

成層圏循環が対流圏北半球環状モードの予測可能性に及ぼす影響

向川 均・黒田 友二*・廣岡 俊彦**

* 気象研究所

** 九州大学大学院理学研究院

要 旨

成層圏循環変動が冬季対流圏循環の予測可能性に及ぼす影響について気象庁より提供された5冬季分の一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて統計的な解析を行った。特にここでは、中高緯度域大気循環場における最も主要な帯状変動成分である北半球環状モード (NAM) という枠組みを用いて、大気運動の予測可能性を吟味した。その結果、成層圏における極渦が気候値よりも弱いことに対応して、成層圏で負のNAM指数が観測されたときには、正のNAM指数が観測された（成層圏極渦が強い）ときと比べ、3日から11日までの予報期間について対流圏におけるNAM指数の予測誤差は有意に減少することが示された。

キーワード: 予測可能性, 北半球環状モード, アンサンブル予報

1. はじめに

成層圏循環変動が対流圏循環の予測可能性に及ぼす影響を解明することは、成層圏 - 対流圏力学結合に関する理解のためだけではなく、対流圏循環の中長期予報の精度を向上させるためにも重要である。例えば、Baldwin et al. (2003) は、極渦の強度変動と対応する、冬季北半球の大気循環変動の最も主要な変動成分である北半球環状モード (Northern Annular Mode: NAM) 変動の大気最下層 (1000hPa) での指数の大きさを、成層圏における NAM 指数から統計的に予測する手法を提案している。ここで NAM 指数とは、NAM モードに伴う変動の大きさと極性を表すインデックスである。この予測式では、各気圧レベルにおける現在の NAM 指数を予測子として、10 日先から 40 日先までの一ヶ月で平均した 1000 hPa の NAM 指数を予測する。彼らは、成層圏下部の 150 hPa における NAM 指数を予測子とした場合には、1000 hPa の NAM 指数を予測子とした場合に比べ、予測される 1000 hPa の NAM 指数変動が大きくなることを示した。このため、彼らは、大気最下層における NAM 指数変動の予測には、対流圏ではなく、むしろ成層圏下部の NAM 指数が重要であると主張した。彼らの研究は、Baldwin and

Dunkerton (1999, 2001) が示した NAM 指数変動が成層圏から対流圏へ約 2, 3 週間の時間スケールで下方伝播するという統計的特徴に基づいている。

一方、Mukougawa et al. (2007) は、現業の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて、2003 年 1 月の成層圏突然昇温現象 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) の直後に、極渦が弱い状態に対応する負の NAM 指数が対流圏へ下方伝播した時期における NAM 指数の予測可能性について解析を行った。その結果、この時期の対流圏における NAM 指数の予測可能な期間は、たかだか 6 日程度であることが示された。この予測可能な期間は、SSW のそれに比べてかなり短い。また、NAM 指数変動の予測には、対流圏上層における惑星規模波の振る舞いを正しく再現することが重要であることも示された。

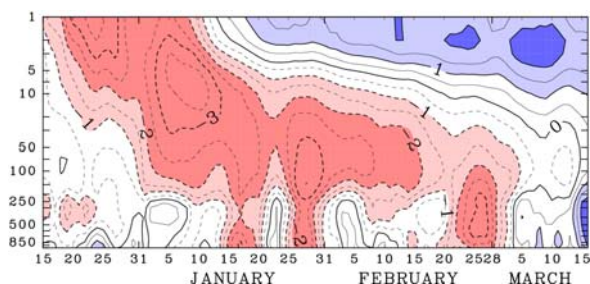
本研究では、2001年/2002年から2005年/2006年までの5冬季分の気象庁現業一ヶ月アンサンブル予報結果を統計的に解析することにより、成層圏における NAM 指数変動が、対流圏における大気循環の予測可能性、特に、対流圏における NAM 指数変動の予測可能性に及ぼす影響を調べる。また、対流圏 NAM 指数予測誤差の大きさの変動と関連する成層圏循環変動についても解析を行った。

2. データと解析方法

本研究では、主として、気象庁より提供された気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果について解析を行った。気象庁一ヶ月予報は、水平解像度 T106、鉛直層数 40 (モデル上端は 0.4 hPa) の数値予報モデルを多数の初期値から時間積分を行うアンサンブル予報の手法を用いて実施されている。このアンサンブル予報は毎週 2 回 (水曜日と木曜日) 実施され、各アンサンブル予報のメンバー数は、コントロールラン (人工的な初期摂動を含まない) と BGM 法で生成された初期摂動を含む 12 摂動ランの合計 13 である。本研究では、2001/02 年から 2005/06 年までの 5 冬季について解析を行った。ここでは冬季を 12 月から 3 月までの 4 ヶ月と定義し、11 月 30 日から 2 月 28 日までの期間に予報初期日が存在する各冬季 26 アンサンブル予報 (全期間で 130 アンサンブル予報) について解析を行った。このアンサンブル予報結果は、24 時間毎に 1000 hPa から 1 hPa までの 22 等圧面上での緯度経度 2.5 度格子点データとして提供された。また、以下では、各アンサンブル予報の誤差の評価には、全 13 メンバーを平均したアンサンブル平均予報を用いる。さらに、本研究では、特に断らない限り、移動性擾乱の影響を取り除いて NAM 指数変動の予報誤差に注目するため、アンサンブル平均予報に 7 日の移動平均を施した。このため、3 日目までの 7 日移動平均予報誤差を評価するときには、初期日以前の解析値を用いている。

一方、同期間の実況データとして、1000 hPa から 0.4 hPa までの 23 等圧面上での緯度経度 1.25 度格子点データとして提供された気象庁全球客観解析 (GANAL) データを用いた。また、NAM 指数は以下のように定義した。まず、1957 年 11 月から 2002 年 4 月まで月平均 ERA-40 再解析データを用いて、11 月から 4 月までの期間について、各月毎の平均値で定義した気候値からの偏差場を作成する。次に、1000 hPa から 0.4 hPa までの 23 等圧面上で北緯 20 度以北の月平均高度場偏差場の第一主成分 (スコア) を求める。このスコアに対する各等圧面上の月平均高度場偏差の回帰を NAM パターンと定義する。但し、北極域での高度場偏差が負となるように NAM パターンを定義する。一方、同じ期間の日平均 ERA-40 再解析データを用いて日付毎に平均した値に 60 日のローパスフィルターを施して作成した日々の気候値からの偏差として、毎日の偏差場を定義した。この日々の各等圧面高度場偏差の NAM パターンへの射影成分を求め、それを NAM 指数と定義した。上記の NAM パターンの定義から、北極域が負の高度場偏差となるときの NAM 指数は正となる。

(A) 2003/2004 Winter



(B) 2004/2005 Winter

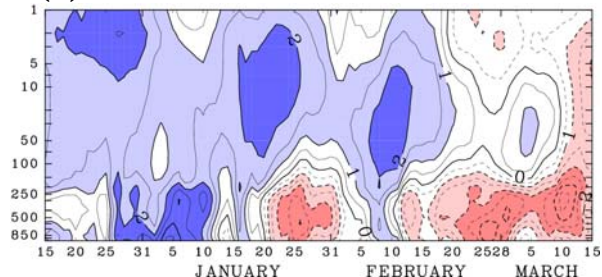


Fig. 1 Time variation of NAM index from 15 Dec 2003 through 15 Mar 2004 (a) and from 15 Dec 2004 through 15 Mar 2005 (b). The dashed contour denotes negative values.

3. 結果

3.1 2003/04 年と 2004/05 年の比較

まず、成層圏で負の NAM 指数が卓越した 2003/04 年冬季と、正の NAM 指数が卓越した 2004/05 年冬季でのアンサンブル平均予報誤差を比較する。Fig. 1 に、それぞれの冬季期間での、各等圧面における NAM 指数変動を示す。2003/04 年の冬季では、2003 年 1 月初旬に SSW が生じたのに伴い、負で大きな NAM 指数が、12 月下旬から 1 月末にかけて、成層圏上部から下部までゆっくり下降する (Fig. 1a)。NAM 指数の負の領域は、2 月下旬まで、50 hPa を中心とする成層圏下部に存在する。また、この期間における対流圏の NAM 指数も正になることは少なく、1 月下旬や 2 月末などに、しばしば負で大きな値となる。

一方、2004/05 年の冬季では (Fig. 1b)、成層圏に強い極渦が存在し、正で大きな NAM 指数が卓越する。この正偏差が成層圏上部から下部へと下方伝播する様子もうかがえるが、2003/04 年冬季ほどには明瞭ではない。また、対流圏の NAM 指数は 1 月上旬まで正で大きな値となるが、1 月下旬以降、負の値となり 2003/04 年に比べ対流圏での NAM 指数の変動は大きいことがわかる。

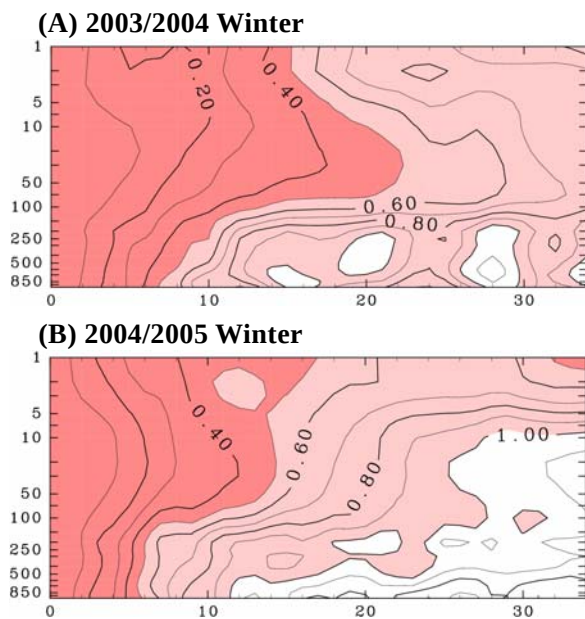


Fig. 2 Forecast rms error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index for 2003/2004 winter (a) and 2004/2005 winter (b). The x-axis is the lead time in days, and the y-axis is the pressure level (hPa). The error is normalized by the standard deviation of the NAM index at each level. The values less than 0.5 (1.0) are shaded by heavy (light) red color.

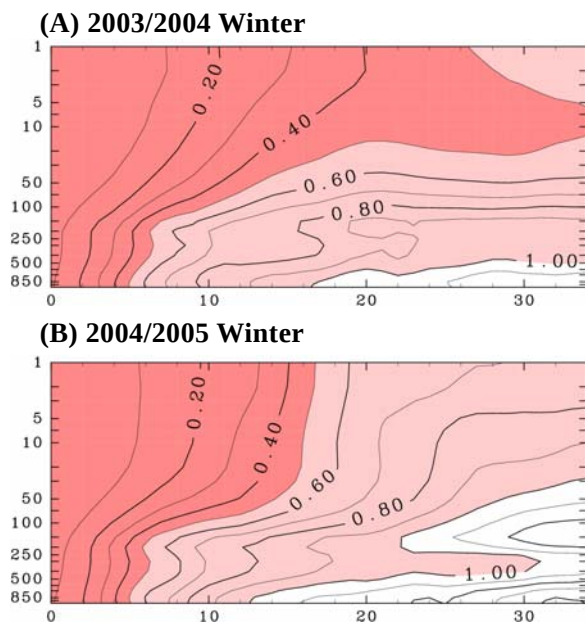


Fig. 3 As in Fig.2, but for the spread among 13 ensemble members for 7-day averaged NAM index for 2003/2004 winter (a) and 2004/2005 winter (b).

Fig. 2 に ,2003/04 年 (Fig. 2a) と ,2004/05 年 (Fig. 2b) における ,NAM 指数の気象庁一ヶ月アンサンブル平均予報誤差の大きさを示す。図の横軸は予報期間 (日), 縦軸は各気圧面 (hPa) を示す。値は, 全アンサンブル予報で平均した NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差の二乗平均根 (Root Mean Square; RMS) を示す。なお, 各等圧面における NAM 指数変動の大きさの違いを考慮し, 値は各等圧面における NAM 指数変動の標準偏差(5 冬季で定義した)で正規化した。すなわち, 図で示された値が 1 となると, 予報誤差の大きさは NAM 指数変動の標準偏差の大きさに等しくなる。さて, Fig. 2 からこの 2 年間の比較すると, 2003/04 年冬季での NAM 指数予報誤差の大きさは, 2004/05 年冬季に比べやや小さいことがわかる。特に, その差は成層圏で顕著であるが, 対流圏でもその差を認めることができる。例えば, 10 hPa における NAM 指数誤差の大きさが 0.5 以上となるのは, 2003/04 年では予報期間が 18 日以上の場合であるのに対し, 2004/05 年では, 14 日程度以上で誤差は 0.5 以上となる。また, 500hPa でも, 2003/04 年では, その予報期間は 8 日程度であるのに対し, 2004/05 年では予報期間 6 日以内で, 誤差は標準偏差を超える。

この傾向は, 全アンサンブル予報メンバー間の散らばりの大きさを表すスプレッドでも見ることができる(Fig. 3)。この図は, 各メンバーの NAM 指数のアンサンブル平均からの差の二乗平均根の平均値を示す。値は, アンサンブル平均誤差と同様に各等圧面における NAM 指数変動の標準偏差の大きさに正規化した。この図から, 2003/04 年のスプレッドは, 2004/05 年のスプレッドよりも小さいことがわかる。例えば, 10 hPa でのスプレッドの大きさは, 2003/04 年では 30 日以上予報期間でも 0.5 を超えないのに対し, 2004/05 年では 15 日予報以上でスプレッドの大きさは 0.5 を超える。一方, 500 hPa でのスプレッドが 1 を超えるのは, 2003/04 年では 30 日より長い予報期間の場合であるが, 2004/05 年では 20 日予報のスプレッドが 1 を超えている。

以上のように, 成層圏で負の NAM 指数が卓越する 2003/04 年は, 正の NAM 指数が卓越する 2004/05 年に比べ, 気象庁一ヶ月アンサンブル平均予報誤差やアンサンブルスプレッドの大きさが小さくなる傾向にあることが示された, すなわち, 成層圏や対流圏における NAM 指数変動の予測可能性が高くなる傾向にあることがわかる。以下では, この傾向の統計的有意性を確かめるため, 5 冬季分の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いた解析を行う。

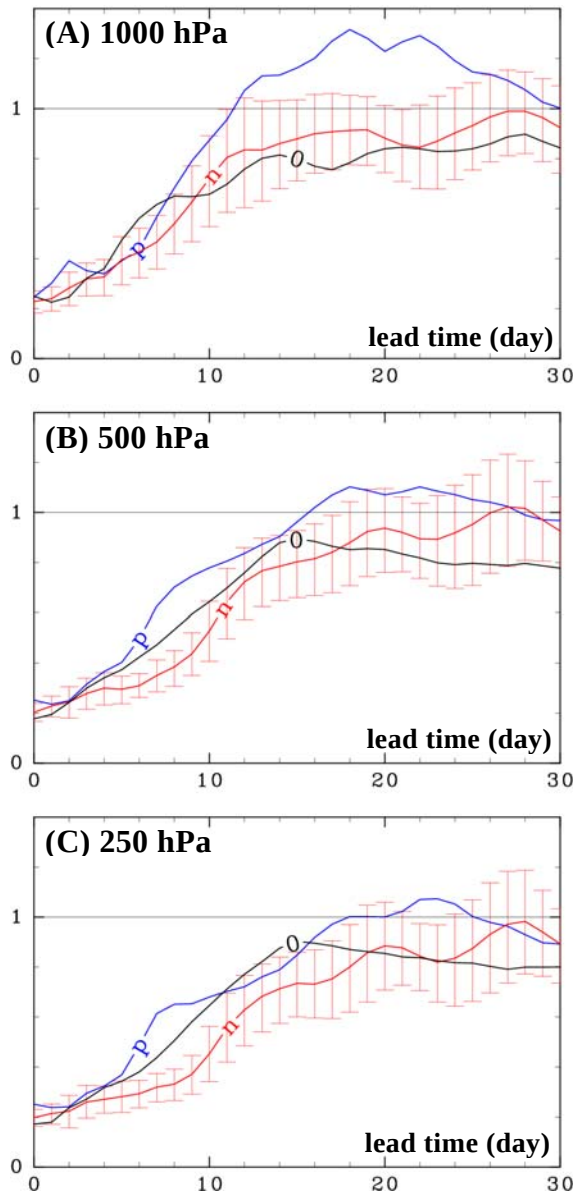


Fig. 4 Time evolution of rms forecast error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index at 1000 hPa (a), 500 hPa (b) and 250 hPa (c) for the prediction classified according to the initial 50-hPa NAM index at the initial time of forecast against the lead time. Blue lines are for the case that the NAM index is above 1.0, while red lines are for the NAM index below -1.0. The rms error of the other forecasts is shown by black lines. The intervals of the 95% statistical confidence of the average rms error for the negative NAM case (red) estimated by a random sampling method are shown by red bars.

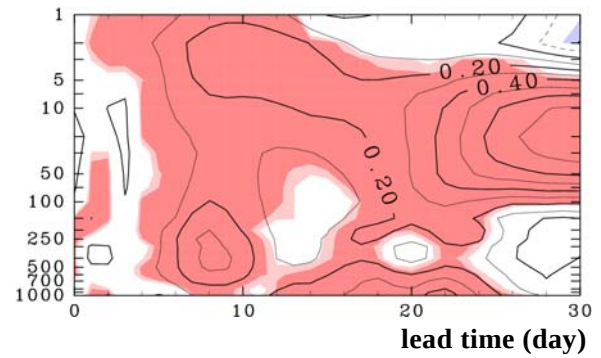


Fig. 5 Time evolution of the difference in the rms forecast error of ensemble-mean prediction for 7-day averaged NAM index between the positive and the negative NAM case classified by the initial 50-hPa NAM index for each pressure level (hPa). The positive values indicate the error for the negative NAM case is smaller than that for the positive NAM case. The heavy (light) shades indicates regions where statistical significance exceeds 95(90)%.

3.2 対流圏NAM指数予報誤差の成層圏NAM指数依存性

以下では、成層圏におけるNAM指数偏差が対流圏のNAM指数予報誤差の大きさに与える影響を統計的に調べる。Fig. 4は、予報初期日における成層圏下部の50hPa NAM指数 (NAM指数の標準偏差で規格化した) の大きな正あるいは負の値を取った予報事例で平均した、1000hPa (a), 500hPa (b), 250hPa (c) でのアンサンブル平均予報誤差の大きさの予報期間依存性を示す。なお、成層圏の他の等圧面でのNAM指数の値でも分類を行ったが、50hPaにおけるNAM指数に対する依存性が最も大きかった。Fig. 4で青実線は、50 hPa NAM指数が1以上の場合 (positive case; 18事例)、一方、赤実線は -1 以下の場合 (negative case; 43事例)、黒実線はそれ以外の69事例の平均を示す。また、赤実線に付随するエラーバーは、ランダムサンプリング法で得られた平均値の95% 信頼区間を示す。このランダムサンプリング法では、NAM指数が負のnegative case (全43事例) からランダムに18事例を抽出したサンプルから平均値を求める操作を1000回繰り返し、得られた上位5% と下位5%の値の区間をエラーバーで示す。この図より、negative caseにおける対流圏中上層でのNAM指数予報誤差は、3日から11日の予報期間では、positive caseよりも有意に小さいことがわかる。但し、大気下層の1000 hPa NAM指数予報誤差の大きさの違いは、上記の予報期間で有意ではない。しかし、予報期間が15日程度以上では、positive caseの場合のNAM指数予報誤差はnegative case に比べ有意に小さくなる (Fig. 4a)。

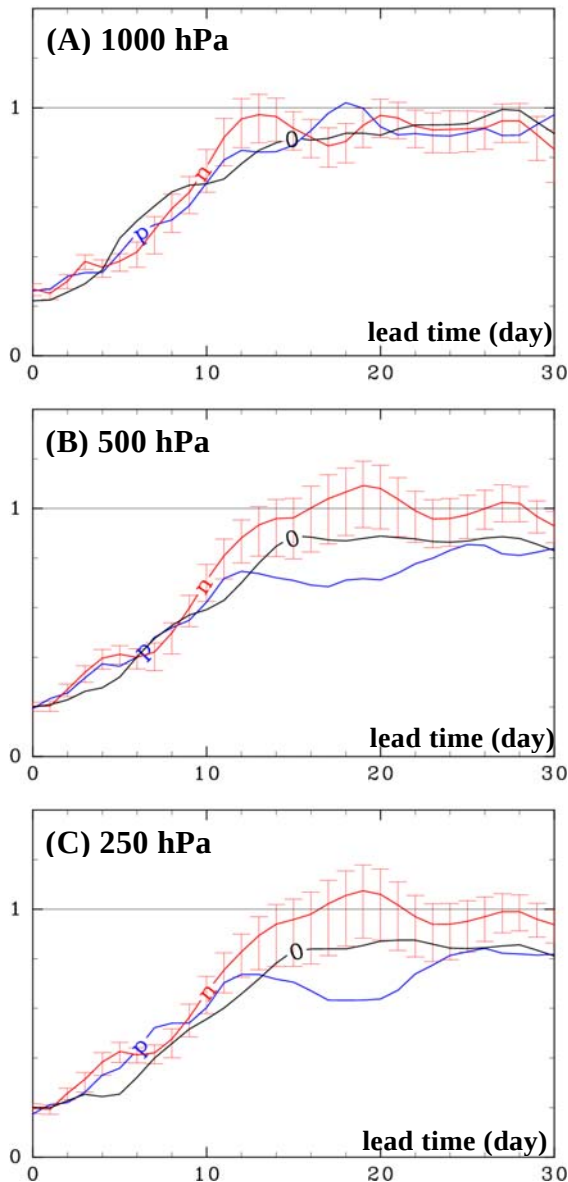


Fig. 6 As in Fig. 4, but for the classification of the forecast according to the initial 1000-hPa NAM index.

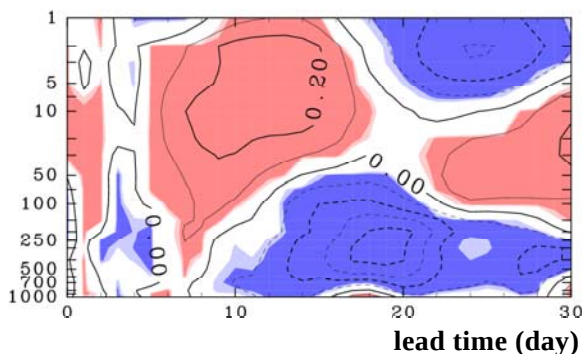


Fig. 7 As in Fig. 5, but for the classification for the forecast according to the initial 1000-hPa NAM index.

一方, Fig. 5 は, 各等圧面高度における NAM 指数 予報誤差の positive case と negative case の差を示す。横軸は予報期間である。値が正の領域では, negative case の場合の予報誤差が小さく, 濃い (薄い) 陰影の部分はその差が 95(90) % 以上の統計的有意性を持つことを示す。この図より, 成層圏では 4 日以上 の予報期間では negative case の予報誤差が有意に小さいことがわかる。また, 対流圏から成層圏下部では, 予報期間 8 日を中心にして, negative case の予報誤差が有意に小さくなる。一方, 対流圏下部では, 20 日前後を中心 に negative case の予報誤差が小さくなる ことがわかる。このように, 統計的にも, 成層圏下部で NAM 指数が負で大きな値となると きには, 正で大きな値をとるときと比べて, 対流圏での NAM 指数予報誤差が有意に小さくなる ことが示された。

一方, Fig. 6 には, 予報初期日における 1000 hPa NAM 指数の大きさで事例を分類した結果を示す。Fig. 4 と同様に, positive (negative) case は 1000 hPa NAM 指数が +1 以上 (-1 以下) の事例で, 全 130 事例で 27 (34) 事例存在する。黒実線は, それ以外の 69 事例の平均値を示す。青実線と赤実線の比較から, 3 日から 11 日の予報期間で, 対流圏上層の 8 日目付近を除き (Fig. 6c), negative case の予報誤差は positive case の予報誤差よりも有意に小さくない。一方, 15 日以上 の予報期間では, 対流圏中上層の NAM 指数予報誤差は, むしろ, negative case の場合に大きくなる。また, 各等圧面高度における NAM 指数 予報誤差の positive case と negative case の差を示した Fig. 7 から, これらのことは明瞭に示すことができる。さらに, Fig. 7 から, 成層圏中上層における, 二つの case の間での NAM 指数誤差の違いは予報期間 12 日目を中心 に拡大するのに対し, 対流圏での差が最大となるのは, 8 日目前後であることがわかる。このことは, 対流圏における NAM 指数誤差の情報が上方に伝播することを示唆している

以上の解析から, 大気下層の NAM 指数の値は, 対流圏における予報期間 10 日程度までの NAM 指数 予報誤差に有意な影響を与えないことが示された。

3.3 対流圏 NAM 指数予報誤差と成層圏循環との関連性

前節では, 成層圏NAM指数の値が, 対流圏のNAM指数 予報誤差に与える影響について解析を行ったが, 以下では, 逆に, 対流圏NAM指数予報誤差の大きさが, 成層圏循環のどのような特徴と関連するののかを 相関解析により調べる。もし, この節で得られた結果が前節の結果と整合的であれば, 前節の結論をより補強することができると考えられる。

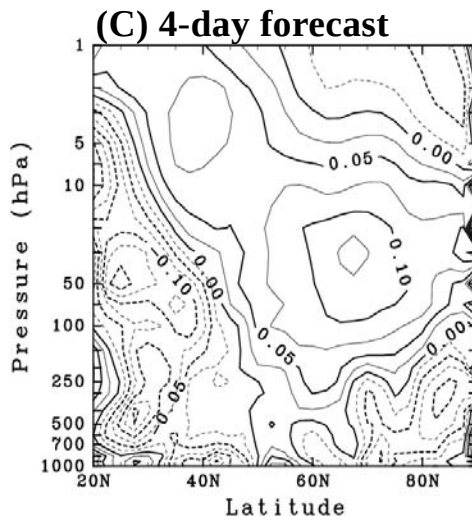
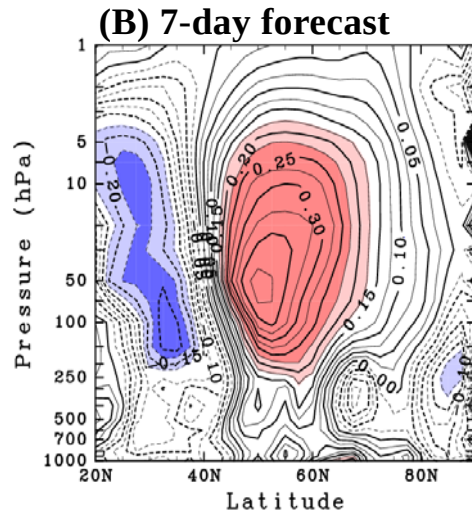
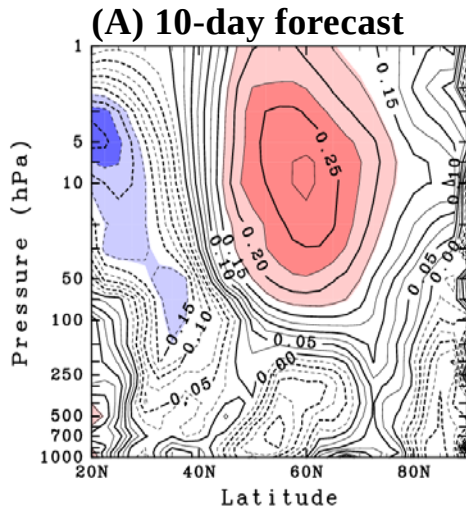


Fig. 8 Correlation coefficient between the magnitude of the forecast error of the ensemble-mean prediction of 7-day averaged 500-hPa NAM index and the zonal-mean zonal wind anomaly at the initial time of forecasts. (a) for the correlation with the 10-day forecast error, (b) for 7-day forecast, and (c) for 4-day forecast.

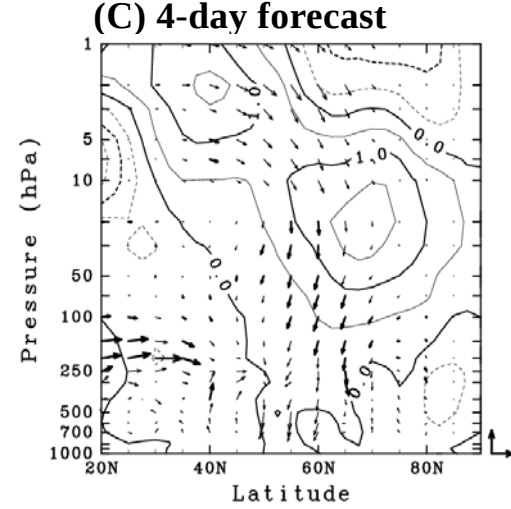
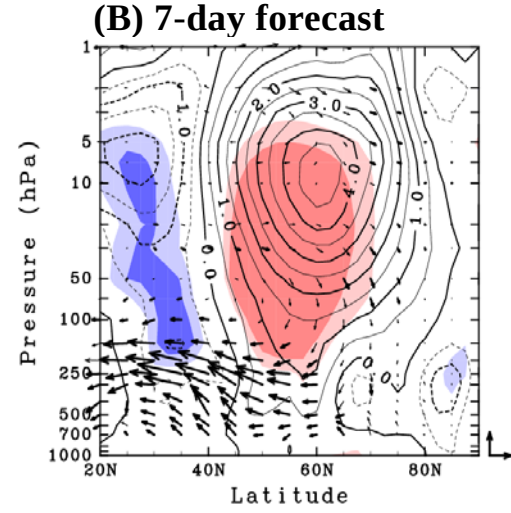
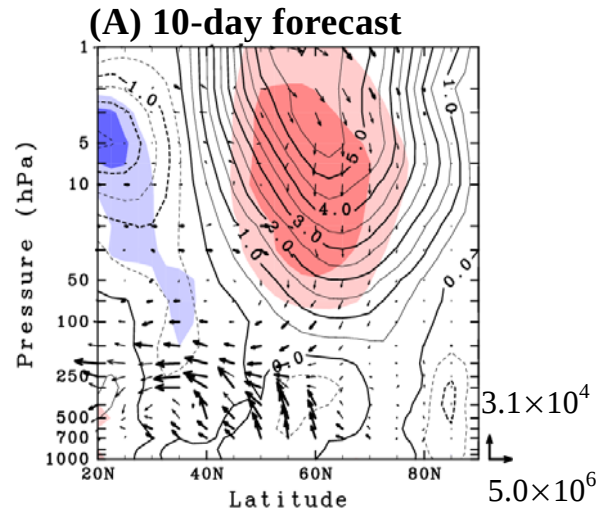


Fig. 9 Regressed anomaly of the zonal-mean zonal wind and WN 1 E-P flux (kg/s^2) at the initial time of forecast upon the magnitude of the ensemble-mean prediction error of 7-day averaged 500-hPa NAM index for 10-day forecast (a), 7-day forecast (b), and 4-day forecast (c). E-P flux is scaled by the reciprocal square root of the pressure.

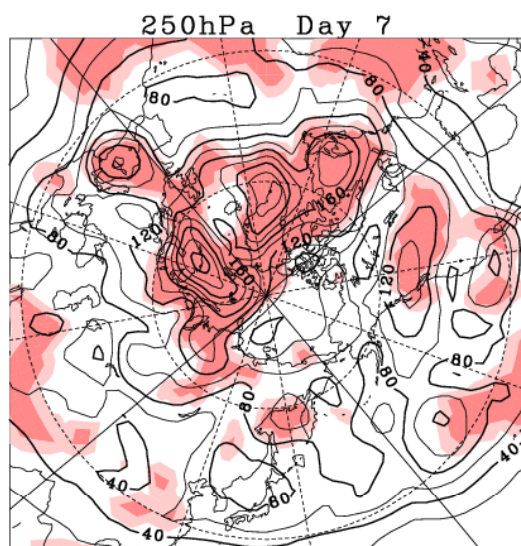


Fig. 10 Horizontal distribution of the ensemble-mean forecast rms error of the predicted Z250 for the forecast classified as the positive NAM case based on 50-hPa NAM index at the initial time of the forecasts. The heavy (light) shades indicates regions where the error is large at 95(90)% statistical significance compared with the negative NAM case.

まず, Fig. 8 に全 130 事例のアンサンブル予報結果を用いて計算された, 10 日目 (Fig. 8a), 7 日目 (Fig. 8b), 4 日目 (Fig. 8c) の 500 hPa での NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差の大きさと, 予報初期日における各緯度高度の帯状風偏差との相関係数を示す。Fig. 8a から, 予報 10 日目の NAM 予報誤差は, 予報初期日において北緯 60 度 10 hPa 付近の帯状風が西風偏差成分を持つときに有意に大きくなる傾向にあることがわかる。一方, 予報 7 日目では, 500 hPa NAM 予報誤差の大きさは, 10 日目よりもやや下層の, 北緯 50 度 50hPa 付近の西風偏差と有意な関連を持つ。しかし, 予報 4 日目の NAM 予報誤差と帯状風偏差との関係は有意ではない。この予報 7 日目を中心とする 500hPa NAM 予報誤差の大きさと成層圏下部での西風偏差との関係は, 成層圏下部における NAM 指数が負で大きな場合に対流圏 NAM 指数の予報誤差が有意に小さくなるという前節で得られた結果と整合的であり, 対流圏 NAM 指数の予測精度に成層圏下部の帯状風偏差が有意な影響を与えていることを示している。

また, Fig. 8 から, 500hPa NAM 予報誤差の大きさに影響を与える西風偏差は, 成層圏上部から下部へと次第に下降していることがわかる。この下降の要因を探るため, Fig. 9 に, 500hPa NAM 予報誤差の大きさに対する, 予報初期日における帯状風偏差および波数 1 の E-P flux 偏差場の回帰を示す。具体的には,

例えば, Fig. 9a は, 予報 10 日目の 500hPa NAM 指数アンサンブル平均予報誤差が全 130 事例の平均よりも 1 標準偏差大きい場合の, 帯状平均風偏差場と, 波数 1 の E-P flux の南北と鉛直成分の偏差場を示す。なお, 波数 1 以外の E-P flux 偏差と 500hPa NAM 指数誤差との関係は有意ではなかった。Fig. 9 より, 帯状風偏差が成層圏上部から下部へと下降するとき, 成層圏での E-P flux の鉛直成分の偏差は負であることがわかる。冬季の気候値では E-P flux の鉛直成分は正であるため, このことは, 500 hPa NAM 予報誤差が大きいときには, 対流圏から成層圏への波数 1 の鉛直伝播が弱くなることを意味している。しかも, Fig. 9 から, 波数 1 に伴う E-P flux の発散は帯状風偏差中心よりもやや下層で生ずるため, 次第に帯状風偏差は下降する傾向にあることと一致している。一方, 対流圏では, 北緯 60 度付近から赤道側で E-P flux の南北成分の負偏差が顕著である。すなわち, 対流圏中で, 波数 1 成分がより赤道側へ伝播するため, 中高緯度で西風加速が生じ, 対流圏の北緯 50 度から 60 度付近の西風偏差が増大する傾向となることがわかる。

以上の解析から, 対流圏 NAM 指数予報誤差が大きいときには, 波数 1 成分の対流圏から成層圏への鉛直伝播が抑制されて, 対流圏では低緯度側へと伝播する傾向が強いことが示された。この波数 1 の偏差成分に伴い, 成層圏では西風偏差が強まる傾向となる。但し, ここで得られたのは, 西風偏差と波数 1 の偏差成分との統計的関係であり, 両者の因果関係を示していないことに注意すべきである。つまり, 成層圏に存在する西風偏差によって, 波数 1 成分の成層圏への鉛直伝播が弱まった可能性も考えられる。両者の因果関係については, 今後, 数値実験などにより, より詳細に吟味する必要がある。

3.4 対流圏高度場予報誤差の成層圏 NAM 指数依存性

最後に, 3.2 節と同様の解析を行い, 成層圏 NAM 指数偏差が対流圏における高度場予報誤差の大きさに与える影響を統計的に調べる。Fig. 10 に, 予報初期日における 50hPa NAM 指数をもとに, 3.2 節と同様に全 130 事例を positive case (18 事例), negative case (43 事例) に分類したときの, 予報 7 日目の 250 hPa 高度場アンサンブル平均予報誤差の positive case の平均値を示す。また, Fig. 10 で濃い (薄い) 陰影を付けた領域の誤差は, negative case の平均値に比べ 95 (90) % 以上の信頼度で有意に大きいことを示している。この図から, 成層圏で NAM 指数が正の場合, 特に, 北大西洋域の高度場予測誤差が有意に大きくなることがわかる。なお, 成層圏下部の NAM 指数と北大西洋高度場予報誤差の大きさとの間の有意な

関係は、予報期間 7 日目だけではなく、予報 5 日目から 13 日目までの予報期間で存在する。さらに、Fig. 10 から、高度場予報誤差は東西一様な分布ではなく、むしろ東西非一様であり、特に、北大西洋域で大きく北太平洋域で小さいことがわかる。また、成層圏での NAM 指数が負の場合と比べて有意に誤差が大きくなる領域も、東西一様に分布するのではなく、北大西洋域にのみ存在し、北太平洋域には有意な領域は存在しない。このことは、成層圏における NAM 変動は、対流圏循環での NAM 変動に伴うほぼ東西一様な変動成分の予報誤差に直接影響を与えるのではないこと示していると考えられる。むしろ、成層圏での NAM 変動は、北大西洋域で卓越する大気循環変動成分である北大西洋振動 (NAO) に伴う高度場の予報誤差に、より大きな影響を与えている可能性が高い。つまり、3.2 節で解析した対流圏における NAM 指数予報誤差の主要な部分は、北大西洋域における高度場予報誤差の NAM 変動パターンへの射影と考えるべきであることが示唆される。この結果は、成層圏における NAM 変動は、対流圏における NAM 変動ではなく、むしろ北大西洋振動 (NAO) とより関連しているという Itoh and Harada (2004) の解析結果とも整合的である。

4. まとめ

成層圏循環変動が冬季対流圏循環場の予測可能性に及ぼす影響を吟味するため、気象庁気候情報課より提供された 5 冬季 (2001/2002 年から 2005/2006 年まで) の気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果について統計的な解析を行った。ここでは特に、中高緯度域大気大循環場における最も主要な変動成分である北半球環状モード (NAM) という枠組みに注目して解析を行った。ここで、NAM は、主として極渦の強弱に対応する極渦と北緯 40 度付近を中心とする中高緯度域の高度場との間のシーソー的な変動パターンとして特徴づけられる。また、NAM の予測可能性は、NAM に伴う偏差パターンの大きさと極性を示す NAM 指数に基づいて解析を行った。

解析の結果、成層圏下部の 50hPa で、極渦が気候値よりも弱いことと対応する負の NAM 指数偏差が予測初期日に観測されたときには、正の NAM 指数偏差が観測された (成層圏極渦が強い) ときと比べ、3 日から 11 日までの予報期間の対流圏中上層における NAM 指数アンサンブル平均予報誤差は有意に小さくなることが示された。一方、対流圏における NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差と、予報初期日における大気最下層の 1000 hPa での NAM 指数との関係は有意でない。

また、500 hPa NAM 指数のアンサンブル平均予報誤差と予報初期日における帯状平均風偏差や惑星規模波に伴う E-P flux 偏差との関係についても相関解析を行った。その結果、500 hPa NAM 指数の 7 日予報誤差は、予報初期日における北緯 50 度、50 hPa 付近の西風偏差と有意に関連することが示された。このことは、予報初期日における 50hPa の NAM 指数に対流圏 NAM 指数予報誤差が依存するという結果と整合的である。さらに、500 hPa NAM 指数予報誤差は、波数 1 に伴う E-P flux の鉛直成分の成層圏での負偏差 (上向き伝播の弱化) と対流圏における南北成分の負偏差 (赤道向き伝播の強化) とも有意に関連することが示された。このことは、波数 1 の惑星規模波の伝播特性の違いが、対流圏 NAM 指数の予測可能性と有意に関連していることを示している。

一方、成層圏下部の 50hPa における NAM 指数変動と対流圏上層の高度場アンサンブル平均予測誤差との関連についても解析を行った。その結果、予報初期日における成層圏下部 NAM 指数が正の場合には負の場合と比較して、予報 7 日目を中心として、北大西洋域における高度場の予報誤差が有意に大きくなることが示された。一方、北太平洋域の高度場予報誤差の大きさは、予報初期日における成層圏下部の NAM 指数の影響を受けない。このことは、成層圏下部における環状的な循環変動の影響は、対流圏上層の環状的な変動成分の予測可能性ではなく、むしろ北大西洋振動 (NAO) の予測可能性に直接的な影響を与えることを示唆している。

謝 辞

本研究で使用した気象庁一ヶ月アンサンブル予報データは、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。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, Vol. 294, pp. 581-584.
- Baldwin, M. P., Stephenson, D. B., Thompson, W. J.,

- Dunkerton, T. J., Charlton, A. J. and O'Neil, A. (2003): Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, Vol. 301, pp. 636-640.
- Itoh, H. and Harada, K. (2004): Coupling between tropospheric and stratospheric leading modes. *J. Clim.*, Vol. 17, pp. 320-336.
- Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2007): Predictability of the downward migration of the northern annular mode: A case study for January 2003. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, pp. 861-870.

Influence of Stratospheric Circulation on the Predictability of the Tropospheric Northern Annular Mode

Hitoshi MUKOUGAWA, Yuhji KURODA* and Toshihiko HIROOKA**

* Meteorological Research Institute

** Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

Synopsis

Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric boreal winter circulation is examined by using 5-year archive of 1-month ensemble forecast dataset provided by the Japan Meteorological Agency (JMA) in the framework of the Northern Hemisphere Annular Mode (NAM). It is found that the prediction skill of the tropospheric NAM index, corresponding to the zonally symmetric component of the extratropical atmospheric circulation, is significantly improved for 3- to 11-day forecast when the negative NAM index associated with weaker polar vortex is observed in the stratosphere.

Keywords: predictability, northern hemisphere annular mode, ensemble forecast