

対流圏へ下方伝播する北極振動の予測可能性—2003年1月の事例解析—

向川 均(京大・防災研)・廣岡 俊彦(九大・理)

1. はじめに

成層圏循環の変動が対流圏循環に及ぼす影響とその予測可能性を解明することは、対流圏循環の中長期予報の精度向上の観点から重要と考えられている。例えば、Baldwin *et al.* (2003) は、大気的最も主要な変動成分で極渦の強度変動に対応する、北極振動 (Arctic Oscillation; 以下 AO) の大気最下層 (1000hPa) におけるシグナルを予測するための統計的手法を提案している。この予測式では、大気各気圧レベルにおける現在の AO シグナルを予測子として、10 日先から 40 日先までの一ヶ月間で平均した 1000hPa での AO シグナルを予測する。これは、Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) が示した、AO シグナル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性質に基づいている。実際、予測された AO シグナルの変動は、150hPa における AO シグナルを予測子とした場合には、1000hPa における AO シグナルを予測子とする場合よりも大きくなるため、彼らはこの統計的予測手法が AO シグナルの予測に有効であると主張している。しかしながら、AO シグナルの下方伝播時における AO シグナルの予測可能性について、現業の予報モデル結果を用いて解析を行った研究は存在しない。さらに、AO シグナルの下方伝播の力学的メカニズム自体も明らかではないため、AO シグナルが実際に下方伝播する期間の大気力学場について詳細な解析を実施する必要がある。

一方、気象庁一ヶ月予報結果を用いた我々 (Mukougawa and Hirooka, 2004(以下, MH04); 2005) の解析結果によると、成層圏突然昇温 (SSW) 発生期の成層圏循環変動は、少なくとも 2 週間以上、場合によっては一ヶ月以前より予測可能であることが示されている。この長い予測リードタイムは、対流圏から上方伝播する惑星規模波が持つ長い時間スケールに起因している。また、SSW の予測には、対流圏界面付近での帯状風分布を正しく予測することが重要であり、それは、圏界面付近の帯状風分布が惑星規模波の上方伝播特性に大きな影響を与えているためであることも明らかにされている (Mukougawa, *et al.*, 2005)。一方、SSW 発生

期の成層圏循環は大きな負の AO シグナルで特徴づけられるので、もし、AO シグナルの下方伝播の力学とその予測可能性を明らかにできれば、SSW 発生期における対流圏循環変動を、2, 3 週間以前から予測することが可能になると考えられる。

そこで、本研究では、気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて、SSW 発生直後に比較的明瞭な AO シグナルの下方伝播が観測された、2003 年 1 月の大気循環場の力学と予測可能性について解析を行う。特に、全アンサンブルメンバーを解析することで、AO シグナルの下方伝播の力学要因とその前駆現象について詳しく解析する。

2. データと解析方法

本研究では、気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを主として解析した。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 0.4hPa) の数値予報モデルをアンサンブル時間積分することにより得られている。このアンサンブル予報は毎週水曜と木曜の初期値を用いて実施される。ここでは、コントロールランと、BGM 法で生成された初期摂動を含む 12 摂動ランの全 13 メンバーについて解析を行った。予測結果は、24 時間毎に 1000hPa から 1hPa 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気象庁より提供された。

一方、同期間の実況データとして、6 時間毎の 1000hPa から 0.4hPa 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、AO シグナル (以下 AO signature) は MH04 と同様に、1985 年から 2001 年までの 12 時間毎の ECMWF 全球客観データセットを用いて、北半球冬季 (11 月から 4 月) における 1000, 500, 50hPa 等圧面高度場の、季節進行成分を取り除いた周期 10 日以上の変動成分に関する EOF 第一成分に、日々の偏差場を射影することにより求めた。また、AO signature の符号は、極渦の弱い状態が負の値を持つように決めた。

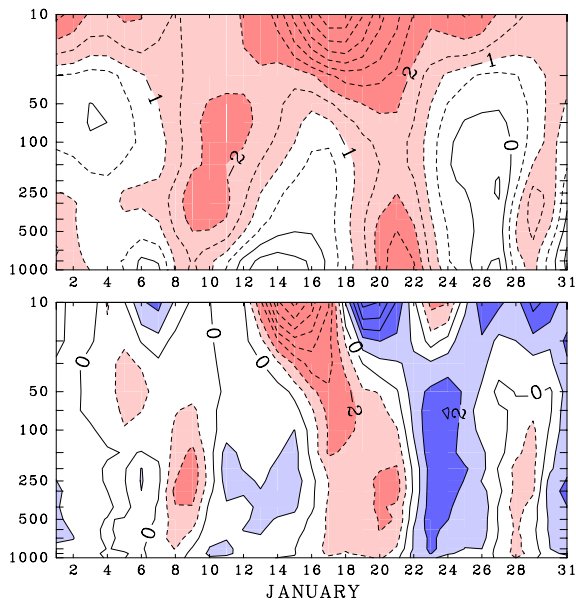


図 1: 2003 年 1 月における AO signature (上) と、北緯 50-70 度で平均した帯状平均風加速度 ($d\bar{u}/dt$) (単位は m/s/day) の時間-高度断面図。

3. 結果

3.1 AO signature の下方伝播

まず、図 1(上) に 2003 年 1 月の AO signature の時間-高度変動を示す。この図より、2003 年 1 月中旬に SSW の発生に伴い、成層圏極渦が弱まっている様子が良く分かる。この SSW は波数 1 の惑星規模波の増幅によって生じていた(図省略)。また、SSW 発生直後の 1 月 17 日から 21 日にかけて、成層圏から対流圏下層にまで、負の AO signature が下方伝播していることが見て取れる。このような SSW 直後に発生する AO signature の明瞭な下方伝播は珍しく、我々が解析を行った 2001 年冬季以降では唯一のものである。また、AO signature の下方伝播を力学的に表現するため、図 1(下) に北緯 50-70 度で平均した帯状平均風加速度を示した。1 月 15 日前後の 10hPa 付近における東風加速は SSW に伴う波数 1 によるものであるが、1 月 17 日から 1 月 20 日にかけて、AO signature の下方伝播と対応して、東風加速領域が対流圏下層にまで広がっていく様子が示されている。また、より注意深く見ると、成層圏中では、東風加速領域は徐々に下方伝播しているが、1 月 18 日以降に生ずる対流圏中での東風加速は、むしろ対流圏全体で同じ時期に生じている。

3.2 SSW と AO signature の予測可能性

次に、この期間における大気循環の予測可能性

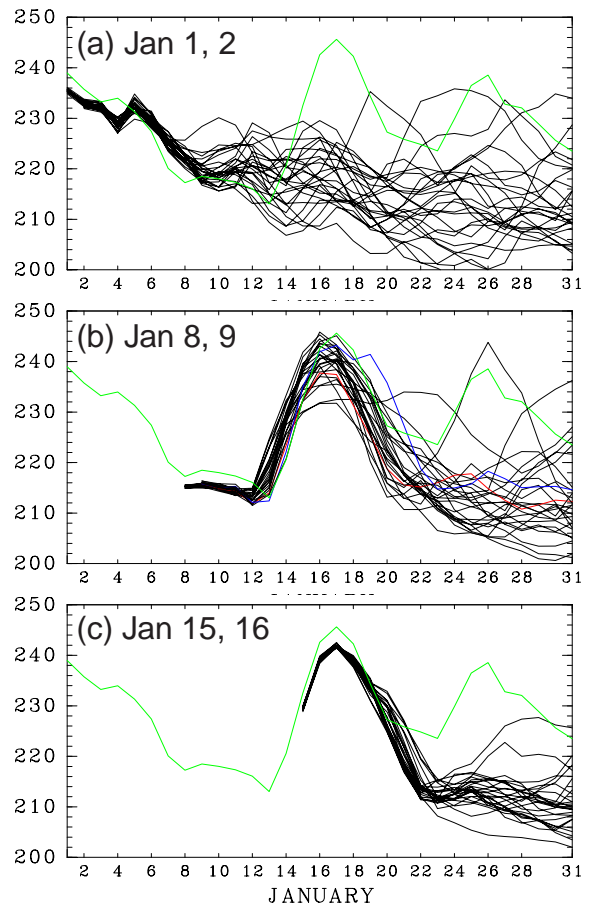


図 2: 2003 年 1 月における北緯 80 度、10hPa での帯状平均温度 (K) の時間変動。観測値を緑の実線、気象庁一ヶ月予報モデルによる予測値を黒い実線で示す。(a) 1 月 1, 2 日を初期値とする予測、(b) 1 月 8, 9 日を初期値とする予測、(c) 1 月 15, 16 日を初期値とする予測。(b) で赤線は Run A、青線は Run B を表す。

の変動を調べた。まず SSW の予測可能性を調べるため、図 2 に北緯 80 度、10hPa における帯状平均温度の解析値 (緑実線) と予測値 (黒実線) を示す。1 月 1 日、2 日を初期値とする予測では、気象庁一ヶ月予報は SSW の発生を全く予測していないが、1 週間後の 8 日、9 日を初期値とする予測では、全てのメンバーが SSW の発生を予測している。その 1 週間後の 15 日、16 日を初期値とする場合にも、全てのメンバーが SSW を正しく表現しており、さらにこの場合には、メンバー間のスプレッドも極めて小さい。このことから、この SSW は、約 10 日以前からその発生を予測できることが分かる。但し、図 2a (図 2b) では全てのメンバーが SSW の発生を予測していない(予測していた)ので、Mukougawa *et al.* (2005) と同様に、アンサンブルメンバー間の比較から、SSW の前駆現象を解析することは難しい。

図3に、AO signatureの予測可能性を調べるため、1000hPaにおけるAO signatureの解析値と予測値を示した。解析値(緑実線)においてSSW発生以降に、1000hPaでのAO signatureが極小となる1月21日前後に着目すると、SSWを全く予測できなかった1月1日、2日を初期値とする予測(図3a)では、AO signatureの予測値のスプレッドも極めて大きい。一方、SSWの発生を全てのメンバーがうまく予測した1月8日、9日を初期値とする予測(図3b)でも、AO signatureの予測値のスプレッドはやはり大きい。しかも、SSW直後であるにもかかわらず、いくつかのメンバーは正のAO signatureを予測している。このことは、Baldwin *et al.* (2003)が提唱したような線形回帰式を用いた統計的予測式では、この期間の大気下層のAO signatureの変動を予測することは難しいことが示唆される。さらに、1週間後を初期値とする予測(図3c)では、全てのメンバーで、1月21日前後にAO signatureが負の値を持つことは予測できてはいるが、メンバー間のスプレッドは依然として大きい。従って、SSW発生直後で成層圏に大きなAO signatureの負偏差が存在する期間でも、大気下層のAO signatureの予測は難しいことが示唆される。

3.3 AO 下方伝播に関する解析 I

次に、SSWの予測は成功したにもかかわらず、SSW後のAO signature予測値の分散が大きい1月8日、9日を初期値とする一ヶ月予報結果について詳しく吟味する。まず、AO signatureの変動を比較的うまく再現できたメンバー(Run A; 図3bでの赤線)と再現できなかったメンバー(Run B; 図3bでの青線)を比較する。なお、Run A(Run B)が予測した1月21日のAO signatureの値は、全てのメンバーの中で、最も小さい(大きい)。

一方、変形されたオイラー平均方程式系に基づく解析より、SSW減衰期である1月17日以降において、AO signatureの下方伝播に関連する、北緯50度より極側での対流圏及び成層圏中の東風加速に最も大きく寄与するのは、波数2のE-P fluxの収束であることが示された。そこで、図4では、解析値(図4a)、予測成功例のRun A(図4b)、予測失敗例のRun B(図4c)における帯状風加速(左列)と波数2に伴うE-P fluxの収束発散(右列)の時間-高度変動を示した。解析値(図4a)では、東風加速域が下方に移動するのに伴い、1月18日頃を中心に成層圏下層での波数2に伴うE-P fluxの収束が

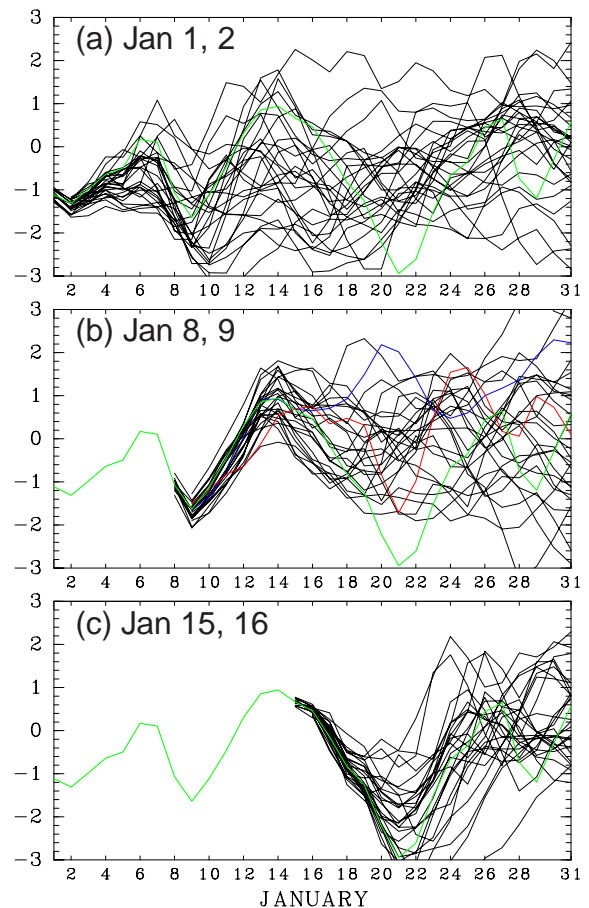


図3: 図2と同じ。但し、1000hPaにおけるAO signatureの時間変動

顕著となる。また、対流圏界面付近でも、1月16日頃から成層圏での収束とは独立するように、波数2に伴うE-P fluxの収束が大きくなり、それは1月24日頃まで持続している。このことは、この時期に見られたAO signatureの下方伝播は、成層圏と対流圏で同時的に発生した波数2に伴うE-P fluxの収束が原因であることを示唆している。

また、AO signatureの下方伝播を比較的うまく再現したRun A(図4b)では、量的には小さいながらも、解析値と同様な波数2のE-P fluxに伴う収束分布を再現している。しかし、AO signatureの下方伝播をうまく再現できなかったRun B(図4c)では、成層圏中での波数2に伴うE-P fluxの収束はうまく再現しているにもかかわらず、対流圏界面付近での収束は全く再現していない。このため、AO signatureの下方伝播の予測には、対流圏界面付近における波数2の惑星規模波の振る舞いをうまく再現することが重要と考えられる。

そこで以下では、対流圏での東風加速が顕著になる1月18日から20日の3日間における波数2

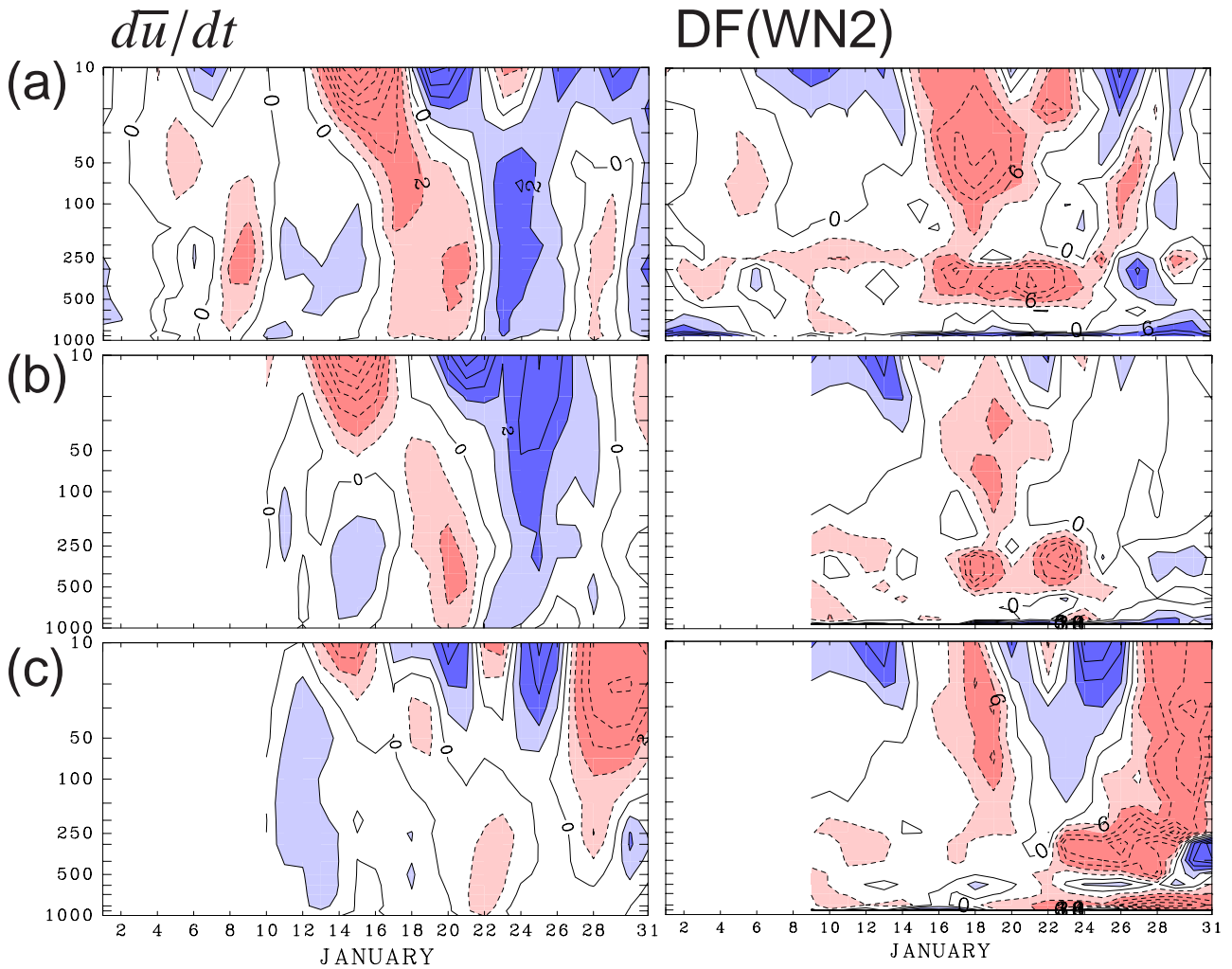


図 4: 2003 年 1 月における北緯 50–70 度で平均した帯状平均風加速度 ($d\bar{u}/dt$) (左列) と、波数 2 の E-P flux の収束発散 (右列) の時間–高度断面図。単位は、m/s/day。 (a) 解析値、(b) Run A の予測値、(c) Run B の予測値。

の振る舞いに注目して詳しい解析を行った。まず、この期間で平均した波数 2 の EP-flux と、その収束発散を図 5 に示す。解析値 (図 5a) では、対流圏中での波数 2 の鉛直伝播は北緯 50 度付近が中心であり、それより極側の対流圏上部で強い収束が存在する。また、E-P flux の一部は、対流圏上部から成層圏下部にかけてやや極向きに伝播し、成層圏中部で収束している。Run A (図 5b) では、波数 2 の波活動度は、解析値に比べやや小さく、その中心もやや極側にシフトしているが、解析値と同様に対流圏上部での収束は極めて顕著である。それに対し、AO signature の対流圏への下方伝播が見られなかった Run B (図 5c) では、対流圏上層に波数 2 に伴う E-P flux の顕著な収束は存在しない。しかも、成層圏下部での伝播は、解析値や Run A とは逆に、赤道向きへ屈折しており、対流圏上部から成層圏下部での波数 2 の再現性が良くないこ

とが分かる。

次に波の伝播特性を詳しくみるため、図 6 にこの時期における帯状風分布と、図 7 に以下の式で定義される、帯状風 U に対する定在性の波数 2 ($k = 2$) の屈折率の自乗 n^2 (Andrews, *et al.*, 1984; Lorenz and Hartmann, 2003):

$$n^2 = \frac{[q]_\phi}{U} - \left(\frac{k}{a \cos \phi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2 \quad (1)$$

を示す。ここで、鉛直座標として対数気圧座標系 ($z = -H \ln(p/p_s)$) を用いている。また、 $[q]_\phi$ は

$$[q]_\phi = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi - \frac{1}{a^2} \left\{ \frac{([U] \cos \phi)_\phi}{\cos \phi} \right\}_\phi + \frac{f^2}{N^2} \left((\ln N^2)_z + \frac{1}{H} \right) [U]_z - \frac{f^2}{N^2} [U]_{zz} \quad (2)$$

で定義される準地衝風渦位の南北微分であり、その他の記号に関しては慣例に従う。まず、帯状風

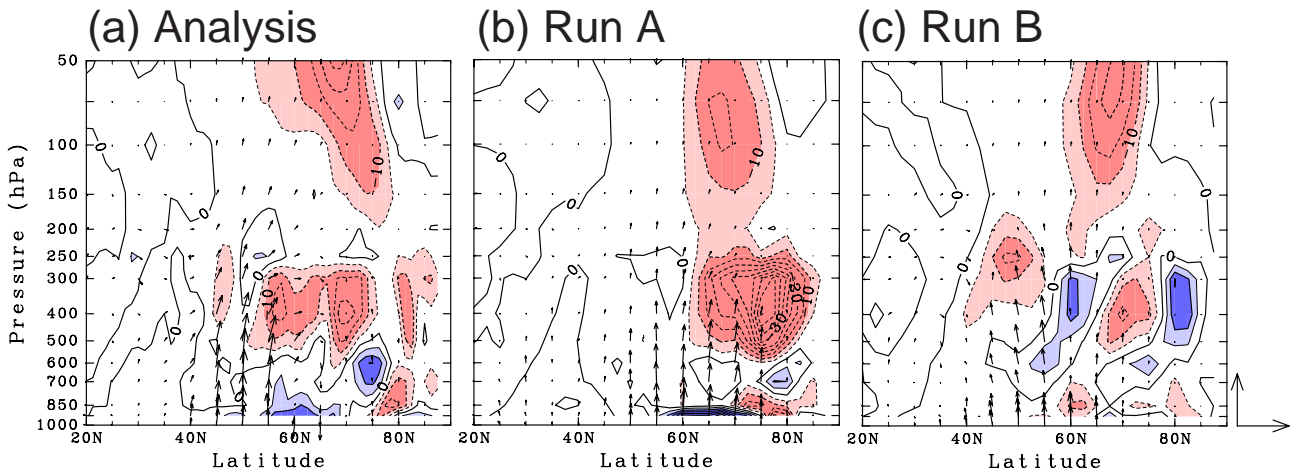


図 5: 2003 年 1 月 18 日から 20 日までの 3 日間で平均した, 波数 2 の E-P flux (矢印) (単位は Kg/s^2) と, その収束発散 (単位は m/s/day) の緯度-高度断面図. 右下の矢印はベクトル ($4.0 \times 10^8, 1.5 \times 10^6$) (Kg/s^2) を示す. (a) 解析値, (b) Run A の予測値, (c) Run B の予測値.

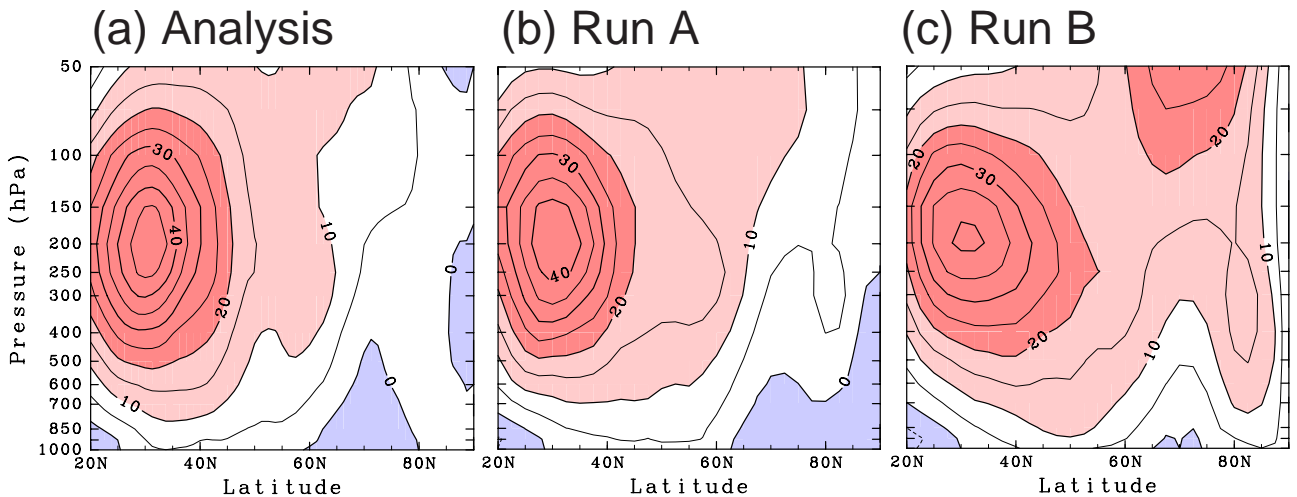


図 6: 図 5 と同じ. 但し, 帯状平均風 (m/s) の緯度-高度断面図.

分布を比較すると, 解析値 (図 6a) や Run A (図 6b) に比べ, Run B (図 6c) では高緯度の成層圏や対流圏に, 比較的強い西風が存在している. また, 亜熱帯ジェット気流はやや弱い, ジェットコアは極側に広がっている. 一方, 解析値や Run A では, 緯度 60 度付近の対流圏界面付近に, 風速の鉛直方向の極大域が存在する.

一方, 屈折率の分布 (図 7) においては, 成層圏よりも対流圏界面付近の違いがより明瞭である. 確かに, Run B では成層圏で西風が強いことに伴い, 波が伝播できない屈折率が負となる領域が中緯度域にやや広がっている. しかし, 成層圏で屈折率が負となる領域は, 解析値や Run A でも同様に存在するため, この負の領域の存在が, 波数 2 の波活動度の成層圏での南北伝播方向や対流圏界

面付近での収束に大きな影響を及ぼすことは考えにくい. それに対し, 対流圏上部の北緯 60 度付近における屈折率の分布には, 次の様な明瞭な違いを見て取ることができる. すなわち, 解析値 (図 7a) と Run A (図 7b) には明瞭な極大域が存在するが, Run B では極大域は明瞭ではない. さらに, 式 (2) の右辺各項の大きさを調べると, 解析値や Run A での対流圏界面付近における屈折率の極大域の形成には, その領域で帯状風が $U_{zz} < 0$ となるように分布することが最も重要であることが示される. このことは, 図 6 で, U が圏界面付近で極大となることに対応している. また, 図 7 から, 解析値や Run A で, 圏界面付近において屈折率が極大となる領域の存在と, そこでの E-P flux の極向きへの屈折とが良く対応している様子が見

て取れる．従って，この時期における波数 2 の伝播特性は，対流圏上部及び成層圏下部における帯状風分布のわずかな違いに大きく影響を受けていることが示唆される．

一方，図 8 に示した，この時期の 500hPa 等圧面高度分布にも，解析値及び Run A と，Run B との間に大きな違いを見て取ることができる．解析値 (図 8a) 及び Run A (図 8b) ではアラスカ上空に顕著なブロッキング高気圧が存在するが，Run B (図 8c) ではブロッキング高気圧は既に下流側にエネルギーを放射し減衰してしまっている．すなわち，Run B では，ブロッキング高気圧の持続性をうまく再現していない．また，解析値や Run A では，このブロッキング高気圧がアラスカから北極海上空へと北西に進行する傾向が見られる．このブロッキング高気圧の北西進は，負の AO signature に対応しているとも考えられる．さらに，解析値と Run A では，アラスカ上空のブロッキング高気圧と，その南側の北太平洋上空に位置する低圧部の軸は北西から南東に傾いた構造を持つ．この軸の傾きが，図 7 で示された波数 2 の極向き伝播と対応している．一方，Run B では，波数 2 の存在は明瞭ではあるが，その軸は北太平洋東部で逆に北東から南西に傾き，E-P flux は赤道向きに伝播する傾向を持つ．3次元 E-P flux (Plumb, 1985) を用いた解析でも同様の結論を得ることができる (図省略)．但し，図 8 で示されたブロッキング高気圧と，図 7 で示された屈折率の極大域や帯状風速の鉛直分布との関連に関しては，さらに詳しく解析する必要がある．

3.4 AO 下方伝播に関する解析 II

ここでは，1月8日，9日を初期値とする全 26 個のアンサンブルメンバーを解析することにより，Run A と Run B との比較から得られた前節での結果の有意性を議論する．このため，1月21日における大気下層における AO signature の予測値と，各力学場の予測値との相関解析を実施する．

まず図 9a に，図 5-8 で示した期間と同じ 1月18日から1月20日の3日間を平均した，1月8日，9日を初期値とする全アンサンブルメンバーの帯状風と波数 2 の E-P flux 予測値のアンサンブル平均を示す．アンサンブル平均では，対流圏と成層圏の極域に比較的強い西風が存在し，この分布は AO の下方伝播の予測に失敗した Run B (図 6c) に近い．また，E-P flux の極向き伝播傾向も解析値 (図 5a) に比べかなり弱い．一方，図 9b に，1月21

日の 1000hPa における AO signature 予測値と関連する，同じ期間における帯状風と E-P flux の偏差場を示す．ここで偏差場はアンサンブル平均からの差として定義した．また，図では，AO signature 予測偏差が $(-1) \times$ 標準偏差となるときを示している．この図から，1月21日の AO signature 予測値が負偏差の場合には，1月18日から1月20日には，北緯 60 度付近で有意な東風偏差と，亜熱帯ジェット領域で有意な西風偏差が存在することが分かる．また，対流圏中での波数 2 の活動度も有意に大きく，北緯 50 度付近を極向きかつ上向きに伝播しやすい傾向があることが見て取れる．この波活動度の偏差場は，高緯度域の 50hPa 付近と対流圏界面付近で，E-P flux の大きな収束を伴い (図 9c)，そこでの西風減速を引き起している．また，対流圏上部での E-P flux の収束域と成層圏におけるそれとは連続していないことから，AO が成層圏から対流圏へ連続的に下方伝播するという描像が必ずしも正しいとは限らないことを示唆している．

最後に，図 9b で示される帯状風偏差が波数 2 の伝播特性に与える影響を評価するため，図 10 に定在性の波数 2 に対する屈折率の分布を示す．図 10a は，図 9a で示されたアンサンブル平均した帯状風分布，図 10b (図 10c) は，図 9a のアンサンブル平均に図 9b の帯状風偏差を加えた (差し引いた) 帯状風分布を与えた場合の屈折率の分布を示す．この図より，図 9b の偏差場を与えると，対流圏上部の高緯度域で屈折率が大きくなり，波数 2 の極向き伝播が促進される傾向にあることが分かる．一方，成層圏の偏差場は，アンサンブル平均値に比べ小さく，屈折率に有意な影響を与えない．従ってこの解析からも，対流圏界面付近の帯状風分布が，この時期における波数 2 の伝播特性に大きな影響を与えていることが示唆される．また，式 (2) を用いた解析により，図 7 で得られた結論と同様に，対流圏界面付近における U_{zz} の偏差が屈折率偏差に大きな影響を与えていることが示される．

4. まとめ

2003 年 1 月に生じた成層圏突然昇温現象 (SSW) に伴う北極振動シグナル (AO signature) の下方伝播の力学要因と，予測可能性，及びその前駆現象を明らかにするため，気象庁一ヶ月予報モデル結果の解析を行った．

まず，変形された Euler 平均方程式に基づく解析によって，この AO signature の下方伝播は，波数 1

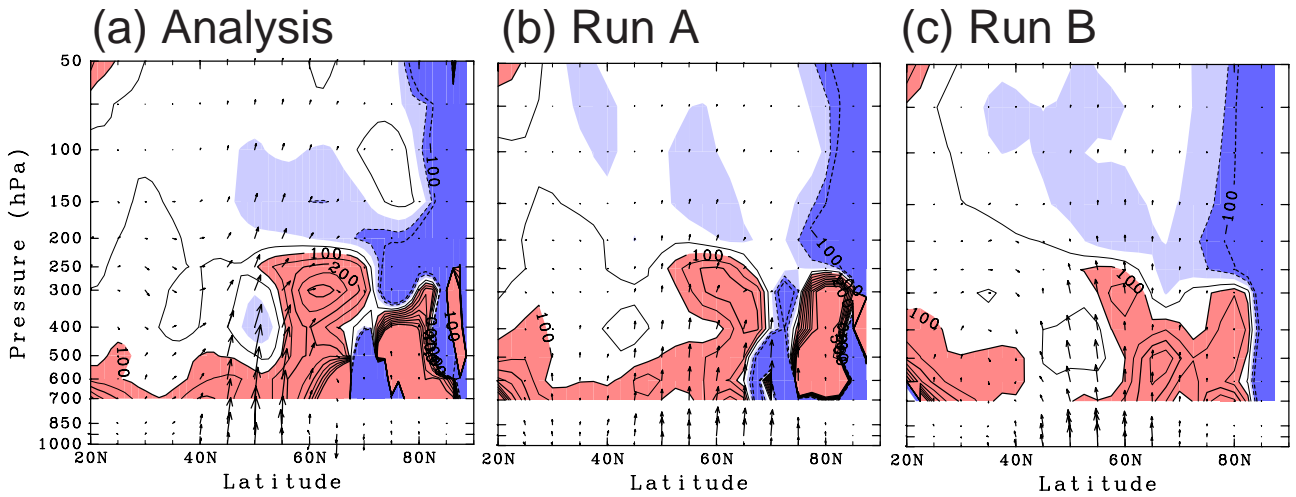


図 7: 図 5 と同じ . 但し , 矢印は波数 2 の E-P flux(図 5 と同じ) , 等値線は波数 2 の定在波に対する屈折率の自乗 ($\times a^2$, a は地球半径) を示す . 値が負 (+50 以上) の領域を青 (赤) 色で塗った . 0 と , -100 未満 , 及び +500 を越える等値線は省略した .

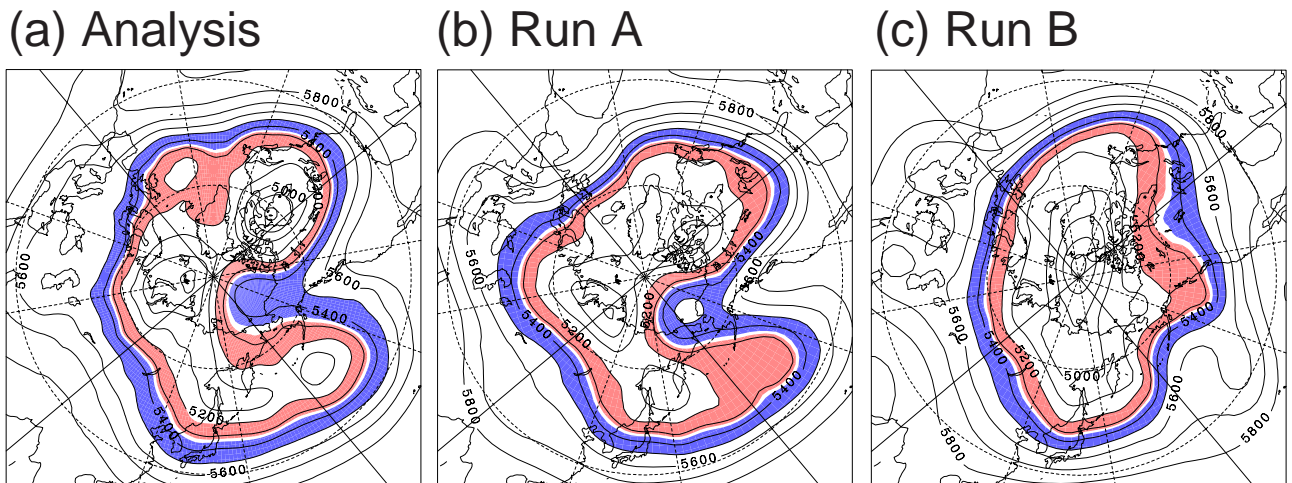


図 8: 図 5 と同じ . 但し , 500hPa 等圧面高度分布を示す . 高度 5350m から 5500m の領域を青色に , 高度 5200m から 5325m の領域を赤色に塗った .

型の SSW の最盛期以降に , 対流圏から上方伝播した波数 2 に伴う E-P flux の収束が主要な役割を果たしていることが明らかになった . また , 気象庁一ヶ月予報で SSW の発生をうまく予測したメンバー全てが , それに引き続いて生じた AO signature の下方伝播をうまく再現しているとは限らないことも示された . 従って , Baldwin *et al.* (2003) による , 成層圏における AO signature を予測子とする大気下層の AO signature の統計的予測手法は , この AO signature の下方伝播の予測には有効ではないことが示唆される .

また , AO signature の下方伝播を予測するには , 対流圏から成層圏へと極向き上方に伝播する波数 2 の振る舞いの再現が重要であることが示された .

この波数 2 の伝播には , SSW と直接関連する成層圏中部における帯状風分布よりも , むしろ対流圏界面付近における帯状風分布が大きな影響を与えていることが , 屈折率の解析から示された . さらに , AO signature の下方伝播のより詳しく解析から , 成層圏における波数 2 に伴う E-P flux の収束と , 対流圏におけるそれとは , ほぼ同じ時期に発生していたことが示された . 一方 , この時期における対流圏での AO signature の負偏差の増大は , アラスカ上空のブロッキング高気圧が徐々に北極海へ北西進することと対応した . 従って , これらの結果は , AO signature が下方伝播する時期においても , 対流圏循環の変動に対する成層圏循環の影響は極めて限定的であることを示唆している .

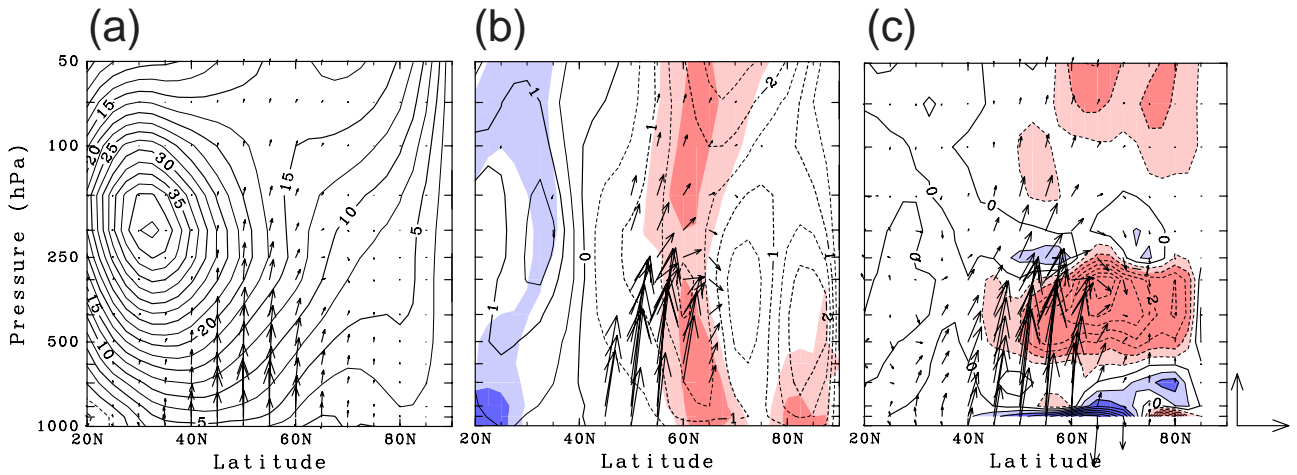


図 9: (a) 2003 年 1 月 8, 9 日を初期値とする一ヶ月予報で, 1 月 18 日から 1 月 20 日で時間平均した帯状風 (等値線) と波数 2 の E-P flux の予測値 (0.1 倍した) のアンサンブル平均の緯度-高度分布 . (b) (a) と同じアンサンブルメンバーの 1 月 21 日の 1000hPa における AO signature 予測値に対する, 1 月 18 日から 1 月 20 日で時間平均した帯状風偏差 (等値線; m/s) と, 波数 2 に伴う E-P flux (矢印; Kg/s^2) の線形回帰係数の緯度高度分布 . 偏差はアンサンブル平均からのずれとして定義し, AO signature の負偏差に対応する値を表示した . 帯状風偏差が 95(99)% 以上の統計的有意性を持つ領域を淡く (濃く) 色付けした . E-P flux 偏差はその統計的有意性が 95% 以上の場合のみを記す . (c) (b) と同じ E-P flux 偏差と, それに伴う収束発散偏差 . コンター間隔は 0.5 m/s/day . 右下の矢印は $(2.0 \times 10^7, 5.4 \times 10^4) (\text{Kg/s}^2)$ のベクトルを示す .

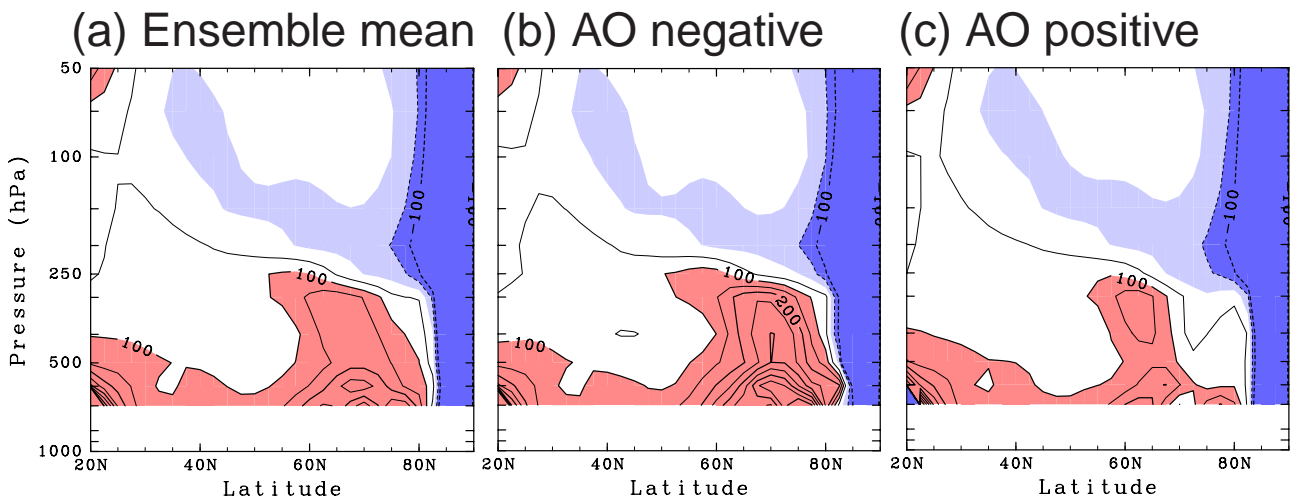


図 10: 波数 2 の定在波に対する屈折率の自乗 ($\times a^2$, a は地球半径) の緯度-高度分布 . 図 9a の帯状平均風分布を仮定した値を (a) に示す . 図 9a の分布に図 9b の偏差を加えた [差し引いた] 帯状風分布を仮定した場合を (b)[(c)] に示す . コンターの値及び, 色を付けた領域の値は, 図 7 と同じ .

謝 辞

データを提供して頂いた, 気象庁数値予報課ならびに気候情報課の皆様へ深く感謝する . 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

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press. pp. 489.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. of 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., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, and A. O’Neil, 2003: Stratospheric memory and skill of extended-

- range weather forecasts. *Science*, **301**, 636–640.
- Lorenz, D. J., and D. L. Hartmann, 2003: Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *J. Clim.*, **16**, 1212–1227.
- Mukougawa, H., and T. Hirooka, 2004: Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for 1998/99 winter. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1764–1776.
- Mukougawa, H., H. Sakai, and, T. Hirooka, 2005: High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. In preparation.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.