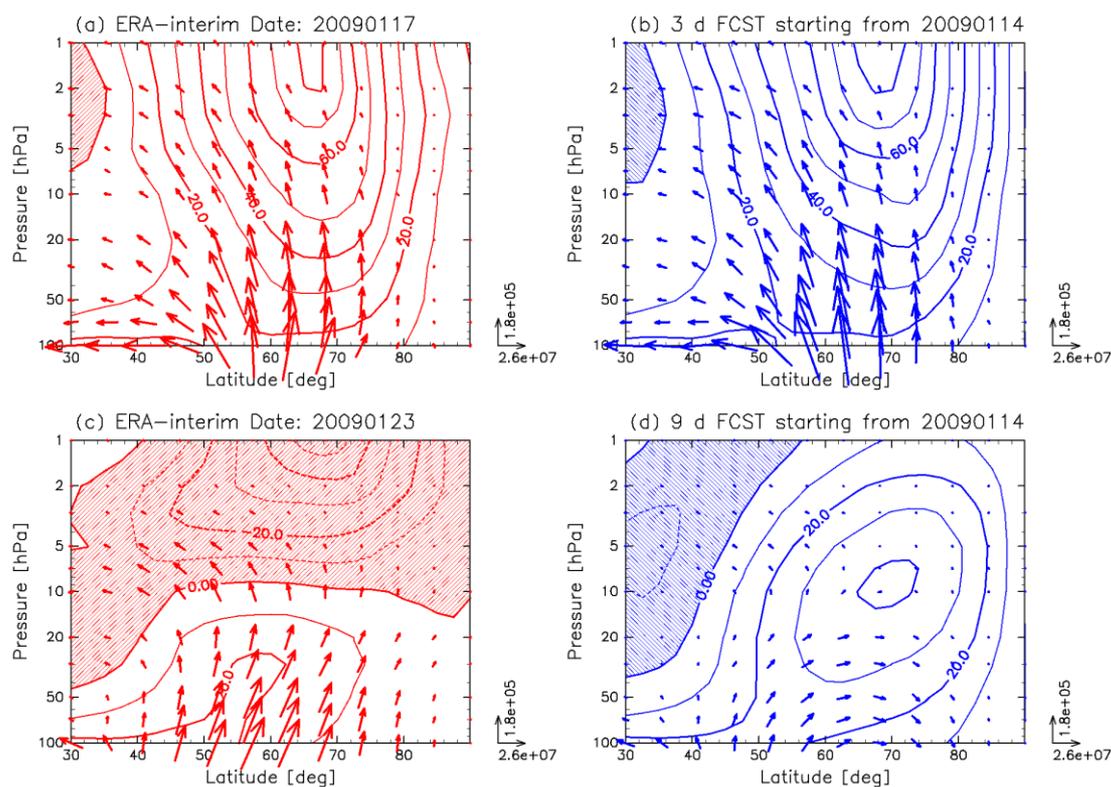


Fig. 6 Latitude-pressure cross section of zonal mean zonal wind (contour interval is 10 m s^{-1}) and E-P flux vector (arrows, unit: kg s^{-2}) for 17 (top) and 23 January 2009 (bottom). The left and right panels show the analysis and the ensemble mean of forecasts initialized on 14 January 2009, respectively. The shading shows the region of easterly winds.

4. 議論と考察

Fig. 6 で示されたように、極渦の分裂を再現できなかった、1月14日を初期日とする予報では、対流圏から伝播してきた惑星規模波が成層圏で反射し、下方伝播していた。一方、1月15日以降を初期日とする予報では、極域温度の予報成績が格段に良くなっていた。このことから、2009年1月に生じた分裂型SSWの予測では、対流圏から成層圏へ上方伝播した惑星規模波が、成層圏で吸収されるか、反射されるかによって、成層圏の予測成績が大きく異なっていたと推測できる。本節では、このことについての議論・考察を行う。

Harnik (2009) は、成層圏における波の吸収イベントと反射イベントの差異を、再解析データを用いた合成図解析により調べた。それによると、両者の違いは、それ先行して上向きに伝播する波活動度パルス持続時間にあり、持続期間が短い場合には波は反射され、長い場合には吸収されると示唆されている。この観点で、Fig. 5 を再考してみると、パルス

の持続時間は成層圏での反射の有無と関連しているようにも考えられる。すなわち、波の反射が生じた、昇温ピークの9日前を初期日とする予報では、1月20日付近で急激に波活動度の成層圏への貫入量が減少し、等値線が時間軸に垂直(若干右上がり)になっている (Fig. 5b)。一方、惑星規模波の反射が生じなかった、昇温ピークの6日前を初期日とする予報では、このような急激な貫入量の減少は生じておらず、等値線も昇温ピーク日には右下がりとなっている (Fig. 5c)。

しかしながら、Fig. 5 のみから、成層圏での惑星規模波の反射の有無が、惑星規模波の活動度が対流圏から成層圏に貫入する時間の長短だけで規定されているとは、断言できないとも考えられる。それは、反射が生じる前の成層圏循環の違いが、対流圏から貫入する惑星規模波の貫入量を規定している可能性もあるためである。例えば、対流圏での循環変動を規定した3次元循環モデルによる積分結果で、波活動度フラックスの収束や帯状風の減速などの成層圏循環変動が、対流圏から上方伝播する惑星規模波の活動度の変動に先行して生じていることが報告されて

いる (Scott and Polvani, 2004; 2006) . また, ブロッキングなどの対流圏循環変動に, 成層圏からの惑星規模波の下方伝播が寄与している可能性が, 再解析データに基づくいくつかの研究で指摘されている (Kodera et al., 2008; 2013; Shaw and Perlwitz, 2013) . これらを考慮すると, Harnik (2009) が注目した, 波活動度の貫入の持続時間は, 成層圏循環変動の影響によって規定されている可能性も大きく, 両者の因果関係については詳細に検討すべきである.

今回の解析結果は, 成層圏周極渦の分裂現象が, 成層圏での惑星規模波の伝播特性と密接に関連していることを示している. いずれにせよ, 成層圏での反射面の形成過程や, 対流圏でのブロッキングの持続の様子などの, より詳細な解析を行う必要がある. また今後, 例えば, Mukougawa et al. (2007) の行ったような, 予報成績と密接に関係した偏差成分を加える感度実験を実施することで, 分裂型 SSW の生起に決定的な過程が何かを確かめることが必要である.

5. まとめ

本研究では, 2009年1月に生起した, 極渦分裂型成層圏突然昇温 (SSW) の予測可能性を吟味するため, 気象研究所大気大循環モデルを用いたアンサンブル予報実験結果を行い, その結果の解析を実施した. この予報実験の予報間隔は, 現業予報に比べて圧倒的に短い, 1日間隔とした. これにより, SSW の予測可能性変動を稠密に解析することが可能となった.

まず, 極域温度に着目して, 予測可能性変動を解析すると, この SSW は昇温ピーク時の8日前から予測可能であることが示された. 一方, 昇温ピーク時の9日以前を初期日とする予報のスプレッドは, 昇温ピーク時に急激に拡大することが分かった.

さらに, 昇温ピーク時の極渦の形状についての予測結果をみると, 昇温ピーク時の9日以前を初期日とする予報では, ほとんどのメンバーで極渦は分裂しておらず, しかも, その後, 極渦は回復してしまっていた. 波活動度などの診断を行ったところ, これらの予報では, 対流圏から上方伝播してくる惑星規模波の活動度が, 成層圏で収束せずに反射され, 下方伝播していた.

これまでに調べられてきた変位型 SSW では, それに先だって対流圏で生じるブロッキングの持続期間の長さが, その予測の成否を決める決定的要因と考えられていた. しかしながら, 本研究の解析結果は, 分裂型 SSW では, 成層圏における惑星規模波の伝播特性が, その予測の成否を左右する, もう一つの重要な鍵となっていることを示唆している.

謝 辞

作図には地球流体電脳ライブラリを用いた.

参考文献

- Andrews, D., Holton, J. and Leovy, C. (1987): Middle atmosphere dynamics. Academic Press, 489 pp.
- Bancala, S., Krüger, K. and Giorgetta, M. (2012): The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, D04101, doi:10.1029/2011JD016769.
- Castanheira, J. M. and Barriopedro, D. (2010): Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 37, L13809, doi:10.1029/2010GL043819.
- Charlton, A. J. and Polvani, L. M. (2007): A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Clim.*, Vol. 20, No. 3, pp. 449-469.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137, pp. 553-597. doi: 10.1002/qj.828.
- Harada, Y., Goto, A., Hasegawa, H., Fujikawa, N., Naoe, H. and Hirooka, T. (2010): A major stratospheric sudden warming event in January 2009. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 67, No. 6, pp. 2052-2069.
- Harnik, N. (2009): Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, D08120, doi:10.1029/2008JD010493.
- Hirooka, T., 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, No. 6, pp. 919-925.
- Hoffman, R. and Kalnay, E. (1983): Lagged average forecasting, an alternative to montecarlo forecasting. *Tellus A*, Vol. 35, pp. 100-118.

- Kodera, K., Mukougawa, H. and Itoh, S. (2008): Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 35, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.
- Kodera, K., Mukougawa H. and Fujii, A. (2013): Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 118, pp. 8333-8345, doi:10.1002/jgrd.50650.
- Labitzke, K. (1965): On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter. *J. Appl. Meteor.*, Vol. 4, pp. 91-99.
- Lait, L. R. (1994): An alternative form for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 51, No. 12, pp. 1754-1759.
- Matthewman, N. J., Esler, J. G., Charlton-Perez, A. J. and Polvani, L. M. (2009): A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Clim.*, Vol. 22, No. 6, pp. 1566-1585.
- Martius, O., Polvani, L. M. and Davies, H. C. (2009): Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, No. 14, L14806.
- Mitchell, D. M., Gray, L. J., Anstey, J., Baldwin, M. P. and Charlton-Perez, A. J. (2013): The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Clim.*, Vol. 26, No. 8, pp. 2668-2682.
- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A. and Katayama, K. Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model—Mean climate states. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84, No. 1, pp. 165-185.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi, K., Hosaka, H., Sugi, M., Yukimoto, S. Kusunoki, S. and Kitoh, A. (2012): Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, pp. 233-258.
- 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, No. 17, L17806.
- Mukougawa, H., Hirooka, T., Ichimaru, T. and Kuroda, Y. (2007): Hindcast AGCM experiments on the predictability of stratospheric sudden warming. *Nonlinear Dynamics in Geosciences*, SpringerVerlag, New York, pp. 221-233.
- Newman, P., Nash, E., and Rosenfield, J. (2001): What controls the temperature of the arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, pp. 19999-20010.
- Nishii, K. and Nakamura, H. (2010): Three-dimensional evolution of ensemble forecast spread during the onset of a stratospheric sudden warming event in January 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Vol. 136, No. 649, pp. 894-905.
- Nishii, K., Nakamura, H. and Orsolini, Y. J. (2011): Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary-wave propagation. *J. Clim.*, Vol. 24, No. 24, pp. 6408-6423.
- 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. Clim.*, Vol. 17, No. 18, pp. 3548-3554.
- Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2004): Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L02115, doi: 10.1029/2003GL017965.
- Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2006): Internal Variability of the Winter Stratosphere. Part I: Time-Independent Forcing. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 63, pp. 2758-2776. doi: 10.1175/JAS3797.1
- Shaw, T. A. and Perlwitz, J. (2013): The Life Cycle of Northern Hemisphere Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere. *J. Clim.*, Vol. 26, pp. 1745-1763.
- Toth, Z. and Kalnay, E. (1993): Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 74, pp. 2317-2330.
- Woollings, T., Charlton-Perez, A., Ineson, S., Marshall, A. G. and Masato, G. (2010): Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking. *J. Geophys. Res.*, Vol. 115, D06108.
- Yabu, S., Mizuta, R., Yoshimura, H., Kuroda, Y. and Mukougawa, H. (2014): Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, Vol. 71, 63 pp.

(論文受理日 : 2014年6月11日)