

気象庁季節予測システムにおける NAO の予測可能性

*齊藤 直彬¹・前田 修平¹・仲江川 敏之¹・高谷 祐平¹・今田 由紀子¹・松川 知紘²

(1: 気象研究所、2: 気象庁気候情報課)

1. はじめに

現在の季節予報は、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋の季節～年スケールの変動に伴う大気の変動を主なシグナルとしている。一方、北大西洋振動 (NAO)あるいは北極振動 (AO)は、大気の内部分動的な性質が強く、季節予報の時間スケールでの予測可能性は低いと考えられてきた。ところが Scaife et al. (2014) は、英国気象局の季節予測システム GloSea5 を用いて、冬 (12～2 月)の NAO を精度良く長期予測した (NAO Index の予報と解析の相関係数が 0.62)。彼らは高い予報成績の要因として、高い海洋分解能に加えて、モデル上端を 85km まで拡張し成層圏を包括的に表現できるようになったことなどを挙げている。

彼らの結果は成層圏が地上の NAO の予報成績に影響することを示唆しているが、成層圏から対流圏への下方影響についてはこれまで多数の研究がなされている。例えば Baldwin and Dunkerton (2001) は、極渦の強弱のシグナルが 1～2 ヶ月かけて成層圏から対流圏に下方伝播することを示した。このような下方影響のメカニズムに関しては、波と平均流の相互作用 (Kuroda and Kodera, 1999)、成層圏循環の変化によるプラネタリー波の反射 (Perlwitz and Harnik, 2003, 2004; Kodera et al., 2008)、成層圏の渦位 (PV) 偏差による影響 (Ambaum and Hoskins, 2002) など諸説あるが、現在も十分には理解されていない。このうち Ambaum and Hoskins (2002) は、成層圏循環の変調が地衡流調節を通して対流圏に下方影響するメカニズムを提唱しており、定量的に下方影響を見積もった点が特徴的である。最近では、Takemura and Maeda (2016) が、エルニーニョ現象時の成層圏の合成偏差の対流圏への下方影響について、Ambaum and Hoskins (2002) のメカニズムに基づき定量的な評価を行っている。

季節予報では、アンサンブル予報を用いて初期場に含まれる誤差が増大する時間や大きさを確率的に

見積っており、アンサンブル平均によって単独メンバーの予測精度を統計的に上回る予測精度を実現している。Rowell et al. (1995) や杉 (2002) は、アンサンブル平均とスプレッドから計算されるシグナルとノイズの大きさから、潜在的な予測可能性を見積もる手法を提案した。特に、杉 (2002) の潜在的予測可能性 R の平方根は、アンサンブル平均と解析値の相関係数の期待される上限値となる (詳細は後述)。ここで、Scaife et al. (2014) の相関係数 0.62 はこの上限値 \sqrt{R} の約 0.20 を大きく超えているが、これについて Eade et al. (2014) は、彼らのアンサンブル予報システムではノイズが大き過ぎるために予測可能性が過小評価されていると指摘している。

もし成層圏に予測可能性のソースが存在し、それが対流圏に影響を及ぼすならば、対流圏においても成層圏起源の長い時間スケールでの予測可能性が期待される。そこで本研究は、平成 27 年に更新された気象庁新季節予測システム JMA/MRI-CPS2 (Takaya et al., 2016) における NAO の予報成績および潜在的予測可能性について、成層圏との関連に注目して解析を行う。さらに、成層圏から対流圏へのシグナルの下方影響について、Ambaum and Hoskins (2002) および Takemura and Maeda (2016) の手法を参考にして定量的な見積りを行う。

2. 解析方法

JMA/MRI-CPS2 による NAO Index および成層圏循環に係る物理量の 3 ヶ月予報の成績評価を行う。JMA/MRI-CPS2 のモデル上端は 0.1hPa (約 64km) と GloSea5 よりは低い。リードタイムは 0 ヶ月 (例えば 2～4 月の 3 ヶ月予報の場合、前月の 1 月 16 日・31 日が初期値) とする。予報値として JMA/MRI-CPS2 のハインドキャストデータを、解析値として気象庁長期再解析データ (JRA-55) を使用する。それぞれ大気データの月平均値を用いる。期間は 1981～2010 年の 30 年

間とする。NAO Index は Hurrell (1995) の定義に基づき計算する。また、成層圏循環に関係する物理量として、等圧面高度 Z と EP フラックスの収束・発散についても評価を行う。EP フラックスの計算には Edmon et al. (1980) の式 (3.1a,b) および (3.2) を用いる。

各 3 ヶ月平均について、アンサンブル予報のメンバー 10 個とその平均および解析値の 30 年分の時系列を作成し、アンサンブル平均と解析値の相関係数 (ACC) を予報成績とする。また、アンサンブルデータから次項で説明する潜在的予測可能性の平方根を計算する。

2.1 潜在的予測可能性

季節予報において、アンサンブル平均は決定論的に予測可能な変動(シグナル)、また、アンサンブル平均からの偏差は予測不可能な変動(ノイズ)と考えることができる。最も簡単な予測可能性の表現はシグナルとノイズの比 (S/N 比) であるが、ここでは、シグナルの分散を S^2 、ノイズの分散を N^2 として、全変動の分散に対するシグナルの分散の比

$$R = \frac{S^2}{S^2 + N^2}$$

を予測可能性の指標(潜在的予測可能性)とする。このとき、メンバー数が十分大きければ、各メンバー同士の相関係数は R 、あるメンバーとアンサンブル平均の相関係数は \sqrt{R} となる。よって、モデルが完全にシグナルを完全に予報しており、アンサンブル手法が完全にノイズの見積りが正しければ、観測値とアンサンブル平均の相関係数(予報成績)は \sqrt{R} で表される。実際にはどちらも不完全であるため、予測精度と \sqrt{R} は一致しないが、後者が完全とすると、 \sqrt{R} は期待される相関係数の上限値の目安となる。詳細は杉 (2002) を参照されたい。 S^2 、 N^2 の具体的な計算方法は付録に記す。

以下、NAO Index や等圧面高度 Z 、EP フラックスの収束・発散について、予報成績 ACC およびその期待される上限値 \sqrt{R} の季節依存性や時間-鉛直構造等を示し、 ACC と \sqrt{R} を比較して評価を行う。なお、 ACC と \sqrt{R} の値が近いことは、アンサンブルシステムの良さを示す。

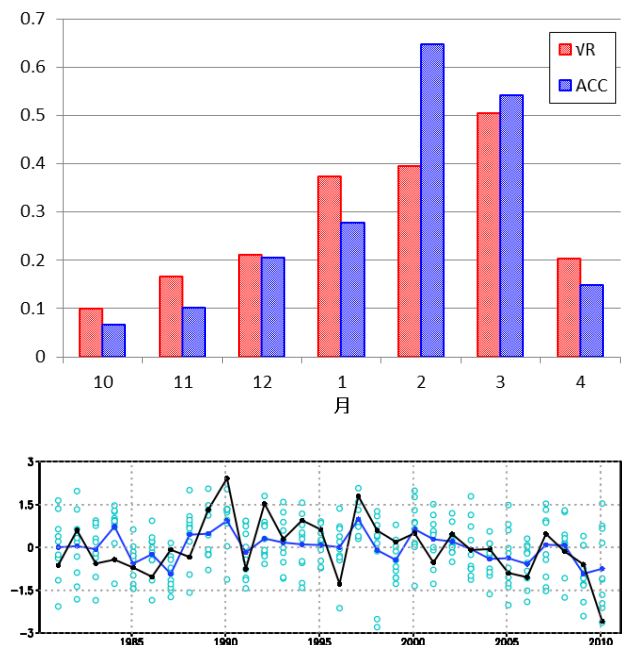
3. 結果

3.1 NAO Index の予測可能性と予報成績の季節依存性

NAO Index の予報成績 ACC およびその上限値 \sqrt{R} の季節依存性を図 1(上)に示す。まず、 \sqrt{R} と ACC ともに、秋以降徐々に高くなり、冬後半・春にピークを迎えるという変化傾向が見られる。なお、 \sqrt{R} と ACC の間のずれは、前節で述べたように、モデルやアンサンブル手法の不完全さに起因すると考えられる。また、Scaife et al. (2014) が高い成績を示した冬(12~2月、DJF)の ACC は 0.2 程度と高くないが、冬後半から春先(2~4月、FMA)、春(3~5月、MAM)の ACC は高い。FMA 平均の NAO Index の予測値と解析値の時系列を図 1(下)に示す。アンサンブル平均が解析値の変動をある程度捉えている (ACC は 0.65)。

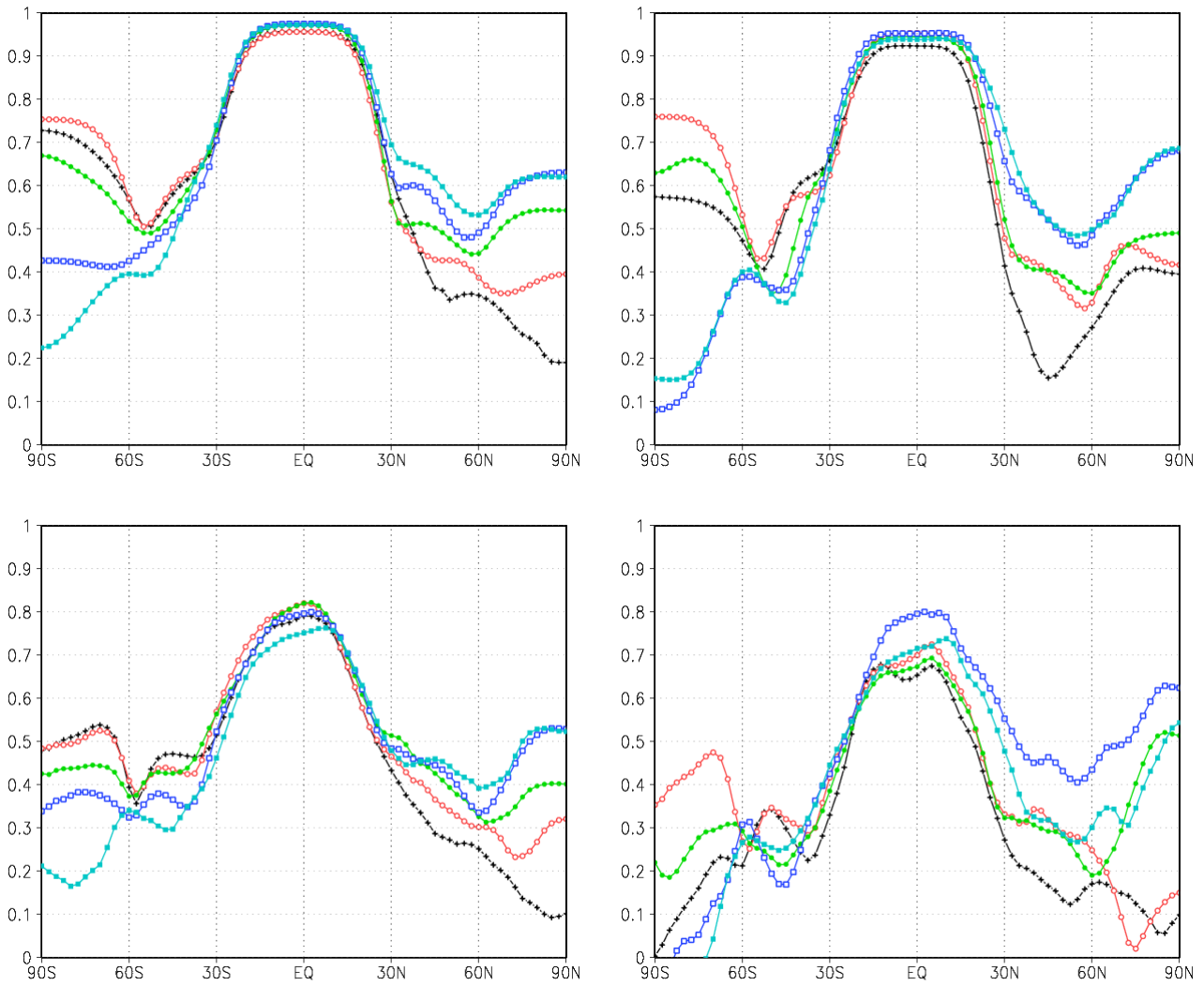
3.2 等圧面高度 Z の予測可能性と予報成績

以後、3.1 で示した NAO の予報成績の季節依存性について、成層圏の影響の観点から調べる。また、NAO の構造が環状モード的であることから、帯状平均場の予報精度に着目する。まず、中高緯度の下部



第 1 図 NAO Index の \sqrt{R} 、 ACC の季節変化

(上) NAO Index の潜在的予測可能性の平方根 \sqrt{R} (赤) および予報成績 ACC (青) の季節変化。横軸は 3 ヶ月平均の 1 ヶ月目。(下) 2~4 月平均の NAO Index の解析値(黒)、アンサンブル平均(青)、およびアンサンブルの各メンバー(水色)の時系列。



第2図 Z100 および海面気圧の \sqrt{R} , ACC の南北分布

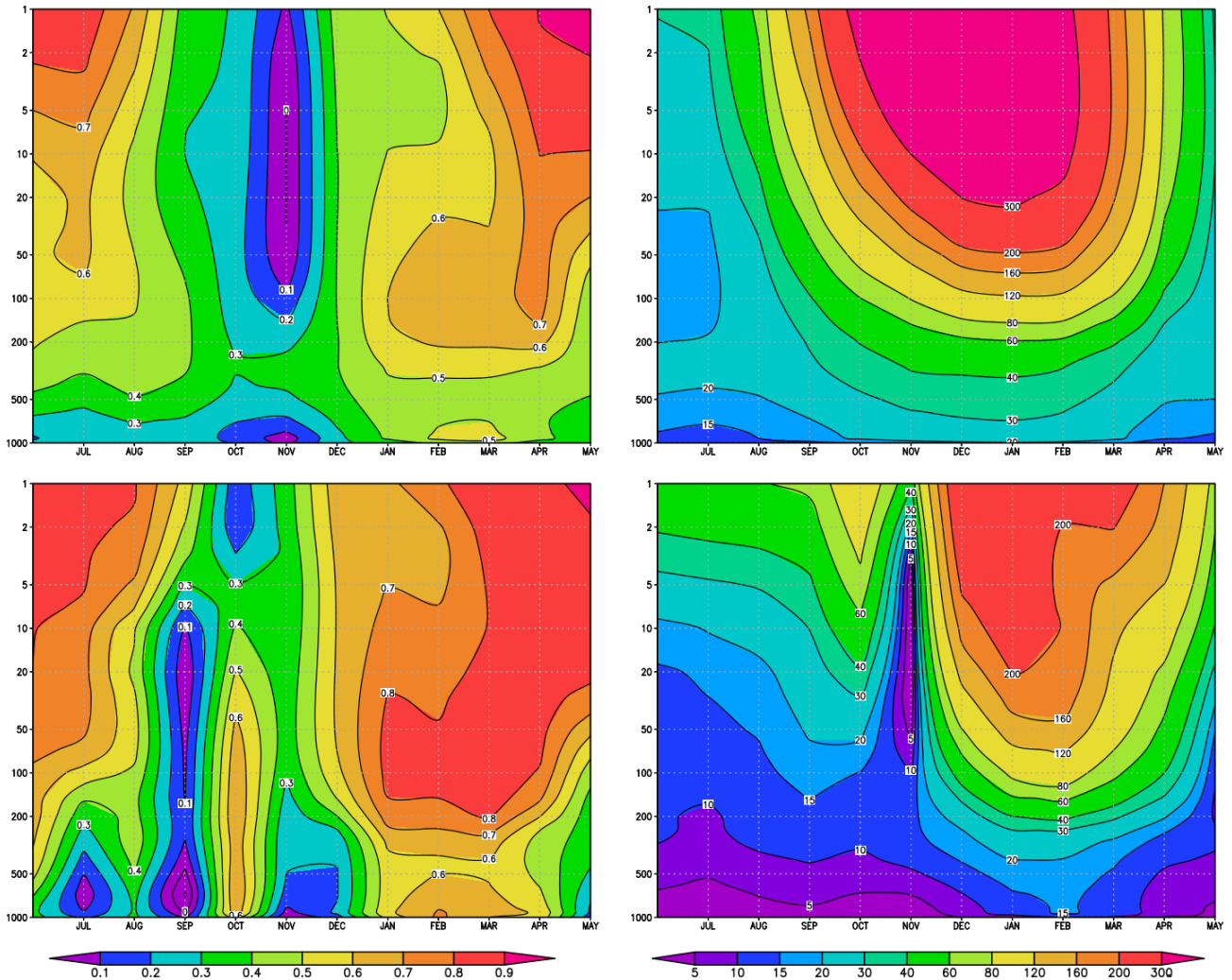
Z100(上)、海面気圧(下)の潜在的予測可能性の平方根 \sqrt{R} (左)および予報成績 ACC(右)の南北分布(帯状平均)。横軸は右側が北極である。各線はそれぞれ、黒:11~1月、赤:12~2月(冬)、緑:1~3月、青:2~4月、水色:3~5月(春)の3ヶ月平均を示す。

成層圏に注目して 100hPa 面高度 (Z100) および海面気圧について、 \sqrt{R} と ACC の南北分布 (帯状平均) を、冬から春にかけての 3 ヶ月平均ごとに図 2 に示す。まず、Z100 と海面気圧ともに、 \sqrt{R} と ACC が良く対応している。また、いずれも熱帯と極域で値が大きい。さらに、熱帯では季節変化が小さいのに対して、極域では冬後半から春にかけて値が大きくなり、中緯度でも極域と同様の季節変化が見られる。このことから、下部成層圏と地上付近の循環場は関連して変動していること、中緯度における予測可能性の起源は極域にも存在することが推測される。

次に、帯状平均した等圧面高度 Z について、 \sqrt{R} と ACC の時間-高度断面図 (70°N~90°N 平均) を図 3

(左) に示す。NAO Index と同様に、 \sqrt{R} と ACC が大きさ・構造ともに良く対応している。また、冬後半から春頃 (FMA、MAM) には、成層圏に予測可能性が高い領域が存在し、同時に成層圏ほど高くはないが地上付近でも予測可能な領域が存在する。すなわち、成層圏の高い予測可能性が対流圏に影響を及ぼしている可能性がある。

図 3(左上)の \sqrt{R} に対応するSとNの時間-高度断面図についても図 3(右)に示す。NはSよりも先に秋頃から成層圏を中心に増大している。一方、Sは遅れて冬から春先に成層圏を中心に増大している。春先にSが増すことで、予測可能性が高くなっていることがわかる。これらの傾向は対流圏でも同様である。



第3図 Z の \sqrt{R} , N , S , ACC の時間-高度断面図

帯状平均した等圧面高度 Z の潜在的予測可能性の平方根 \sqrt{R} (左上)、予報成績 ACC (左下)、ノイズの標準偏差 N (右上)、およびシグナルの標準偏差 S (右下)の時間-高度断面図 ($70^{\circ}\text{N}\sim 90^{\circ}\text{N}$ 平均)。横軸は3ヶ月平均の1ヶ月目(左端は6月から開始)。縦軸は気圧(対数目盛)。 S と N の単位は m 。カラーバーは \sqrt{R} と ACC (左の2枚)で共通、 S と N (右の2枚)で共通。

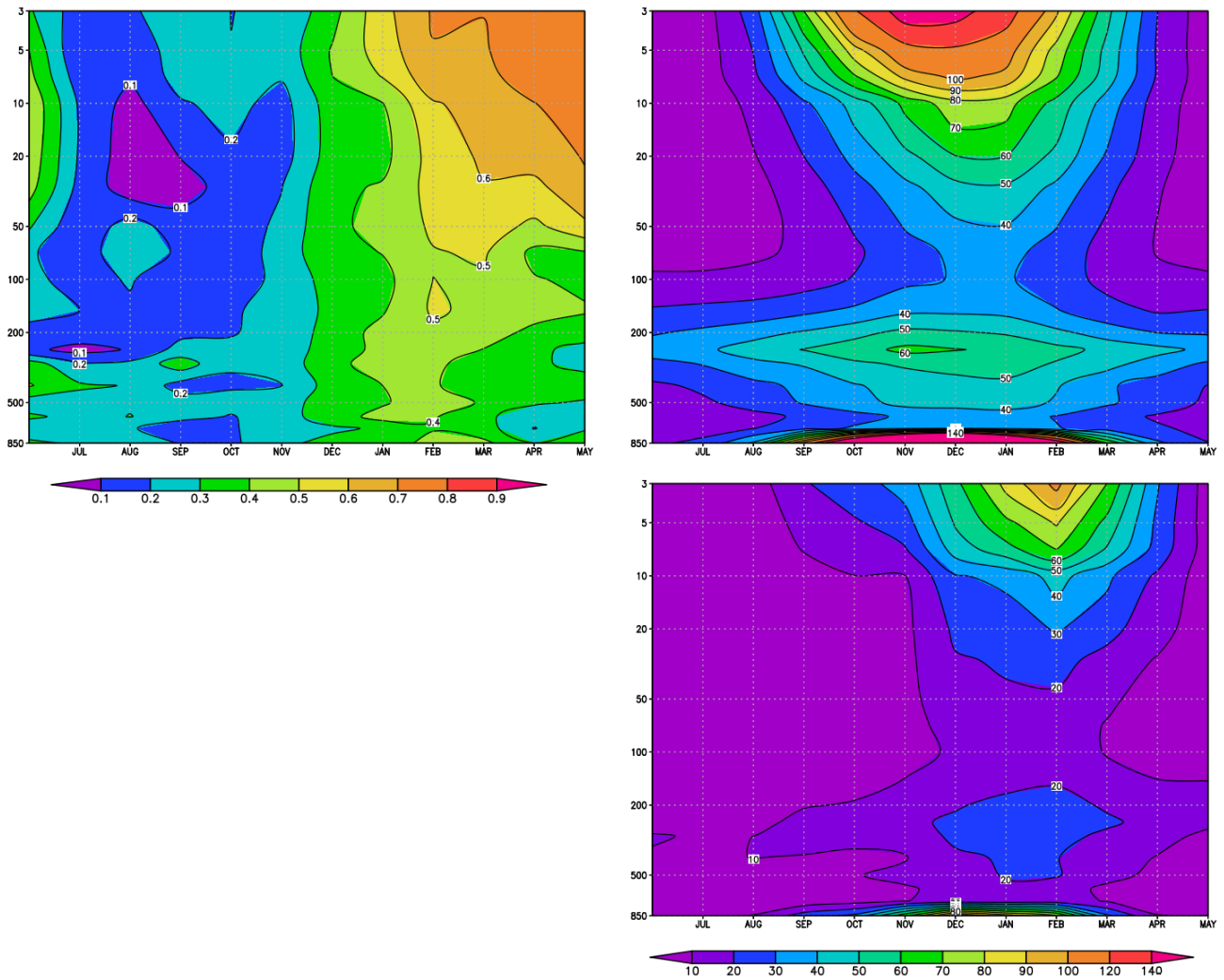
3.3 EPフラックスの収束・発散の予測可能性、および Z の予測可能性との関連

成層圏における波と平均流の相互作用の観点から、EPフラックスの収束・発散(帯状平均、 $45^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 平均)について、 \sqrt{R} , S , N の時間-高度断面図を図4に示す。

EPフラックスの収束・発散の N は、冬(DJF前後)が最も大きく、その後減少している(図4右上)。全変動の標準偏差 ($\sqrt{S^2 + N^2}$; 図略)の季節変化も同様である。ここで、春先の成層圏循環(すなわち Z)は、その年のそれまでのロスビー波の上方伝播量で決まる(例えば Newman et al., 2001)。このことから、伝播量

の分散が大きい冬を初期値とする、春先の Z の予測は、初期場の持つシグナルが大きいと言える。

次に、EPフラックスの収束・発散の S は、 N とは異なり春先(FMA)が最も大きい(図4右下)。すなわち、ロスビー波の伝播特性が春先により決定論的となる。この理由として、例えば、初期値(FMAの場合は1月)の時点で成層圏突然昇温が既に起きていれば、仮に対流圏で大振幅のロスビー波が生成されたとしても、それは成層圏へ上方伝播できない。成層圏突然昇温の発生時期は主に12~3月であることから、春先は成層圏の初期場がその後のロスビー波の伝播特性を決めやすい時期であると言え、そのことが成層圏循環 Z のシグナル S をさらに持続させると考えられる。



第4図 EPフラックスの収束・発散の \sqrt{R} , N , S の時間-高度断面図

帯状平均したEPフラックスの収束・発散の潜在的予測可能性の平方根 \sqrt{R} (左上)、ノイズの標準偏差 N (右上)、およびシグナルの標準偏差 S (右下)の時間-高度断面図(45°N~75°N平均)。横軸は3ヶ月平均の1ヶ月目(左端は6月から開始)。縦軸は気圧(対数目盛)。 S と N の単位は m^2/s^2 。カラーバーは S と N (右の2枚)で共通。

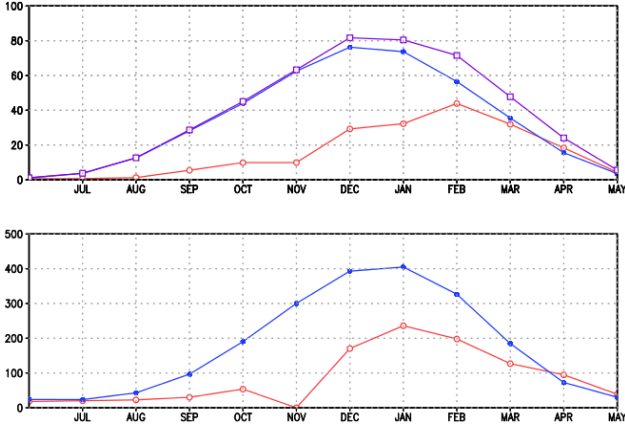
EPフラックスの収束・発散および Z の予測可能性の間のこれら2つの関係は、適当な高度で季節変化を見るとより分かりやすい。10hPaにおけるEPフラックスの収束・発散および等圧面高度 Z について、 S と N の季節変化を図5に示す。EPフラックスの収束・発散については全変動の標準偏差 ($\sqrt{S^2 + N^2}$) も示す。まずDJFにEPフラックスの収束・発散の N および $\sqrt{S^2 + N^2}$ が最大となり、それに続いてJFMに Z_{10} の S が最大となる。これはロスビー波の上方伝播が成層圏循環場に影響を及ぼすことに対応する。さらにFMAには、EPフラックスの収束・発散の S が最大となるが、これは逆に成層圏突然昇温発生等の成層圏循

環場の変化がロスビー波の伝播特性に影響を及ぼすことに起因する。

このように、冬後半の成層圏の高い予測可能性は、ロスビー波の上方伝播の季節依存性に起因することが分かった。一方で、成層圏の高い予測可能性が対流圏にどのように下方影響するかについては、さらに調べる必要がある。

4. 成層圏から対流圏へのシグナルの下方影響のメカニズム候補

Ambaum and Hoskins (2002) は、成層圏の正(負)のPV偏差が地衡流調節を通して対流圏界面高度の上昇(下降)とバランスし、対流圏の渦管の伸長(圧縮)



第 5 図 10hPa における EP フラックスの収束・発散および Z の S, N の季節変化

10hPa における EP フラックスの収束・発散(上)および Z10 (下)のシグナルの標準偏差 S およびノイズの標準偏差 N の季節変化。横軸は 3 ヶ月平均の 1 ヶ月目。各線はそれぞれ、青: N、赤: S、紫(上図のみ): 全変動に対する標準偏差 $\sqrt{S^2 + N^2}$ を示す。単位はそれぞれ、上図: m^2/s^2 、下図: m 。

を通して地上に低(高)気圧偏差をもたらす、という 2 段階のメカニズムでの成層圏から対流圏の影響を提唱している。

本節では Takemura and Maeda (2016) と同様に、Ambaum and Hoskins (2002) が提唱するこのメカニズムおよび式に基づいて、成層圏の PV のシグナルの大きさから、対流圏界面高度の変動を経て、地上気圧のシグナルの定量的な見積りを試みる。ただし、地上のシグナルは成層圏起源と仮定する。ここでは FMA の 3 ヶ月予報の結果を用いる。また、PV は Z と同様に帯状平均かつ $70^\circ\text{N} \sim 90^\circ\text{N}$ で平均した値を見る。

4.1 成層圏 PV \Rightarrow 対流圏界面

Ambaum and Hoskins (2002) の PV に関する式および静水圧平衡時の気圧と高度の関係式を用いる。

$$\frac{\Delta P}{P} \approx -(1 + \text{Bu}) \frac{\Delta p_{\text{tpp}}}{p_{\text{tpp}}},$$

$$\Delta h_{\text{tpp}} = -\frac{\Delta p_{\text{tpp}} R T_{\text{tpp}}}{p_{\text{tpp}} g}.$$

ここで P は PV、 Bu はバーガー数、 p_{tpp} は対流圏界面気圧、 h_{tpp} は対流圏界面高度、 R は乾燥空気の気体定数 ($287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 T_{tpp} は対流圏界面における気温、 g は重力加速度である。

温位 500K 面に相当する 50hPa における PV の値 (アンサンブル平均) は $P = 1.25 \times 10^{-4} [\text{s}^{-1}]$ である。また、50hPa における PV のシグナルの標準偏差は $5.13 \times 10^{-6} [\text{s}^{-1}]$ であり、ここでは EP フラックスの収束を想定して負の PV 偏差を与える、すなわち $\Delta P = -5.13 \times 10^{-6} [\text{s}^{-1}]$ とする。これらを PV の式に代入し、 $\text{Bu} = 1$ 、 $p_{\text{tpp}} = 400 [\text{hPa}]$ と仮定すると、 $\Delta p_{\text{tpp}} = 8.2 [\text{hPa}]$ となる。さらに 400hPa 付近の気温の平年値から $t_{\text{tpp}} = 223 [\text{K}]$ として気圧と高度の関係式を用いると、 $\Delta h_{\text{tpp}} = 133.9 [\text{m}]$ となる。すなわち、与えた負の成層圏 PV 偏差は、対流圏界面気圧 8.2hPa の上昇(対流圏界面高度 133.9m の低下)と釣り合う。

4.2 対流圏界面 \Rightarrow 地上気圧

次に、Ambaum and Hoskins (2002) の地表面渦度に関する式および圧力への変換式を用いる。

$$[\Delta \xi]_{z=0} = f \frac{\Delta h_{\text{tpp}}}{H_t} \left[e^{\frac{h_{\text{tpp}}}{2H_t}} \sinh \left(\frac{h_{\text{tpp}}}{H_t} \right) \right]^{-1},$$

$$\Delta \xi = -\frac{\phi}{fL^2} = -\frac{\Delta p}{\rho f L^2}.$$

ここで ξ は絶対渦度、 f はコリオリパラメータ、 H はスケールハイト、 L は擾乱のスケール、 p は地上気圧である。

各パラメータの値は Ambaum and Hoskins (2002) に従って $f = 1.5 \times 10^{-4} [\text{s}^{-1}]$ 、 $H_t = 11 [\text{km}]$ 、 $H_p = 8 [\text{km}]$ 、 $h_{\text{tpp}} = 8 [\text{km}]$ とし、(1) で見積もった $\Delta h_{\text{tpp}} = -133.9 [\text{m}]$ を地表面渦度の式に代入すると、 $[\Delta \xi]_{z=0} = -0.14 \times 10^{-5} [\text{s}^{-1}]$ となる。さらに $\rho = 1.2 [\text{kg m}^{-3}]$ 、 $L = 1000 [\text{km}]$ として圧力への変換式を用いると、 $\Delta p = 2.51 [\text{hPa}]$ となる。すなわち、対流圏界面高度の 133.9m の低下は、地上気圧の 2.51hPa の上昇と釣り合う。

一方、実際の地上のシグナルは、図 3(右上)から読み取ると 1000hPa で 9.63m、圧力変化に換算すると 1.13hPa である。

4.3 結果

成層圏における PV の負のシグナル $-5.13 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ は、地衡流調節を通して対流圏界面気圧の 8.2hPa の上昇(圏界面高度の 133.9m の低下)と釣り

合い、さらに対流圏の渦管の圧縮を通して地上気圧の 2.51hPa の上昇と釣り合う。これは、実際の地上気圧のシグナル 1.13hPa とオーダーで一致しており、本研究でも Takemura and Maeda (2016) と同様の結果が得られた。すなわち、Ambaum and Hoskins (2002) の提唱する下方影響のメカニズムが働いている可能性がある。

5. まとめと議論

気象庁新季節予測システム JMA/MRI-CPS2 における NAO の予測可能性について、成層圏との関連に注目して解析を行った。

まず、NAO Index の予報成績 ACC およびその期待される上限 \sqrt{R} は、ともに冬後半から春先にかけて高くなることが分かった。

次に、この NAO の予測可能性の季節依存性について、帯状平均場の予測可能性の観点から調べた。等圧面高度 Z の帯状平均場の \sqrt{R} および ACC の時間-鉛直構造から、冬後半から春先にかけて成層圏に予測可能性の高い領域が存在し、同時期に地上付近にも予測可能性の高い領域が存在することが分かった。このことから、成層圏の高い予測可能性が対流圏の予測可能性に影響を及ぼしている可能性がある。

さらに、EP フラックスの収束・発散の予測可能性についても解析を行い、Z の予測可能性との関連について考察した。冬後半の成層圏の高い予測可能性は、ロスビー波の上方伝播の季節依存性に起因すると考えられる。

最後に、Takemura and Maeda (2016) を参考に、Ambaum and Hoskins (2002) が提唱するメカニズムに基づいて、成層圏から対流圏へのシグナルの下方影響について定量的な見積もりを行った。その結果、成層圏のシグナルの大きさから見積もられた地上気圧のシグナルと実際のシグナルは、オーダーでは一致した。すなわち、Ambaum and Hoskins (2002) の提唱するメカニズムが働いている可能性がある。

本研究では、成層圏から対流圏へのシグナルの下方影響について、Ambaum and Hoskins (2002) の提唱するメカニズムにのみ焦点を当てた。しかし、それだ

けだろうか？例えば、図 4 右下を見ると、上部対流圏にも EP フラックス収束の予測可能性の高い領域があり、これが対流圏の子午面循環、ひいては地上付近の循環の予測可能性に影響を与えている可能性がある。一方、上部対流圏での EP フラックス収束は、成層圏循環の影響を受けている可能性もある。ロスビー波の伝播特性に成層圏循環が影響を与えることで、地上付近の循環場の予測可能性に影響を与えている、ということである。この例に限らず、1. で示したとおり、下方影響のメカニズムについては諸説あり、理解を深めるためには、それらのメカニズムに沿ってシグナルの下方伝播についてさらに議論する必要がある。

本研究では、とくに春先には成層圏起源の予測可能性があることを示した。このことは、モデル上端を上げることなどにより、成層圏循環の再現性をよくすることで、さらに地上付近の循環場の予報精度が改善する可能性があることを示唆している。

付録 S², N² の計算方法

S², N² の具体的な計算方法は次の通りである。

$$N^2 = \frac{1}{m(n-1)} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (x_{i,j} - \bar{x}_i)^2,$$

$$\sigma_{em}^2 = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (\bar{x}_i - \bar{x})^2,$$

$$S^2 = \sigma_{em}^2 - \frac{1}{n} N^2.$$

ここで、N² はアンサンブルメンバー間の不偏分散の平均値、 σ_{em}^2 はアンサンブル平均の不偏分散、 $i = 1 \sim m$ は予報事例の年数(本研究では $m = 30$)、 $j = 1 \sim n$ はアンサンブルメンバー数(同 $n = 10$)、 $x_{i,j}$ は i 事例のアンサンブルメンバー j のデータ、 \bar{x}_i は i 事例のアンサンブル平均、 \bar{x} はアンサンブル平均の m 個の予報事例の平均である。S² の式の右辺第 2 項は、アンサンブルメンバー数が少ないために σ_{em}^2 に含まれている予測不可能な変動を除去するためのものである。

参考文献

- Ambaum, M.H.P., and B.J. Hoskins, 2002: The NAO Troposphere-Stratosphere Connection. *J. Climate*, 15, 1969-1978.
- Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, 294, 581-584.
- Eade, R., D. Smith, A. Scaife, E. Wallace, N. Dunstone, L. Hermanson, and N. Robinson, 2014: Do seasonal-to-decadal climate predictions underestimate the predictability of the real world? *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5620-5628.
- Edmon, H.J., B.J. Hoskins, and M.E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600-2616.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16806.
- 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, 2375-2378.
- Newman, P.A., E.R. Nash, and J.E. Rosenfield, 2001: What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, 106, 19999-20010.
- Perlwitz, J., and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Climate*, 16, 3011-3026.
- Perlwitz, J., and N. Harnik, 2004: Downward coupling between the stratospheric and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *J. Climate*, 17, 4902-4909.
- Rowell, D.P., C.K. Folland, K. Maskell, and M.N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92): Observations and modelling. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 669-704.
- Scaife, A.A., A. Arribas, E. Blockley, A. Brookshaw, R.T. Clark, N. Dunstone, R. Eade, D. Fereday, C.K. Folland, M. Gordon, L. Hermanson, J.R. Knight, D.J. Lea, C. MacLachlan, A. Maidens, M. Martin, A.K. Peterson, D. Smith, M. Vellinga, E. Wallace, J. Waters, and A. Williams, 2014: Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2514-2519.
- Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa, I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo, N. Adachi, G. Yamanaka, T. Kuragano, A. Shimpo, S. Maeda, and T. Ose, 2016: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): Atmosphere-land-ocean-sea ice coupled prediction system. *Clim. Dyn.*, submitted.
- Takemura, K., and S. Maeda, 2016: Influence of enhanced variability with zonal wavenumber 1 in El Niño conditions on Arctic Oscillation in late winter to early spring. *SOLA*, 12, 159-164.
- 杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.