

成層圏での惑星規模波反射現象の予測可能性: 2014年2月の事例

野口 峻佑¹・向川 均²・黒田 友二³・水田 亮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 気候研究部)

1 はじめに

冬季成層圏循環は、極を取り巻くように流れる西風(極夜ジェット)によって形成される、成層圏周極渦の変動によって特徴付けられる。この極渦の変動に伴う影響は、成層圏だけでなく、対流圏にも及んでいることが、近年いくつかの研究により明らかになってきた。例えば、Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) によって示された、数ヶ月の時間スケールでの、環状モード変動の成層圏から対流圏への伝播という描像は、その中でも特に顕著なものである。この描像は成層圏を介した季節予報精度向上の可能性を示唆することから、多くの研究を刺激し、下方影響の詳細 (e.g. Mitchell *et al.* 2013, Hitchcock and Simpson 2014) および対流圏予報精度への影響 (e.g. Mukougawa and Hirooka 2007, Mukougawa *et al.* 2009, Kuroda 2010, Sigmond *et al.* 2013) について、現在も調査が進められている。環状モードの成層圏から対流圏への下方伝播のメカニズムについては、様々な研究が行われている (e.g. Haynes *et al.* 1991, Kuroda and Kodera 1999, Ambaum and Hoskins 2002, Song and Robinson 2004, Wittman *et al.* 2007) が、未だその結論の一致をみていない。しかしながら、成層圏での波と平均流との相互作用の結果、平均流の変動中心もしくは相互作用の中心領域が下方伝播しているのは、確かな事実である。

一方で、波の下方伝播の影響に着目した研究もいくつか存在する。例えば、Perlwitz and Graf (2001) や Perlwitz and Harnik (2003, PH03) は、成層圏で反射された波数1の惑星規模波に着目し、主成分分析や特異値分解などの統計解析手法を用いて、反射の影響が約1週間後に対流圏に及ぶことを示している。これは、上記の環状モードの下方伝播と比べて短い時間スケールではあるが、その実体はより明確であり、この過程を通じて成層圏が対流圏へ及ぼす影響も解析しやすい。また、成層圏循環の比較的長い予測可能期間を考慮すると、この惑星規模波の下方伝播の理解は、季節予報の精度向上にも役立つと考えられる。

なお、PH03 は、Harnik and Lindzen (2001) などで導入された、波の伝播特性を表す指標 (e.g. Matsuno 1970) の改良版を用いた解析を行い、反射イベントの起きやすい帯状風構造の1つのタイプを提示している。このタイプは、高度5 hPaあたりでの帯状風の鉛直シアが負となる特徴的な帯状風構造を持つ。またその後、惑星規模波が反射しやすい冬とそうでない冬があることを示す統計解析 (Perlwitz and Harnik 2004) や、南北半球での比較解析 (Shaw *et al.* 2010)、惑星規模波の下方反射イベントのライフサイクルを示す合成解析 (Shaw and Perlwitz 2013) などの研究が続いている。しかしながら、上記の一連の研究では、主に波数1の波成分に着目した統計的解析に留まっていることに注意すべきである。

これに対し、Kodera *et al.* (2008) は、2007年2月の成層圏突然昇温(SSW)の後に起きた惑星規模波の反射事例に対して、波活動度の東西-鉛直方向への伝播の様子とその対流圏への影響を明瞭に示している。すなわち、彼らの解析によって、この事例では、東半球から上方伝播した惑星規模波束が成層圏で東向きに伝播し、さらに北米大陸上で下方伝播していたことが初めて明らかになった¹。なお、この伝播経路に従い、経度-高度断面でみた高度場偏差は、太平洋上に高気圧性偏差を持つ扇形の構造を示す。また、彼らは、北米大陸上で下方伝播した惑星規模波束が、北米東岸に寒波をもたらした低気圧性偏差の発達に寄与していた可能性も指摘している。さらにKodera *et al.* (2013) は、複数事例についての解析結果から、経度-高度断面における高度場偏差の位相が、高さとともに西傾する状態から東傾する状態に転じる時、すなわち惑星規模波の伝播方向が上方から下方に転じる時、北太平洋域の成層圏に位置する気圧の峰が、対流圏でのブロッキング高気圧の形成に寄与する可能性を指摘している。

以上に挙げた研究により、成層圏で反射した惑星規模波が対流圏循環に有意な影響を与えている

¹この事例で明らかにされた伝播経路は、波活動度の3次元伝播の気候学的な描像とも一致している。いくつかの論文では、このような波活動度の伝播経路を“Stratospheric Bridge”、北米-北大西洋の波活動度の下方伝播領域を“Wave Hole”と呼んでいる (e.g. Zyuilyaeva and Zhadin 2009, Jadin 2011)。

ことが、明らかになりつつある。しかしながら、惑星規模波が成層圏で反射する条件について、有効な解析を行った研究はほとんど存在しない。例えば、PH03 は反射事例で出現しやすい成層圏での帯状風構造の1つを提示しているが、それは反射が起こった際の状況証拠であり、そのような帯状風構造が存在する場合に必ず惑星規模波が反射するわけではない。一方で Harnik (2009) は、再解析データを用いて、PH03 が提示した帯状風構造に関する指標により反射イベントを、Charlton and Polvani (2007) の SSW 判定手法により吸収イベントを抽出し、両集団の比較を行っている。その結果、両者には、対流圏から成層圏へ貫入してくる波活動度パルスの持続時間に違いがあることを指摘している(すなわち、反射イベントでは持続時間が短い)。ただし、このような解析では、上方伝播する波活動度の大きさは、成層圏の状態に大きく依存するという事実も考慮すべきである(e.g. Scott and Polvani 2004, 2006)。すなわち、成層圏へ貫入する波活動度の持続時間は、成層圏での反射や吸収とも関連する惑星規模波の鉛直構造にも大きく依存する可能性がある。したがって、持続時間のみを指摘することによって、反射の前駆現象の特定と言えるかは明らかではない。また、統計解析においては、結果は反射や吸収イベントの抽出方法にも大きく依存する可能性がある。このため、反射の前駆現象を特定するためには、Kodera *et al.* (2008) のように、まず、顕著な反射イベントにおける惑星規模波の伝播特性を詳しく解析すべきであると考えられる。そこで、本研究では、2014年2月に生じた顕著な惑星規模波の反射事例に対して、アンサンブル予報実験を実施し、その結果の詳細について解析を行った。

まず、図1を用いて、2014年2月に生じた惑星規模波の顕著な反射事例の特徴を概観する。図1bの色で示した Eliassen-Palm (E-P) フラックス (Andrews *et al.* 1987) の鉛直成分の時間変動から、この事例では、1月下旬より波活動度が対流圏から成層圏へと貫入し、2月上旬の極域の昇温と極夜ジェットのスロウダウンを引き起こしていることがわかる。ただし、その変動は高度10 hPaより上空の上部成層圏に留まり、高度10 hPaにおける帯状風も西風から東風に転じていないため、この昇温イベントは大昇温 (Major Warming) ではなく小昇温 (Minor Warming) と判定される。このイベントの東風・昇温ピークは2月8日であり、この日を境に、成層圏

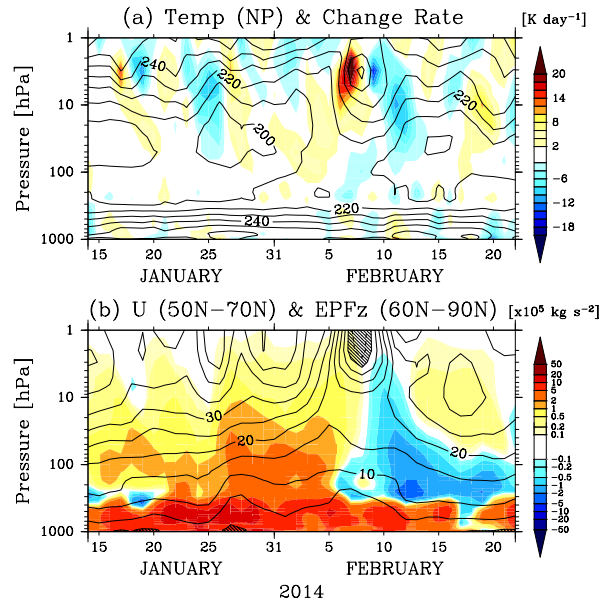


図1: 2014年1月14日から2月22日までの時間-高度断面図。(a) 北極気温(等値線, 10 K 間隔)とその1日毎の変化率(色塗り, K day⁻¹)。 (b) 帯状平均帯状風(等値線, 5 m s⁻¹ 間隔, 北緯50度から70度での平均)とE-Pフラックスの鉛直成分(色塗り, kg s⁻², 北緯60度以北での平均)。

での波活動度の伝播方向は上向きから下向きに転じ、上部対流圏でも顕著な下向き伝播の状態が続いている。これより、この事例における惑星規模波の反射は、小昇温のピーク日付近で発生したと考えられる。なお、このイベントにおいて、下部成層圏におけるE-Pフラックス鉛直成分から見積もられる高緯度での波活動度の下向き伝播量は、過去最大級の大きさを持つ²。また、Kodera *et al.* (2008) の報告したような、太平洋を中心とした扇型の高高度場偏差と北米大陸上空での波活動度の下向き伝播も観測されている(図示せず)。したがって、このイベントは顕著で典型的な惑星規模波の反射事例であったと言える。

本研究では、このイベントに対して、アンサンブル予報実験を行い、成層圏での惑星規模波反射現象の予測可能期間を特定する。また、反射の予測に関し、アンサンブルメンバー間のばらつきが大きくなった予報に対して、合成解析などの手法を用いた詳細な解析を行い、反射の前駆現象を特定することを試みる。なお、SSWの予測可能性について、毎週2回(水曜と木曜)実施される気象庁現業

²例えば、高度100 hPa 北緯60度以北のE-Pフラックス下向き成分の大きさは、2014年2月12日では日平均値で第3位、同時期での15日積算値は第1位を記録した(1958年以降のJRA-55再解析データを用いた統計調査結果)。

1ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析 (e.g. Mukougawa *et al.* 2005) がこれまでに行われているが、本研究の予備解析として、同じデータを用いて、この反射事例の予測可能性を調査したところ、惑星規模波の反射現象の時間スケールは SSW に比べて短いため、初期値が週に2個しかない現業アンサンブル予報データからは、その予測可能性の時間変動を十分に捉えることができなかった。そのため、以下に述べるように、本研究では毎日12UTCを初期時刻とする稠密なアンサンブル再予報実験を行った。

2 実験設定

本研究で実施した予報実験では、気象研究所大気大循環モデル (MRI-AGCM, Mizuta *et al.* 2006, 2012) を用いた。モデルの設定は、気象庁の現業1か月予報と同様とし、水平解像度は TL159 (格子間隔は約 110 km)、モデル上端は 0.1 hPa、鉛直層数は 60 層とした。オゾン量は帯状平均気候値を与えた。また海面水温として、初期時刻に観測された偏差を時間変動する気候値に加えた値を指定した。

各予報の積分期間も現業と同様に 34 日とし、各日 12 UTC を初期時刻とした。摂動を含む初期値は、気象研究所アンサンブル予報システム (MRI-EPS, Yabu *et al.* 2014) により作成した。この 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) 法 (Toth and Kalnay 1993) を採用している。まず、MRI-EPS に

より 12 モードの摂動を生成し、それらを符号を加味して、解析値として用意した ERA-Interim 再解析データ (Dee *et al.* 2011) に付け加えることにより、各初期時刻に 25 個の初期値 (摂動を含まないコントロールメンバー 1 個、摂動を含むメンバー 24 個) を用意した。

図 2 にて、実施したアンサンブル予報実験を概観する。まず、本事例では、小昇温のピーク日である 2月8日 (図 1 参照) を基準にして、各予報結果を記述する。また、気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報 (水曜開始分) は、ピーク日の前には、1月22日 (17日前)、29日 (10日前)、2月2日 (3日前) に実施されているので、本研究では、この間を埋めるように、1月22日から2月2日までの15日間を毎日を初期日として、アンサンブル再予報を実施した。

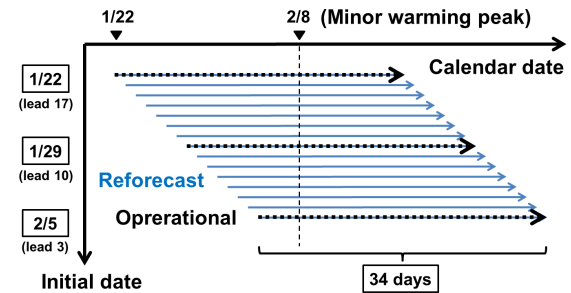


図 2: 実施したアンサンブル予報実験の概観図。横軸にカレンダー日、縦軸に予報開始日を取り、青矢印で実施した各再予報を表す。黒点線の矢印で気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報 (水曜開始分) を表す。

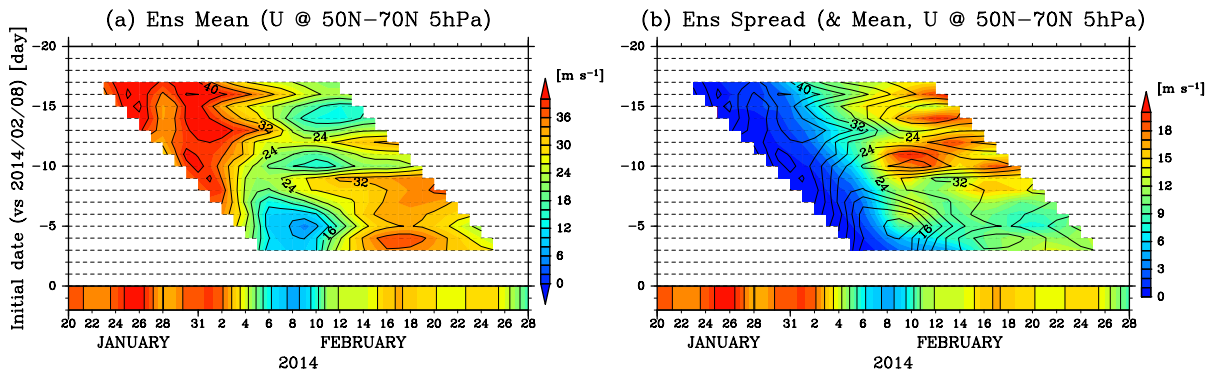


図 3: 高度 5 hPa における帯状平均帯状風 (北緯 50 度から 70 度での平均) の予測結果の概観図。(a) 予測のアンサンブル平均値を図 2 と同じ形式で表示。合わせて、枠内下段に解析値を表示。等値線間隔は 4 m s^{-1} 。(b) 色塗りで予測のアンサンブルスプレッドを表示。等値線と枠内下段の解析値は (a) と同じ。予報 21 日目までを描画。

3 結果

3.1 反射現象の予測可能期間

まず、実施したアンサンブル予報の結果を概観し、2014年2月の惑星規模波の反射事例が、何日前から予測可能であったかを調べる。ここで問題となるのは、反射の予測の成否をどのような指標で判断するかである。我々は、本研究では、高度5 hPaにおける北緯50度から70度で平均した帯状平均帯状風が減速から加速に転ずることが、成層圏での惑星規模波の反射が生じたことを示す指標になると考えた。これは、成層圏へ上方伝播してきた惑星規模波が成層圏で吸収されると(反射されると)、東風加速を生ずる(生じない)ため、この指標は成層圏における惑星規模波の反射の有無と緊密に関連すると考えるためである。一方、上部対流圏および下部成層圏における波活動度の鉛直成分が下向きになることが反射の指標と考えられるかもしれない。しかし、成層圏での波活動度自体が、反射後も対流圏から上方伝播してくる成分を反映して変動するため、その変動と反射予測の成否とは、必ずしも対応しない可能性がある。そのため、ここでは上部成層圏における帯状平均帯状風の変動傾向に着目する。

図3(a)に、図2と同様の形式で、アンサンブル平均予測値を示す。枠内下部には解析値を示している。まず、解析値では、2月初旬以降の西風減速が顕著になるが、この減速傾向は、小昇温ピーク日(2月8日)を境に加速傾向に転じ、2月中旬には西風が回復していることがわかる。一方、アンサンブル平均予測値では、この傾向が、少なくとも、ピーク日の7日前(2月1日)以降を初期日とする予報で、再現されていることが確認できる。なお、減速後の西風の回復に着目すると、その傾向は、ピーク日の12日前から10日前(1月27日から29日)を初期日とする予報でも、再現できている。ただし、予測された回復傾向は、解析値のそれよりも若干不明瞭である。また、その後のピーク日の8日前と9日前(1月30日と31日)を初期日とする予報では、西風の減速が弱く、実際よりも早く西風が回復する。

図3(b)に、予測値のアンサンブルスプレッド(メンバー間での標準偏差)の大きさを示す。まず、この図より、ピーク日の12日前から10日前を初期日とする予報では、ピーク日直後に大きなスプレッドの値を示していることがわかる。一方、ピーク日の9日前以降を初期日とする予報では、スプレッド

の値は急激に小さくなる。例えば、予報10日目付近のスプレッドに着目すると、前者の予報でのスプレッドの大きさは 15 m s^{-1} 以上であるが、後者の予報では 10 m s^{-1} 以下である。以上より、上部成層圏における帯状平均風が昇温ピーク日付近で減速から加速に転ずる傾向を確実に捉えられるようになるのは、ピーク日の10日前以降であると推測できる。

なお、ここで見られた大きなスプレッドは、西風の減速が小昇温ピーク日までに消失し小昇温を予測したメンバーと、消失せずにほぼ東風に転じる大昇温を予測したメンバーとが、混在することによって現れていることがわかった(図4、後述)。これ以降、この大きなスプレッドを示した、小昇温ピーク日の12日前から10日前(1月27日から29日)を初期日とする予報を用いて、惑星規模波の反射が生じた要因について分析する。すなわち、75メンバー(25メンバー×3初期日)のサンプルから、反射か否(吸収)かによる合成解析を行う。

ところで、ピーク日の8日前と9日前を初期日とする予報では、スプレッドの値こそ小さいが、アンサンブル平均予測値の誤差はその直前の予報よりも大きくなっている。これは、コントロールランに用いた解析値の影響が大きいためである可能性が考えられる。なぜなら、この予報では、摂動ランの多くが、コントロールランと同様に、実際よりも早い西風の回復傾向を予測しており、予測傾向の解析値への依存性が大きいと考えられるためである。この点については、4章で詳しく論ずる。

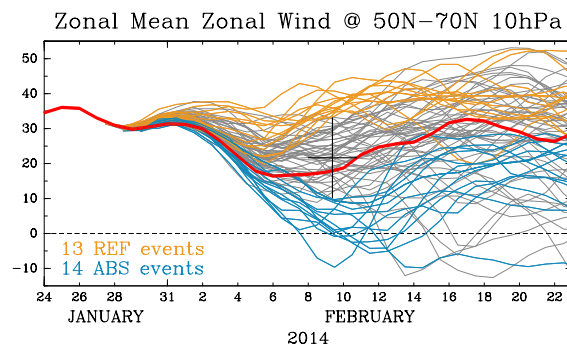


図4: 高度10 hPaにおける帯状平均帯状風(北緯50度から70度で平均)の時系列。赤線で解析値を、灰線で1月27日から29日を初期日とするアンサンブル予報の各メンバーの予測値(全75個)を示す。図中の黒十字の横線で示した期間(2月8日から10日の3日間)の平均値が、予測値の集団平均 ± 1 標準偏差(黒十字の縦線)を上(下)回る13(14)メンバーを橙(青)色で着色した。以降、それぞれをREF(ABS)集団と表記する。

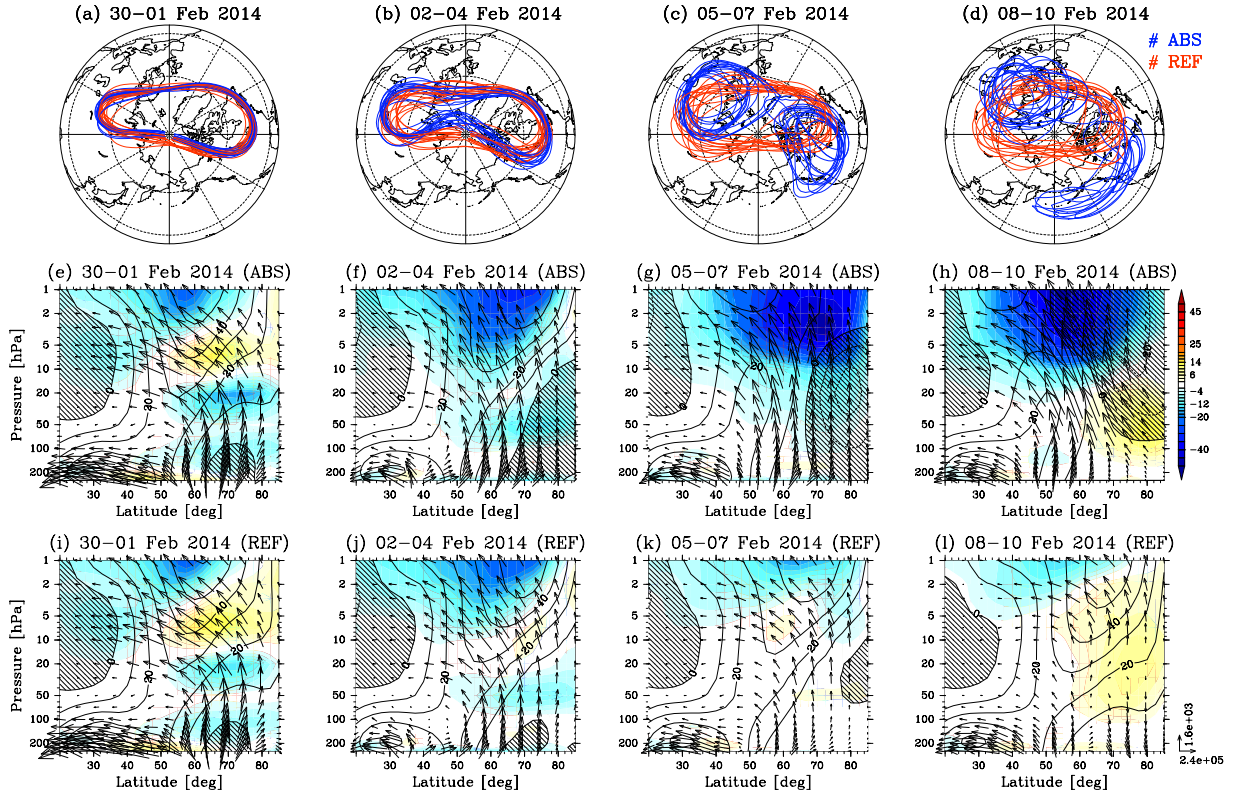


図 5: (a-d) 850 K 等温位面における Lait PV (本文参照) の 36 PVU 等値線のスパゲッティ. 青 (橙) 線で ABS (REF) 集団に属するメンバーの予測値を示す. (e-h) ABS 集団で平均した帯状平均帯状風 (等値線; 間隔 10 m s^{-1}), E-P フラックスベクトル (矢印; 単位は $\text{Pa}^{-0.5} \text{ kg s}^{-2}$, 圧力の平方根で鉛直方向に規格化して表示), 及びその収束発散 (色塗り; 単位は $\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$) の予測値の緯度-高度断面図. 帯状平均風が東風の領域には斜線を引いた. (i-l) (e-h) に同じ. ただし, REF 集団での平均値. 各図は左列から順に, 1月30日から2月1日, 2月2日から4日, 5日から7日, 8日から10日の3日平均値を示す.

3.2 合成解析

図4に, 以降の解析で用いる, 上記の75メンバーの高度10 hPaにおける帯状平均帯状風(北緯50度から70度での平均)の予測値の時系列を示す. この領域における帯状平均帯状風の強さは, 極夜ジェットの強さを良く代表している. ただし, 図4では, 図3に比べてやや低高度領域の帯状平均風を図示していることに留意せよ. ここで, 2月8日から10日までの3日間で平均した帯状平均帯状風の予測値が全75メンバーの集団平均 ± 1 標準偏差 (図中の黒十字の縦線) を上(下)回る13(14)メンバーを, 反射(吸収)集団として抽出した. 以下, それぞれを REF (ABS) 集団と呼び, 対応する予測値を橙(青)色の線で示す. また, 赤線は解析値の時系列を示す. 解析値で西風が回復する時期は REF 集団よりも遅いため, 2月9日付近に着目すると, 解析値の振る舞いはどちらかと言えば ABS 集団に近い.

したがって, 以下で示す REF/ABS 集団の合成図のいずれも, 現実起きた事象を必ずしも忠実に再現しているわけではないことに留意せよ. ここでは, 現実との比較よりも, むしろ予報モデル内で生じた惑星規模波の反射/吸収集団を比較することにより, 反射過程の詳細を吟味していく.

REF/ABS 集団の振る舞いの違いをみるために, 図5 (a-d) に, それぞれの集団に属する各メンバーの, 850 K 等温位面 (おおよそ高度 10 hPa に相当) における極渦の縁に相当する等渦位線 (36 PVU) の予測値を示す. ここでの渦位には, Lait (1994) や Matthewman *et al.* (2009) に従い, Ertel のポテンシャル渦度を鉛直方向に温位の重み付けにより変形したものを用いた. この図から, ABS (青線) 集団と REF (橙線) 集団の区別は, 形態的には成層圏周極渦が2つに分裂するか否かに対応していることがわかる.

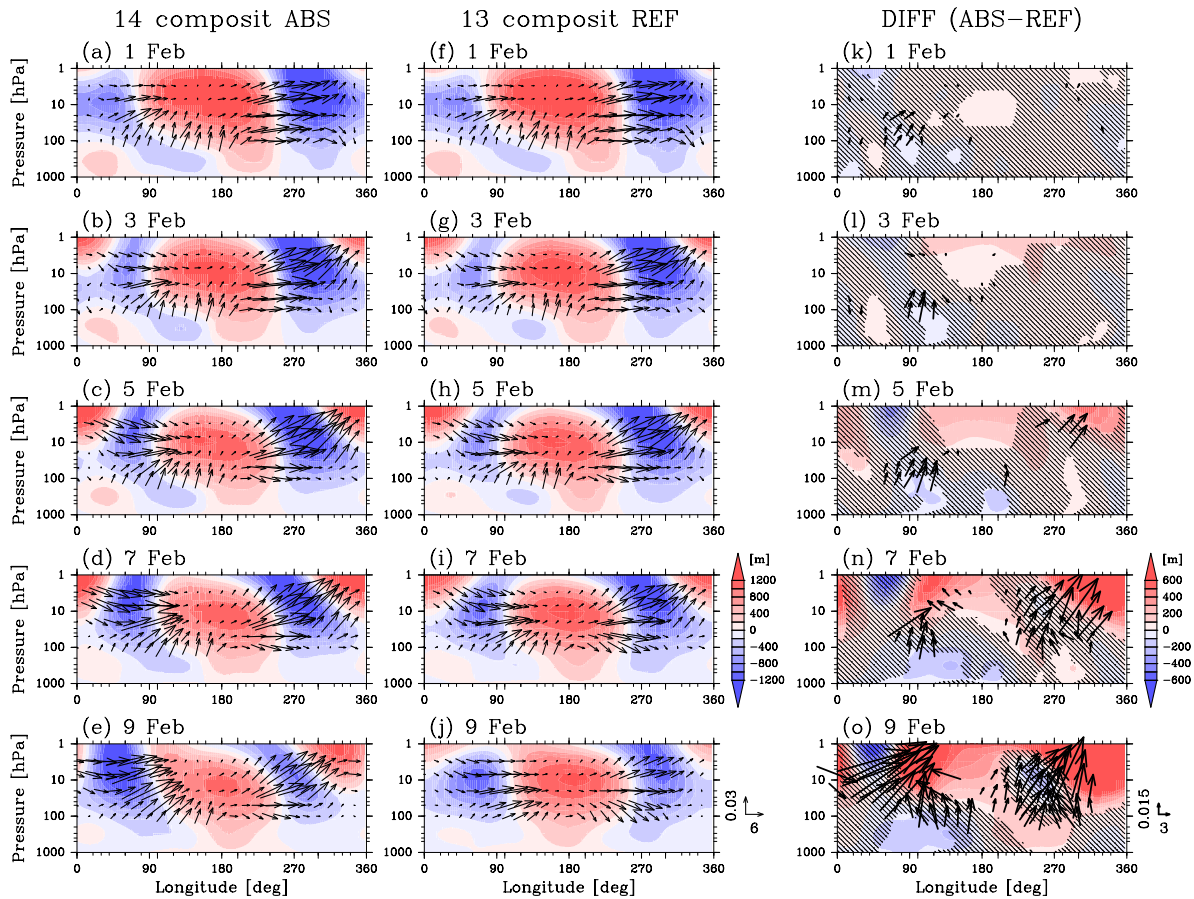


図 6: 北緯 60 度以北で平均した、高度場の帯状平均からの偏差 (色塗り; 単位は gpm) と Plumb フラックスベクトル (矢印; 単位は $\text{Pa}^{-0.5} \text{m}^2 \text{s}^{-2}$, 圧力の平方根で鉛直方向に規格化して表示) の経度-高度断面図. (a-e) ABS の集団平均. (f-j) (a-e) と同じ. REF の集団平均. (k-o) 両集団の差 (ABS - REF). 東西平均場を含む高度場の差を色塗りで示し、その差の統計的有意性が 99 % 以下 (Welch の t -検定で判定) の領域に陰影を施した. Plumb フラックスベクトルの差を矢印で示し、その鉛直成分の差が 99 % 以上有意なものについてのみ表示した. 上段から順に、2 月 1 日、3 日、5 日、7 日、9 日の予測値を示す.

図 5 (e-h) と (i-l) に、ABS 集団と REF 集団のそれぞれで集団平均した、帯状平均帯状風と波活動度フラックスの予測値の子午面図を示す. この図より、2 月 5 日以降、ABS 集団では上部成層圏での波活動度フラックスの収束が顕著となり、東風の領域が広がっていることがわかる (図 5 g, h). それに対し、REF 集団では成層圏で西風が維持され、波活動度は高緯度の下部成層圏で下向きに伝播している様子を見ることができ (図 5 l).

1 月末 (図 5 e, i) には、両集団ともに、北緯 70 度付近の西風が高さとともに急激に強くなっており、中部成層圏で惑星規模波の反射面が形成されやすい帯状風構造であったことがわかる. 実際、波数 1 の惑星規模波に対する屈折率の自乗 (e.g. Matsuno

1970; 図示せず) は、この領域で負となり、この枠組みでは、惑星規模波は伝播できないことが示唆される. REF 集団では、この帯状風構造がその後も持続し、小昇温ピーク日 (2 月 8 日) 付近で、波活動度の伝播方向が正味で下向きに転じたと捉えることができる.

2 月 2 日から 4 日付近での、ABS 集団と REF 集団の帯状風構造の違いを詳しく吟味すると、高緯度域での東風領域の現れ方に違いがあることがわかる (図 5 f, j). ABS 集団では、下層から上層へと極側の東風領域が延伸し、それが前述した、成層圏上層における顕著な波活動度フラックスの収束と関連していることが示唆される. この東風は、図 5 (b) の青線で示されるように、極渦の中心が北極から

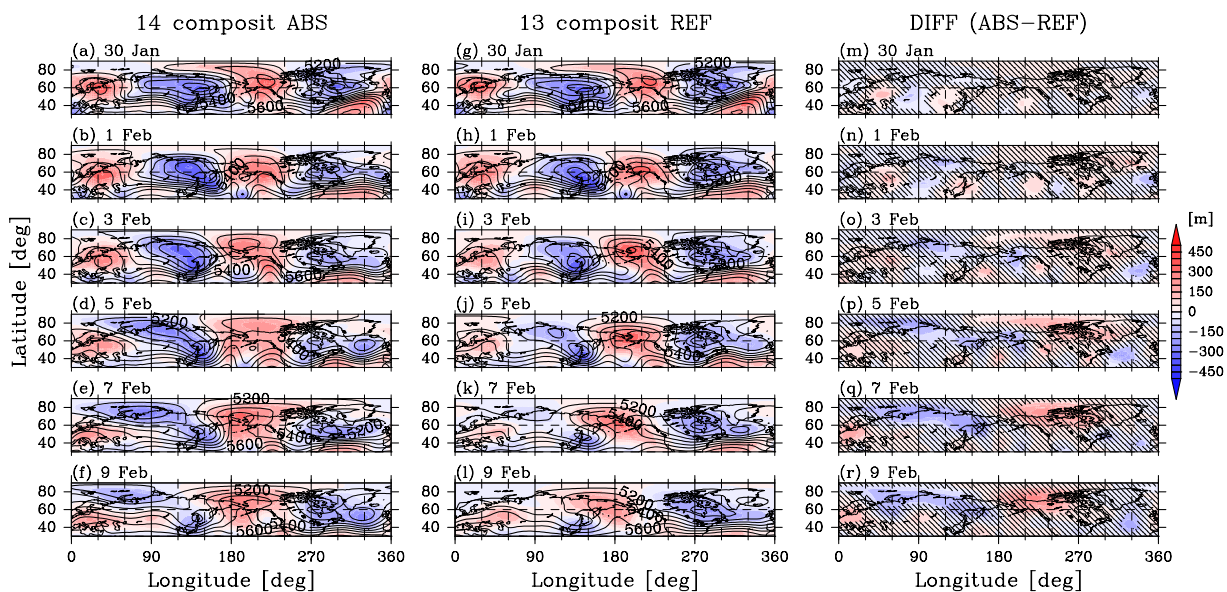


図7: 図6と同様。ただし、500 hPaにおける高度場(等値線; 間隔 100 gpm)とその帯状平均からの偏差(色塗り)の経度-緯度断面図。右列(m-r)で、両集団での高度場の差(ABS - REF)の統計的有意性が99%以下(Welchのt検定で判定)の領域には陰影を施した。各図は上段から順に、1月30日、2月1日、3日、5日、7日、9日の予測値を示す。

変位し、北大西洋側に位置していたことと対応している。この極渦の変位は、北緯80度、日付変更線付近を中心とする高気圧性偏差の増幅に伴うため、中高緯度域における波数1の増幅と関連していることが示唆される。すなわち、ABS集団では、REF集団に比べ、対流圏から伝播する波数1成分の振幅が大きいこと、極渦中心が北極から変位し、波数1の惑星規模波も成層圏上層で碎波し、大きな東風加速がもたらされたと考えられる。

次に、図6を用いて、両集団における経度-高度断面での惑星規模波の伝播特性の違いを吟味する。この図は、高度場の帯状平均からの偏差とPlumb (1985)の波活動度フラックスの東西-鉛直成分を示している。ABS集団での平均を左列(図6 a-e)に、REF集団での平均を中列(図6 f-j)に示す。右列(図6 k-o)は、帯状平均成分を含む高度場の両集団平均の差(ABS - REF)を示し、Welchのt検定に基づいて、その差が統計的に有意でない(99%以下)と判断された領域に陰影を施した。また、Plumbフラックスの差を、その鉛直成分の差が99%以上統計的に有意な場合のみ、矢印で示している。

まず、図6(a, f)に、予報5日目から7日目に相当する、2月1日におけるABS/REF集団の高度場

偏差を示す。この図から両者の空間構造はほぼ同じで、対流圏で波数2、成層圏は波数1成分が卓越していることがわかる。これは、冬季気候場の特徴ともおよそ一致する。ただし、ヨーロッパ域でのブロッキングを反映した強い高気圧性偏差と、その上空で位相が高さとともに大きく西傾する低気圧性偏差の存在は、気候場と比べて特徴的であり、そこから波活動度が成層圏へと上方伝播している。また、両集団の差(図6 k)をみると、REF集団では、ABS集団に比べ、この上方伝播が対流圏界面付近で有意に弱くなっていることがわかる。なお、この時期には、成層圏での高度場に顕著な違いは見られない。これより、両集団間には、対流圏から成層圏へ貫入する波活動度の有意な違いが、成層圏循環に大きな違いが生まれる時期より前に、既に存在していたことがわかる。

その後の2月3日、5日(図6 l, m)には、この波活動度の違いと対応して、太平洋域上空の成層圏における高気圧性偏差の振幅の違いが顕著になる。また、同時に対流圏高度場偏差にも有意な違いが現れ始め(図6 b, c, g, h)、ABS集団では、REF集団に比べて、東半球での高度場偏差(ヨーロッパ域でのブロッキングを反映した気圧の峰、およびその下

流域のユーラシア大陸上空での気圧の谷) が大きい状態が持続している。また、西半球側において、REF 集団での惑星規模波の伝播方向が、東向きから下向きへとより明瞭に変化し始め、北米大陸上空における気圧の谷の、成層圏から対流圏への下方への延伸もより明瞭となる。

さらに、2月7日(図6n)以降、両集団間で、北米大陸上空での波活動度の鉛直伝播に有意な違いが現れ始める。ABS 集団におけるユーラシア大陸上空での気圧の谷の持続傾向(図6e)と、REF 集団における北米大陸上空での気圧の谷の発達(図6j)がより明瞭となり、これらの違いが、対流圏で波数1の構造を持つ有意な高度場の差(図6o)をもたらしている。

次に、図7に、対流圏中層(500 hPa)における高度場の水平分布を示す。まず、この図から、両集団間の有意な違いとして、対流圏での波数1の構造が、北緯60度よりも極側に出現しているのを確認でき(図7p-r)、先程図6で見られた特徴は、高緯度域で卓越するものであることがわかる。また、ヨーロッパ域に存在するブロッキングの減衰が、REF 集団ではABS 集団に比べ、若干早いことは認められるが、両者の違いは、その下流側のユーラシア大陸上空でより顕著である。例えば、1月30日や2月1日には、そこでの、空間スケールのより小さな総観規模擾乱(東西波数4-6程度)の違いが有意である(図7m, n)。なお、このような違いは、図6(k)においても確認できる。

この総観規模擾乱の振幅は、対流圏で卓越している波数2の振幅に比べるとかなり小さい(おおよそ振幅300 gpmに対して60 gpmで、5分の1程度)が、この擾乱は、成長するに従い、東半球において対流圏から成層圏へと繋がる気圧の谷の構造を大きく変え、惑星規模での波活動度の上方伝播の大きさにも有意な違いをもたらす。これは、図6に示した高度場偏差の経度-高度断面でも確認できる。すなわち、REF 集団では、ABS 集団に比べ、東経90度付近の上部対流圏に存在する負の高度場偏差が小さい(図6k, l)ため、この気圧の谷は、より順圧的な構造(図b, g)となり、そこでの波活動度の上方伝播もより弱くなる。このため、REF 集団では、極東域(東経150度付近)においてのみ、下部成層圏で顕著な上方伝播が存在する。これに対し、ABS 集団では、ユーラシア大陸西部から極東域までの東半球の広域で顕著な上方伝播が認められる。したがって、この予報初期の対流圏ユーラシア域における総観規模擾乱の振幅の違いが、その後、惑

星規模波の上方伝播に有意な違いをもたらしたことが示唆される。なお、この予報初期の高度場での総観規模の違いが、小昇温ピーク日直後の高度10 hPaにおける帯状平均帯状風の強さの違いと有意に関係していることは、アンサンブルメンバー間のラグ相関解析からも確認できる(図示せず)。

また、予報初期にアラスカ域に存在するブロッキングについて着目すると、ABS 集団では、高気圧性偏差の中心が、2月5日以降も日付変更線より東に位置している様子がみられる。これに対し、REF 集団では、高気圧性偏差の高緯度側が西へシフトし、極東域上空で南北の双極子構造を持つ、いわゆる西太平洋(WP)テレコネクションパターン(Wallece and Gutzler 1981)が形成され始めていることがわかる。これより、成層圏で惑星規模波が反射するか否かが、対流圏極東域での天候パターンにも重要な影響を与えていることが示唆される。

4 議論と考察

4.1 反射現象の予測可能性

本研究では、2014年2月8日付近に生じた、惑星規模波の成層圏での反射事例の予測可能性を明らかにするため、毎日25メンバーのアンサンブル再予報実験を実施し、そのスプレッドの大きさの予報開始日に対する依存性について解析を行った。その結果、反射が生じた日の10日前以降を初期日とする予報では、スプレッドの値が、それ以前を初期値とする予報よりも顕著に小さくなったため、この反射事例の予測可能な期間は10日程であると見積もることができる。

ただし、反射が生じた日の8日前と9日前を初期日とする予報のアンサンブル平均予測値の誤差は、その直前を初期値とするものよりも大きかった。この原因としては、初期値として用意した解析値や初期摂動に問題があった可能性がある。例えば、本研究で行った予報実験では、気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報システムと同じ仕様のBGM法によって生成された初期摂動を用いているが、この初期摂動は成層圏で必ずしも適切な擾乱を表現しているとは言い難い。なぜならば、この仕様では、高度100 hPaよりも上空で、通常のBGM法で生成される摂動に対して気圧の関数を乗じ、摂動の振幅を意図的に減衰させているため、たとえ成層圏で成長モードとして大きな振幅を持つ擾乱が存在する場合でも、そのような擾乱は適切に表現されない

ためである。また、上部成層圏はモデルバイアスの大きい領域であり (e.g. Noguchi *et al.* 2014), 観測も限られるため、そこでは初期値として与える解析値が大気の状態から大きくずれ、解析誤差も大きくなっている可能性もある。したがって、アンサンブル予報では通常、解析値の誤差程度の大きさを持つ初期摂動を与えるべきであるが、本予報実験では、成層圏における初期摂動の大きさが、解析誤差よりもかなり小さくなっていった可能性がある。以上の意味で、本予報実験で用いた初期摂動は、成層圏では不適切であったと考えられる。このような影響を明らかにするためには、コントロールランの初期値として用いる解析値を JRA-55 再解析データなどの他の再解析データに変更したり、与える初期摂動を成層圏での摂動生成方法を適切に改良したものに変更するなどして、アンサンブル予報実験を実施する必要がある。

4.2 反射の前駆現象

本研究では、惑星規模波の顕著な反射を示した REF 集団と、反射を示さず東風加速を示した ABS 集団の、合成図の比較解析を行った。その結果、反射が生じる場合には、反射されずに吸収される場合と比べ、対流圏ユーラシア域から上方伝播する惑星規模波の振幅が小さいことが、明らかになった。また、この上方伝播の波源である、ヨーロッパ域でのブロッキングや、その下流域の気圧の谷が、早く減衰する傾向にあることも示された。

この後者の傾向は、波活動度パルスの持続時間が短い(長い)場合に、惑星規模波は成層圏で反射(吸収)される傾向にあるとする、Harnik (2009) の解析結果と整合的である。ただし、波活動度の上方伝播の持続は、対流圏での励起源の持続だけでなく、成層圏循環偏差の影響によって下方伝播する波活動度の存在にも影響されるため、Harnik (2009) の解析結果からは、波活動度パルスの持続期間の短さが反射現象の原因であるとは、必ずしも主張できない。一方、本研究で実施された REF 集団と ABS 集団との比較解析において、成層圏での反射と関係する対流圏の前駆現象が特定された予報初期の段階では、両集団間で成層圏循環に顕著な差は存在しなかった。このため、本研究で特定された前駆現象には、成層圏循環偏差は影響していないと考えられる。以上より、本研究の結果から、2014 年 2 月の反射事例においては、対流圏での惑星規模波の励起源自体の弱さが、成層圏での惑星規模

波の反射に繋がったという、両者の因果関係も含めて主張できる。

ただし、前節で述べたように、本研究で実施したアンサンブル予報実験で与えた初期摂動は、成層圏での解析誤差に比べて小さすぎる可能性がある。このため、合成解析などで特定できる前駆現象は、成層圏よりも対流圏に偏在する可能性が大きく、本研究結果からは、成層圏での惑星規模波の反射を引き起こす前駆現象は、成層圏には存在しないと主張することは難しい。

4.3 反射が対流圏循環に及ぼす影響

本研究により、REF 集団では、成層圏周極渦は分裂せず、また、成層圏での惑星規模波の反射に伴い、対流圏では、アラスカ付近に存在するブロッキングによる高気圧性偏差の高緯度側が西へシフトし、WP パターンに相当する循環偏差場が形成されていた(図 7)ことが示された。一方、ABS 集団では、成層圏周極渦は分裂し、北太平洋域のブロッキングはアラスカ付近に定在的に存在した。この結果は、気候平均場とそれからの偏差で定義される擾乱場(気候偏差場)との干渉という枠組み(e.g. Nishii *et al.* 2009, Smith and Kushner 2012)で、ブロッキングの発生位置と惑星規模波の増幅との関係を調べた Nishii *et al.* (2011) の結果と整合的である。彼らは、東太平洋-アラスカ域でのブロッキング発生に伴い SSW が発生した場合には、ブロッキングは定在的であり、SSW が発生しなかった場合には、ブロッキングは西に変位することを見出した。したがって、前者(後者)は、本研究における ABS (REF) 集団の振る舞いと類似している。

ただし、Kodera *et al.* (2013) でも主張されているように、彼らの解析で用いられた、気候平均場と気候偏差場との干渉という枠組みは、惑星規模波の反射現象の解析には適切ではないと考えられる。これは、反射に伴い波活動度フラックスの鉛直成分が負となる場合、上向きフラックスを伴う気候平均場の存在が、結果の解釈を難しくするためである。一方、本研究で用いた、帯状平均場と帯状平均からの偏差成分という枠組みは、反射が生じた場合でも、より明解な描像を与えることが可能である。なお、REF 集団で見られたアラスカ付近でのブロッキングの西への変位は、再解析データに基づく事例解析によって、この変位が惑星規模波の反射と関連することを見出した Kodera *et al.* (2013) の結果ともよく一致する。しかしながら、惑

星規模波の反射とブロッキングの西進との間の因果関係については、さらに注意深い吟味が必要である。また、ブロッキングの西進は、成層圏の反射が原因ではなく、対流圏に内在する他の力学要因による可能性もあり、成層圏での要因と対流圏での要因とを分離して解析する必要もある。

5 まとめ

本研究では、2014年2月に生じた、成層圏小規模突然昇温(小昇温)時の惑星規模波の反射現象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予報実験を行い、その結果の解析を行った。この実験では、反射現象の予測可能性変動を稠密に解析するため、毎日全25メンバーからなるアンサンブル予報を行った。

その結果、この反射現象は、アンサンブル平均予測値では、少なくとも7日前から開始した予報から、良く再現されていることが示された。また、12日前から10日前に開始した予報のメンバー間の予測スプレッドは、小昇温ピーク日直後に大きな値を示すが、それ以降を初期日とする予報では、スプレッドの値は格段に小さくなった。この大きなスプレッドは、あるメンバーでは成層圏での惑星規模波の反射を予測し、他のあるメンバーでは吸収を予測していたことにより、出現していた。

そこで、この大きなスプレッドを示したアンサンブル予報について、成層圏で惑星規模波が反射されたメンバー(反射集団)と、吸収されたメンバー(吸収集団)とに分けた合成解析を行い、その差を吟味することで、反射の前駆現象の特定を試みた。その結果、反射集団では、吸収集団に比べて、予報初期に、ヨーロッパ域およびユーラシア大陸上空において、成層圏へと上方伝播する惑星規模波の波活動度が、有意に小さいことが明らかになった。また、ヨーロッパ域上空に存在するブロッキングによる高気圧性偏差と、その下流域であるユーラシア大陸上空に存在する低気圧性偏差の持続性が小さい時に、上方伝播する惑星規模波の波活動度は小さい傾向にあることも示された。なお、総観規模の空間スケールを持つ初期の摂動が、これら偏差の持続性や上方伝播する惑星規模波の波活動度に、重大な影響を与えていたことも確かめられた。このように、本研究で解析した惑星規模波の反射現象は、対流圏における惑星規模波の波源が、比較的弱いことにより、生じたと考えられる。ただし、本研究で実施したアンサンブル予報では、成層圏領

域における初期摂動の大きさは、解析誤差よりかなり小さいと考えられるため、この解析では、成層圏領域における初期摂動の役割を過小評価している可能性がある。このため、この解析結果から、成層圏循環偏差が反射の重要な要因である可能性を排除することはできない。

さらに、反射集団では、成層圏で惑星規模波の反射が生じた時期に、対流圏で北米大陸上空の気圧の谷が発達し、また東太平洋-アラスカ域上空のブロッキングが西進していたことが示された。これより、成層圏での惑星規模波の反射は、それに伴う波活動度の下方伝播により、顕著でなおかつ特徴的な、対流圏循環偏差を形成する可能性があることが示唆される。

謝辞

本研究は、小寺邦彦氏(名大太陽地球環境研)・前田修平氏(気象庁気候情報課)との、実況監視中の議論をきっかけとして行われました。多くの貴重な示唆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

- Ambaum, M. H. and B. J. Hoskins, 2002: The NAO troposphere-stratosphere connection. *J. Clim.*, **15**(14), 1969-1978.
- Andrews, D., J. Holton and C. Leovy, 1987: *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- 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 charibingers 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. Clim.*, **20**(3), 449-469.
- Dee, D. P. and Coauthors, 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.

- Harnik, N. and R. S. Lindzen, 2001: The effect of reflecting surfaces on the vertical structure and variability of stratospheric planetary waves. *J. Atmos. Sci.*, **58(19)**, 2872-2894.
- 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.
- Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd and K. P. Shine, 1991: On the "downward control" of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651-678.
- Hitchcock, P. and I. R. Simpson, 2014: The Downward Influence of Stratospheric Sudden Warmings. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3856-3876.
- Jadin, E. A., 2011: Stratospheric "wave hole" and interannual variations of the stratospheric circulation in late winter. *Natural Science*, **3(04)**, 259-267.
- 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.
- Kuroda, Y. and K. Kodera, 1999: Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, **26(15)**, 2375-2378.
- Kuroda, Y., 2010: High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16804.
- Lait, L. R., 1994: An alternative form for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **51(12)**, 1754-1759.
- Matthewman, N. J., J. G. Esler, A. J. Charlton-Perez and L. M. Polvani, 2009: A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Clim.*, **22(6)**, 1566-1585.
- Matsuno, T., 1970: Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **27(6)**, 871-883.
- Mitchell, D. M., L. J. Gray, J. Anstey, P. M. Baldwin and A. J. Charlton-Perez, 2013: The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Clim.*, **26(8)**, 2668-2682.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakagawa, 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., H. Sakai and T. Hirooka, 2005: High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32(17)**, L17806.
- Mukougawa, H. and T. Hirooka, 2007: Predictability of the Downward Migration of the Northern Annular Mode: A Case Study for January 2003. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 861-870.
- Mukougawa, H., T. Hirooka and Y. Kuroda, 2009: Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08814.
- Nishii, K., H. Nakamura and T. Miyasaka, 2009: Modulations in the planetary wave field induced by upward-propagating Rossby wave packets prior to stratospheric sudden warming events: A case-study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 39-52.
- Nishii, K., H. Nakamura and Y. J. Orsolini, 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.
- Noguchi, S., H. Mukougawa, T. Hirooka, M. Taguchi and S. Yoden, 2014: Month-to-month Predictability Variations of the Winter-time Stratospheric Polar Vortex in an Operational One-month Ensemble Prediction System, *J. Meteor. Soc. Japan*, **92(6)**. doi:10.2151/jmsj.2014-603.
- Perlwitz, J. and H. F. Graf, 2001: Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions. *Geophys. Res. Lett.*,

- 28(2)**, 271-274.
- Perlwitz, J. and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Clim.*, **16(18)**, 3011-3026.
- Perlwitz, J. and N. Harnik, 2004: Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *J. Clim.*, **17(24)**, 4902-4909.
- Plumb, R. A. 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42(3)**, 217-229.
- Scott, R. K. and L. M. Polvani, 2004: Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02115.
- Scott, R. K. and L. M. Polvani, 2006: Internal Variability of the Winter Stratosphere. Part I: Time-Independent Forcing. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2758-2776.
- Shaw, T. A., J. Perlwitz and N. Harnik, 2010: Downward wave coupling between the stratosphere and troposphere: The importance of meridional wave guiding and comparison with zonal-mean coupling. *J. Clim.*, **23(23)**, 6365-6381.
- Shaw, T. A. and J. Perlwitz, 2013: The Life Cycle of Northern Hemisphere Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere. *J. Clim.*, **26**, 1745-1763.
- Sigmond, M., J. F. Scinocca, V. V. Kharin and T. G. Shepherd, 2013: Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geoscience*, **6(2)**, 98-102.
- Smith, K. L. and P. J. Kushner, 2012: Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere-troposphere interactions. *J. Geophys. Res.*, **117**, D13107.
- Song, Y. and W. A. Robinson, 2004: Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1711-172.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 2317-2330.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109(4)**, 784-812.
- Wittman, M. A. H., A. J. Charlton and L. M. Polvani, 2007: The effect of lower stratospheric shear on baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 479-496.
- Yabu, S., R. Mizuta, H. Yoshimura, Y. Kuroda and H. Mukougawa, 2014: Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, **71**, 63 pp.
- Zyulyaeva, Y. A. and E. A. Zhadin, 2009: Analysis of Three-dimensional Eliassen-Palm Fluxes in the Lower Stratosphere, *Russian Meteorology and Hydrology*, **34(8)**, 483-490.