極夜ジェット振動の予測可能性と対流圏への下方影響

野口峻佑（気象研究所気候研究部）・向川均（京都大学防災研究所）

1. はじめに

成層圏における循環変動の影響が，対流圏および地表にまで及ぶことが，いくつかの研究によって示され，その詳細について近年も活発に研究が行われている (e.g. Kidston *et al.* 2015 およびその引用文献). その中でも, Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) が描いた，数か月の時間スケールでの，北半球環状モード (NAM) の成層圏から対流圏への下方伝播という過程は，対流圏中長期予報における予測可能性の源として期待されている．実際，これまでに，成層圏における NAM の極端変動，すなわち成層圏周極渦の弱化 (成層圏突然昇温; SSW) と強化 (VI: Lipasuvan *et al.* 2005), 時に開始した予報では，対流圏における予報成績が向上する傾向にあることが報告されている (Mukougawa *et al.* 2009; Sigmond *et al.* 2013; Tripathi *et al.* 2015b). また，季節予報において，北大西洋振動 (NAO) および北極振動 (AO) などの対流圏中高緯度の地表シグナルと，成層圏における極端現象の発現頻度とが，強く結び付いていることが確かめられてきている (Scaife *et al.* 2016; Hansen *et al.* 2016).

成層圏における初期値誤差の成長率は一般に対流圏におけるそれの半分程度 (Stan and Straus 2009; Noguchi *et al.* 2014) であることから，成層圏周極渦変動の予測可能性は概して高い．極端変動の発現についても，例えば, 2 週間前からでも, SSW のタイミングを高い信頼度で予測できることがある (Mukougawa *et al.* 2005). しかしながら，このタイミングには事例によって大きなばらつきがあり (e.g. Tripathi *et al.* 2015a), 極渦崩壊イベントの予測可能期間については，短いものでは 1 週間を下回る場合もある (Noguchi *et al.* 2016). 上記の下方影響過程を通じた予報成績の向上は，成層圏における極端変動発現後に限定的に得られるものであるため，それがどの時点から得られるかをリアルタイムで知るには，成層圏循環の状態とそこからの予測の不確実性を常時把握しておく必要がある．

また，成層圏における極端変動後に，必ずしも NAM の下方伝播がみられるわけでもない．そのため，極端変動 (特に SSW) 後に偏差が対流圏へ伝播する条件を明らかにするために，いくつかの観点から切り分けが試みられている (Zhou *et al.* 2002; Nakagawa and Yamazaki 2006; Mitchell *et al.* 2013; Maycock and Hitchcock 2015; Kodera *et al.* 2016). しかしながら，そもそも，成層圏から対流圏への影響過程について，特にその下部成層圏から地表への影響過程については，そのメカニズムについて様々な研究 (Haynes 1991; Hartley *et al.* 1998; Ambaum and Hoskins 2002, Perlwitz and Harnik 2003; Wittman *et al.* 2007; Kunz *et al.* 2009; Simpson *et al.* 2009) が行われているが，結論の一致をみていない．確かに言えることは，下部成層圏における偏差が長寿命の場合に，対流圏への影響が有意に存在する (e.g. Runde *et al.* 2016) 程度である．

ところで，冬季成層圏には，極夜ジェット振動 (PJO) と呼ばれる長周期の卓越変動が存在する (Kuroda and Kodera 2001). これは，帯状平均東西風偏差のゆっくりとした極向き・下向き伝播 (Kodera *et al.* 1990; Kuroda and Kodera 1999) であり, SSW と VI を要素とするような，極夜ジェットの弱化と強化の準周期的な変動である (Kodera *et al.* 2000; Kuroda 2008). 上部成層圏より 1-2 ヵ月の時間スケールで下方伝播してきた偏差は，対流圏にまで影響を及ぼし，成層圏 NAM と同極性の AO を形成する (Kuroda and Kodera 2004). また, PJO 的な振る舞いは，大規模な SSW 後にしばしば顕著となり，下部成層圏での高温偏差の持続と中間圏からの低温偏差の下降によって特徴付けられる，規則的な振る舞いとしてみることができる (Hitchcock *et al.* 2013). すなわち, NAM の下方伝播の特に成層圏部分は, PJO の一側面として捉えることができ，成層圏における極端変動後の対流圏への影響に着目する際には，長周期の卓越変動である PJO の観点から予報成績を整理するのが有用であると考えられる．

本研究では，この PJO の観点から，成層圏および対流圏における大規模循環変動の予測特性の調査を行う．それにあたって, Kuroda and Kodera (2004) で用いられた，簡便かつ PJO の振る舞いをよく捉えた位相空間を導入する．そして，この位相空間上での状態点の位置毎に，そこから開始した予報における，成層圏状態の不確実性や下部成層圏・対流圏での予報成績の記述を行う．なお，このように，変動の主要成分によって張られる位相空間上で予報特性を評価することは，流れ場に依存した大気運動の予測可能性を定量化するにあたって，有用なアプローチである (Frame *et al.* 2013; Inatsu *et al.* 2013; 2015). 特に，北半球冬季における成層圏循環変動は，季節的に固定された南半球とは対照的に，季節内での内部変動の励起によって特徴づけられる (Kuroda and Kodera 2001) ため，各月などのカレンダー日に固定された観点からでは不明瞭となってしまうような，成層圏における予測可能性の描像の実現が期待できる．また，このような予報成績の整理は，今後 PJO の観点から予報を監視する際の先見情報の提供につながる．

2. データ

解析には, 12 冬半期分 (2001 年 10 月から 2013 年 3 月まで) の気象庁現業 1 ヶ月アンサンブル予報データと, 31 年分 (1979 年から 2009 年まで) の 1 ヶ月ハインドキャストデータ (v1103) を用いた．前者は，毎週水曜・木曜を初期日とする，それぞれ 25 (2006 年 3 月以前は 13) メンバーの予報から，後者は，毎月 10 日・20 日・月末を初期日とする，それぞれ 5 メンバーの予報からなる．積分期間はともに 34 日である．本研究では，前者を典型事例での予測可能性変動と予測の不確実性の全般傾向の解析に，後者を多数事例での予報成績の統計解析に用いた．主に 11 月から

4 月までの変動を対象とした予報成績を評価するために, 10 月から 3 月に開始した予報を用いる. ただし, 2006 年以前の現業予報データの初冬と晩冬には一部欠損が存在する (Noguchi *et al.* 2014 を参照).

気象庁 1 ヶ月予報モデルの解像度は, 水平格子間隔は約 110 km, モデル上端 0.1 hPa, 鉛直層は 60 層である (ただし, 現業予報の 2008 年 3 月より前の期間については, モデル上端 0.4 hPa , 鉛直層数は 40 層). また, 境界条件として, 海面水温は, 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が与えられている.

後述の EOF 解析および予報評価のための解析値としては, 再解析データ JRA-55 (Kobayashi *et al.* 2015) を用いた. 1958 年 11 月から 2013 年 4 月までの 55 冬半期分を利用するが, 気候値としては気象庁定義に合わせた 1981 年から 2010 年までの 30 年分の日別平均値に平滑化処理を施したものを採用する. 平滑化には 9 日移動平均を 3 回繰り返すことを行った.

なお, 成層圏における極端変動の抽出にも JRA-55 を用いた. まず, Charlton and Polvani (2007) に基づき, SSW を 10 hPa における北緯 60 度での帯状平均東西風の逆転により定義した. 判定期間は冬季 (DJF) に限定しないが, 1988 年 3 月のイベントなど 3 月の逆転の一部は, 最終昇温として Bancalá *et al.* (2012) に基づき除外している. イベント生起日は東西風の逆転日である. VI については, 10 hPa における帯状平均東西風 (北緯 50 度から 80 度までの領域平均した極夜ジェットの強さ) の偏差に対して, 15 日移動平均を施し, その値が気候学的標準偏差の 1.5 倍を超えた日を生起日として定義した. ハインドキャスト期間中に抽出された SSW および VI の事例数は, それぞれ 20 および 10 である.

3. PJO 位相空間の導入

PJO は, 簡便には極域温度偏差の下方伝播とし表現することができる. Kuroda and Kodera (2004) は, 北極域温度の気候値からの偏差に対して EOF 解析を行い, 得られた上位 2 主成分 (PC1, PC2) で張られる位相空間 (以降, PJO 位相空間と呼ぶ) を導入した. 本研究もそれにならい, また Hitchcock *et al.* (2013) を参考に, 北緯 70 度以北での領域平均温度の偏差に対して EOF 解析を行い, 以降で用いる PJO 位相空間を定義する.

ここでは, 850 hPa から 1 hPa までの 20 層について, 1981 年 7 月 1 日から 2011 年 6 月 30 日までの, 平滑化処理 (15 日移動平均) を施した連続した日別値データを用いた. 得られた EOF1 および EOF2 (図 1a) は, それぞれ上部成層圏 (2-3 hPa) および下部成層圏 (20-30 hPa) にピークを持つ構造をしている (ここで各 EOF の符号は, ピークが正の値を示すように調節している). それぞれの寄与率は, 58% と 34% と合わせて 90% を超えており, 全分散のほとんどを説明できる. これらはちょうど位相が互いに 4 分の 1 波長ずれたダイポール的な構造をしているため, 温度偏差の下方伝播で表される PJO は, これらの主成分によって張られる PJO 位相空間での反時計回りの運動とみなすことができる.

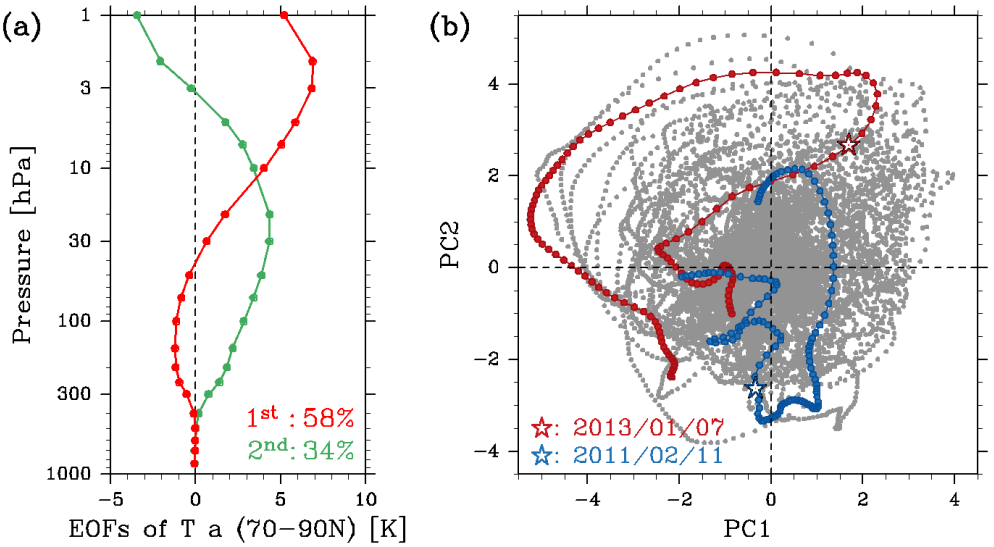

図 1. (a) 極域温度偏差 (北緯 70 度以北の領域平均) の EOF 第 1 および第 2 モードの鉛直プロファイル. 1981/1982 年から 2010/2011 年までの, 15 日移動平均処理を施したデータより計算. 各モードの寄与率をパネル右下に表示. (b) 上記の EOF 上位 2 モードにより定義される位相空間 (PJO 位相空間) 上での状態点の分布図. 1958/1959 年から 2012/2013 年までの拡張冬季 (11 月から 4 月まで) 分を表示. SSW および VI の典型事例時の生起日 (星印: パネル左下に日付を表示) の前/後それぞれ 45/75 日分の軌道を, 赤色および青色で示す.

この空間内での原点からの距離，すなわち $\sqrt{PC1^2 + PC2^2}$ (以降 PJO 振幅と呼ぶ) が大きいほど PJO が卓越している状況であると言え，振幅と位相の 2 つのパラメータで温度偏差の挙動を表現できる．大まかには PC2 が正 (/負) に大の領域が，SSW (/VI) に伴う高 (/低) 温偏差が下部成層圏で卓越している状態に相当する．このような表現は，Madden-Julian 振動 (MJO) に対して外向き長波放射量と水平風 (Wheeler and Hendon 2004)，赤道域での成層圏準 2 年変動 (QBO) に対して帯状平均東西風 (Wallace *et al.* 1993) を用いて行われるものらと同様である．なお，Kodera *et al.* (2000) も PJO に対して帯状平均東西風の子午面分布を用いて同様の表現を行っているが，本研究では簡便さを重視し，北極域温度によるものを採用する．

理想的な PJO は，この PJO 位相空間における周期 3-4 ヵ月程での反時計回りの円運動であるが，現実大気の時間発展は，基本的にこの空間での揺動であり，時折冬季に PJO 的な振る舞いが卓越するというものになる．特に，要素である SSW (/VI) といった短時間での変動は，波強制による急速な開始 (/終息)と放射冷却による緩やかな終息(/開始) として特徴づけられるため (Limpasuvan *et al.* 2004; 2005)，状態点の分布やその移動速度は歪になる．図 1(b) に，PJO 位相空間における 1958/1959 年から 2012/2013 年までの冬半期 (11 月 1 日から 4 月 30 日まで) の全日別状態点の分布と，典型的な SSW および VI 状態となった，2013 年 1 月前後および 2011 年 2 月前後の軌道を示す．どれも平滑化処置 (15 日移動平均処理) を施した温度偏差を EOF1 および EOF2 に投影し，PC1 および PC2 を得ている．以下，これら典型例を用いて，PJO 位相空間内での状態点の移動と，その時の大気状態および予報の振る舞いについて解説する．

4. 極渦極端変動の典型事例時の予報成績変動

図 2 に上述の SSW (左列) および VI (右列) 事例時の日平均循環場の時間発展と予報成績の変動の様子を示す．上 2 段のパネルが，帯状平均東西風と E-P フラックス鉛直成分 (Andrews *et al.* 1987) の気候値からの偏差 (図 2 a, e) および規格化された極域高度場偏差と極域温度偏差 (図 2 b, f) の時間-高度断面図を表す．ここでの温度場偏差に 15 日移動平均処理を施し，図 1(a) の基底との内積をとって得られるのが，図 1(b) の (PC1, PC2) の位相空間での軌道である．

成層圏への波活動度の貫入による帯状風の減速・逆転に伴い，極域成層圏で下降するような残差循環が駆動される SSW 時には，上部成層圏より高温偏差が出現し，それが下降してくる．この時，状態点はまず PJO 位相空間における第 1 象限に張り出す．この昇温は急激なため，位相空間内での移動速度は早い．その後，下部成層圏に高温偏差が達して (PC2 が正に大の領域に達して) SSW は最盛期を迎える．規模の大きな SSW の後には，しばしば PJO 的な変動が卓越し，中間圏より低温偏差がゆっくりと下降してくる．この時，状態点は第 2 象限，第 3 象限へと徐々に移動していくことになる．それに対し，波活動度の上方伝播が平均的に少ない結果，強い帯状風状態が持続している VI 時には，低温偏差がゆっくりと下降してくる．下部成層圏における低温偏差の持続が顕著であるため，PJO 位相空間における状態点は，PC2 が負に大きな領域へと移動していくことになる．その後，VI 状態は波強制による昇温によって急速に終息を迎えるが，これは PJO 位相空間における第 3-4 象限から第 1 象限への状態点の移動として表される．

図 2 の下のパネルでは，上記のような循環変動および状態点の移動に伴って，その時々での気象庁現業 1 ヶ月アンサンブル予報において，成層圏状態の予報の不確実性 (図 2 c, g) と下部成層圏および対流圏での予報成績 (図 2 d, h) がどのように変動しているかを示している．

まず，成層圏状態の予報の不確実性の指標として，PC1 と PC2 の 2 次元でのアンサンブルスプレッド $\sqrt{\sum_{m=1}^{M}\{(\mathrm{PC1_m} - \overline{\mathrm{PC1}})^2 + (\mathrm{PC2_m} - \overline{\mathrm{PC2}})^2\}/M}$ の時系列 (ここで M はアンサンブルメンバー数，バーはアンサンブル平均を表す) に着目すると，SSW 時には SSW の生起前後でスプレッドの振る舞いが急激に変化することがわかる (図 2 c). SSW 生起日以前を初期値とする予報では，スプレッドは SSW 生起日付近で急激に成長し，予報期間後半には高い値で飽和する．SSW の生起日以降に開始した予報では，予報期間内でスプレッドは線形的に緩やかに成長し続ける．これには，SSW の生起日以降，惑星規模波の対流圏からの上向き伝播が抑制され，成層圏内での物理過程が成層圏循環変動を支配していることが関連すると考えられる．それに対し，VI 時には，イベント終息期の 4 月の帯状風逆転に伴う変化はみられるが，低温偏差の卓越期間中，スプレッドの飽和値は大きいままである．これには VI 時には，惑星規模波の上向き伝播が平均的には抑制されているが，パルス的な上方伝播は存在するため，上部成層圏において惑星規模波が運動量を落とすか否かに関係した不確実性が現れていると考えられる．実際，この VI 期間中のアンサンブル予報のいくつかのメンバーでは，成層圏において運動量が顕著に落とされて帯状風が逆転し，SSW の生起が予測されていた (図示せず).

次に，上記の成層圏における変動と関係して対流圏の予報がどう変化しているかをみるために，下部成層圏 (100 hPa，上部パネル) および下部対流圏 (1000 hPa，下部パネル) における予報期間後半の予報成績を評価した (図 2 d, h). ここでは，NAM 偏差の簡便な指標として，規格化した極域 (北緯 65 度以北で平均)高度場偏差に着目した．この物理量は，符号を反転させることで NAM 指数とほぼ一致する (Baldwin and Thompson 2009). また，対流圏の初期値問題としての予測可能期間以降を対象とするために，予報 15 日目から 34 日目までの期間平均値について，アンサンブル平均予報誤差の絶対値を評価している．今着目しているのは各カレンダー日毎に規格化された量であるため，この値が 1 を越えるということは，予報期間後半の誤差 (誤差の飽和値) が気候学的標準偏差以上となることを意味する．

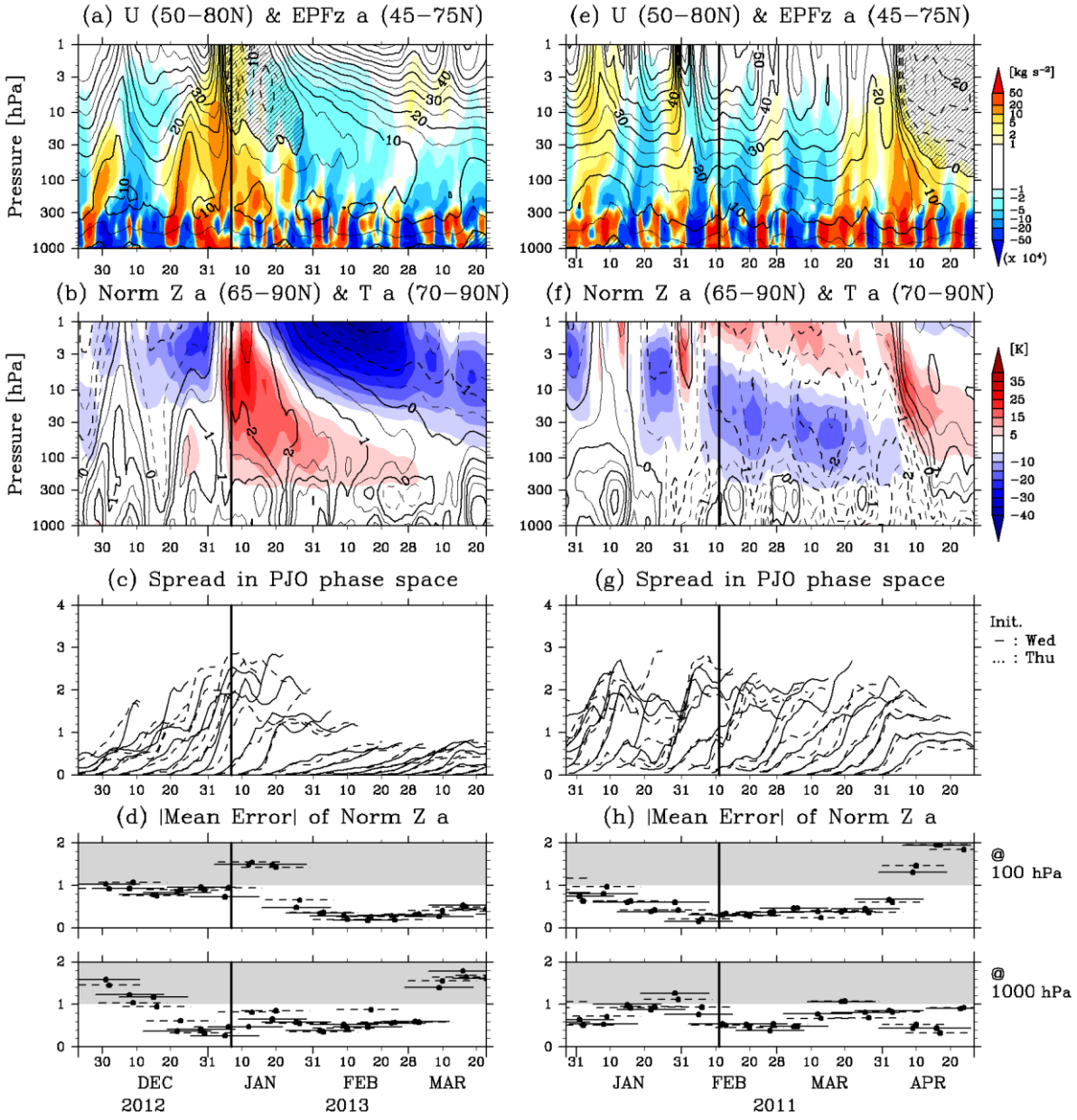

図 2. SSW および VI の典型事例時の日平均循環場の時間発展および予報成績の変動. それぞれイベント生起日 (左列: 2013 年 1 月 7 日, 右列: 2011 年 2 月 11 日) を黒縦線で示し, その 45 日前から 75 日後までの期間について表示. (a, e) 帯状平均東西風 (北緯 50 度から 70 度までの領域平均; 等値線の間隔は 5 ms^{-1}. 東風領域を斜線で示す) および E-P フラックス鉛直成分偏差 (北緯 45 度から 75 度までの領域平均; 色) の時間高度断面図. (b, f) 規格化高度偏差 (北緯 65 度以北の領域平均; 等値線の間隔は 0.5) および極域温度偏差 (北緯 70 度以北の領域平均; 色) の時間高度断面図. (c, g) PJO 位相空間における状態点のアンサンブルスプレッドの時系列. 実線が水曜, 点線が木曜開始の予報を示す. (d, h) 100 hPa (上段) および 1000 hPa (下段) における規格化高度偏差のアンサンブル平均予報誤差. 予報後半における期間 (15 日目から 34 日目まで:横線で表示) 平均の絶対値を示す.

まずは 100 hPa の平均予報誤差の変動に着目すると, SSW 時と VI 時のどちらとも, 下部成層圏における温度偏差の卓越期を対象期間とする予報で, 誤差が 1 を大きく下回っていることがわかる. 特に, SSW 時は誤差の変動が明瞭で, SSW 生起以前に開始した予報では誤差飽和値が 1 以上になっていた (SSW 生起を再現失敗) が, 成層圏の状態を確実にとらえられるようになった SSW 後に開始した予報では誤差が急激に小さくなっている様子をみることができる. また, VI 時はその緩やかな現象発現とも関係して, 生起日以前から誤差が小さくなっている様子をみることができる.

さらに, このような下部成層圏における予報成績の向上に伴い, 対流圏における誤差も減少傾向にあることが確認できる. SSW 生起後の 1 月下旬-2 月や VI 生起直後の 2 月-3 月上旬は, 1000 hPa における誤差が 100 hPa における誤差と同様に, 1 を下回っている様子をみることができる. ただし, 1000 hPa における誤差変動は 100 hPa おける誤差ほど成層圏の状態との繋がり明瞭ではなく, 例えば, SSW 後の 3 月下旬には対流圏において負の NAM が現れるが, この時に予報誤差は急増している.

5. PJO 位相空間での予報成績の分布傾向

本章では, 前章で例示した成層圏循環変動に伴う予報の振る舞いの変化を PJO 位相空間上に投影することを試みる. 気象庁現業 1 ヶ月アンサンブル予報および 1 ヶ月ハインドキャストデータの, 10 月から 3 月までの期間に開始した全ての予報の特性を評価し, PJO 位相空間上でのその分布傾向をまとめる. それにあたって, 上記の予報データの初期値の状態点のみでサンプルを構成する必要があるが, カーネル密度推定法 (Silverman 1986; Kimoto and Ghil 1993) によって 2 次元での確率密度関数 (PDF) を推定し, 分布の特徴を要約していく. なお本研究では, 分布の裾の PJO 振幅大の領域に大きな関心があるため, PDF が 0.001 以上の領域について示すが, 分布の裾の推定は危ういため, PDF が 0.01 以下の領域には網掛けを施して注意を促す.

図 3 (a) に, 現業 1 ヶ月予報を用いて見積もったアンサンブルスプレッドの分布を示す. ここで, 各丸印の位置は各初期値の大気状態を表し, その色でそこから開始した予報の期間後半における不確実性 (15 日目から 34 日目までのスプレッドの期間平均値) を示す. 推定された分布の傾向からも明瞭なように, 成層圏循環予測の不確実性は, PJO 位相空間において, 第 4 象限で大で第 2 象限で小と, 非対称な分布をしていることがわかる. 特に, 図 2 (c) でみたように, 深い SSW 後にしばしば到達する, 第 2 象限における PJO 振幅大の領域では, スプレッドの成長抑制が顕著である.

ついで, 図 3 (b) および (c) に, 同じく現業 1 ヶ月予報を用いて見積もった, 100 hPa および 1000 hPa における規格化高度場偏差のアンサンブル平均誤差の飽和値の分布を示す. 100 hPa では推定された誤差飽和値の分布傾向は, 概ね 1 以下の値を示しており, 下部成層圏における 1 ヶ月予報後半の成績は良いことがわかる. 特に, PJO 振幅大の領域で誤差成長が明瞭で, 前章でみたように, SSW および VI に伴う下部成層圏での温度偏差の持続期には, 誤差成長が抑制されている. この傾向は, 対流圏でも下層の 1000 hPa においても確認できる. なお, VI 時に相当する PC2 が負の領域においても 1 より小さい傾向にあるが, SSW 時に相当する PC2 正の領域の方が誤差飽和値はより小さくなっている. ただし, PJO 振幅大の全ての状態点 (初期値) において誤差が小さいわけでなく, 例えば, 第 2 象限から第 3 象限に位置する, PJO の卓越する深い SSW 後しばらく経った状態点では誤差が大きくなっている. ここでは, 分布の裾ということもあり, 周囲の推定値も 1 を超える値が示されてしまっている.

上記の誤差飽和値の分布は, 2001/2002 年から 2012/2013 年までの 12 冬半期分を対象とした結果であるが, この期間は SSW の発生頻度が多く (12 冬中 9 個), 顕著な PJO を伴う深い SSW も多く発生していたため (2004, 2006, 2009, 2013 年の 1 月の事例), サンプルとして偏りがある可能性がある. そこで, 1979 年から 2009 年までの 31 冬半期分を対象とする 1 ヶ月ハインドキャストを用いて同様の評価を行った (図 3 e, f). 5 メンバーのハインドキャストデータからは, 図 3 (a) のようなスプレッドの分布は描けないが, 各レベルでの規格化高度場偏差の予報誤差については, 図 3 (b) および (c) よりも多数の冬季に対する均一なサンプルから見積もった分布を推定することができる. なお, 期間中には SSW および VI が 20 および 10 事例含まれており, それらは図 3 (d) のような振る舞いをしている.

結果, 得られたハインドキャストの分布は, 大まかには現業予報の分布と同様であることがわかる. すなわち, 100 hPa においては PJO 振幅大の領域で誤差成長の抑制が強く, 1000 hPa でもその傾向は (特に SSW 後は) 残る. しかしながら, いくつかの違いはあり, 例えば, 100 hPa においては, PJO 振幅小の領域での予報誤差の大きさが, 現業よりも小さく予報成績が良い傾向にある. これには, ハインドキャストは, 2011 年 3 月時点と比較的最近の気象庁 1 ヶ月予報システムによってなされているという点や, 現業よりも SSW 生起頻度の高くない期間も対象期間としているために, SSW の大外し (見逃し) 予測をした回数が少なくなる可能性があるという点が関係してくると考えられる. また, 1000 hPa においては, PJO 振幅大の領域での予報誤差の抑制が不明瞭になっている. これには, ハインドキャストでは, アンサンブルメンバー数が現業の 25 (2006 年 3 月以前は 13) から 5 へと減り, 対流圏の内部変動の影響を受けやすくなっている点と, 対象期間中の顕著な PJO を伴う深い SSW の生起頻度が現業よりも減っている点が関係すると考えられる.

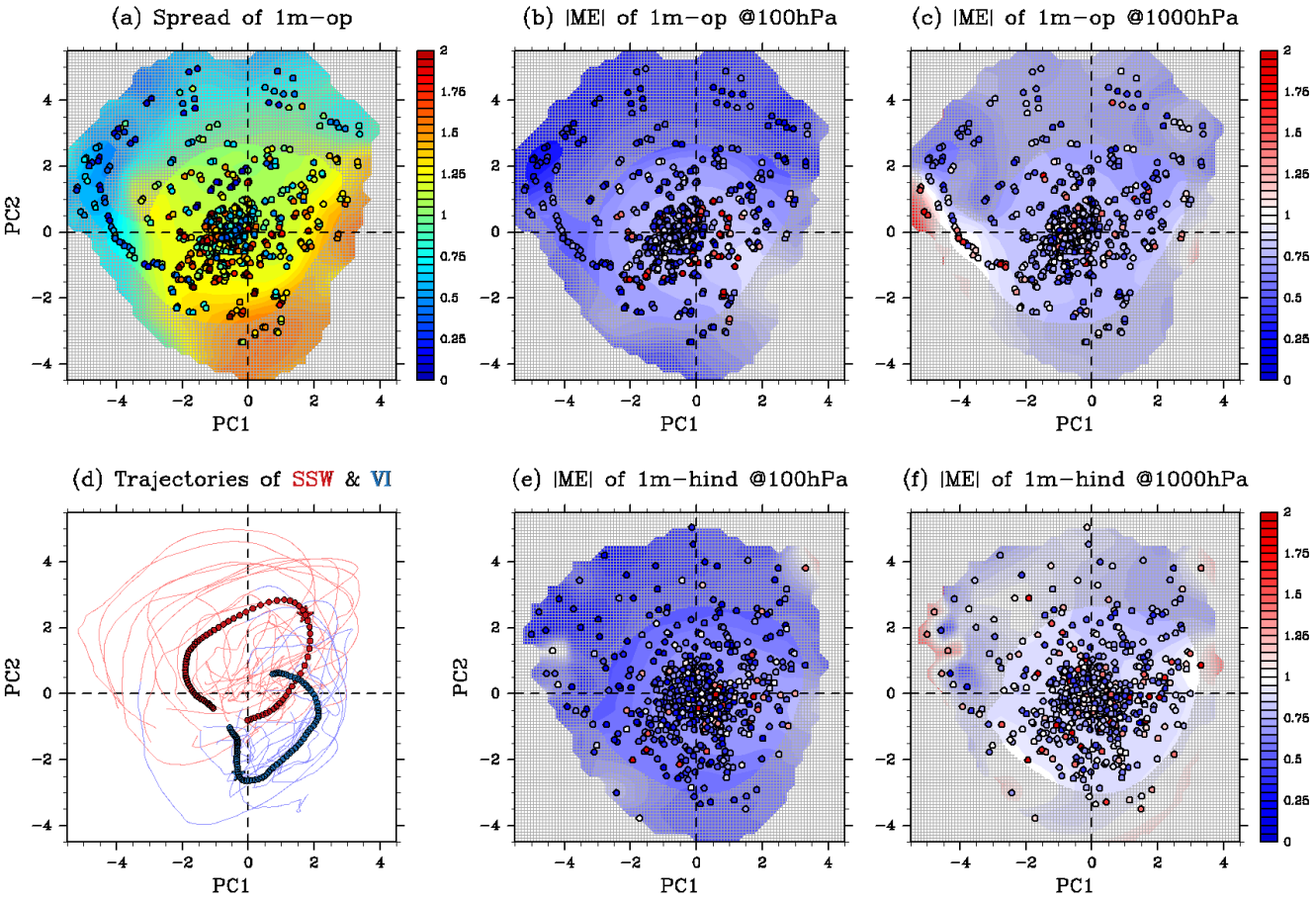

図 3. PJO 位相空間上における予報成績の分布. (a) 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報の位相空間でのスプレッド. (b, c) 同じく, 100 hPa および 1000 hPa における規格化高度場偏差のアンサンブル平均予報誤差の絶対値. (d) 統計解析に用いた各イベント (SSW: 20 事例, VI: 10 事例) の位相空間上での軌道. 生起日の 45 日前から 75 日後までの期間について表示. SSW (赤) および VI (青) の日平均循環合成場の軌道を丸印 (生起日を星印) で示す. (e, f) 上段の (b, c) と同様. ただし, 気象庁 1 か月ハインドキャストについて. 予報データについては, 予報後半における期間 (15 日目から 34 日目までの) 平均値を, 予報開始日の状態点位置に表示. カーネル法によって推定した (予報開始日の状態点によって構成される) 確率密度分布が 0.001 以上の領域での値を色で示し, 0.01 以下の領域には網掛を施す.

6. まとめと議論

本研究では, 成層圏における偏差の下方伝播をよく表す PJO 位相空間を導入し, そこでの状態点の位置として表される成層圏循環の状態毎に, そこからの成層圏予測の不確実性および下部成層圏・対流圏での予報成績の記述を行った.

これまでに, Inatsu *et al.* (2015) が, 10 hPa 高度場の上位 2 主成分で張られる位相空間を導入し, 成層圏における予測スプレッドの分布を記述しているが, 彼らの基底の張り方では波数 2 型 SSW の振る舞いをうまくとらえられず, また記述できる状態が特定気圧面での挙動に限定されてしまっていた. そこで本研究では, 冬季成層圏循環変動を表す低次元の位相空間は, まずは PJO のような下方伝播するモードを表現するように張るべきであると考え, Noguchi *et al.* (2014) などで既に各月での予測スプレッドの特徴がよく示されている北極域温度に着目し, Kuroda and Kodera (2004) にならった PJO 位相空間を導入した. このように先行研究を補完するように導入した位相空間上での見方は, 対流圏における中長期予報の予測可能性の源として期待されている過程をそのまま表しているため, 流れ場に依存した予測可能性評価としてだけでなく, 成層圏が対流圏の予報成績へ与える影響を評価・整理するうえでも有用なものとなっている.

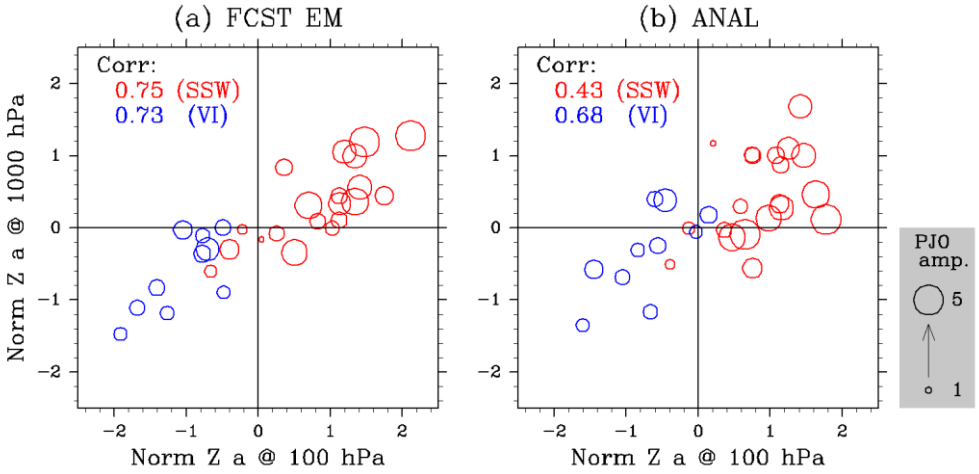

図 4. 成層圏における極端イベント生起後の 100 hPa (横軸) と 1000 hPa (縦軸) における規格化高度場偏差の値の散布図. (a) 各イベント生起直後に開始した予報のアンサンブル平均予測値. 予報後半における期間 (15 日目から 34 日目までの) 平均値. (b) 解析値の, 予報と対応した期間での平均値. 赤色で SSW 後の, 青色で VI 後の値を表し, 各丸印の大きさは予報開始時の PJO 振幅を表す. それぞれでの 100 hPa と 1000 hPa との相関係数を左上に示す.

成層圏での極端変動後の対流圏での予報成績向上を指摘した研究として, Sigmond *et al.* (2013) は, SSW 生起日に開始日とする予報の対流圏における成績が, SSW の生起とは無関係に抽出した開始日からの予報よりも, 有意に向上していることを, カナダ中層大気モデル (CMAM) を使った実験により示している. また, Tripathi *et al.* (2015b) は, ヨーロッパ中期予報センター (ECMWF) のハインドキャストデータの解析により, 極渦の弱化 (i.e. SSW) 状態に加えて, 強化 (i.e. VI) 状態時に開始した予報も, 平常時よりも予報成績が高いことを示している. これらは, 本研究における図 3 (c) および (f) において, PC2 が正および負に大の領域で, 予報誤差の飽和値が小さくなっていることと整合的である. また, それら以前に, Mukougawa *et al.* (2009) は, 5 冬季分の気象庁現業 1 ヶ月アンサンブル予報データより, 成層圏における NAM 指数が負の時に開始した予報の方が, 正の時に開始した予報よりも, 対流圏循環の予報成績が高いことを, 統計的に示している. これは本研究では, 先程の図 3 (c) および (f) において, PC2 が正に大の領域の方が, PC2 が負に大の領域よりも, 誤差がより小さくなっていることに相当する. 以上のように, 本研究は, 成層圏状態毎の対流圏予測精度を断片的に記述した既存の研究と整合的で, しかもそれらを包括する描像を提示している.

また, 先行研究が, 成層圏周極渦の弱化および強化状態などのサブグループ分けを導入し, その比較に留まっているのに対し, 本研究で行っているのは, 位相空間への投影による PJO 振幅および位相といった連続的な表現であるため, 以下のように, より詳細な特徴をつかむ余地がある. 図 4 (a) に, ハインドキャスト期間中に判定された SSW および VI の生起直後に開始した予報での, 下部成層圏 (100 hPa) および下部対流圏 (1000 hPa) における規格化高度場偏差の散布図を示す. 予報期間後半 (15 日目から 34 日目まで) におけるアンサンブル平均値を, 予報開始時における PJO 振幅に応じた大きさの丸印で表示している. この図より, まず, SSW および VI 後の, 下部成層圏と対流圏の偏差は高い相関 (それぞれ 0.75 および 0.73) を示していることがわかる. そして, 特に SSW 後において, PJO 振幅が大の領域から開始した予報で, 下部成層圏と下部対流圏における偏差の値が大きいことがわかる. すなわち, PJO の卓越する SSW の方が, より大きな成層圏から対流圏への影響を期待できる. これは, 図 3 (d) をみればわかる通り, SSW 生起時の第 1 象限で, より振幅が大きくなっている SSW が, その後も第 2 象限の PJO 振幅大の領域へと移動する軌道を描いていることからも理解できる. なお, VI の場合は, 開始時の PJO 振幅による違いは明瞭でなく, むしろ振幅大の方が偏差が小さくなっている. 図 2 (h) でみたように, VI の場合は, その生起日の時点で下部成層圏での誤差が抑制されており, その後 VI 状態から脱してしまう可能性もあることから, 予報を評価する期間や VI 生起日の定義の変更が必要かもしれない.

なお, 上記の下部成層圏と対流圏との繋がりに関係して, 本研究では気象庁の 1 ヶ月予報を用いた評価を行ったが, これは成層圏から対流圏への下方影響を評価するのに十分な長さの予報ではない可能性があることに, 留意する必要がある. 図 4 (b) に, 予報と対応した期間における解析値の散布図を示す. 先程のアンサンブル平均予測値と比べ, 下部成層圏と下部対流圏との対応が悪くなっている様子をみることができる. 特に, 1000 hPa における値の分散が大きくなっていることがわかる. 成層圏の循環偏差の影響が対流圏へ及ぼす影響を評価する際には, 対

流圏における内部変動の影響を濾過するために，ある程度の長さの期間平均を行う必要がある (当たり前のことではあるが，解析値は予報値と違ってアンサンブル平均などできない)．解析値におけるこの下部成層圏と対流圏との対応の悪さには，1ヶ月予報の期間後半の 20 日 (15 日目から 34 日までの) 平均程度では，対流圏の内部変動を濾過するには不十分であることが原因である可能性がある．実際，Sigmond *et al.* (2013) は，1000 hPa における NAM 指数について，20 個の SSW 後のアンサンブル平均予報の 16 日目から 60 日目までの期間平均値について，相関スキルスコア (CSS: 多数の解析値と予報値とのセットでの相関係数) 0.55 という値を報告しているが，本研究における 20 個の SSW 後の 15 日目から 34 日目までの期間平均値での同様に計算した CSS は，0.27 しかない．気象庁の季節予報などのより長期の予報データで内部変動の濾過を十分に行った上で，成層圏の影響を評価する必要があるかもしれない．ただし，1ヶ月予報では初期の海面水温偏差を固定しているが，そのような成層圏以外の要素による変動成分の表現の不完全性の影響も考えられる．Tripathi *et al.* (2015b) は，予報 10 日目以降は海洋と結合したシステムによるハインドキャストデータ (しかもバイアス補正処理も施されている) の解析により，弱い極渦状態から開始した予報において，4 週目の週平均値でも，CSS が 0.4 を超える結果を報告している．気象庁の 1 ヶ月予報における CSS が低い原因に関して，更なる調査が必要であると考えている．

最後に，本研究で提示したように PJO 位相空間上で予報を表現することにより，上で述べた予報開始時の状態点の位置から対流圏での予報成績の傾向を先見的に知ることが可能となる点に加えて，それと成層圏予測の不確実性をあわせてみることが可能となる点について触れたい．図 3 (a) でみたように，PJO 位相空間での予報後半におけるスプレッドは，第 2 象限で大，第 4 象限で小という非対称な分布をしている．これより，図2の典型事例についてみたように，図 3 (d) のような解軌道を描く極渦弱化 (SSW) および強化 (VI) 時には，スプレッドの振る舞いはかなり異なったものとなる．すなわち，SSW 時には，その生起前に開始した予報では指数関数的に増大し，大きな値で飽和していたアンサンブルスプレッドが，極渦崩壊の確定後より急激に小さくなり，線形的に緩やかに成長するようになる．それに対し，VI 時には，低温偏差持続期間を通じて，スプレッドの飽和値は大きいままである．これは，上で議論した，対流圏における予報成績の向上が，SSW および VI 後に，NAM 指数の符号に寄らずにみられることとは対照的である．そして，このようなスプレッドの振る舞いの違いは，成層圏およびその後の対流圏の予報をモニターする際に，大きな違いをもたらすと考えられる．すなわち，PJO の卓越するような深い SSW 時には，スプレッドの成長が急激に緩やかになる様子から，その後の対流圏における予報成績の向上をリアルタイムで予期できるが，VI 時には，成層圏状態の不確実性が大きい状態が続くために，予報成績向上のタイミングを感知しにくい．つまり，結果的に VI 状態が続いた時期について，予報成績の向上は確認できるが，それをモニター時に確信することは困難である可能性がある．このように，成層圏から対流圏への下方影響による予報成績の向上は，極渦極端変動の発現確定後に限定的に現れるものであるため，成層圏予測の不確実性の情報とあわせて吟味する必要がある．

現在，季節内から季節スケールの予報において，熱帯域の変動の予測動向を把握するために，Wheeler and Hendon (2004) の位相空間での MJO 予報のモニタリングが，各センターにおいて現業的に行われている (e.g. Gottschalck *et al.* 2010)．それと同等の位置づけで，成層圏の変動の予測動向を把握するために，PJO 位相空間での予報のモニタリングが確立されてもよいのではないだろうか．

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 Inc., 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 harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.

Baldwin, M. P. and Thompson, D. W.J. (2009), A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **135**: 1661–1672. doi:10.1002/qj.479.

Bancalá, S., K. Krüger, and M. Giorgetta (2012), The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. *J. Geophys. Res.*, **117**, D04101, doi:10.1029/2011JD016769.

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.

Frame, T. H. A., J. Methven, S. L. Gray and M. H. P. Ambaum (2013), Flow-dependent predictability of the North Atlantic jet, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2411–2416, doi:10.1002/grl.50454.

Gottschalck, J., and co-authors (2010), A framework for assessing operational Madden–Julian Oscillation forecasts: A CLIVAR MJO Working Group project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91** (9), 1247-1258. doi: 10.1175/2010BAMS2816.1.

Hansen, F., Greatbatch, R. J., Gollan, G., Jung, T. and Weisheimer, A. (2016), Remote control of North Atlantic Oscillation predictability via the stratosphere. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*. doi:10.1002/qj.2958.

Hartley, D. E., J. T. Villarin, JR. X. Black, and C. A. Davis (1998), A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere. *Nature*, 391(6666), 471-474. doi: 10.1038/35112.

Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, C. J., and K. P. Shine (1991), On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48** (4), 651-678.

Hitchcock, P., T. G. Shepherd, and G. L. Manney (2013), Statistical characterization of Arctic polar-night jet oscillation events. *J. Clim.*, **26** (6), 2096-2116. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00202.1.

Inatsu, M., N. Nakano, S. Kusuoka, and H. Mukougawa (2015), Predictability of wintertime stratospheric circulation examined using a nonstationary fluctuation–dissipation relation. *J. Atmos. Sci.*, **72** (2), 774-786. doi: 10.1175/JAS-D-14-0088.1.

Inatsu, M., N. Nakano, and H. Mukougawa (2013), Dynamics and practical predictability of extratropical wintertime low-frequency variability in a low-dimensional system. *J. Atmos. Sci.*, **70** (3), 939-952.

doi: 10.1175/JAS-D-12-048.1.

Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin, amd L. J. Gray (2015), Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geosci*.. **8**, 433-440, doi:10.1038/ngeo2424.

Kimoto, M., and M. Ghil (1993), Multiple flow regimes in the Northern Hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes. *J. Atmos. Sci.*, **50** (16), 2625-2644.

Kobayashi, S., and co-authors, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93** (1), 5-48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba, and K. Shibata (1990), Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, **17** (9), 1263-1266, doi: 10.1029/GL017i009p01263.

Kodera, K., Y. Kuroda, and S. Pawson (2000), Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, **105** (D10), 12351–12359, doi:10.1029/2000JD900095.

Kodera, K., H. Mukougawa, P. Maury, M. Ueda, and C. Claud (2016), Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 80–94, doi:10.1002/2015JD023359.

Kunz, T., K. Fraedrich, and F. Lunkeit (2009), Response of idealized baroclinic wave life cycles to stratospheric flow conditions. *J. Atmos. Sci.*, **66** (8), 2288-2302. doi: 10.1175/2009JAS2827.1.

Kuroda, Y. (2008), Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate, *J. Geophys. Res.*, **113**, D15110, doi: 10.1029/2007JD009550.

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. doi: 10.1029/1999GL900507.

Kuroda, Y., and K. Kodera (2001), Variability of the polar night jet in the northern and southern hemispheres, *J. Geophys. Res.*, **106**(D18), 20703–20713, doi:10.1029/2001JD900226.

Kuroda, Y., and K. Kodera (2004), Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter, *J. Geophys. Res.*, **109**, D11112, doi:10.1029/2003JD004123.

Limpasuvan, V., D. W. Thompson, and D. L. Hartmann (2004), The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Clim.*, **17** (13), 2584-2596.

Limpasuvan, V., D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, and Y. L. Yung (2005), Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification, *J. Geophys. Res.*, **110**, D24101, doi:10.1029/2005JD006302.

Maycock, A. C., and P. Hitchcock (2015), Do split and displacement sudden stratospheric warmings have different annular mode signatures?, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 10,943–10,951, doi:10.1002/2015GL066754.

Mitchell, D. M., L. J. Gray, J. Anstey, M. P. Baldwin, and A. J. Charlton-Perez (2013), The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate, *J. Clim.*, **26**, 2668–2682. doi: 10.1175/2010JAS3555.1.

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, doi:10.1029/2005GL022909.

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, doi:10.1029/2008GL037127.

Nakagawa, K. I., and K. Yamazaki (2006), What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04801, doi:10.1029/2005GL024784.

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). 543-558, doi:10.2151/jmsj.2014-603.

Noguchi, S., H. Mukougawa, Y. Kuroda, R. Mizuta, S. Yabu, and H. Yoshimura (2016), Predictability of the stratospheric polar vortex breakdown: An ensemble reforecast experiment for the splitting event in January 2009, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 3388–3404, doi:10.1002/2015JD024581.

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.

Runde, T., M. Dameris, H. Garny, and D. E. Kinnison (2016), Classification of stratospheric extreme events according to their downward propagation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 6665–6672, doi:10.1002/2016GL069569.

Scaife, A. A., Karpechko, A. Yu., Baldwin, M. P., Brookshaw, A., Butler, A. H., Eade, R., Gordon, M., MacLachlan, C., Martin, N., Dunstone, N. and Smith, D. (2016), Seasonal winter forecasts and the stratosphere. *Atmos. Sci. Lett.*, **17**: 51–56. doi:10.1002/asl.598.

Sigmond, M., J. F. Scinocca, V. V. Kharin, and T. G. Shepherd (2013), Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geosci.*, **6**, 98-102. doi:10.1038/ngeo1698.

Silverman, B. W. (1986), *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman and Hall, 175 pp.

Simpson, I. R., M. Blackburn, and J. D. Haigh (2009), The role of eddies in driving the tropospheric response to stratospheric heating perturbations. *J. Atmos. Sci.*, **66** (5), 1347-1365. doi: 10.1175/2008JAS2758.1.

Stan, C., and D. M. Straus (2009), Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events, *J. Geophys. Res.*, **114**, D12103, doi:10.1029/2008JD011277.

Tripathi, O. P., and co-authors (2015), The predictability of the extratropical stratosphere on monthly time-scales and its impact on the skill of tropospheric forecasts. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **141**, 987-1003. doi:10.1002/qj.2432.

Tripathi, O. P., A. Charlton-Perez, M. Sigmond, and F. Vitart (2015), Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions. *Environ. Res. Lett.*, **10**, 104007. doi: 10.1088/1748-9326/10/10/104007.

Wallace, J. M., R. L. Panetta, and J. Estberg (1993), Representation of the equatorial stratospheric quasi-biennial oscillation in EOF phase space. *J. Atmos. Sci.*, **50** (12), 1751-1762.

Wheeler, M. C., and H. H. Hendon (2004), An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132** (8), 1917-1932.

Wittman, M. A., A. J. Charlton, and L. M. Polvani (2007), The effect of lower stratospheric shear on baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, **64** (2), 479-496. doi: 10.1175/JAS3828.1

Zhou, S., A. J. Miller, J. Wang, and J. K. Angell (2002), Downward-propagating temperature anomalies in the preconditioned polar stratosphere. *J. Clim.*, **15** (7), 781-792.