

成層圏周極渦分裂現象の予測可能性: 2009 年 1 月のアンサンブル予報実験

野口 峻佑¹・向川 均²・黒田 友二³・水田 亮³・直江 寛明⁴・納多 哲史³・藪 将吉³・吉村 裕正³
(1: 京都大学 大学院理学研究科, 2: 京都大学 防災研究所, 3: 気象研究所, 4: 気象庁 地球環境・海洋部)

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, 成層圏を解像する気象庁 1 ヶ月アンサンブル予報は, その現業化から 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 カ月アンサン

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 カ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.

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 カ月予報と同様とし, 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, オゾンは帯状平

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.* in press) 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。

図 1 に、実施した予報の説明図を示す。まず、2009 年 1 月 1 日から 30 日までを予報開始日とする 30 個のコントロールランを実施し、予報特性の概観を把握した。次に、SSW のピーク日 (1 月 24 日: ピーク日は、高度 10 hPa、北緯 65 度における帯状平均帯状風の逆転日として定義した; Ayarzagüena *et al.* 2011 を参照) の 14 日前から 7 日前の、1 月 10 日から 17 日を予報開始日とする 8 個のアンサンブルランを実施した。

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。図 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。図 1 と同じ形式で、コントロールラン

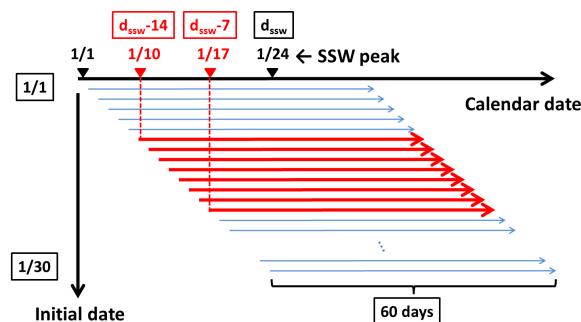


図 1: 実施したランの模式図。横軸にカレンダー日、縦軸に予報開始日を取り、青い細矢印でコントロールランを、赤い太矢印でアンサンブルランを表す。

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、また、等値線でアンサンブルランによって得られたスプレッドの値を表示している。

まず、コントロールランの結果に着目すると、SSW ピークの 9 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ることがわかる。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、実際に生起した 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、アンサンブルスプレッドに着目すると、10 日前付近に開始した予報で、SSW ピーク直後に、局所的に大きくなることがわかる。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ってみる。図 3 に、SSW ピークの 14 日前、10 日前、7 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。

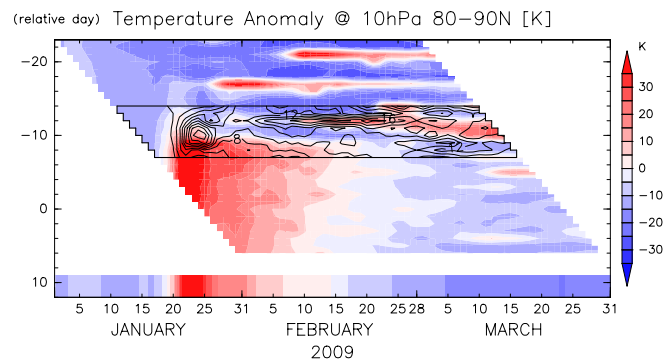


図 2: 極域温度の予測結果。図 1 と同じ形式で、コントロールランの、高度 10 hPa における北極域温度の気候値から偏差を陰影で表示した。枠内の下段に解析値を表示した。また、予測スプレッドを 2 K 間隔の等値線で表示した。

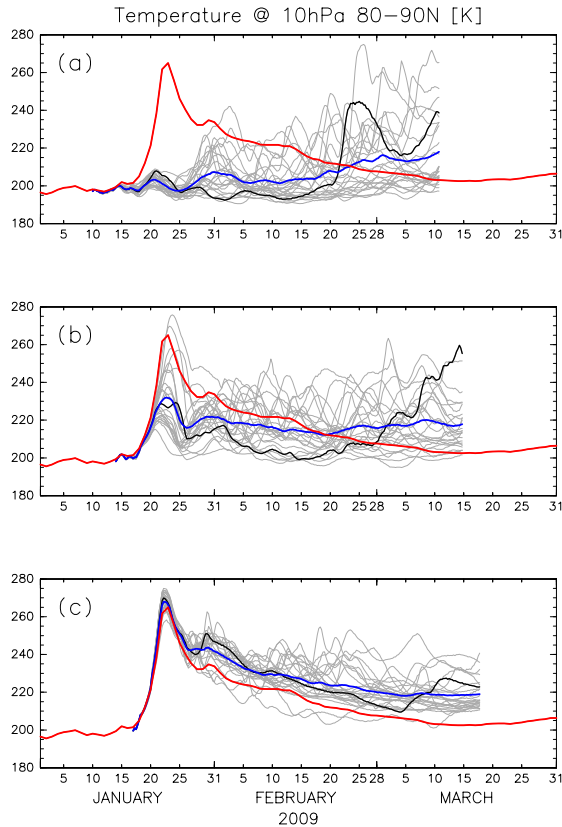


図3: 極域温度の予測結果. 高度 10 hPa における北極域温度の時系列. 赤線で解析値, 青線でアンサンブル平均, 黒線でコントロールラン, 灰線で摂動ランを表す. 上から順に, 1 月 10 日 (a), 14 日 (b), 17 日開始の予報 (c) を表す.

SSW ピークの 14 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 (図 3a). 一方, SSW ピークの 10 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 (図 3b). 図 2 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, SSW ピークの 7 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 (図 3c).

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. 図 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.

SSW ピークの 9 日前以降を初期日とする予報 (図 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 (図 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, 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 SSW ピークの 14 日前を初期日とする予報 (図 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が観察できる.

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, 球面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.

図 5 に, 1 月 10 日 (1 段目), 13 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 (図 4 h). 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.

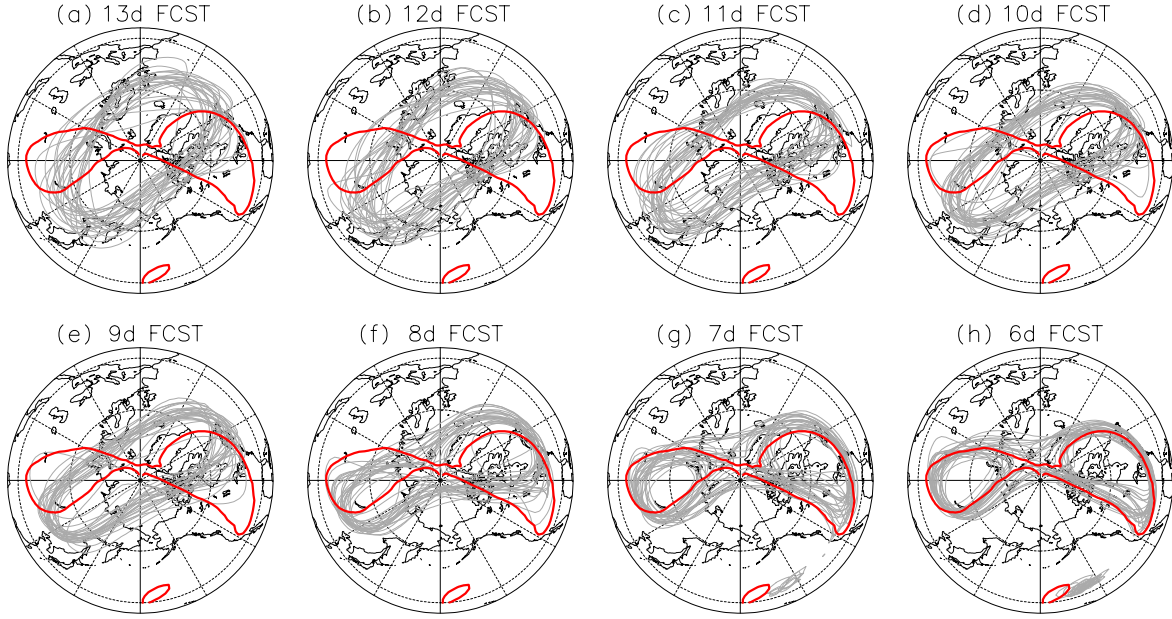


図 4: 昇温ピーク日 (1 月 23 日) における, 極渦の形状の予測結果. 850 K 等温位面における Lait PV (本文参照) の 36 PVU 等値線のスパゲッティ図. 左上の 1 月 10 日開始予報 (a) から, 右下の 17 日開始予報 (h) までの, 全アンサンブル予報結果を示し, 赤線で解析値, 灰線で各アンサンブルメンバーの予測値を表示している.

E-P フラックスの鉛直成分をみると, まず, SSW ピークの 14 日前を初期日とする予報 (図 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 10 日前を初期日とする予報, 7 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, おおよ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, 10 日前を初期日とする予報 (図 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, SSW ピークの 10 日前を初期日とする予報 (図 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注目される. 7 日前を初期日とする予報 (図 5g) や解析値 (図 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, SSW ピークの 10 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, SSW ピークの 7 日前を初期日とする予報でも再現できていない.

次に, SSW ピークの 10 日前を初期日とする予

報で, 成層圏での波活動度の伝播特性を調べるため, 図 6 に, 帯状平均帯状風 (等値線) と E-P フラックスベクトル (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 SSW ピーク 10 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 (図 6a) と予報値 (図 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 (図 6c) と予報値 (図 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.

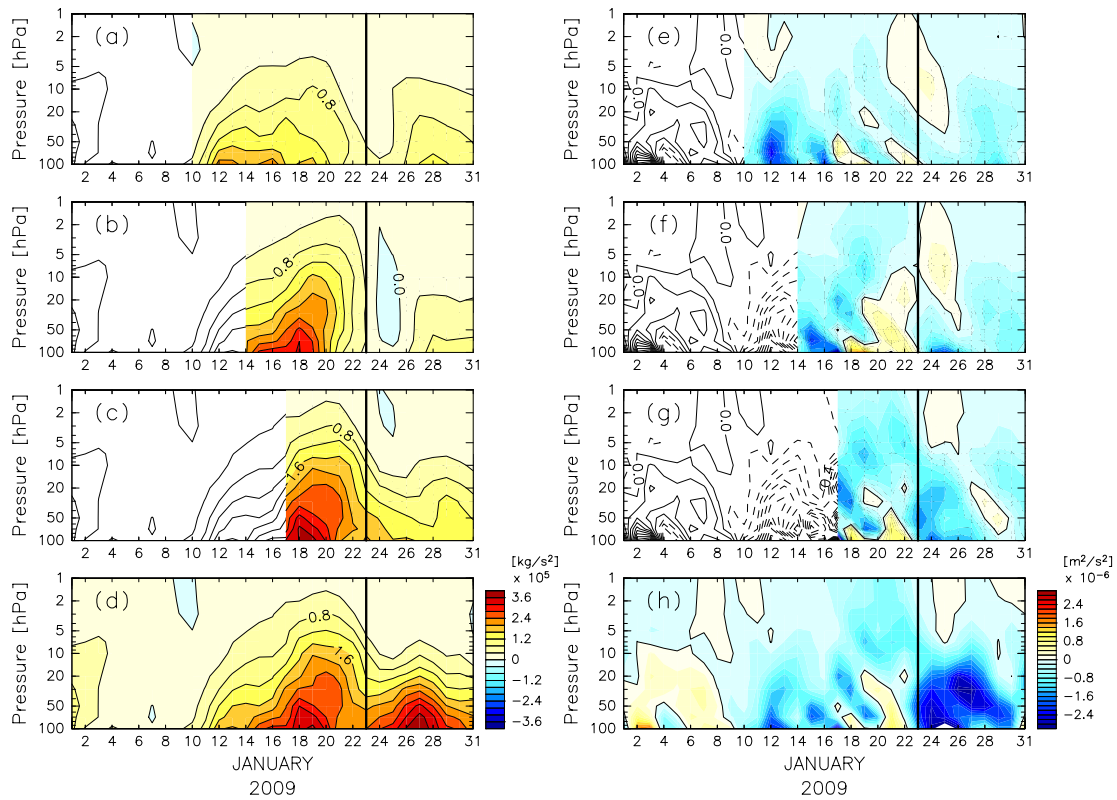


図 5: 波活動度の診断結果. 左列に E-P フラックスの鉛直成分, 右列に E-P フラックスの発散量の, 1 月中の時間-高度断面図を表す. 両者ともに, 北緯 50 度以北における領域平均値を示し, 100 hPa から 1 hPa までの高度領域で示す. 1 段目が 1 月 10 日, 2 段目が 13 日, 3 段目が 17 日を初期日とする予測値を示し, 4 段目が解析値を示す. 予測値はアンサンブル平均値を示し, 黒実線で昇温ピークを表している.

4 議論と考察

図 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 10 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 11 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

度パルスの持続時間にあり, 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, 図 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に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, SSW ピークの 10 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 (図 5b). 一方, 惑星規模波の反射が生じなかった, SSW ピークの 7 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 (図 5c).

しかしながら, 図 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,

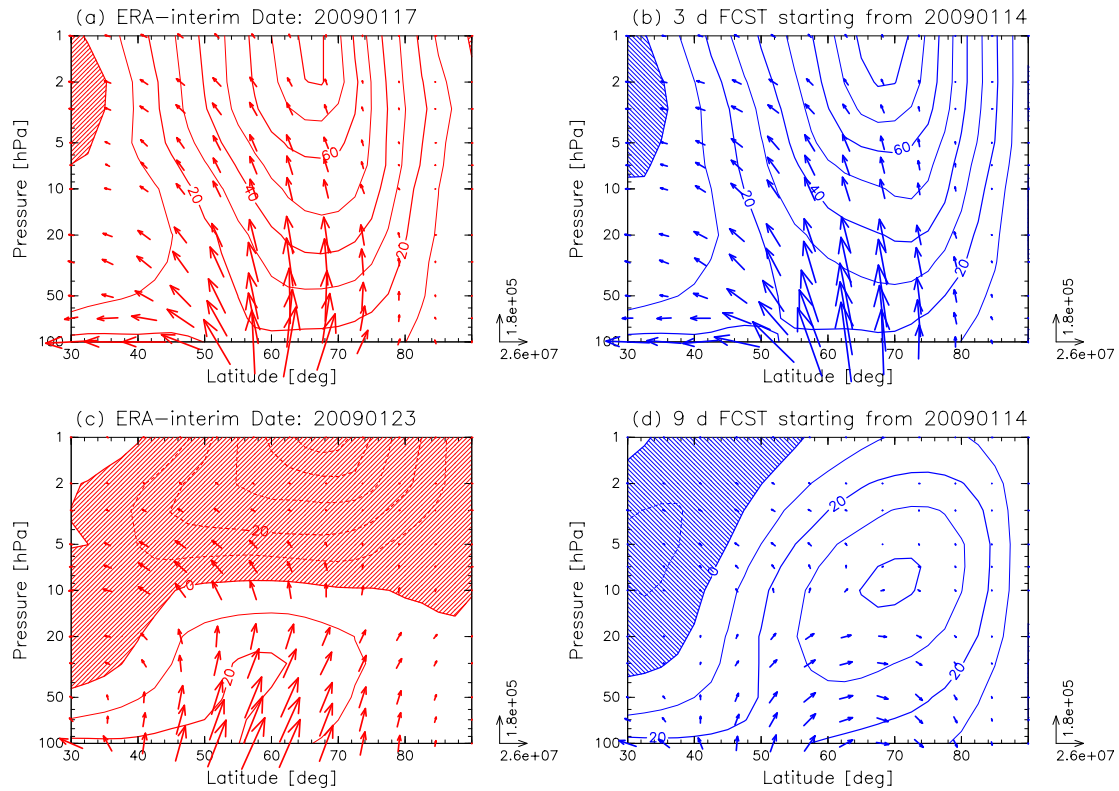


図 6: 帯状平均帯状風 (等値線, m/s) と E-P フラックスベクトル (矢印, kg/s^2) の子午面図. 緯度 30 度以北, 高度 100 hPa から 1 hPa までの領域を表示. 左列が解析値, 右列が SSW ピーク 10 日前を初期日とする予報のアンサンブル平均値を示す. 上段が 1 月 17 日, 下段が 23 日の状態を示す. 帯状平均風が東風の領域に斜線を引いた.

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 9 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 10 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 10 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はしておらず, 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

発表の際に, 多くの貴重な意見を頂けたことにお礼申し上げます. なお, 作図には地球流体電脳ライブラリを用いました.

参考文献

Andrews, D., J. Holton, and C. Leovy, 1987: *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, 489 pp.

Ayarzagüena, B., U. Langematz, and E. Serano, 2011: Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different major stratospheric warmings in 2009 and 2010, *J. Geophys. Res.*, **116**, D18114, doi:10.1029/2010JD015023.

Bancala, S., Krüger, K. and Giorgetta, M., 2012: The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. *J. Geophys. Res.*, **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.*, **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.*, **20**(3), 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.*, **137**, 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.*, **67**(6), 2052-2069.

Harnik, N., 2009: Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity, *J. Geophys. Res.*, **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*, **85**(6), 919-925.

Hoffman, R. and Kalnay, E., 1983: Lagged average forecasting, an alternative to montecarlo forecasting. *Tellus A*, **35**, 100–118.

Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.

Kodera, K., H. Mukougawa and A. Fujii, 2013: Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 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. Me-*

- teor.*, **4**, 91-99.
- Lait, L. R. 1994: An alternative form for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **51**(12), 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.*, **22**(6), 1566-1585.
- Martius, O., Polvani, L. M., and Davies, H. C., 2009: Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophys. Res. Lett.*, **36**(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.*, **26**(8), 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*, **84**(1), 165-185.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki, and A. Kitoh, 2012: Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 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.*, **32**(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, 221—233.
- Newman, P., E. Nash, and J. Rosenfield, 2001: What controls the temperature of the arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, **106**, 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.*, **136**(649), 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.*, **24**(24), 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.*, **17**(18), 3548-3554
- Shaw, T. A. and Perlwitz, J., 2013: The Life Cycle of Northern Hemisphere Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere. *J. Clim.*, **26**, 1745—1763.
- Toth, Z. and Kalnay, E., 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 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.*, **115**, D06108.
- Yabu, S., Mizuta, R., Yoshimura, H., Kuroda, Y. and Mukougawa, H., in press: Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research. *Technical Report of the Meteorological Research Institute*.