

# グローสบетター

## 第45巻

月例会「長期予報と大気大循環」報告

—— テーマ：2005/2006年の冬を振り返って ——

2005/2006年冬の概要	…………… 前田 修平・佐藤 均 ……	1
2005年12月の「北極振動」の励起と予測可能性	…………… 小山 博司・森 正人・渡部 雅浩 ……	15
全球大気モデルを用いた2005年12月の予報における初期値及び下部境界条件依存性	…………… 稲葉 守生・小寺 邦彦 ……	36
マルチセンターグラウンドアンサンブルでみる2005/2006年の冬	…………… 松枝 未遠・経田 正幸・田中 博・露木 義 ……	44
2005/06年冬季成層圏突然昇温と予測可能性	…………… 一丸 知子・廣岡 俊彦・向川 均 ……	60
2006年1月の成層圏突然昇温期間中の対流圏循環偏差場の特徴	…………… 西井 和晃・中村 尚 ……	70
20km格子全球大気モデルによる冬季東アジアモンスーンの再現性	…………… 楠 昌司 ……	87

2007年7月

L . F . グループ

# 2005/2006 年冬の概要

## —12 月の日本の異常低温と大気大循環の異常—

気象庁気候情報課  
前田修平・佐藤均

### 要 旨

2005 年 12 月は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧がともに強く、日本付近では西高東低の強い冬型の気圧配置が持続した。このため、北よりの冷たい季節風が強く吹き、東・西日本を中心に極端な低温となり、日本海側の地方では大雪となった。大気大循環の観点からは、この強い冬型の気圧配置の持続は、偏西風の主要な南北変動パターンが卓越したことに加えて、熱帯域のベンガル湾からフィリピン付近の強い積雲対流活動に強制された定常ロスビー波束によってもたらされた。

#### 1. はじめに

2005 年 12 月の日本は、全国 153 の気象官署のうち 29 地点で月平均気温の最低値を更新し、積雪を観測しているアメダスを含めた 339 地点のうち 106 地点で月最深積雪の最大値を更新するなど、記録的な低温と大雪に見舞われた。特に東・西日本での低温が顕著で、福井市（観測開始 1897 年）、敦賀市（同 1898 年）、飯田市（同 1898 年）など 100 年以上の観測がある地点でも 12 月の低温の記録を更新した。また、秋田（同 1897 年）では 12 月の最深積雪の記録を更新した。地球温暖化等の影響で高温傾向が続く中、過去 100 年間で最も寒い 12 月となった地点があったほどの異常気象が発生した、ということである。本稿では、この異常気象の背景となった大気大循環の変動に関する調査結果を述べる。

日本の冬の天候を主に支配する気圧系は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧である。冷たい大陸上のシベリア高気圧から暖かい海洋上のアリューシャン低気圧に吹き出す北よりの季節風（東アジアの冬のモンスーン）が強ければ寒く、弱ければ暖かい。2005 年 12 月は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧がともに平年より非常に強かった。第 2 節では、まず、これらの高・低気圧と関連する地上付近の気温と風の状況について述べる。第 3 節と第 4 節では、2005 年 12 月に見られた日本付近の気圧配置の異常に関係する北半球と熱帯循環場の状況について述べる。第 5 節では、2005 年 12 月に発生していたラニーニャ現象などの海洋の変動との関係や、MJ0 の影響、熱帯と中高緯度の変動との相互作用の可能性など、これまでの調査では明確には言えないが 2005 年 12 月の異常低温に関わりのありそうなメカニズムについて、今後の研究への期待も含めて議論する。

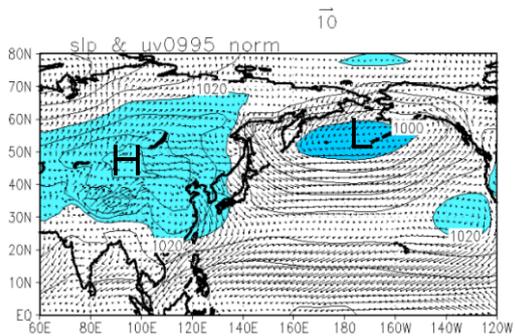
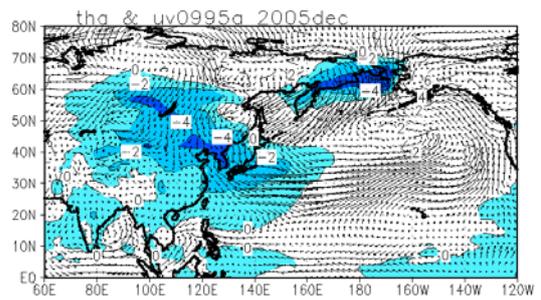
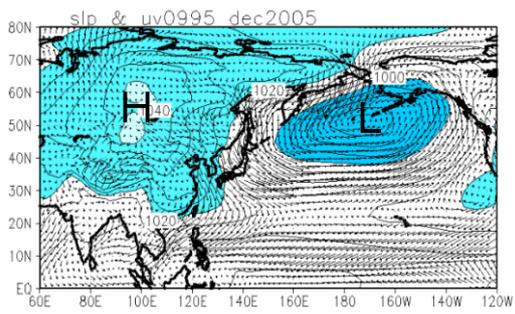
本稿では、主に、JRA-25 長期再解析データと同じデータ同化システム(JCDAS)で作成した全球解析データを用いた（転載した図以外）。このため、日本の大雪に関する日本海での潜熱フラックスの平年偏差や、偏西風の蛇行メカニズムに関するロスビー波ソースを標準偏差で規格化した値など、これまではデータの不均質性等のために示せなかった物理量を用いた解析が可能となった。

## 2. 非常に強いシベリア高気圧とアリューシャン低気圧

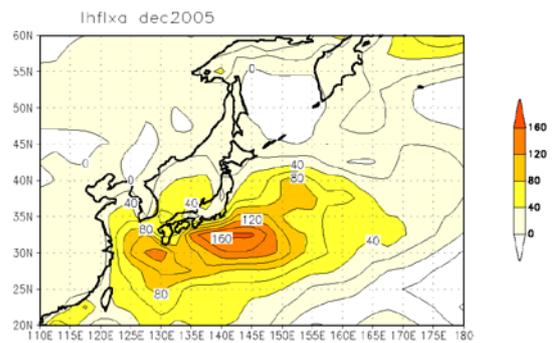
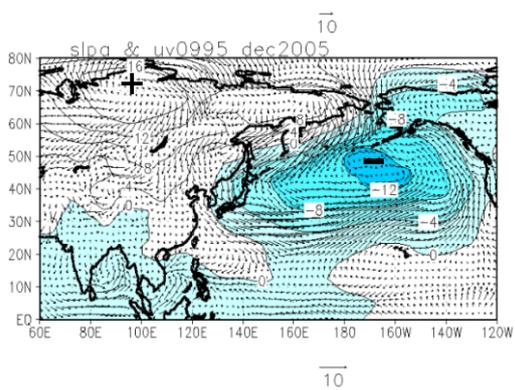
2005 年 12 月の月平均の日本付近の循環場の顕著な特徴は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧がともに非常に強かったことである（第 1 図）。両者の中心付近の気圧差は 54hPa と平年のそれに比べ約 1.5 倍であった。海面気圧の平年偏差はシベリア高気圧の中心より北の極域で極大でアリューシャン低気圧の中心より南の中緯度で極小、という南北シーソー的な分布をしており、北極や高緯度の寒気が中緯度に流れ込みやすい状況となっていた。平年偏差の中心付近では、両者ともに偏差の大きさは標準偏差の 2.5 倍以上であった。日本付近では東海上を中心に標準偏差の 2 倍以上の大きさの負偏差であった一方、偏差 0 線が朝鮮半島から九州の西を通っていた。このため、気圧傾度も平年よりかなり強く、日本海西部での地上付近（0.995 $\sigma$  面、JCDAS で用いている数値予報モデルの最下層、地上約 50m）の風速は平年の約 1.5 倍以上で、12 月としては JRA-25 再解析データがある 1979 年以後では最も強かった。

地上付近の気温（0.995 $\sigma$  面の温位）は、シベリア高気圧の中心から南東方向に負偏差の領域が広がっている（第 2 図）。バイカル湖付近、中国北部から朝鮮半島を経て日本にかけて平年偏差が $-2^{\circ}\text{C}$ を下回り、特に朝鮮半島北部から日本海西部、東・西日本にかけては標準偏差の 3 倍以上の大きな負偏差であった。また、負偏差の領域はチベット高原の縁を時計回りに回るように中国南部からインドシナ半島北部まで伸びている。一方、シベリアの北緯 60 度以北の極域では正偏差であった。この気温分布は、Takaya and Nakamura(2005)が強いシベリア高気圧の 20 事例の合成図で示した分布（彼らの Fig. 3）とよく似ている。

強い北よりの風と低温のため、日本海西部を中心に海面からの潜熱フラックスは平年（約  $200\text{W}/\text{m}^2$ ）に比べ  $40\text{W}/\text{m}^2$  以上多く、偏差の大きさは標準偏差の 2 倍以上だった（第 3 図）。蒸発量に換算すると月の積算で平年より約 40mm 多いことになる。大雪のもととなる水分の日本海における補給が、平年に比べ非常に多かったことがわかる。



第2図 地表付近 (0.995 $\sigma$ 面) の  
温位と風の平年偏差。2005年12  
月。等値線間隔は2 $^{\circ}$ C。風はm/s  
で図下の矢印を参照のこと。



第1図 海面気圧と地表付近 (0.995 $\sigma$ 面) の風。上：  
2005年12月、中：平年 (1979-2004年の平均)、  
下：平年偏差。等値線間隔は4hPa。風はm/sで各図下  
の矢印を参照のこと。

第3図 地面からの潜熱フラックスの  
平年偏差。2005年12月。等値線  
間隔は20W/m $^2$ 。

### 3 北極振動と偏西風の異常

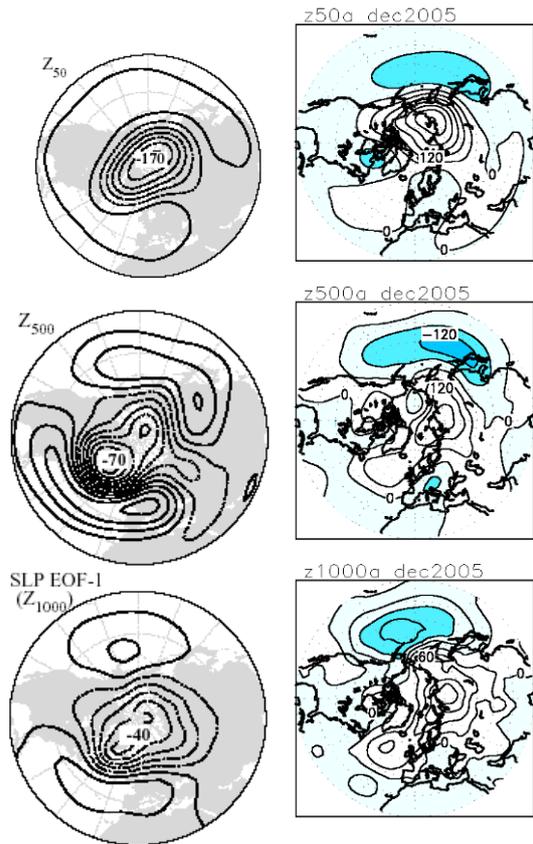
第2節で示した、シベリア高気圧の中心より北の極域で高くアリューシャン低気圧の中心より南の中緯度で低い、という南北シーソー的な分布をした海面気圧偏差パターンは、北半球で冬季に最も卓越する大規模な大気変動パターンである北極振動(A0)の一部として捉えることができる。

A0は北極域で気圧が低い(高い)時に中緯度で気圧が環状に高い(低い)という気圧偏差分布の南北シーソー的な変動のことをいう(第4図左)。鉛直方向には地上から成層圏までほぼ同じ構造をしている(北極域の気圧が低い状態を正のA0と呼んでいる)。観測された2005年12月の海面気圧偏差分布や対流圏中部、下部成層圏の高度偏差(第4図右)などの特徴は、大西洋側で偏差が小さいことを除き負のA0の特徴と一致している。気象庁では、冬平均(12~2月)の北半球500hPa高度場の主成分分析で北半球に卓越する大規模な大気変動パターンの動向をモニターしており、その第1主成分がA0に相当する。2005年12月の第1主成分スコアは標準偏差の2倍程度の大きな負の値となった。

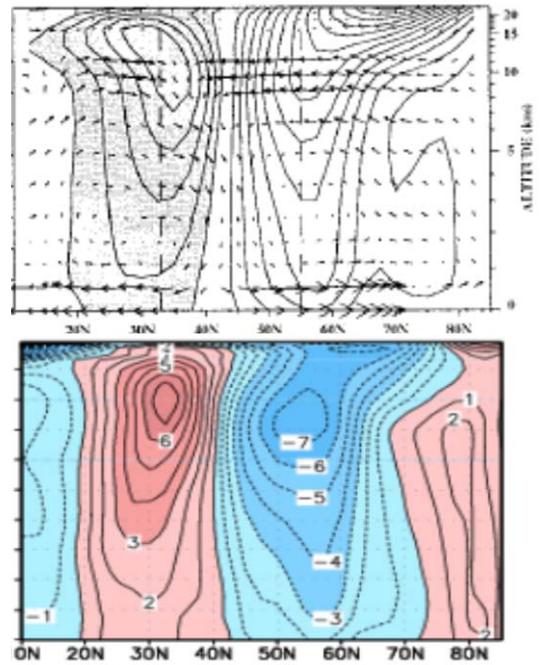
偏西風の観点からも、A0は南北シーソー的な変動を示す。第5図は、帯状平均した東西風とその年間偏差である。上図に示すように、A0に関係する東西風の変動は、地表から下部成層圏までほぼ順圧で北緯55度付近と35度付近の間の南北シーソー的な変動である。下図に示した2005年12月の偏差は負のA0時の特徴をよく表しており、亜熱帯ジェットを中心付近で東西風が強い一方、北緯55度付近を中心に弱く、ほぼ順圧な構造をしている。第6図は亜熱帯ジェットがもっとも強い200hPaにおける東西風の年間偏差であるが、平年に比べ北緯30度付近で偏西風(亜熱帯ジェット)が強く、北緯50~60度付近で弱いことがわかる。この特徴は北半球全体で環状に見られ、特に東経90度より東のユーラシア大陸から北太平洋で顕著である。

200hPa東西風の緯度分布の特徴を過去の12月と比較するために、1979~2005年の12月の東経90度~西経90度で帯状に平均した200hPa東西風を主成分分析した(第7図)。北緯0~87.5度の2.5度毎のデータに面積重みをつけた共分散行列を用いた。第1主成分(寄与率39%)の固有ベクトルは、第5図と同じく亜熱帯ジェットの軸の北緯35度付近で東西風が弱く(強く)、北緯55度付近で強い(弱い)という変動に対応した分布をしている。2005年12月の第1主成分スコアは標準偏差の2.5倍程度の負の値で、過去27年間で最も小さな値となった。2005年12月は、偏西風の主要な変動パターンである南北シーソー的な変動が、非常に大きな振幅であらわれたともいえる。

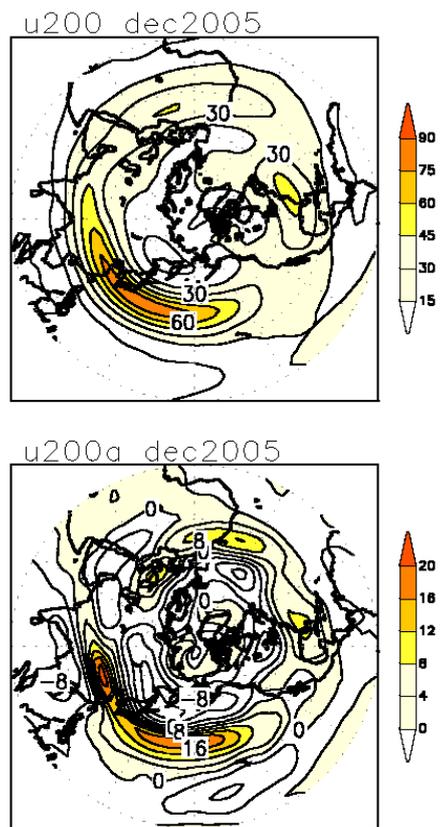
第8図に示すように、この偏西風の異常な状態は、11月中旬に始まり1月上旬まで持続した。



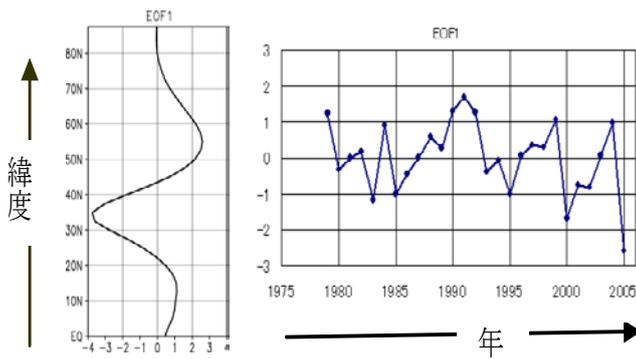
第4図 A0 に関する高度偏差 (左) と 2005 年 12 月の偏差 (右)。上から 50hPa 高度、500hPa 高度、1000hPa 高度。右図の等値線間隔は上から 60m, 60m, 30m で負偏差に影。左図は Thompson and Wallace (1998) より転載。



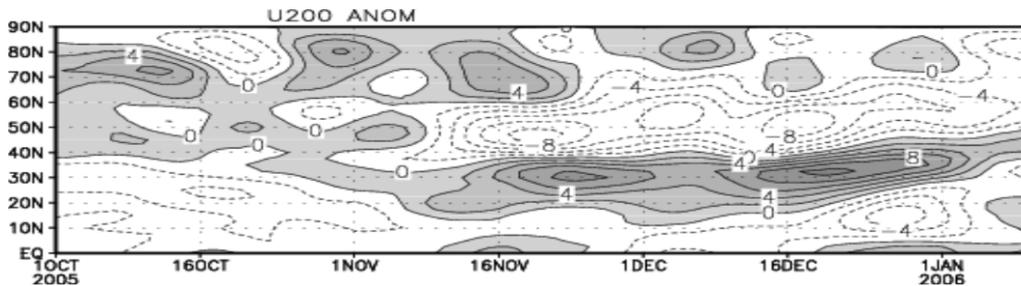
第5図 A0 に関する帯状平均東西風偏差 (上) と 2005 年 12 月の偏差 (下)。下の等値線間隔は 1m/s で、破線は負偏差。上は Limpasuvan and Hartmann(2000) より転載。



第6図 2005 年 12 月の 200hPa 東西風 (上) と同偏差 (下)。等値線間隔は東西風が 15m/s、偏差が 4m/s。



第7図 東経90~270度で平均した200hPa東西風の第1主成分(左)と規格化した主成分スコア(右)。1979~2005年の12月で計算。



第8図 帯状平均した200hPa東西風偏差の時系列。2005年10月1日~2006年1月10日。等値線間隔は2m/sで破線は負偏差。

#### 4. アジアジェットのスネークと熱帯対流活動

##### (1) ベンガル湾からフィリピン付近の積雲対流に励起された定常ロスビー波列

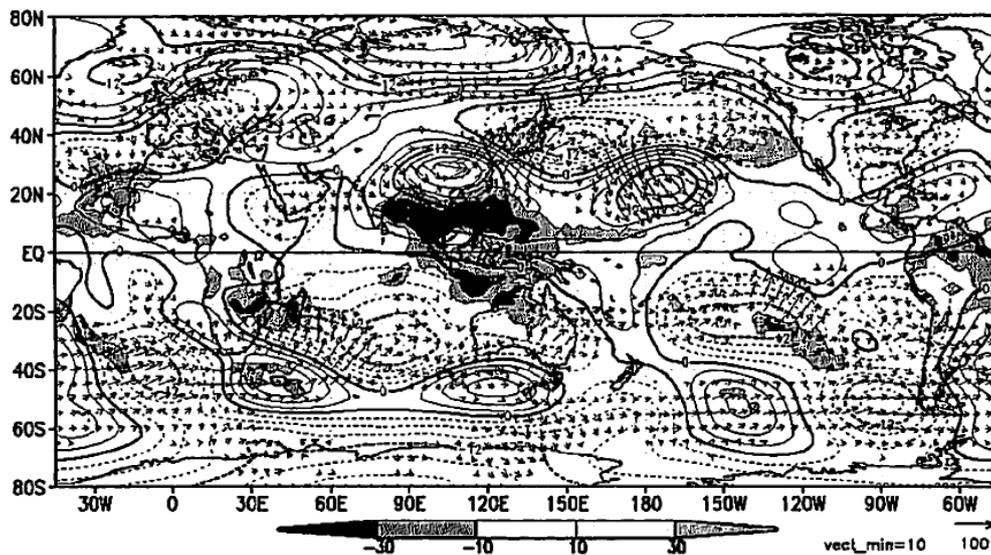
偏西風の南北振動パターンが卓越したことに加え、標準偏差の約3倍と平年に比べ非常に活動が活発だったベンガル湾からフィリピン付近の積雲対流活動も、日本の異常低温の原因となった。すなわち、この領域における強い積雲対流活動に伴う対流圏上層の発散風が、その北の強い亜熱帯ジェット(アジアジェット)に沿った定常ロスビー波束を励起し、そのロスビー波束により日本付近ではアジアジェットの南への蛇行が持続した。

第9図は、2005年12月の外向き長波放射(OLR)と200hPa流線関数偏差である。この図のOLR偏差を見るとベンガル湾からフィリピン付近にかけて積雲対流活動が非常に活発であることがわかる。その強さは標準偏差の3倍程度で、12月としては観測データがある1979年以後ではもっとも活発である。この積雲対流活動の活発な状態は、月を通して持続した。

積雲対流活動が強い領域の北側の対流圏上層には、時計回り、すなわち高気圧性の大気の流れの偏差がある。その東には、日本の東海上を中心とする低気圧性偏差、さらにその東には高気圧性偏差、という波列状の偏差パターンがある。対流活動と同様にそれぞれの偏差も非常に大きい。図には、この波列のパターンから計算される定常

ロスビー波束の活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001) を矢印で示した。このフラックスは定常ロスビー波束の群速度の向きに一致する。最初の高気圧性偏差からエネルギーが伝播している様子が明瞭で、この波列が定常ロスビー波束であることがよくわかる。

この波列の領域には、アジアジェットが流れているので、高気圧性偏差はアジアジェットの北への蛇行、低気圧性偏差は南への蛇行を意味している。ジェット気流は、南北の温度傾度の大きな領域と対応しているので、日本付近のジェットの南への大きな蛇行は、日本付近の上空が平年より非常に冷たい空気に覆われていることを意味する。

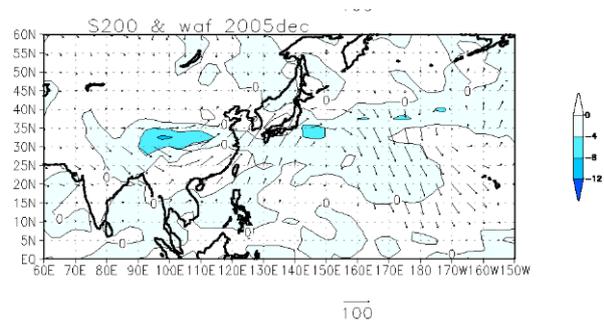


第9図 2005年12月の外向き長波放射(OLR)の年間偏差(影)、200hPa面の流線関数年間偏差(等値線)、波の活動度フラックス(矢印)。OLRの単位は $W/m^2$ で、流線関数の等値線間隔は $3 \times 10^6 m^2/s$ 。波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001)の単位は $m^2/s^2$ で、そのスケールは図の右下のとおり。気候系監視報告(気象庁、2006b)より転載。

日本の異常低温と関係するこの定常ロスビー波列は、ベンガル湾からフィリピンの非常に活発な積雲対流活動により、以下のメカニズムで励起されたと考えられる。積雲対流活動が非常に活発ということは、大気中の水蒸気が水に相変化するとき放出する凝結熱による大気加熱が平年に比べ非常に大きいことを意味している。この非常に大きい大気加熱は、対流圏上層に平年に比べ非常に強い発散風を伴う。この平年に比べ非常に強い発散風に地球自転の効果などが働き、少し北のユーラシア大陸南部を流れる強いアジアジェット上に振幅の大きな定常ロスビー波束を励起する。実際、Sardeshmukh and Hoskins(1988)に従って定常ロスビー波ソース、

$$S' = -\text{div}([\mathbf{v}_x] \zeta' + \mathbf{v}_x' [\zeta]),$$

$v_x$  は発散風、 $\zeta$  は絶対渦度、 $'$  のついた量は 2005 年 12 月の平年偏差、 $[\ ]$  のついた量は平年値、を計算すると、波活動度フラックスが湧き出しているあたりで高気圧性渦度の大きなソース（中心付近では標準偏差の 3 倍程度）が計算されている（第 10 図）。このソースによって励起された定常ロスビー波のエネルギーがアジアジェットに沿って下流に伝播した。

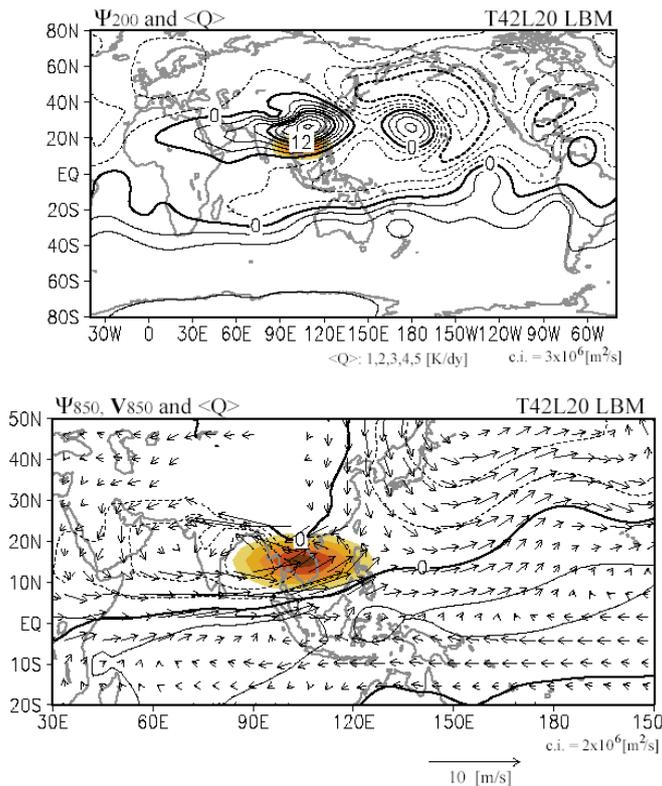


第 10 図 2005 年 12 月の 200hPa 面におけるロスビー波ソース（等値線）。矢印は波の活動度フラックス。ロスビー波ソースの単位は  $4 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$  で、高気圧性（負）に影をつけた。

## (2) 線形化した大気大循環モデルを用いた数値実験

観測された定常ロスビー波列が活発な対流活動に対する応答として理解できることを確認するため、渡部（私信、2006）は 12 月の気候平均場の周りに線形化した大気大循環モデル（Watanabe and Kimoto, 2000）を用いて、ベンガル湾からフィリピン付近の凝結加熱に対する大気の線形応答を数値的に求めた。大気の運動を支配する方程式は非線形方程式であり、それゆえに大気の運動はカオス的で複雑なので、顕著な現象でもその発生理由がわかりにくいことが多い。このため気象学では、ある基本場の周りに線形化した摂動方程式に基づく数値モデルを用いた、現象の因果関係についての研究がよく行われる。

数値計算の結果は、第 11 図に示したとおりで、第 9 図と非常によく似た定常ロスビー波列パターンが再現された。また、対流圏下層にも観測に非常によく似た偏差パターン、すなわち日本付近での北よりの季節風の強化、アリューシャン低気圧の強化、加熱域の西側での低気圧性循環が再現された。この結果は、少なくとも定性的には、東南アジアから北太平洋にかけての観測された偏差パターンをベンガル湾からフィリピン付近の大気加熱に対する単純な線形応答として理解できることを示している。



第 11 図 ベンガル湾～フィリピン付近の凝結加熱に対する対流圏上層（上図、200hPa）と下層（850hPa）の定常応答（北海道大学渡部助教より提供）。12月の気候平均場の周りに線形化した大気大循環モデル（T42L20）を用いた数値計算。両図の影がモデルに与えた凝結加熱。凝結加熱は、東経 105 度、北緯 15 度、鉛直  $\sigma = 0.4$ （約 400hPa）を中心に、最大 8K/日で東西 15 度、南北 8 度幅に水平方向には楕円形で、鉛直方向にはガンマ関数で与えた。モデルの詳細は、Watanabe and Kimoto(2000)を参照。上図の等値線が凝結加熱に対する 200hPa 流線関数の定常応答で、等値線間隔は  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。下の等値線が凝結加熱に対する 850hPa 流線関数、矢印が 850hPa 風の定常応答。等値線間隔は  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  で、風のスケールは図の下のとおり。

## 5. 議論

### (1) 偏西風の異常と擾乱の振る舞い

偏西風の南北鉛直構造は、ロスビー波束の伝播特性や順圧不安定や傾圧不安定による擾乱の成長など、偏西風と関連して活動する擾乱の振る舞いに大きな影響を与える。たとえば、東西風  $U$  を基本場として考えると、ロスビー波の復元力として働く実効  $\beta$  は  $\beta - U_{yy}$  (Hoskins and Karoly, 1981) で表され（ここで、 $\beta$  はコリオリパラメータ  $f$  の南北方向の微分、 $U_{yy}$  は  $U$  の南北方向の 2 階微分である）、実効  $\beta$  が負の領域では定常ロスビー波は存在できない。また、 $U$  の鉛直シア、すなわち温度の南北傾度は傾圧不安定による擾乱の成長と深く関係している。第 3 節で示したとおり、2005 年 12 月は偏西風の南北シーソー的な変動が非常に大きかったため、その影響をうける擾乱のふるまいも平年とは大きく隔たっていた。

まず、ロスビー波束の伝播に関する実効  $\beta$  の分布を示す（第 12 図）。2005 年 12 月は東経 90 度～西経 150 度、北緯 40 度～60 度の領域では実効  $\beta$  が負、すなわち定常ロスビー波束が存在できない領域が広がっている。実効  $\beta$  が負の領域が北太平洋域に限られる平年に比べかなり広い。このことは、大西洋やヨーロッパから伝播した定常ロスビー波束が、中部シベリア付近でその伝播を妨げられ、振幅が増大したり砕波してブロッキング高気圧になりやすいこと、あるいは、なんらかの理由でこの領域内

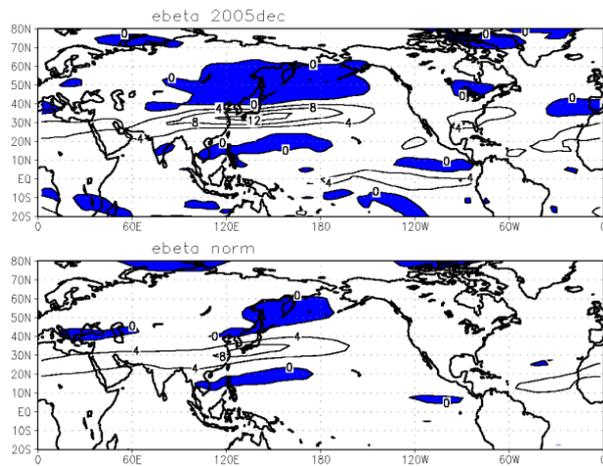
に形成された渦がロスビー波を射出して減衰する過程が起りにくいことを示している。実際、2005年12月は東シベリアから西進してきた高気圧性の渦や、ヨーロッパから伝播した定常ロスビー波束の増幅により、中部シベリアでブロッキング高気圧が発達・持続した。

この位置のブロッキング高気圧は、季節予報現場でよく知られているように、また、古くは和田(1969)や最近では Takaya and Nakamura (2005) が示したようにシベリア高気圧の増幅に深く関係する。Takaya

and Nakamura (2005) は、①シベリア高気圧の増幅時には、一般に対流圏上層にブロッキング高気圧の形成が見られること、②このブロッキング高気圧の形成は、大西洋方面からのロスビー波束伝播が顕著な「波束伝播型」と太平洋方面から高気圧偏差が砕波してくる「太平洋型」の二つに大別されること、③シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のブロッキング高気圧を伴う循環偏差とシベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要であることを示した。③は、上層のブロッキング高気圧が地表付近に作る循環が、シベリア高気圧の東進を抑えると同時に高緯度からの寒気移流によりシベリア高気圧を強め、強められたシベリア高気圧が上層に作る循環がブロッキング高気圧を強める、という自己増幅のメカニズムであり、彼らは渦位偏差を与えてその周りの三次元的な流れの場を求める渦位の inversion 手法(Hoskins et al., 1985)を用いてそれを示した。このメカニズムが働いたかどうかは現時点では確かめられていないが、2005年12月のシベリア高気圧の異常な発達に中部シベリアのブロッキング高気圧が関係していることは間違いないであろう。

一方、東経90度～西経150度にかけての亜熱帯ジェット(アジアジェット)近傍で平年より実効 $\beta$ が大きい領域が東西に伸びている。これは、平年より深いロスビー波の導波管(前田と佐藤、2004)がアジアジェットに沿って出来ていることと対応している。第4節で述べたように、この導波管に捕捉されて伝播した定常ロスビー波束が日本付近における偏西風の蛇行を強化した。

第5図に示したとおり、北緯45度～60度にかけては偏西風が弱く、平年に比べ下層の東西風の鉛直シア、すなわち温度の南北傾度も小さい。そこで、大気の傾圧不安定性の指標として、James(1994)にならい Eady モードの成長率  $\sigma = 0.31 \times f/N \times U_z$  (ここで  $N$  はブラントバイサラ振動数、 $U_z$  は帯状平均東西風の鉛直微分) を見ると

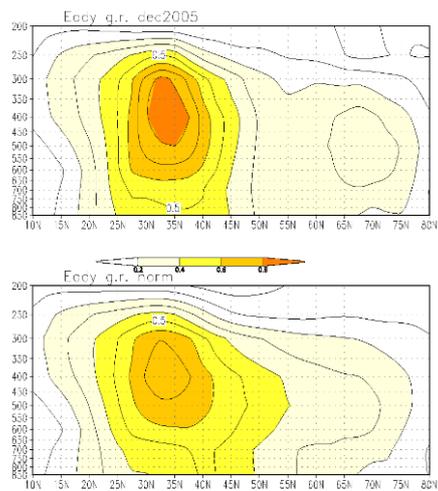


第12図 200hPaにおける実効 $\beta$ 。上：2005年12月、下：平年。等値線間隔は、 $4 \times 10^{-11} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$ 、で負に影。

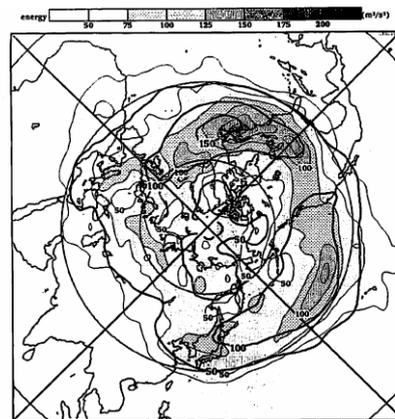
(第 13 図)、この緯度帯では成長率が平年に比べ小さく、偏差の大きさは標準偏差の 2 倍程度である。すなわち、この東西風を基本場として考えると、傾圧不安定で増幅する移動性擾乱の活動は平年に比べ弱いであろうことが推察される (Lee and Kim, 2003)。実際、この緯度帯における高周波擾乱の活動はユーラシア大陸から北太平洋を中心に平年に比べ弱かった (第 14 図)。

移動性擾乱は、対流圏下層を中心とした熱の北向き輸送や中・上層を中心とした西風運動量の北向き輸送を行い、その結果、大気大循環に影響を与える。2005 年 12 月はその活動が弱かったことと対応して、移動性擾乱による対流圏下層の熱の北向き輸送が平年に比べ少なく、また、対流圏中・上層の西風運動量の北向き輸送も北緯 30 度以北で平年に比べ少なかった (第 15 図)。偏西風の観点からは、移動性擾乱が中緯度の西風運動量を高緯度に運ぶ役割が平年に比べ小さい、ということを示している。したがって、もし前段落の最初の推察が正しければ、偏西風の偏差が移動性擾乱の偏差をもたらし、その結果として移動性擾乱の偏差が偏西風の偏差を強化する、という正の相互作用で偏西風の異常が維持された、といえる。A0 は、力学的には偏西風と擾乱との正の相互作用により維持される大気の内層変動モードとしての見方が有力であり (山崎、2004)、2005 年 12 月もこのフィードバックメカニズムが負の A0 の状態の持続に寄与した可能性がある。

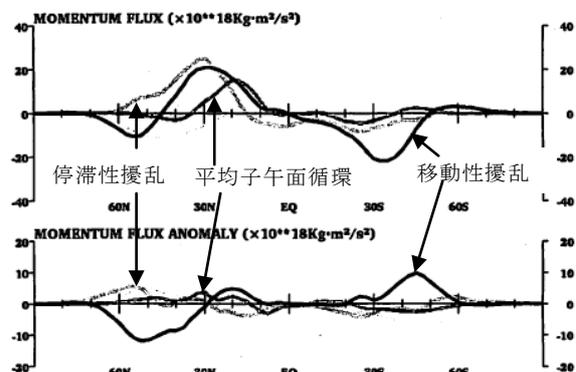
第 15 図 対流圏上層における西風運動量の北向き輸送。500hPa~100hPa の積算。図の左端が北極、右端が南極。上：2005 年 12 月、下：平年偏差。縦軸の単位は  $1 \times 10^{18} \text{Kg} \cdot \text{m}^2 / \text{s}^2$ 。濃い実線は移動性擾乱、薄い実線は停滞性擾乱、中間の濃さの実線は平均子午面循環、によるもの。気象庁 (2006a) から転載。



第 13 図 Eady モードの成長率の緯度高度分布、带状平均場から計算。上：2005 年 12 月、下：平年。等値線間隔は、 $0.1 \text{day}^{-1}$ 。



第 14 図 500hPa の高周波変動の質量あたりの運動エネルギー。薄い実線と影は 2005 年 12 月で間隔は  $25 \text{m}^2 / \text{s}^2$ 。濃い実線は平年で等値線間隔は  $50 \text{m}^2 / \text{s}^2$ 。気象庁 (2006a) から転載。



## (2) ベンガル湾からフィリピン付近にかけて積雲対流活動が活発であった理由

第4節ではベンガル湾からフィリピン付近にかけての平年に比べ非常に活発な積雲対流活動が2005年12月の日本の異常低温に深く関係したことを示した。では、なぜ、この領域で積雲対流活動が活発だったのであるのか？ 著者自身はよく調べていないが、今後の調査の実施に向けていくつか参考となりそうな点を以下にあげる。

熱帯域の積雲対流活動の年々変動には、海面水温分布が影響を与える。例えば、エルニーニョ現象が発生している時には、積雲対流活動の活発域は平年に比べ東に移動する。逆にラニーニャ現象が発生している年には、より西の海洋大陸付近で活発となる。2005年12月は、東部赤道太平洋域で平年より海面水温が低く、西部で高い、ラニーニャ現象が発生していた。これに対応して、ベンガル湾からフィリピン付近で積雲対流活動が活発になりやすかった、といえる。

海洋との関係では、インド洋赤道を吹いている平年より強い西風の影響も興味深い。この西風は、第4節の渡部(私信、2006)の計算結果からわかるようにベンガル湾からフィリピン付近の積雲対流活動が強いことの応答であると考えられる。赤道上で西風が吹くと、海洋内では暖水がインド洋赤道域東部に蓄積される。気象庁の海洋データ同化システムによる海洋内部の解析でも12月に暖水が蓄積した様子がよく捉えられている(図略)。暖水が溜まると海面水温が上昇し、積雲対流活動が活発となりやすい。すなわち、大気と海洋の正の相互作用で、積雲対流活動が活発な状態が持続した可能性がある。大気と海洋の相互作用を再現できる大気海洋結合モデルを用いた詳細な解析により、確認する必要がある。

2005年12月はMJ0の活動が不活発であった。もしMJ0の活動が活発であったらならば、ベンガル湾～フィリピン海にかけての強い積雲対流活動が持続しなかった可能性もある。MJ0が不活発であった理由についても調べる必要がある。

12月は、東南アジア域は冬の北東モンスーンの時期であり、「コールドサージ」と呼ばれる強い寒気の吹き出しにより積雲対流の活動が活発になることがある。この2005年12月も、強い冬型の気圧配置となった時に、南シナ海で積雲対流活動が活発になった時期がある。すなわち、この付近の活発な積雲対流活動は、寒気の吹き出しが強いことの原因というよりも結果である可能性がある。しかし、第4節の渡部(2006)の計算結果からわかる通り、この領域の積雲対流活動が活発なことが原因となり寒気の吹き出しが強くなる、ということも間違いない。そこで、両者が相互に作用して強い積雲対流と強い寒気の吹き出しが持続した、すなわち正の相互作用が働いた可能性が考えられる。何らかの方法でその相互作用が確認できれば、より理解が深まるであろう。

### (3) 偏西風の南北シーソーパターンと熱帯対流活動との関係など

第3節で述べたとおり、2005年12月の日本の異常低温の原因のひとつは、偏西風の南北シーソーパターンが卓越し、持続したことである。このパターンの持続については、(1)で擾乱と偏西風との相互作用をそのメカニズムの候補として示したが、そのトリガーについては何も述べなかった。天気図を見ると、11月半ばに東シベリアでブロッキング高気圧が発生したことがきっかけとなったように見える。現象発生メカニズムは予測可能性にも深く関係するため、それを解明することは1か月予報や季節予報の改善にとっても重要である。データ解析のみならず、1か月数値予報データの解析、数値実験の実施などにより、詳しく調べる必要がある。なお、11月半ばにおいて初期値が数日違うだけで1か月予報における偏西風の予報が大きく変わったという興味深い結果（稲葉と小寺、グローベッター本号）もすでに得られている。

第3節で述べた偏西風の異常と、第4節で述べたベンガル湾からフィリピンにかけての領域の対流活動とそれに励起された定常ロスビー波は全く独立な現象なのか、お互いに何らかの影響があるのか。(2)で述べたコールドサージが偏西風の異常と北極振動とこの対流を結んでいるかも知れないし、対流活動が定常ロスビー波のみでなく亜熱帯ジェットの偏差そのものに影響を与えている可能性も十分ある。両者の関係について今後きちんと調べ、異常低温に対する寄与までを含めた定量的な議論をする必要がある。

## 6. おわりに

これまでの調査では、偏西風の異常のトリガー、積雲対流活動が異常だった理由、偏西風の異常と積雲対流活動との関係、予測可能性など、依然として不明なことは多い。この顕著な異常気象の全貌解明に向け、気象・海洋研究者と協力しつつ本格的な研究をすすめる必要がある。

**謝辞** 北海道大学渡部雅浩博士には、貴重な数値実験結果を教えて頂いた上に、未発表の図の掲載についても快諾いただきました。深く感謝いたします。

## 参考文献

- 気象庁、2006a：気候系監視報告、2005年12月号。  
気象庁、2006b：気候系監視報告、2006年2月号。  
佐藤均、前田修平、伊藤明、2005：アジアジェットに捕捉された準定常ロスビー波と日本の天候。平成16年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書。  
前田修平、佐藤均、2004：大気大循環の変動と予報資料の解釈、平成16年度季節予報研修テキスト、65-75。  
山崎孝治、2004：北極振動の概要、気象研究ノート、206号、1-9。

- 山崎孝治, 2005:北極は“ゆらぐ”、科学、**75**、1168-1171.
- 和田英夫, 1969:長期予報新講、地人書館、234p.
- Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 877-946.
- James, I.N.,1994:Introduction to circulating atmospheres. Cambridge University Press, 424pp.
- Lee S., and H.-K. Kim, 2003: The dynamical relationship between subtropical and eddy-driven jets. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1490-1503.
- Limpasuvan V., and D. L. Hartmann, 2000: Wave-maintained annular modes of climate variability. *J. Climate*, **13**, 4414-4429.
- Sardeshmukh and Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**,1228-1251.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally-varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. R. Met.Soc.*, **126**,3343-3369.

## 2005年12月の「北極振動」の励起と予測可能性

1：北海道大学大学院 環境科学院  
2：北海道大学大学院 地球環境科学研究科  
3：北海道大学大学院 地球環境科学研究院  
小山博司<sup>1</sup>・森正人<sup>2</sup>・渡部雅浩<sup>3</sup>

### 1. はじめに

「平成18年豪雪」をもたらした2005/06年の冬の天候は、持続する負の北極振動 (Arctic Oscillation; AO) に似た大気循環場で特徴づけられる。特に、2005年12月には日本上空を中心に東へ伸びる強い負の高度場偏差が卓越しており、これが北極振動的な循環偏差を形成するとともに、東・西日本に寒波を、日本海側に大雪をもたらす主要因となっていた。本研究では、この2005年12月の「北極振動」(大西洋に中心を持つ典型的な北極振動とは異なるのでカギ括弧つき) に着目し、その励起および予測可能性に関する解析を行った。既に予備的な結果として、ベンガル湾から南シナ海にかけて異常に活発だった対流活動が中高緯度の高度場偏差を強制したという線型モデルの診断を得ている(前田, 2006; 渡部, 2006)ので、ここではさらに日平均データを用いて、中高緯度大気の大周期変動および熱帯対流活動についてより詳細な解析を行った。また、気象庁1ヶ月予報データを用いて2005年12月の循環場の予測可能性を検証した。

### 2. データとモデル

日平均の気象庁GPVデータ、ECMWF再解析(ERA40)およびNOAAのOLRを用いた。各物理量は気候値とそこからの偏差に分けられる。ERA40(1957年から2002年)とNOAAのOLR(1979年から2002年)の毎日のcalendar meanに31日移動平均をかけたものを気候値とし、2005/06年の偏差はGPVデータから求めた。偏差に10日のローパス・フィルターをかけて低周波偏差を取り出し、生の偏差からそれを引いたものを高周波偏差とした。さらに熱帯の季節内振動(MJO)成分を描出するために、30~60日のバンドパス・フィルターをほどこしたOLR偏差も用いた。また、予測可能性を検証するために気象庁1ヶ月アンサンブル予報データを用いた。予報データの気候値にはJRA25(気象庁、電力中央研究所)を用いた。

熱帯の強制に対する中高緯度の応答を調べるためにモデル実験も行った。使用したモデルはWatanabe and Kimoto (2000, 2001)で作成された線型化したプリミティブ方程式から成る線型傾圧モデル(LBM)で、解像度はT42L20、降水過程を含まず、基本場はERA40から求めた12月の気候値を使った。

### 3. 2005年12月のAO的循環偏差

まず熱帯の対流活動に注目すると、2005年12月の月平均OLR偏差はいわゆるラニーニャ時の分布に似ていたが、ベンガル湾から南シナ海にかけての領域では-2.5標準偏差を越える大きさで(図1)、この領域で対流活動が平年よりも異常に活発であったことが分かる。日々の時間発展を見るために、上記の領域(80E-120E, 0-20N)で領域平均した

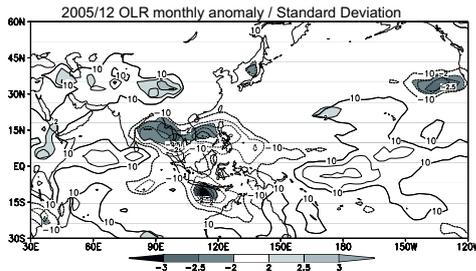


図 1: 2005 年 12 月の月平均 OLR 偏差 (等値線; 間隔 10  $[W/m^2]$  毎, 点線は負偏差) と標準偏差で規格化した同月の月平均 OLR 偏差 (陰影)。

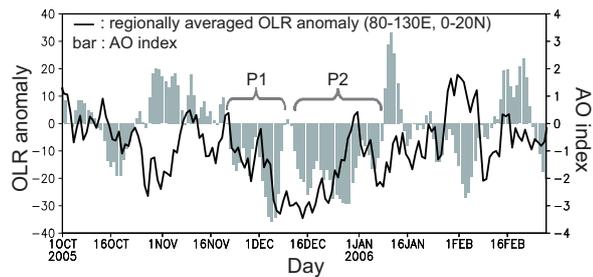


図 2: AO インデックス (棒線; 軸は右側) と, (80E ~ 120E, 0 ~ 20N) の領域で平均した日平均 OLR 偏差の時系列 (実線; 単位は  $[W/m^2]$ ) 。

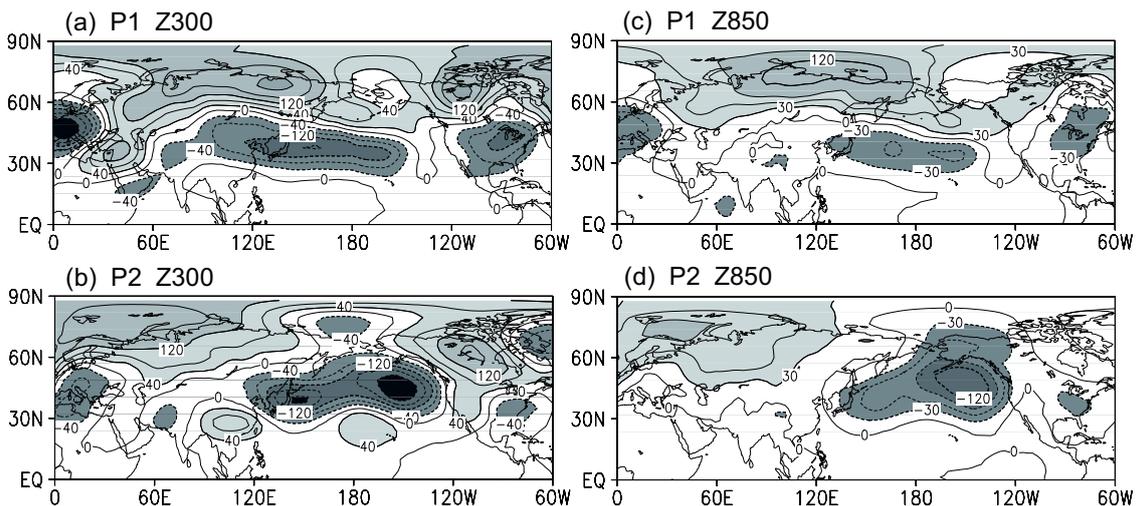


図 3: P1, P2 それぞれの時期で平均した, (a)(b)300hPa および (c)(d)850hPa における高度場の低周波偏差。等値線の間隔は (a)(b) 40  $[m]$ , (c)(d) 30  $[m]$ 。点線は低気圧偏差を表す。

日平均 OLR 偏差の時系列を図 2 に示す。これを見ると, 2005 年 11 月下旬から活発化しはじめた対流活動偏差は 12 月上旬から中旬にかけて最大になり, 下旬には終息している。一方, 中高緯度の循環を特徴づける指標として日平均の AO インデックス<sup>1</sup>(図 2 の棒線)に着目すると, 12 月初旬と下旬に 2 度の極小を示しており, 12 月は全体的に負の北極振動的な循環場であったことが分かる。ただしはじめに述べたように, 2005 年 12 月の循環場は大西洋に中心を持つ典型的な北極振動パターンとは異なっており, 偏差の中心は太平洋側にあった。この循環場を詳しく調べるために, AO インデックスが極小を示す 2 つの時期 (11 月 21 日 ~ 12 月 9 日および 12 月 11 日 ~ 1 月 8 日。以下それぞれ P1, P2 と呼ぶ) でそれぞれ解析を行った。

図 3 に P1, P2 それぞれの時期で平均した 300hPa, 850hPa 高度場の低周波偏差を示

<sup>1</sup>AO インデックスは Climate Prediction Center (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>) より取得した。

す。これを見ると、P1の時期は中国から日本にまたがって東に伸びる低気圧偏差と、その極側のシベリア域に中心を持つ高気圧偏差のダイポール構造が顕著で、これは Western Pacific(WP) テレコネクションパターン (Wallace and Gutzler, 1981) に似ている。一方 P2の時期は、日本から東太平洋にわたって低気圧偏差に覆われており、太平洋から北米にかかる波列状の偏差は Pacific/North American(PNA) テレコネクションパターンに似ている。また、どちらの時期も中高緯度では大まかには等価順圧構造を示しているが、P2の時期の上層において(図3b)、対流が活発だったベンガル湾から南シナ海の北側にあたる北緯20~30度付近に傾圧性の顕著な高気圧偏差が見られ、熱帯からの影響を強く示唆している。この点は6節で詳しく触れる。図3より明らかなように、P1、P2の時期は大まかには中緯度で負偏差、極側で正偏差という循環場で特徴づけられており、これが負の「北極振動」を形成していたと考えられる。

次に、2005年12月の循環場のPNAパターンとの関連を調べた。図4に日平均のPNAインデックスを示す。日平均場におけるPNAをERA40の500hPa流線関数の日平均低周波偏差のEOF第1モード(計算領域は120E-60W, 20N-90N)で定義し(図省略)、そのパターンへの射影係数を日平均のPNAインデックスと定義している。これを見ると、P2の時期は持続的にPNAインデックスが正(アリューシャン低気圧を強めるセンス)である。図5(b)に、PNAインデックスと日平均300hPa高度場の低周波偏差との回帰係数分布を示す。回帰をとった期間は2005年12月で、12月で平均したPNAインデックスの値(0.5)を乗じている。12月の300hPa高度場の月平均偏差(図5a)と比較すると、PNAは12月の日本域の低気圧の一部と、特に太平洋・北米領域の偏差をよく説明し、これは図3(b)で示したP2の循環場とも非常によく似ている。一方、12月の高度場偏差のPNAでは説明できない残差成分(図5c)は、タイミル半島の南を中心としシベリア域を覆う強い正偏差と、その南で東西に伸びた負偏差の、南北にまたがるダイポール型の偏差で特徴づけられ、極東域において図3(a)で示したP1の時のWP的な循環場に良く似ている。よって2005年12月の循環場は、前半の時期(P1)の極東のダイポール型偏差(WP的)と後半の時期(P2)のPNA的な偏差で特徴づけられ、これらの偏差がAOの負のシグナルをもたらしていたと言える。

#### 4. 日本の寒冬と循環偏差

次に、循環場と日本の寒冬の関係について調べた。WP型とPNA型の偏差に付随する日本域の下層の気温偏差は共に負で(図省略)、これは両偏差が極東で順圧的であったことから明らかであるが、それに加えて、12月の日本における低温には日本上空を覆った低気圧偏差に伴う寒気の移流も重要であったと想像される。そこで、循環に伴う温度偏差場の線型移流項による強制

$$(\partial T_a / \partial t)_{adv} = -V_a \cdot \nabla T_c - V_c \cdot \nabla T_a \quad (1)$$

を調べた。ここで( )<sub>c</sub>は気候値、( )<sub>a</sub>は偏差を表す。(1)式右辺第2項の寄与は小さかったため、第1項のみ図6に示す。図6(a)は12月における850hPa月平均高度場の低周波偏差と、それに付随する温度移流成分を表す。これを見ると、西日本を中心とした広い領域

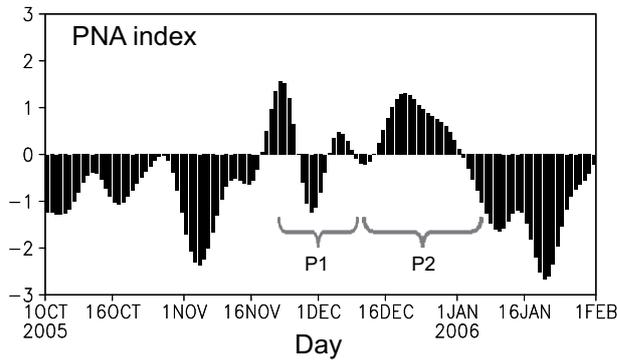


図 4: 日平均 500hPa 高度場の低周波偏差による PNA インデックス。

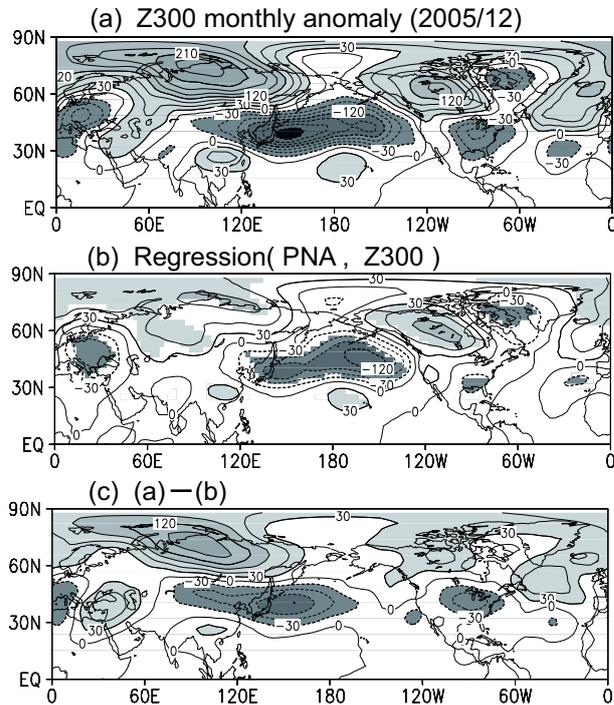


図 5: (a): 2005 年 12 月の 300hPa 月平均高度場偏差。(b): 図 4 の PNA インデックスと 2005 年 12 月の 300hPa 日平均高度場の低周波偏差との回帰係数分布。12 月で平均した PNA インデックス (0.5) を乗じている。90% の信頼限界で有意な所のみ陰影。(c): (a) と (b) の差。(a)(b)(c) とも等値線間隔は 30 [m] 毎。点線は低気圧偏差。

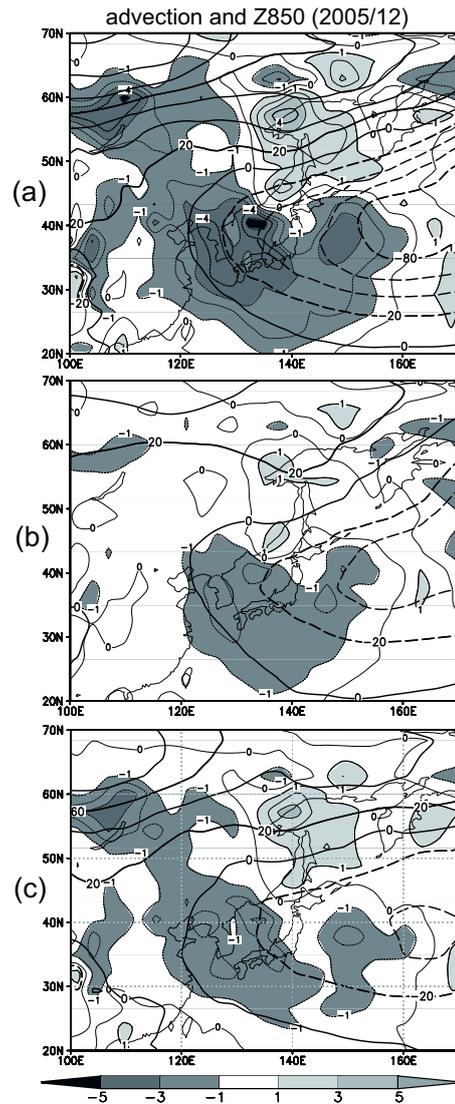


図 6: (a): 2005 年 12 月の 850hPa 月平均高度場偏差 (太等値線; 間隔は 20 [m] 毎, 点線は低気圧偏差) と, 気候学的温度場の東西・南北風偏差による移流 (細等値線ならびに陰影; 間隔は  $1 [ /s] \times 86400$  毎)。(b): (a) と同じ。ただし高度場偏差, 温度移流は PNA に付随する成分。図 4 の PNA インデックスと 2005 年 12 月の日平均偏差との回帰係数分布に 12 月で平均した PNA インデックス (0.5) を乗じている。(c): (a) と同じ。ただし (a) と (b) の差。

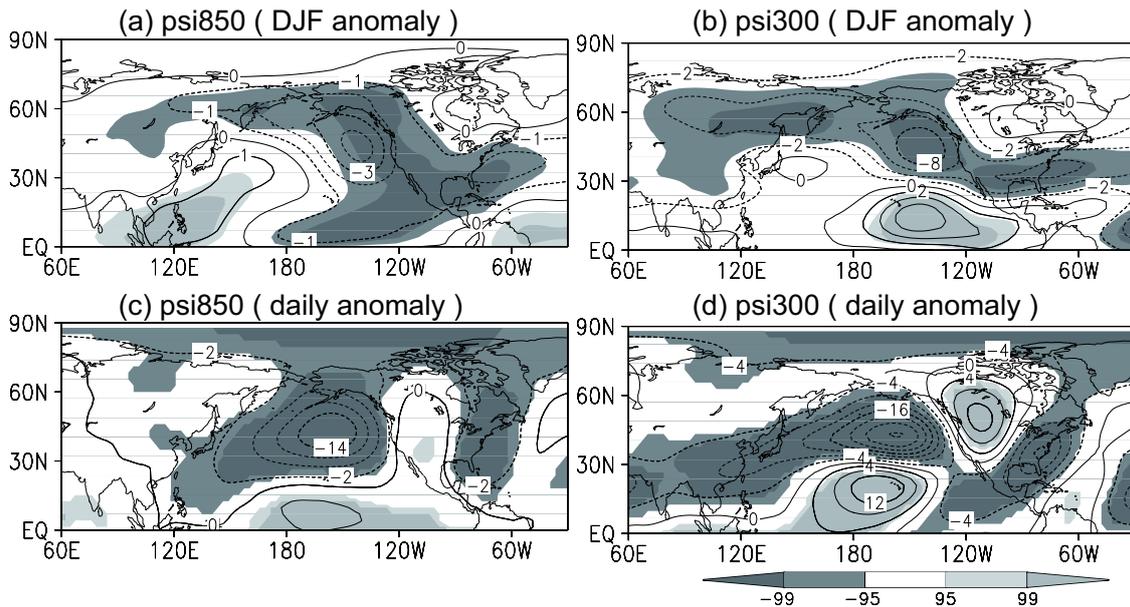


図 7: (a)(b): El Niño が発生している時の季節平均 (12 月 ~ 2 月) 流線関数偏差場の合成図 (10 例)。 (c)(d): 11 月 ~ 3 月における日々の PNA イベントのピーク日で合成した低周波の日平均流線関数偏差場の合成図 (28 例)。 (a)(c) は 850hPa, (b)(d) は 300hPa。点線は低気圧性偏差。等値線の間隔は (a)1 [ $\times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ] 毎, (b)2 毎, (c) $\pm 2$  から 4 毎, (d)4 毎。95%, 99%の信頼限界で有意な場所に陰影。

で右辺第 1 項は負で, 図には示さないが, ほとんどが日本付近を覆う低気圧に伴う北風による移流成分である。これは, WP 型の循環偏差場に伴う成分 (図 6c), PNA 型に伴う成分 (図 6b) についても同様である。よって 2005 年 12 月は, 低気圧性の循環が長期にわたって持続的に日本付近を覆うことに加え, 循環場が季節風を強めることが, 日本に寒波・大雪をもたらす主要因になっていたと考えられる。ちなみに, サハリンからオホーツク海にかけて見られる正の温度移流は, ここで気候学的な温度場の東西傾度が正であることに起因する (Nakamura and Fukamachi, 2004)。

日本の寒冬には WP 型の循環偏差に加え PNA 型の偏差も重要であることを指摘したが, このことは「El Niño の時に (PNA は正で) 日本は暖冬傾向」という広く知られた統計的な描像とは逆センスで, 一見矛盾するように思われる (しかもこの冬は La Niña 的であった)。しかしそうではない。何故なら, 一口に PNA と言っても, 季節平均場で見た外部強制に対する準定常応答としての PNA-like パターンと, 日平均場で見た中高緯度の内部力学が本質的な PNA パターンとでは, 特に極東でパターンの空間構造が異なるからである。図 7 に, El Niño が発生していた 10 個の冬 (12 月 ~ 2 月) を使った循環偏差場の合成図<sup>2</sup> (Nino3 インデックスとの回帰を計算しても同様な場が得られる) と, 日平均場で同定した 28 例の正の

<sup>2</sup>この季節平均偏差を PNA と呼ぶことは必ずしも適切でない。小出と小寺 (1999) は, 500hPa 高度場と地上気温, 海面水温の SVD 解析によって, ENSO に伴う中高緯度の季節循環場 (図 7a,b に相当) は, PNA (この場合の PNA は, 図 7c,d に非常によく似ている) と WP の組合せとして理解できることを示した。また, SVD で線型的に説明できない成分として TNH パターン (Mo and Livezey, 1986) も同定されている。

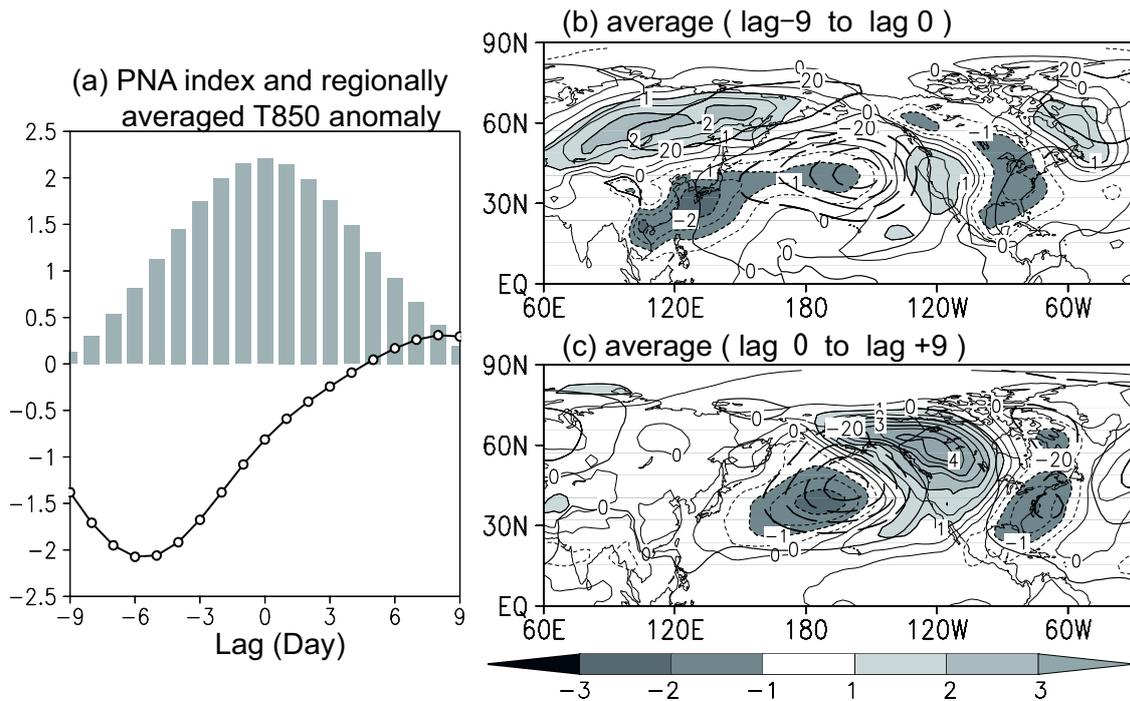


図 8: 正の PNA イベントの合成図 (28 例)。(a): PNA インデックスの合成図 (棒線) と、850hPa 日平均温度場偏差の合成図の (130E ~ 145E, 30 ~ 45N) における領域平均値 (実線) の時間発展 (PNA のピーク日を中心とした 19 日間それぞれで合成)。軸は併用。(b): PNA イベントの中心日から 9 日前までで平均した低周波の 850hPa 高度場偏差 (太等値線; 間隔は 20 [m] 毎, 点線は低気圧偏差) と 850hPa 温度場偏差 (細等値線ならびに陰影; 間隔は 0.5 [ ] 毎, 点線は負)。(c): (b) と同じ。ただし PNA イベントの中心日から 9 日後までの平均。

PNA イベントの合成図 (ピーク時) を示す。これらと比較すると, 上層・下層ともに, 季節平均偏差場では PNA 的な波列を構成する偏差の中心が全体的に東にずれており, さらに日本を含む西太平洋域で偏差の空間構造が大きく異なっている。日平均偏差場では上層・下層ともに, 北太平洋の低気圧性偏差の縁が日本付近までかかっているのに対して, 季節平均偏差場の下層では, 南シナ海から日本の南西にかけて存在する高気圧性偏差によってその縁が北へ押し上げられているように見える。この下層の高気圧性偏差は, El Niño 時に赤道西太平洋域で対流が不活発になることに起因する Matsuno-Gill 応答によるもので, これに伴う暖かい南西風偏差が El Niño 時に日本に暖冬傾向をもたらしていることが指摘されている (安富と木本, 1999; Watanabe and Jin, 2003)。

一方, 日平均偏差場で同定した約 10 日の時間スケールを持つ PNA は, 一般的にその発達の初期に日本付近に低温偏差をもたらす。ERA40 から, 11 月 ~ 3 月における日々の正の PNA イベントを 28 例抽出し (詳細は 森と渡部, 2005), ピーク日を中心とした 19 日間それぞれで合成図を作成した。図 8(a) に PNA インデックスの合成図と, 850hPa 温度場の低周波偏差の合成図を日本域 (130E - 145E, 30N - 45N) で領域平均した値を示す。また,

PNA の最発達日から 9 日前までと、9 日後までで時間平均した、低周波の 850hPa 高度場偏差と 850hPa 温度場偏差の水平構造を図 8(b)(c) にそれぞれ示す。図 8(a) を見ると、正の PNA が最も発達する 9 日前から 4 日後まで日本域は低温偏差に見舞われることが分かる。正の PNA の最盛期前に際立った低温偏差になるのは、発達の初期に日本付近が持続的に低気圧偏差に覆われることに加え、それが大陸からの寒気の吹き出しを助長するからである。我々の最近の研究 (森と渡部, 2006) によると、Madden-Julian Oscillation(MJO) に伴う冷熱源が低周波の PNA を励起する過程で、日本上空には低気圧性偏差が生じることが分かっている (6 節で詳しく述べる。また遠藤と原田, 2005 も参照)。PNA の最盛期以降は、日本付近を覆っていた北太平洋の低気圧偏差の西側の縁は徐々に東に移動し、低温傾向は和らいでいく (図 8c)。

以降、日本の寒冬の主要因となっていた WP 型、PNA 型の循環偏差がそれぞれどのように形成されたのかを調べていく。

### 5. P1 の時期の WP 的循環場

P1 の時期に極東域で卓越した WP 型の偏差がどのように発達したのか、時間を追って調べた。図 9(a) ~ (e) に、P1 の時期における 250hPa 高度場ならびに低周波の高度場偏差の 2 日毎の時間発展と、それに付随する Takaya and Nakamura (2001) に基づく Rossby 波の波活動度フラックスを示す。また、図 9(f) に Hoskins and Ambrizzi (1993) に基づく平年 12 月の 250hPa 基本場の定常 Rossby 波の全波数  $K_s$  と、Rossby 波の導波管を表す実効ベータ  $\beta^* \equiv \beta - U_{yy}$  を示す。まず、ダイポール型を特徴づける日本上空を中心に東西に伸びる低気圧偏差に着目する。11 月 28 日 ~ 30 日の場を見ると、既に低気圧偏差は形成されているが、上流からの波によって強められているように見える。西ヨーロッパに中心を持つ強い低気圧偏差から Rossby 波束が射出されており<sup>3</sup>、一部がシベリア域に伸びる亜寒帯ジェット<sup>3</sup>の導波管 (図 9f) に沿って下流へ伝播し、導波管の終端付近 (100E, 50N) で波束が収束している。12 月 2 日以降は上流からの顕著なエネルギー流入は見られない。一方、ダイポール型偏差のもう一方を成すシベリア域の高気圧偏差に着目すると、アリューシャン列島付近で成長した高気圧偏差が成長しながら徐々に西進し、12 月 2 日にはユーラシア大陸東岸でブロッキングを形成しているのが分かる。但しこのブロッキングの持続時間はそれほど長くなく、12 月 8 日には消える。ここで、総観規模擾乱との関わりを調べるために、上層における短周期擾乱からの渦度強制

$$(\partial\overline{\psi}_a/\partial t)_{TE} = \nabla^{-2}\{-\nabla \cdot (\overline{V'\zeta'})_a\} \quad (2)$$

を計算した。ここで ( ) ' は時間スケール 10 日以下の高周波擾乱を、( )  $\overline{\quad}$  は P1, P2 それぞれの時期での平均を表す。結果を図 10(a) に示す。これを見ると、P1 の時期に、総観規模擾乱は日本の東海上で低気圧性偏差を強めるとともに、その極側のシベリア域で高気圧性偏差を強めている。ブロッキングが発生したユーラシア大陸東岸 (図 9c) に正の強制的極大域が見られることは、総観規模擾乱との相互作用がブロッキングの形成に寄与していたこ

<sup>3</sup>Rossby 波のエネルギーの多くは、亜寒帯ジェットを横切ってアラビア海からインド北部へ流入している。これについては第 7 節で詳しく述べる。

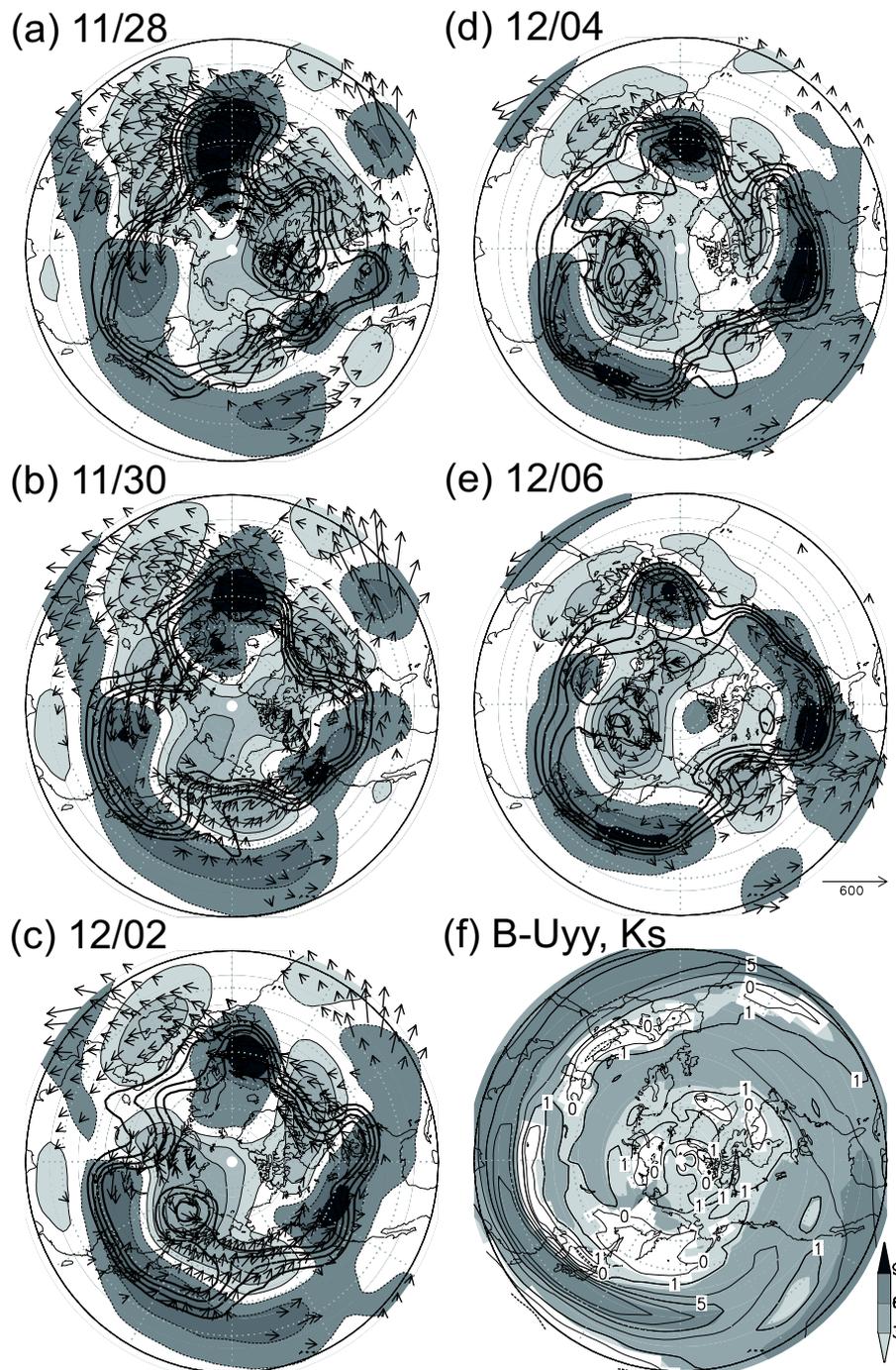


図 9: (a) ~ (e): P1 の時期における 2 日毎の 250hPa 高度場 (太等値線; 10000 ~ 10300 [m], 100m 毎) と高度場偏差 (細等値線ならびに陰影;  $\pm 50\text{m}$  から 100m 毎, ゼロ線は略, 点線は低気圧偏差)。矢印は Takaya and Nakamura (2001) に基づく Rossby 波の波活動度フラックスの水平成分 [ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]。 (f): 250hPa における 12 月の基本場の定常 Rossby 波の全波数  $K_s$  (陰影) と実効ベータ  $\beta^*$  (等値線;  $\pm 1 [\times 10^{11} \text{m}^{-1} \text{s}^{-1}]$  から 2 毎)。

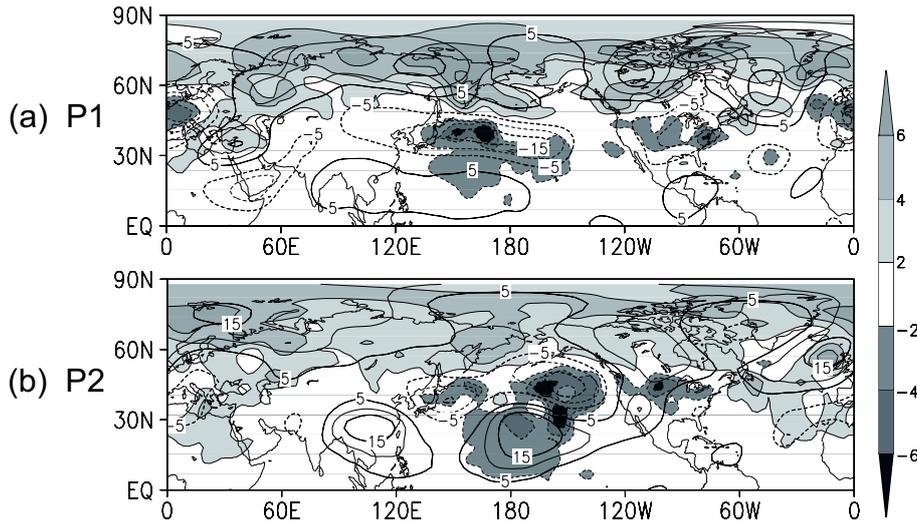


図 10: P1, P2 それぞれの時期で平均した 300hPa の日平均流線関数偏差場 (等値線;  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ), 点線は低気圧性) と, 高周波の渦度フラックスの収束・発散が強制する流線関数 tendency (陰影;  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}/\text{day}$  )。

とを示唆している。よって短周期擾乱と低周波変動との相互作用も WP 型の偏差を形成する一要因となっていたことが分かった (図 10b に示すように, P2 の時期も総観規模擾乱によって日本域や太平洋のトラフが強められていた)。

Takaya and Nakamura (2005a,b) は, シベリア高気圧の増幅に伴い, 一般的に対流圏上層にブロッキング高気圧の形成が見られ, このブロッキングを伴う循環偏差と地表付近の循環偏差との結合がシベリア高気圧の増幅に重要であることを指摘している。上記のブロッキング形成の描像は Takaya and Nakamura (2005a,b) で同定された「太平洋型」に似ているが, 下層の循環場との相互作用があったかどうかは本研究では確かめられていない。また, ブロッキングのタネが発達したオホーツク海からベーリング海にかけては, 基本場の絶対渦度の南北勾配 ( $\beta - U_{yy}$ ) が符号をかえる領域であり (図 9f), 順圧不安定のメカニズムがここでの偏差の成長に寄与した可能性もある。さらに, ブロッキング形成時に南側の低気圧偏差から Rossby 波によるエネルギー流入が見られ (図 9bc), 少なくとも極側の高気圧偏差は南側の低気圧偏差からの影響を受けているように見える。一般的な WP 型偏差の形成時に, 両者の間にか何らかの結合したメカニズムが存在するのにも興味を持たれるところである。

P1 の時期に卓越した WP 型偏差の形成において, ここでは明らかにできなかったいくつかのメカニズムも寄与していた可能性は残っているものの, 上流からのエネルギー伝播, ならびに総観規模擾乱からのフィードバックが寄与していたことが分かった。今後, WP 型偏差の形成メカニズムの, より一般的かつ統一的な理解が必要である。

#### 6. P2 の時期の PNA と熱帯対流活動

次に, P2 の時期に極東域で卓越した PNA 型の偏差について調べた。3 節で述べたように, 2005 年 12 月はベンガル湾から南シナ海にかけての領域で対流活動が平年よりも異常

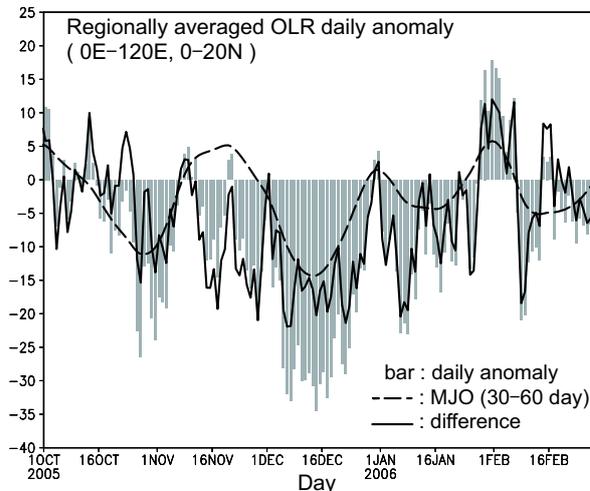


図 11: (80E ~ 120E, 0 ~ 20N) の領域で平均した日平均 OLR 偏差の時系列 (棒線)。点線は同偏差の 30 ~ 60 日成分。実線は日平均偏差と 30 ~ 60 日成分の差。単位は  $[W/m^2]$ 。

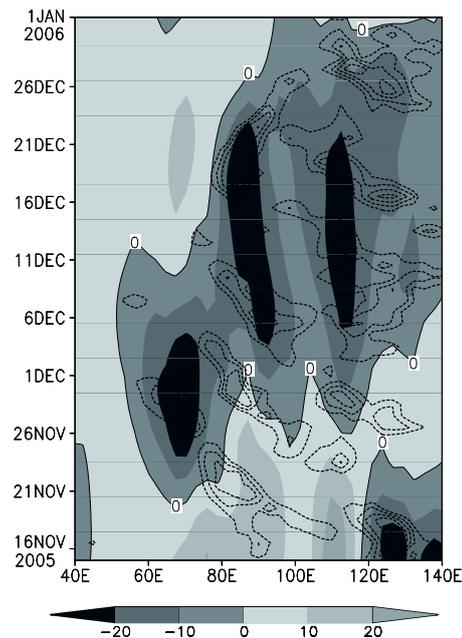


図 12: (10N ~ 20N) で平均した OLR 偏差の経度 - 時間断面図。30 ~ 60 日成分の OLR 偏差 (陰影) と短周期の OLR 偏差 (等値線;  $-20 [W/m^2]$  以下のみ, 20 毎)。

に活発であった (図 1)。12 月におけるその領域 (80E - 120E, 0 - 20N) での対流活動偏差を時間スケールで分けてみると, 30 ~ 60 日の周期を持つ MJO 成分と, それより短い時間スケールを持つ対流成分とが同程度の振幅を持っていた (図 11)。この短い時間スケールを持つ対流擾乱は, 同期間を通して領域を連続して西進しており (図 12), これが大きな月平均偏差をもたらしたと考えられる。

図 11 の時間発展より, 全対流活動偏差は P1 の後半の時期 (12 月の初旬) から P2 の時期の中頃 (12 月中旬) まで異常に活発化していたことが分かる。そこで, この対流偏差による中高緯度大気の影響を LBM を用いて診断した。外力として OLR から見積もった日々変化する熱強制を time step 毎に与え, 等温静止状態から 20 日間 (12 月 1 日 ~ 20 日) 積分した。強制の水平構造は日々の OLR 偏差分布と同じで, 鉛直分布は固定している。結果を図 13(b) に示す。日本域のトラフが弱いことや亜熱帯の高気圧偏差がやや強いことなど, 観測された場 (図 13a) と異なる点も見られるが, 場の特徴を良く再現している。スナップショットだと分かりづらいが, ベンガル湾から南シナ海にかけての活発な対流が, その北側の北緯  $25^\circ$  付近の上層に高気圧偏差を励起し (Rossby 応答), さらにこの高気圧からアジアジェット (図 9f) に沿って下流へ波列 (日本域の低気圧, 太平洋亜熱帯の高気圧, 東太平洋の低気圧) が励起されている。よって, P2 の時期の PNA 型偏差は熱帯の対流活動に伴う熱源によって励起されたものと考えられる。

我々の最近の研究 (森と渡部, 2006) によると, MJO に伴う冷熱源が低周波の PNA を

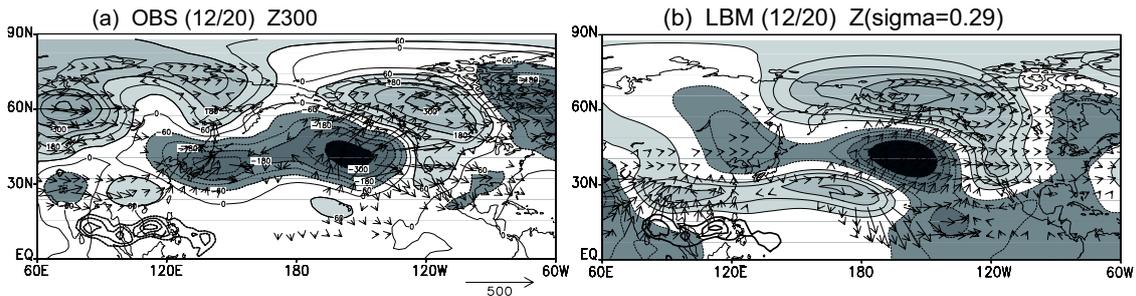


図 13: (a): 2005 年 12 月 20 日の 300hPa 高度場偏差 (陰影ならびに等値線; 間隔 60[m] 毎) と付随する波活動度フラックス (矢印; 単位は  $[m^2/s^2]$ ), 12 月 1 日 ~ 20 日で平均した OLR 偏差 (太等値線;  $-30[W/m^2]$  以下のみ 10 毎)。 (b): OLR 偏差から見積もった日々変化する熱強制 (12 月 1 日から 20 日まで) による LBM の  $\sigma = 0.29$  高度場偏差の応答 (陰影; 単位は [m], 間隔は任意)。2005 年 12 月 20 日のスナップショット。等温静止状態から 20 日間積分。付随する波活動度フラックス (矢印) と 12 月 1 日 ~ 20 日で平均した熱強制 (太等値線; 単位は [ ], 間隔は任意)。

trigger するメカニズムが明らかになってきた。具体的には、ベンガル湾からインドネシアにわたる領域で、MJO に伴う熱 (冷) 源が作る上層の発散 (収束) がアジアジェット上で収束 (発散) し、アジアジェット上に Rossby 波束を励起する。その波束がジェットに捕捉され下流へ伝播し、ジェットの出口にあたる中緯度太平洋域で順圧エネルギー変換によって基本場からエネルギーを得て負 (正) 位相の PNA へ成長するというメカニズムである。統計的にも、MJO の位相と PNA の符号の間に明瞭な対応関係が見られ (図省略)、海洋大陸上で対流活動が活発な時は負の PNA が、不活発な時には正の PNA が出現する確率が高くなる。2005 年 12 月も、これと同様のメカニズムが働いていたと考えられる。しかし、一般的な MJO - PNA 間に見られる関係と大きく異なるのは、対流偏差の符号と PNA の符号が逆になっていることである。ベンガル湾から南シナ海にわたる領域で対流が活発だったにも関わらず、励起された PNA は正位相であった。これは、2005 年 12 月の MJO が平年よりも北偏しており、さらにそこで短周期の対流擾乱が活発だったためだと考えられる。図 13 に、平年の MJO に付随する OLR 偏差<sup>4</sup>の緯度 - 位相断面図と、2005 年 10 月 ~ 12 月の OLR 偏差の緯度 - 時間断面図を示す。平年の MJO に付随する OLR 偏差の極大域は赤道を中心としているのに対して (図 14ab), 2005 年冬季の MJO は、北半球では 10N ~ 15N 付近に極大域が存在し、平年よりも北偏しているのが分かる (図 14cd)。

そこで、MJO が北偏することによって中高緯度に励起される応答がどのように変わるかを、再び LBM を用いて調べた。結果を図 15 に示す。図 15(a) は、合成した MJO に付随する東進する OLR 偏差から見積もった熱強制を、外力として time step 毎に与え、等温静止状態から 20 日間積分した結果である。初期に熱 (冷) 源の中心はインド洋 (西太平洋) にあるが、時間とともに東進し、20 日目に熱 (冷) 源はベンガル湾 ~ インドネシア付近 (大西

<sup>4</sup>30 ~ 60 日のバンドパス・フィルターをほどこした冬季 (11 月 ~ 3 月) における 200hPa 速度ポテンシャルの EOF 第 1, 第 2 モード (計算領域は 20S ~ 20N) で MJO を定義した。両者は空間構造、時系列ともに位相が 1/4 波長ずれている。EOF 第 1, 第 2 モードで張られる相空間を 15 °毎に分け、各位相で同周期帯を持つ OLR 偏差を合成した。

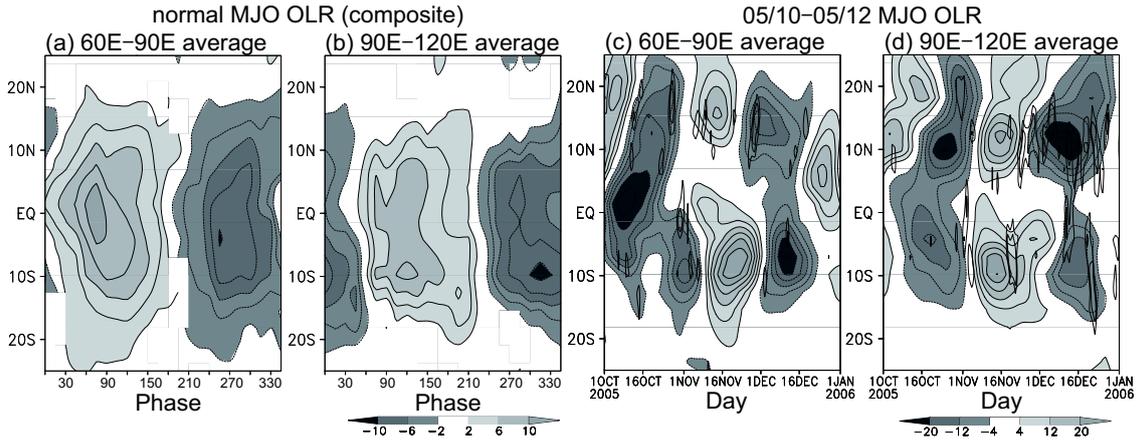


図 14: (a)(b) MJO の各位相で合成した 30 ~ 60 日の周期帯を持つ OLR 偏差の緯度 - 位相断面図。それぞれ (a)60E - 90E, (b)90E - 120E で平均。(c)(d)2005 年 10 月 ~ 12 月の OLR 偏差の緯度 - 時間断面図。30 ~ 60 日の周期帯を持つ OLR 偏差 (陰影ならびに等値線;  $[W/m^2]$ ) とそれより短い周期帯を持つ OLR 偏差 (太等値線;  $-25[W/m^2]$  以下のみ 10 毎)。それぞれ (c)60E - 90E, (d)90E - 120E で平均。

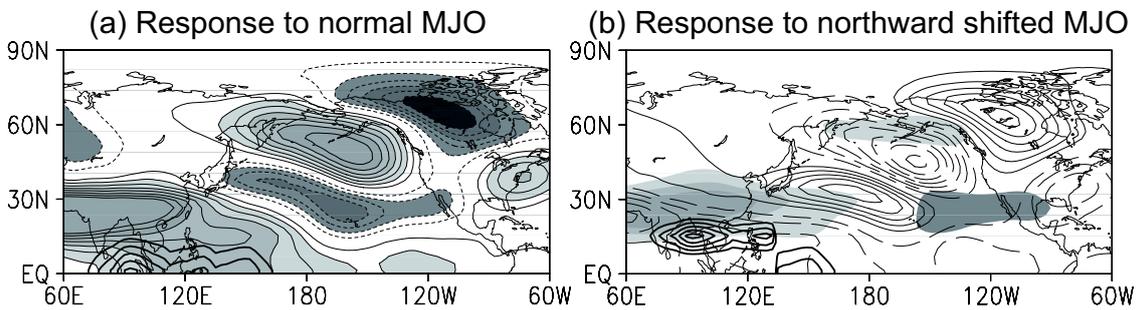


図 15: (a) 合成した MJO に付随する OLR 偏差から見積もった日々変化する熱強制による LBM の  $\sigma = 0.29$  高度場偏差の応答 (陰影; 単位は  $[m]$ , 間隔は任意) と, 与えた熱強制 (太等値線; 単位は  $[ ]$ , 間隔は任意)。熱源がインドネシア付近にきた時のスナップショット。(b)(a) に同じ。ただし 60E - 130E のみ熱源を北へ  $15^\circ$  ずらした。北偏させた強制のみが励起する応答を細実線 (間隔は任意だが (a) と同じ) で示す。点線は低気圧性。

洋 ~ アフリカ大陸) に来ている。この時, 中高緯度には負の PNA が現れている。一方, 図 15(b) は外力の中心を 60E - 130E の領域のみ北へ  $15^\circ$  ずらした場合の結果であるが, 中高緯度に特徴的な循環場は形成されない。しかし, 北偏させた強制のみが励起する応答を見ると, これは明らかに図 15(a) とは逆符号の正の PNA である。よって, MJO に付随する強制の東西方向の分布だけでなく, その南北方向の位置も PNA の符号に重要であることが分かった。ベンガル湾 ~ インドネシア付近の領域で, MJO の北偏に伴い, 対流に付随する熱 (冷) 源が作る上層の発散 (収束) も北偏し, アジアジェット上に励起する Rossby 波の位相がずれることで, 下流の PNA の符号が変わると理解できる。

これらの結果を踏まえて, 2005 年 12 月の場についてももう一度考察したい。図 15(b) で日本域のトラフ (図 13) が再現されていないのは, この実験では理想的な速度で東進する MJO 強制を用いていることと, MJO より短周期の対流に付随する強制を考慮していない

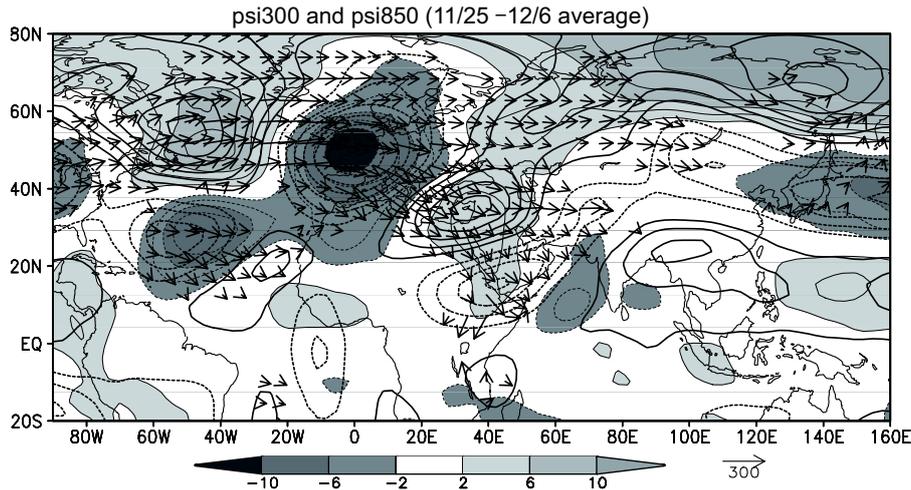


図 16: 2005 年 11 月 25 日 ~ 12 月 6 日で平均した, 低周波の 850hPa 流線関数偏差 (陰影; 単位は  $[\times 10^6 \text{m}^2/\text{s}]$ ) と, 300hPa 流線関数偏差 (等値線;  $\pm 4 [\times 10^6 \text{m}^2/\text{s}]$  から 4 毎). 点線は低気圧性, ならびに上層の循環場に付随する Takaya and Nakamura の波活動度フラックス (矢印;  $[\text{m}^2/\text{s}^2]$ ).

ことが大きい。この節の冒頭でも述べたように, 2005 年 12 月の (80E – 120E, 0 – 20N) の領域における対流活動の約半分は短周期の擾乱によるものであった (図 11)。複数の対流擾乱が領域を次々と西進していたために, この領域では準定常的に熱源が存在していたと考えられる。図 15 の実験ではこの効果は考慮しておらず, 2005 年 12 月の PNA 型偏差場の形成には実際にこの対流擾乱からの影響が大きかったことは, 2005 年 12 月の強制を MJO 強制と対流擾乱強制に分けて図 12 の実験を行うことで確かめられている (図省略)。

では, どうしてこの時期のベンガル湾 ~ 南シナ海で, MJO より時間スケールの短い対流活動が異常に活発だったのだろうか? 図 14(d) を見ると, 11 月の下旬から 12 月の下旬にかけて, この領域で強い対流擾乱が持続的に存在したことが分かる。11 月の下旬に, 何か対流を励起する過程があったのだろうか? 次節でそのことについて調べる。

## 7. なぜ対流は活発だったか

2005 年 12 月にベンガル湾 ~ 南シナ海の領域で活発化した対流活動の trigger として, 11 月の下旬から 12 月の初旬にかけて大西洋の活発な高気圧偏差から射出された Rossby 波束に着目した。図 16(もしくは図 9) を見ると, この時期に北米大陸東岸で発達した高気圧性偏差から射出された Rossby 波束がヨーロッパから中東を経て, アラビア海, インド北部へ伝播している様子が見てとれる<sup>5</sup>。この波に付随してアラビア海の下層には低気圧性循環が形成されていた。この時期, アラビア海には MJO の対流活発域が現れており (図 12), この後 MJO は, 西進する短周期の対流擾乱を伴いながら東進していることから, 大西洋が

<sup>5</sup>この波は, 大西洋のジェットに付随する Rossby 波の導波管に沿わずに, 地中海に見られる Rossby 波の外部波領域 (図 9f) を横切って伝播していることから, 導波管に捕捉された波束伝播としては理解できない。佐藤ら (2005) は, アジアジェットの入力で波が北東 - 南西方向に伸びることで, 波が順圧エネルギー変換によって増幅することを指摘している。

ら射出された Rossby 波束が、アラビア海でこの階層的に東へ伝播する対流を trigger、ならびに活発化させていた可能性がある。しかし、具体的にどのようなメカニズムで trigger したのか現段階ではまだ結論は得られておらず、今後詳しく調べていく必要がある。ただし、上記の推測はまったく荒唐無稽なものではないと思われる。なぜなら次節の予報データを用いた解析で示すように、ベンガル湾～南シナ海の領域における降水量と上記の波列の間に明瞭な関係が見られるからである。大西洋からアラビア海・インド北部へ伝播した Rossby 波束が、ベンガル湾～南シナ海の領域で対流活動が活発化したことの一因になっていたと考えられる。

## 8. 予測可能性

次に、2005 年 12 月の大気場の予測にどのような現象が関わっていたのかを知るために、気象庁 1ヶ月アンサンブル数値予報データを解析した。

図 17 は、日本域 (100E-170E, 25N-50N) で領域平均した 500hPa 高度場の平年偏差である。解析値の時系列が太実線で示され、11 月 10 日 (A)、11 月 17 日 (B)、11 月 24 日 (C)、12 月 1 日 (D)、12 月 8 日 (E)、12 月 15 日 (F) のそれぞれの初期日から始めたアンサンブル平均予報値が細実線で示されている。気象庁の 1ヶ月予報では、毎週水曜日と木曜日を初期日として 13 メンバーずつの予報が行われているが、本研究では、それらの予報を併せて、毎週木曜日を初期日とする 26 メンバーの予報として考えた。

まず、P1 の期間に着目する。図 17 より、P1 の期間において、日本域における解析値の高度場偏差は、11 月 29 日頃から急激に低下を始め、12 月 4 日頃に最も低くなっていることがわかる。これは、気温が全国的に急激に低下した時期と一致する。そこで、この 12 月 4 日を中心とした 12 月 1 日から 7 日までの 7 日平均場に対する予報に着目する。それに対応する予報は、11 月 10 日 (A)、11 月 17 日 (B)、11 月 24 日 (C)、12 月 1 日 (D) を初期値とする、それぞれ第 4 週予報 (22 日から 28 日予報)、第 3 週予報 (15 日から 21 日予報)、第 2 週予報 (8 日から 14 日予報)、第 1 週予報 (1 日から 7 日予報) である。このそれぞれのアンサンブル平均予報値と解析値における 500hPa 高度場偏差を図 18 に示す。図 17 から分かるように、11 月 10 日 (A)、11 月 17 日 (B) を初期値とするアンサンブル平均予報では、日本域での高度の低下を予測出来ていない。また、図 18 の日本周辺での高度場偏差に着目すると、11 月 10 日 (A) および 11 月 17 日 (B) を初期値とする予報では、それ以降を初期値とする予報に比べて、日本列島上の低気圧偏差とシベリア北東部の高気圧偏差がともに弱い。ちなみに、11 月 10 日 (A)、11 月 17 日 (B)、11 月 24 日 (C)、12 月 1 日 (D) を初期値とする RMSE (二乗平均平方根誤差) はそれぞれ、79.9m, 77.3m, 63.0m, 30.3m であった。11 月中旬を境に予測精度が変化することは、稲葉と小寺 (2006) でも述べられている。そこで、アンサンブル平均予報において日本域での高度低下が予測出来ていない 11 月 17 日 (B) を初期値とする予報について、各メンバーの予測に着目し解析を行う。

図 19 は、図 17 の 11 月 17 日から 12 月 22 日の期間に対して、解析値とアンサンブル平均予報値だけではなく、各メンバーの予測値も描いたものである。細実線が 11 月 17 日を初期値とする各メンバーの 500hPa 高度場偏差の予測値を、灰の太実線がそのアンサンブル平均予報値を、黒の太実線が同期間の解析値を示している。第 3 週予報に着目すると、高度の低

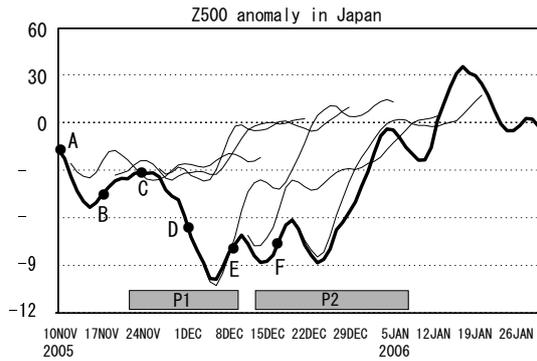


図 17: 日本域 (100E~170E, 25N~50N) で領域平均した 500hPa 高度場の年平均偏差の時系列。太実線が解析値で、細実線が 11 月 10 日 (A), 11 月 17 日 (B), 11 月 24 日 (C), 12 月 1 日 (D), 12 月 8 日 (E), 12 月 15 日 (F) の各初期日から始めたアンサンブル平均予報値。単位は [m]。

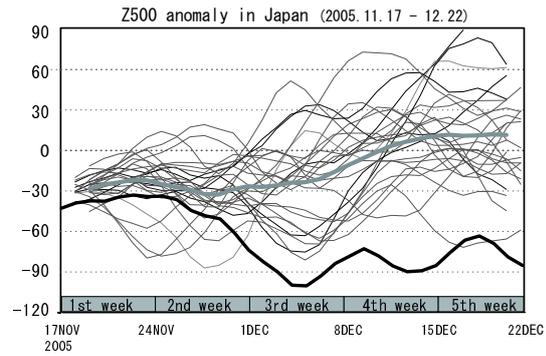


図 19: 2005 年 11 月 17 日から 12 月 22 日の期間に対する、日本域 (図 17 と同じ) で領域平均した 500hPa 高度場の年平均偏差の時系列。細実線が 11 月 17 日を初期値とする各メンバーの予報値、灰の太実線がそのアンサンブル平均予報値、黒の太実線が解析値。単位は [m]。

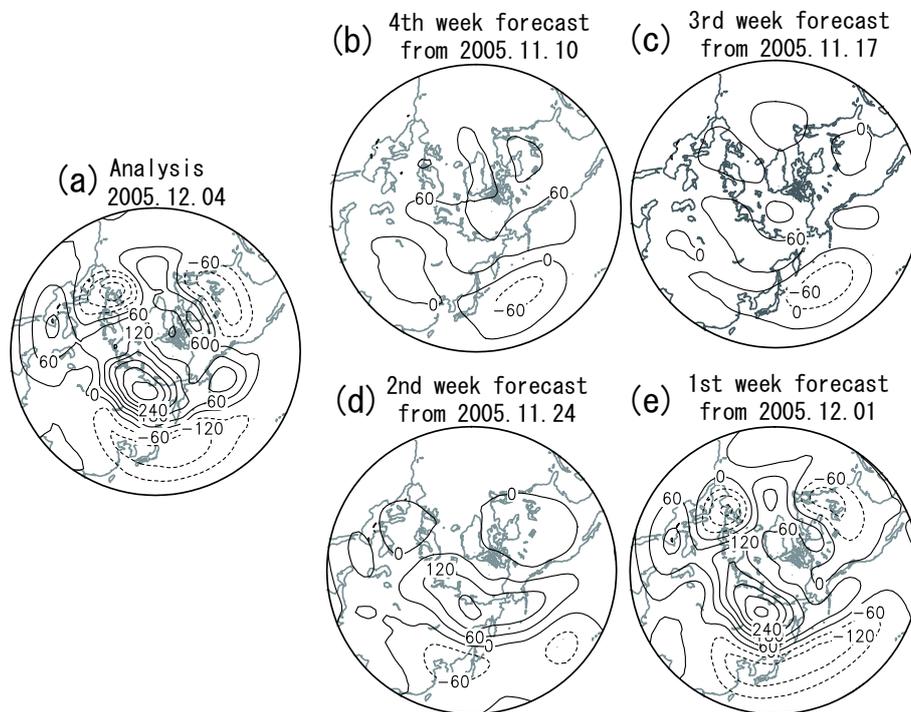


図 18: 500hPa 高度場偏差の (a) 12 月 4 日の解析値、および、(b)11 月 10 日、(c)11 月 17 日、(d)11 月 24 日、(e)12 月 1 日を初期値とする、それぞれ第 4 週予報、第 3 週予報、第 2 週予報、第 1 週予報のアンサンブル平均予報値。いずれも 12 月 4 日を対象とした予報の 7 日間平均場。実線が正、点線が負の値で、間隔は 60[m] 毎。

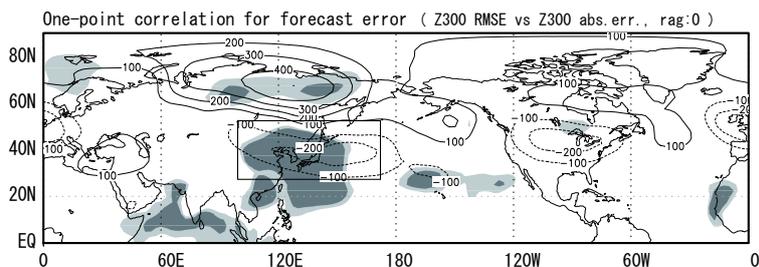


図 20: 日本域 (図 17 と同じ領域, 矩形で囲まれている) の各メンバーの第 3 週予報の RMSE と, 北半球域の各点における各メンバーの第 3 週予報の絶対値予報誤差との一点相関図。11 月 17 日を初期日とする 300hPa 高度の予測値を用いて計算されたもの。薄い陰影, 濃い陰影はそれぞれ, 95 %, 99 % の有意水準で有意な正の相関係数の値をとる領域を示す。等値線は, 同時期の 300hPa 高度場偏差の解析値で, 実線が正, 点線が負で, 間隔は 100[m] 毎。

下傾向を示す予測精度の良いメンバーもあれば, 逆に上昇傾向を示す予測精度の悪いメンバーも存在する。そのため, アンサンブル平均では低下傾向を示さなかったけれども, しっかりと予測出来ているメンバーが存在することがわかる。そこで, 日本域での第 3 週予報の予報誤差と, 他の領域の予報誤差の関係を次のような方法で調べた。日本域 (図 17 と同じ領域) における各メンバーの第 3 週予報の RMSE を一点相関の基準値として, それに対して北半球域の各点における各メンバーの同じく第 3 週予報の絶対値予報誤差との相関係数を計算した。ある領域で有意な相関が見られる場合, その領域での誤差の絶対値が大きいメンバーでは, 日本域での RMSE が大きくなり易いことを表している。11 月 17 日を初期値とする 300hPa 高度の各メンバーの予測値を用いて得られたのが図 20 である。シベリア北東部に有意な相関を持つ領域が分布しており, そこでは同時期にブロッキング高気圧が存在していた (5 節)。さらに, 予報誤差の符号に着目すると日本域の予報誤差が正の方向に大きくなると, シベリア北東部では負の方向に予報誤差が大きくなる傾向があることが分かった<sup>6</sup>。つまり, 日本域の低気圧が予測出来ていないメンバーでは, 同時にシベリア北東部の高気圧が弱い。この結果は, 日本域での低温が予測出来るためには, シベリア北東部のブロッキング高気圧が予測できていることが重要であることを示唆している。

次に, P2 の時期に着目する。日本域における解析値の高度場は, 12 月 4 日以降も平年よりかなり低い状態が 12 月 25 日頃まで続き, その後一度上層した後, 再びやや低下していた。このうち, 前半の持続した低い状態に対する予報に着目する。対象とする期間は, 12 月 16 日から 22 日の 7 日平均場である。それに対応する予報は, 11 月 24 日 (C), 12 月 1 日 (D), 12 月 8 日 (E), 12 月 15 日 (F) を初期値とする, それぞれ第 4 週予報, 第 3 週予報, 第 2 週予報, 第 1 週予報である。P1 の場合 (図 18) と同様に, このそれぞれのアンサンブル平均予報値と解析値の 500hPa 高度場偏差を図 21 に示す。11 月 29 日の高度の急激な低下以前の 11 月 24 日 (C) を初期値とする予報は, その急激な高度低下が予測出来ていたかどうかという

<sup>6</sup>絶対値をとらない予報誤差の一点相関の結果および各メンバーの予測場を実際に見ることで分かる。

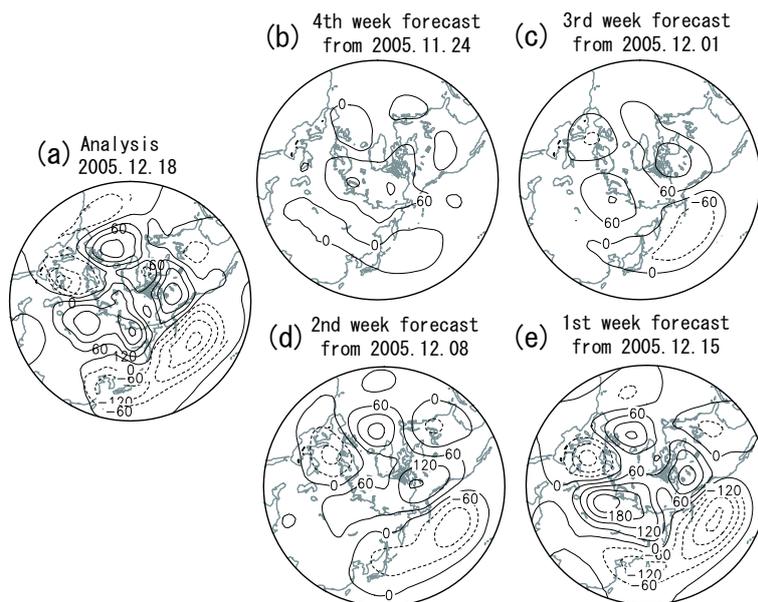


図 21: 500hPa 高度場偏差の (a)12月18日の解析値, および, (b)11月24日, (c)12月1日, (d)12月8日, (e)12月15日を初期値とする, それぞれ第4週予報, 第3週予報, 第2週予報, 第1週予報のアンサンブル平均予報値。いずれも12月18日を対象とした予報の7日間平均場。実線が正, 点線が負の値で, 間隔は60[m] 毎。

問題も含むため除く。12月1日(D)を初期値とする予報では, 高度の低い状態があまり良く予測出来ていないことわかる(図17および図21)。一方, 12月8日(E)以降を初期値とする予報では, 高度の低い状態が続くことを比較的良く予測している。11月24日(C), 12月1日(D), 12月8日(E), 12月15日(F)を初期値とするRMSEの値は, それぞれ, 80.9m, 67.3m, 56.2m, 18.2mであり, 11月24日(C)を初期値とする予報を除いては, P1の時期の予報と比べていずれも小さく, P1の時期程は予測することは難しくなかったと言える。そこで, 12月1日(D)を初期値とする予報に着目し, P1の時と同様な解析を行った。

図22は, 予報の初期日が12月1日(D)であることを除いては図20と同様の図である。ただし, 図22(b)は, 日本域のRMSEとその他の領域の間に時間的なラグを考えた場合で, 日本域のRMSEが第3週予報(12月18日を対象)のものであるのに対して, それに対する北半球域の絶対値予報誤差は第2週予報(12月11日を対象)のものである。つまり, 日本域のRMSEに対して, 北半球域の絶対値予報誤差は, (a)では同時期であり, (b)では1週間前のものである。同時期の場合の一点相関図(図22a)では, 北東太平洋に有意な相関をもつ領域があることがわかる。6節でも述べたように, この領域ではこの時期にPNAに伴う負の高度場偏差があることから, PNAの予測が日本域の予報に重要であったことを示唆する。日本域に対して1週間の時間ラグを考慮した場合(図22b)では, アラビア半島の北およびアラビア海北部に日本域と有意な相関をもつ領域があることが分かる。さらに, 1週間

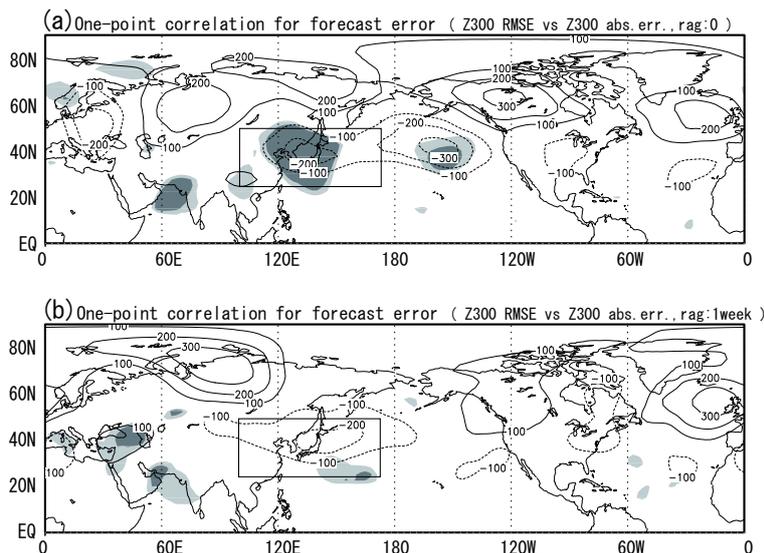


図 22: (a) 予報の初期日が 12 月 1 日 (D) であることを除いては図 20 と同様の図である。ただし, (b) は日本域の RMSE とその他の領域の間に時間的なラグを考えた場合で, 日本域の RMSE が第 3 週予報 (12 月 18 日を対象) のものであるのに対して, それに対する北半球域の絶対値予報誤差は第 2 週予報 (12 月 11 日を対象) のものである。

より短い時間ラグの結果を見ると (図示せず), アラビア半島の北およびアラビア海北部の誤差は, アジアジェット上を經由して日本域へ伝わっているように見える。そのため, この領域の誤差がアジアジェット上の Rossby 波を通して, 日本域および PNA の誤差に影響を与えたことが考えられる。

これまでの結果をまとめると, P1 の時期では, 日本域での低温が予測出来るためには, シベリア北東部のブロッキング高気圧が予測出来ることが重要であることがわかった。また, P2 の時期では, アラビア半島の北およびアラビア海北部の予測が悪いと, その 1 週間後の日本域と PNA の予測が同時に悪くなることがわかった。

最後に, 7 節で述べた結果を確かめるための解析を行った。解析の手法は, 図 20 および図 22 の解析手法と同様であるが, ベンガル湾から南シナ海での領域平均地上降水量 (対流活動の活発度の指標と考える) と, 下層の流線関数の間で一点同時あるいはラグ相関を計算した。具体的には, 対流活動が平年より活発であった熱帯域 (80E-120E, 10N-20N) で領域平均した各メンバーの地上積算降水量の第 3 週の予測値を一点相関の基準値として, それに対して北半球域および熱帯域の各点における各メンバーの 850hPa 流線関数の予測値との相関係数を計算した。11 月 17 日を初期値とする予測値が用いられており, 地上降水量と 850hPa 流線関数の予報対象日が同時期 (12 月 4 日を中心とした 7 日平均) である同時相関の場合が図 23(a) に, 地上降水量に比べて 850hPa 流線関数の予報対象日が, 4 日前 (11 月 30 日を中心とした 7 日平均), 8 日前 (11 月 26 日を中心とした 7 日平均) であるラグ相関

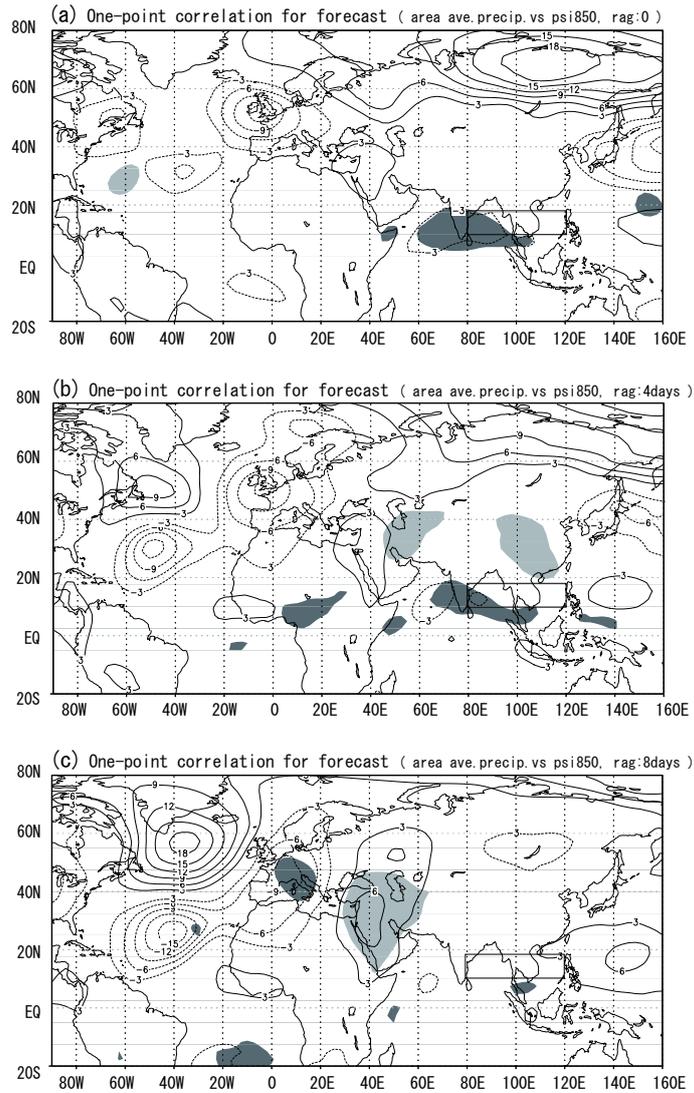


図 23: 対流活動が平年より活発であった熱帯領域 (80E ~ 120E, 10N ~ 20N, 矩形で囲まれている) で領域平均した各メンバーの第 3 週予報の地上積算降水量と、北半球域および熱帯域の各点における各メンバーの 850hPa 流線関数の予測値との一点同時あるいはラグ相関図。11 月 17 日を初期日とする予測値を用いて計算されたもので、地上降水量と 850hPa 流線関数の予報対象日が同時期 (12 月 4 日) の同時相関の場合が図 23(a) に、地上降水量に比べて 850hPa 流線関数の予報対象日が、4 日前 (11 月 30 日), 8 日前 (11 月 26 日) であるラグ相関の場合がそれぞれ図 23(b), 図 23(c) に示されている。95 % の有意水準で有意な正の相関係数をとる領域が薄い陰影で、負の相関係数をとる領域が濃い陰影で示されている。等値線は、同時期の 850hPa 流線関数の解析値で、実線が正、点線が負で、間隔は  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$  毎。

の場合がそれぞれ図 23(b), 図 23(c) に示されている。同時相関の場合 (図 23a) では, 対流活発域付近で負の有意な相関係数を持つ領域が存在する。これは, 地上降水量の多い (対流活動の活発な) メンバー程, その領域で低気圧性循環の傾向にあることを示している。その 4 日前 (図 23b) では, イラン付近に正の, インド付近に負の有意な相関係数を持つ領域が存在する。さらに 8 日前まで遡ると (図 23c), ヨーロッパ付近に負の, イラン付近に正の有意な相関係数を持つ領域がある。つまり, 8 日前にヨーロッパ付近で低気圧性の循環が, アラビア半島付近で高気圧性の循環が強い程, ベンガル湾から南シナ海にかけての領域で対流活動が活発になりやすい傾向にあることを示している。これは, 7 節で述べた大西洋・ヨーロッパ付近から中東を経てアラビア海へ伝播する Rossby 波束が対流活動を活発化させていたという推測を支持する結果である。

## 9. まとめ

2005 年 12 月の循環偏差場は前半は WP 型, 後半は PNA 型で特徴づけられ, これらが負の「北極振動」を形成していた。12 月を通して, 日本域が持続的にこれらの負の高度場偏差に覆われていたことに加え, 両循環偏差が寒気の吹き出しを強めたことが, 日本に大寒波をもたらした主要因となっていた。

12 月前半に卓越した WP 型偏差は上層にブロッキング高気圧を伴っており, 総観規模擾乱からのフィードバックや, 上流からのエネルギー伝播がその形成に寄与していた。アンサンブル予報データの解析は, 日本域の低気圧偏差が予報できていないメンバーでは同時にシベリア域の高気圧偏差が弱いことを示しており, このことは, WP 型偏差の形成時に両気圧偏差の間には何らかの結合したメカニズムが存在することを示唆している。5 節でも述べたように, 一般的な WP 型偏差の形成メカニズムは今だ未知の部分が多く, 今回明らかにできなかった他のメカニズムも寄与していた可能性がある。今後, WP 型偏差の形成メカニズムのより一般的かつ統一的理解が, 冬季日本域の予報精度を向上させる上でも重要である。

後半の PNA 型偏差は, 熱帯のベンガル湾～インドネシア付近で異常に活発化した対流活動によって励起されていた。従って 12 月後半については, 熱帯対流活動が「北極振動」を励起した, と言える。今回, 線型モデルで循環場が比較的良好に再現されたことから分かるが, 熱帯対流活動によって trigger される季節内スケールの PNA の励起・成長は, もちろん総観規模擾乱からの強制も効くが, 東西非一様な基本場からの順圧エネルギー変換などの線型過程によって支配されている (森と渡部, 2005)。よって, 熱帯対流活動の予報精度が向上すれば, PNA の予測可能性も高まることが期待される。また, 具体的にどのようなメカニズムが働いたのかはまだ明らかになっていないが, ベンガル湾～インドネシア付近で対流が異常に活発化した一因として, 大西洋からアラビア海・インド北部へ伝播した Rossby 波束の影響が示唆された。熱帯対流活動の予報精度を向上させる上でも, 中高緯度の循環場が熱帯対流活動に与える影響についての理解が重要であると思われる。

## 謝辞

予測可能性の検証に用いた 1ヶ月アンサンブル数値予報データは, 気象庁気候情報課よ

り提供して頂きました。感謝致します。また、本研究をまとめるにあたり、前田修平氏、中村尚氏、本田明治氏、高谷康太郎氏に貴重なご意見を頂きました。心より感謝致します。

本研究で示された結果のうち、3~7節は森が、8節は小山がそれぞれ解析を行った。

## 参考文献

- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993 : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- Lau, N. C., and E. O. Holopainen, 1984 : Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 313-328.
- Lau, K. M., and T. J. Phillips, 1986 : Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164-1181.
- Mo, K. C. and R. E. Livezey, 1986 : Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2488-2515.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988 : The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228-1251.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001 : A formulation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005 : Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005 : Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981 : Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000 : Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic : A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **126**, 3343-3369.
- Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2003 : A moist linear baroclinic model: Coupled dynamical-convective response to El Niño. *J. Climate.*, **16**, 1121-1139.
- 稲葉守生, 小寺邦彦, 2006 : 全球大気モデルによる 2005 年 12 月の予報における初期値及び下部境界条件依存性. 平成 18 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書 .
- 遠藤洋和, 原田やよい, 2005 : 季節内変動スケールの対流活動と循環場の関係 (冬期) . 平成 17 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書 .
- 小出寛, 小寺邦彦, 1999 : 冬季 500hPa 高度と地上温度場の特異値分解解析. グロースベッター, **37**, 67-83.
- 佐藤均, 前田修平, 伊藤明, 2005 : アジアジェットに捕捉された準定常ロスビー波と日本の天候 . 平成 16 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書 .
- 前田修平, 2006 : 北極振動と海水温から大寒波を読む. 科学, **76**, 233-236.
- 森正人, 渡部雅浩, 2005 : PNA のライフサイクル . 平成 17 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書 .
- 森正人, 渡部雅浩, 2006 : ENSO イベント時の MJO を介した PNA 励起メカニズム . 平成 18 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告書 .
- 安富奈津子, 木本昌秀, 1999 : エルニーニョと日本の冬季気候との関係について. グロースベッター, **37**, 57-66.
- 山崎孝治, 2004 : 北極振動の概要. 気象研究ノート 北極振動, **206**号, 1-9.
- 渡部雅浩, 2006 : 2005~2006 の寒冬のメカニズム 大雪はなぜ起こったか? 月刊養殖, **540**, 18-21.

# 全球大気モデルを用いた 2005 年 12 月の予報における 初期値及び下部境界条件依存性

気象研究所

稲葉守生・小寺邦彦

## 1. 初めに

2005 年 12 月から 2006 年 1 月上旬にかけて非常に強い寒気が日本付近に南下し、強い冬型の気圧配置が断続的に現れたため、12 月は全国的に記録的な低温となった。2005 年 12 月におけるアジア域の高度偏差、温度偏差を図 2a、2b にそれぞれ示す。500[hPa] 面ジオポテンシャル高度(Z500)、及び 850[hPa] 面気温(T850)は、日本付近において共に 3 標準偏差( $\sigma$ )を超えている。こうした低高度偏差、低温度偏差に伴い、日本海側では 2007 年 1 月にかけて記録的な大雪となり、これが「平成 18 年豪雪」と気象庁より命名されるに至った。

大雪のために付近の国道が一時通行止めとなったアメダス地点(津南)における、気温と降水量の関係を図 1 に示す。冬季日本海側においては、一般に低温と降水量増大の関係があり、2005 年 12 月は  $4\sigma$  に迫る降水量、及び  $3\sigma$  を超える低温を観測したことが分かる。2006 年 2 月はむしろ暖かく、2006 年 1 月の寒さも高々  $1\sigma$  程度であるのに対し、2005 年 12 月は飛び抜けている。

2005 年 12 月の海面更正気圧 (Sea Level Pressure, SLP)、及び 12 月における SLP の平年値を図 3a、3b にそれぞれ示す。シベリア高気圧、及びアリューシャン低気圧が平年と比べて非常に強い他、その平年偏差もシベリア高気圧の北側で高く、アリューシャン低気圧の南側で低いという南北シーソー的なパターンを呈している(図 3c)。これより、2005 年 12 月の北半球循環場は、北極振動 (Arctic Oscillation, AO)、あるいは北半球環状モード (Northern Annular Modes, NAM (Thompson and Wallace, 2000) の一部として捉えることができる。

こうした AO/NAM あるいは大西洋域における北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation, NAO) は、大気の内外部変動とされ、外力は必要ではないものと解されている (DeWeaver and Ngam 2000; Kitano et al., 2001)。しかしながら、モードの遷移過程や持続過程においては、大気は下部境界条件に影響を受け得るとする研究もある。SST の影響については Rodwell (1999)、海氷については Mysak and Venegas (1998)、ユーラシアの秋季積雪については Cohen and Entekhabi (1999)、Cohen et al (2001) などである。

本研究では気象庁統一全球大気モデルを使用して、上述のように飛び抜けて異常であった 2005 年 12 月を予報し、北半球における特徴的な循環場や、これに伴う日本付近の低温を十分表現するためには、初期値(大気、及び陸面)、並びに下部境界値(海面水温 SST: Sea Surface Temperature、及び海水密接度)のいずれが重要かを調べた。また日本付近の低温、インドの対流活動、及び SST の 3 者の関連も調査した。

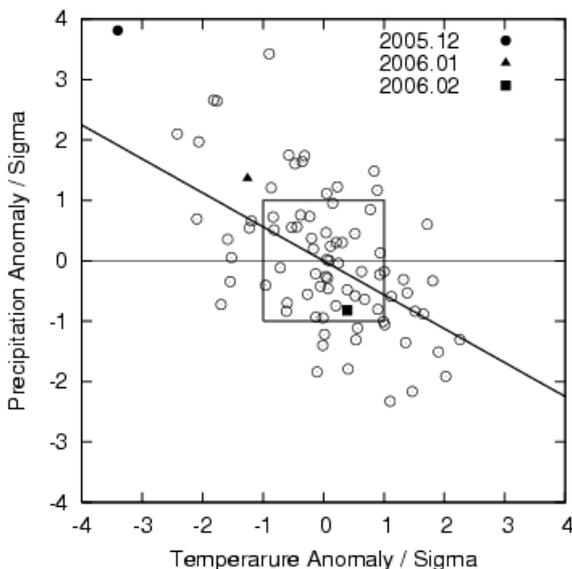


図 1 AMeDAS 地点津南における気温と降水量の関係  
使用したデータは、1979/80 年 DJF~2006/07 年 DJF の 28 シーズン分。統計期間(平均、標準偏差、回帰直線)は、1981/82 年~2000/01 年の 20 年。±1 $\sigma$  の領域を矩形で示した。

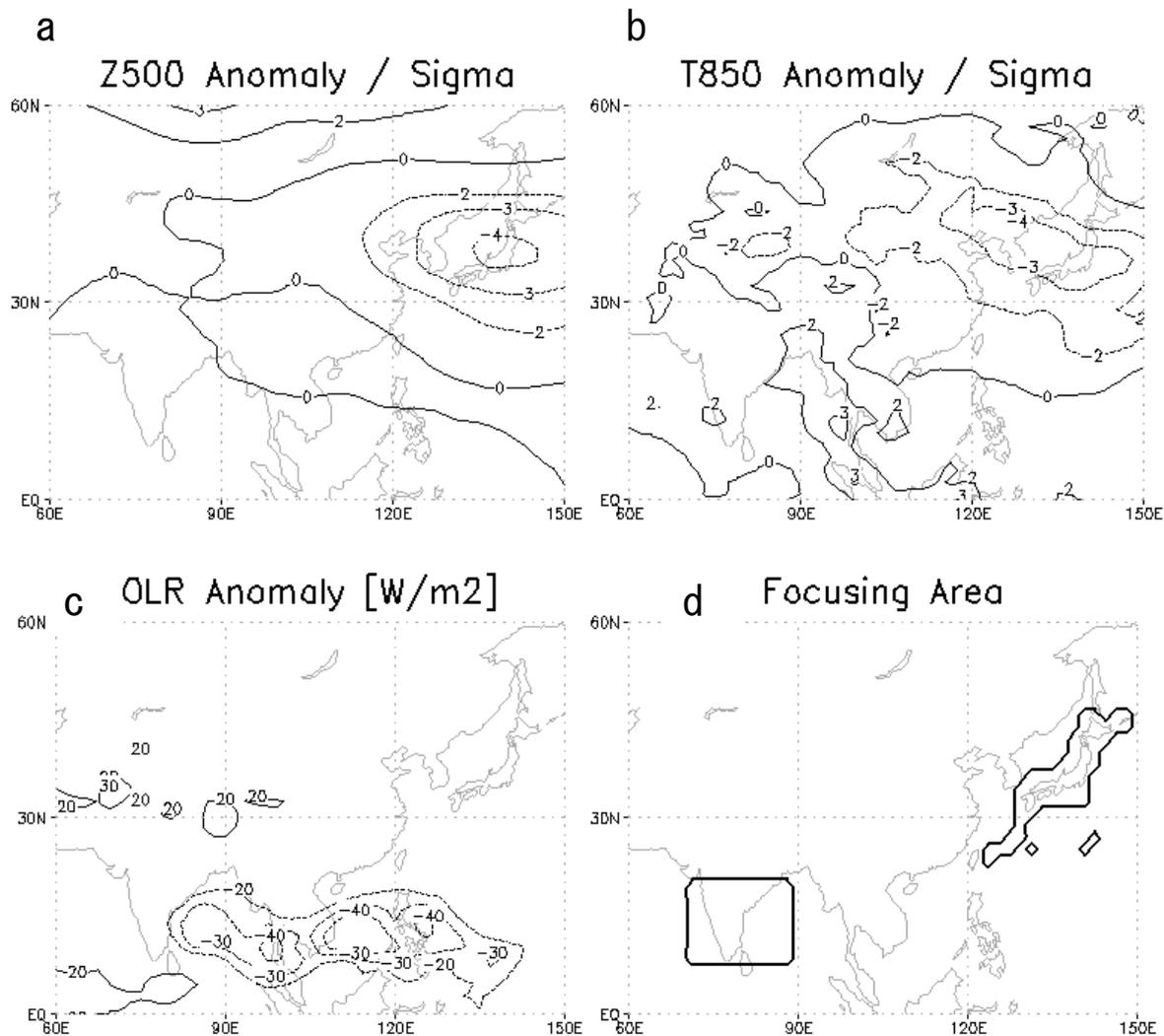


図2 2005年12月半年偏差、及び平均領域

(a) Z500 (b) T850 (c) OLR (d) 平均領域(図4、及び図6参照)

(a)、及び(b)は規格化を施した。

## 2. 実験設定

本研究で使用した大気モデルは気象庁統一大気モデルで、解像度はTL95L40である。大気の初期値には気象庁サイクル解析(Ca)を使用した。2005年8月から12月の各月1日00UTC、及び11/2から11/30各日00UTCについてSV法(高野, 1994)を用いて7メンバーの初期値を作成し、2005年12月のアンサンブル予報を行った。従って予報のリードタイムは0箇月から4箇月の幅を有する。

下部境界値として与えるSSTが予報に与える影響を見るため、(1)初期のSST偏差が持続する、(2)気候値のSSTを与え続ける、(3)SST解析値を使用する実験の他、陸面初期値や海氷密接度の影響を見るため、(4)SSTと陸面初期値が共に気候値、(5)SST、及び海氷密接度が共に解析値、と計5種類の実験を行った。実験に使用した初期値、及び下部境界値の組み合わせを表1に示す。

実験(4)の陸面初期値は、気候値の積雪深、及びCaモデル面最下層の気温から作成した。SST偏差には、気象庁SST解析を、SST、及び海氷密接度の気候値は、Hadl SST(Rayner et al., 2003; 1981年7月から1981年11月)、及びNCEP 2D-Var(Reynolds et al., 2002; 1981年12月から2000年6月)の20年平均を使用した。海氷密接度の解析値には、COBE(Centennial in-situ Observation-Based Estimates of the variability of sea surface temperatures and marine meteorological variables; 石井ほか, 2003)を使用した。

モデル大気の気候値、標準偏差、及び後述する各種パターンを作成するため、実験(6)としてHadl SST/NCEP 2D-VarのSST、及び海氷密接度を使用してSeasonal Prediction Model Intercomparison Project([http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/model\\_intercomparison.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/model_intercomparison.php))と同様のアンサンブル実験を行った。大気の初期値にはECMWF長期再解析(EPA40; Simmons and Gibson, 2000)を使用し、8月から12月の各月1日00UTCについてSV法(高野, 1994)を用いて7メンバーの初期値を作成、1981年から2000年の20年分の12月アンサンブル予報を行った。



### 3. 評価手法

初期値(大気、及び陸面)、並びに下部境界値(SST、及び海氷密接度)を変える実験をすることにより得た 2005 年 12 月 1 箇月の平均状態について、以下の 7 種の指標(a)~(g)を用いて評価を行った。

日本付近の低温を表す指標として、(a) 500hPa 気圧面ジオポテンシャル高度(Z500\_Jpn)、及び(b) 850hPa 気圧面気温(T850\_Jpn)を採用した。また 2005 年 12 月は、Eastern Atlantic, Pacific North American, Western Pacific (WP)、Western Atlantic, Eurasian(EU)、North Atlantic Oscillation、AOの各 Index が 1 $\sigma$ を超える値を示したが、日本の気温と関係の深いものとして(c) AQ (d) WP、及び(e) EUの各 Index を評価に採用した。なお、AOI index は、Thompson and Wallace(2000)とは異なり、Z500 の経験的直交関数(EOF)の第 1 モードから作成した。これは気象庁に倣ったものである。WP Index、及び EU Index は Wallace and Gutzler(1981)の定義に最も近い格子点を使用して求めた。指数はいずれも標準化を施した。このほか、実況との類似度を評価するため、気候値からの偏差場について(f) パターン相関を求めた。また、2005 年 12 月はベンガル湾からインドシナ、南シナ海にかけて対流活動が活発であった(図 2c)。こうした熱帯の積雲対流活動が 12 月の異常低温と深く関わっている可能性が指摘されている(前田ほか、2006)ため、(g) インドの QLR (QR Ind)も評価の対象に加えた。

なお、日本(a、及び b)、並びにインド(g)の平均領域を図 2d に示す。

### 4. 実験結果

(1)~(5)の実験のアンサンブル平均に対し、前節で示した(a)~(g)の指標で予報の成績を示したのが図 4 である。横軸は実験に使用した大気の状態を示す。

(1)~(5)のどの実験に対しても、また指標を(a)~(f)のいずれとした場合も、11 月中旬を境に予報傾向が変化していることが分かる。すなわち日本付近の低温と関連して図 4a~4c の Z500\_Jpn、T850\_Jpn、AOI index では値は負の方向に振れ、図 4d~4e の WP Index、EU Index では正の方向に値が振れている。また図 4f の実況と予報の相関は 0 付近から 0.4~0.6 にジャンプしている。これらの結果から、11 月中旬を境にして半球規模での大気の状態の予報可能性が良くなり、日本付近の低高度偏差、低温偏差も表現が向上することが分かった。

11 月中旬に大気の状態の循環場などの様な変化が起こっているかを見るため、2005 年 11 月から 12 月の実況を図 5 に示す。11 月中旬には WP Index、及び EU Index には 1 $\sigma$ を超えるという変化があるが、この時期 AOI index は  $\pm 1\sigma$  の範囲内であって、大きな変化を示していないことが分かる。

実況とは些か場所を異にするが、インドの QLR と、日本付近の Z500、及び T850 との関係を図 6 に示す。日本付近の Z500、及び T850 とインドの QLR は高い相関関係にあり、その高い相関は SST の与え方に依らないことが分かる。こうした QLR が、初期値、及び下部境界値の変化に伴って如何に遷移するかを示したのが図 4g である。(a)~(f)同様、11 月中旬を境とする予報傾向の相違が(g)にもあり、SST の相違による対流活動の差は見られない。

2005 年 12 月の寒冬を予報するためには、大気の状態の初期値が重要であることが分かったが、下部境界値、とりわけ SST の相違が予報傾向の相違として現れるのか否かを調べるため、20° N 以北の Z500 に対し主成分解析を行った。EOF1 を図 7a に、このパターンの負荷量を図 8a に示す。1190 通り(7メンバー×34 初期日時×5 実験)の予報より相関行列を作成して求めたものである。

寄与率が 16%であるこのパターンの現れ易さは、実験(2)~(5)の全てにおいて 11 月中旬を境に大きく変動しており、陸面初期値、又は下部境界値による一貫した影響は見られない。大気の状態の初期値に由来する予報傾向の相違を表したパターンである。次に、規準化 Vari max 法により求めた EOF4 を図 7b に、その負荷量を図 8b に示す。このパターンは、極付近に低偏差、ヨーロッパと北東アジアに正偏差という Polar Eurasian パターンに対応し、その寄与率は 8%に満たないが、SST 解析値を使用した実験(3)、及び(5)において、大気の状態の初期値に拘わらずほぼ一貫して負荷量が低く、気候値の SST を使用した実験(2)、及び(4)においてほぼ一貫して高い。このことから、このパターンの形成に SST の寄与があり、SST が気候値の場合、Polar Eurasian パターンは正の位相となって暖冬傾向であり、SST が解析値の場合、負の位相で寒冬傾向となることが分かる。

SST と熱帯の対流活動との関係を整理するため、0 から 20° N、60° E から 150° E の領域の QLR について主成分解析を行った。規準化 Vari max 法により求めた EOF2 を図 7c に、その負荷量を図 8c に示す。寄与率は 12%である。SST の相違による対流活動の相違は、図 4g 同様、図 8c から確認できない。このことから、インドの対流活動は SST に由来するものではなく、大気の状態の循環場によって励起されたものであることが示唆される。

陸面初期値、及び海氷の影響を見るため、EOF1 から EOF10、及び EOF1 から EOF10 の負荷量が、実験 2 と実験 4 との間、及び実験 3 と実験 5 との間で異なるかも調べた(図略)が、図 8b の様な差異を確認することはできなかった。

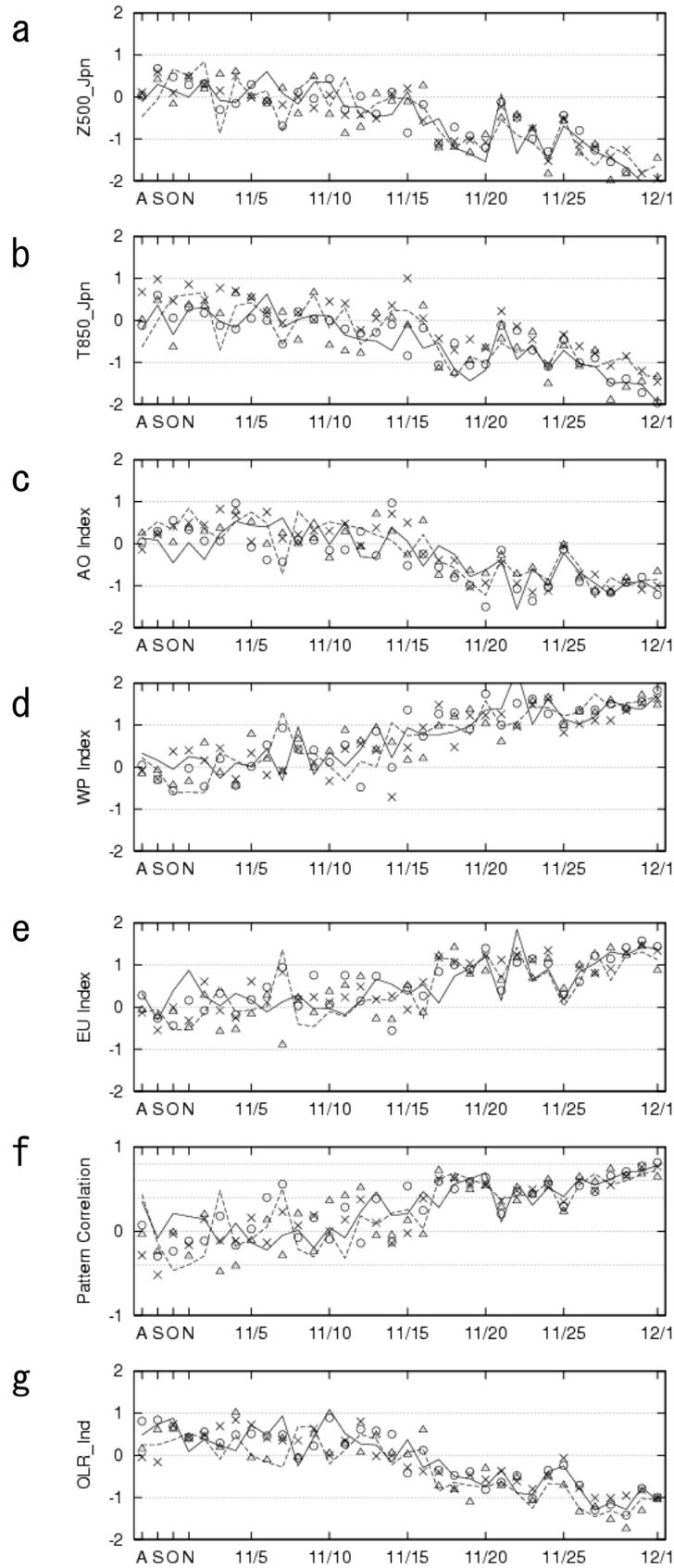


図4 大気初期値の変化に伴う予報結果の相違

実験(1) : × (2) : 点線 (3) : 実線 (4) : △ (5) : ○

横軸は使用した大気の初期値を示す。A, S, O, Nはそれぞれ8/1、9/1、10/1、11/1表す。

(f)の点線は、-0.4、0、0.4、0.6、0.8

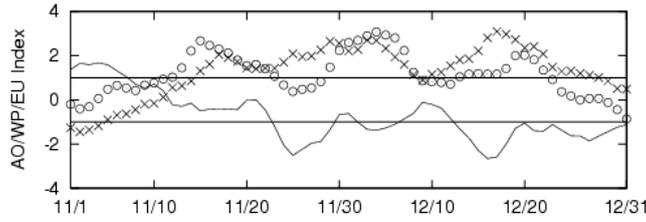


図5 2005年11月・12月の実況  
AO Index : 実線 WP Index : ○ EU Index : ×

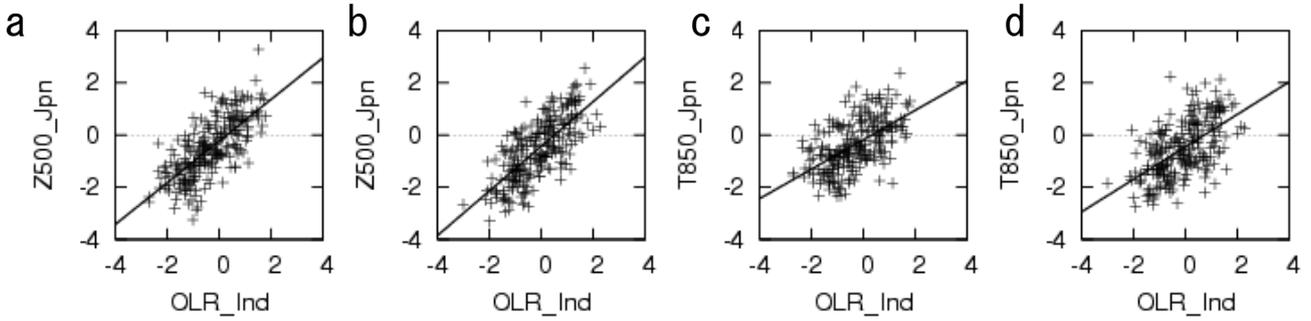


図6 日本のZ500/T850と、インドのOLRの関係

SSTが気候値である場合(a及びc)と、現実に近い場合(b及びd)とを示す。(a) 実験2におけるZ500対OLR (b) 実験3におけるZ500対OLR (c) 実験2におけるT850対OLR (d) 実験3におけるT850対OLR

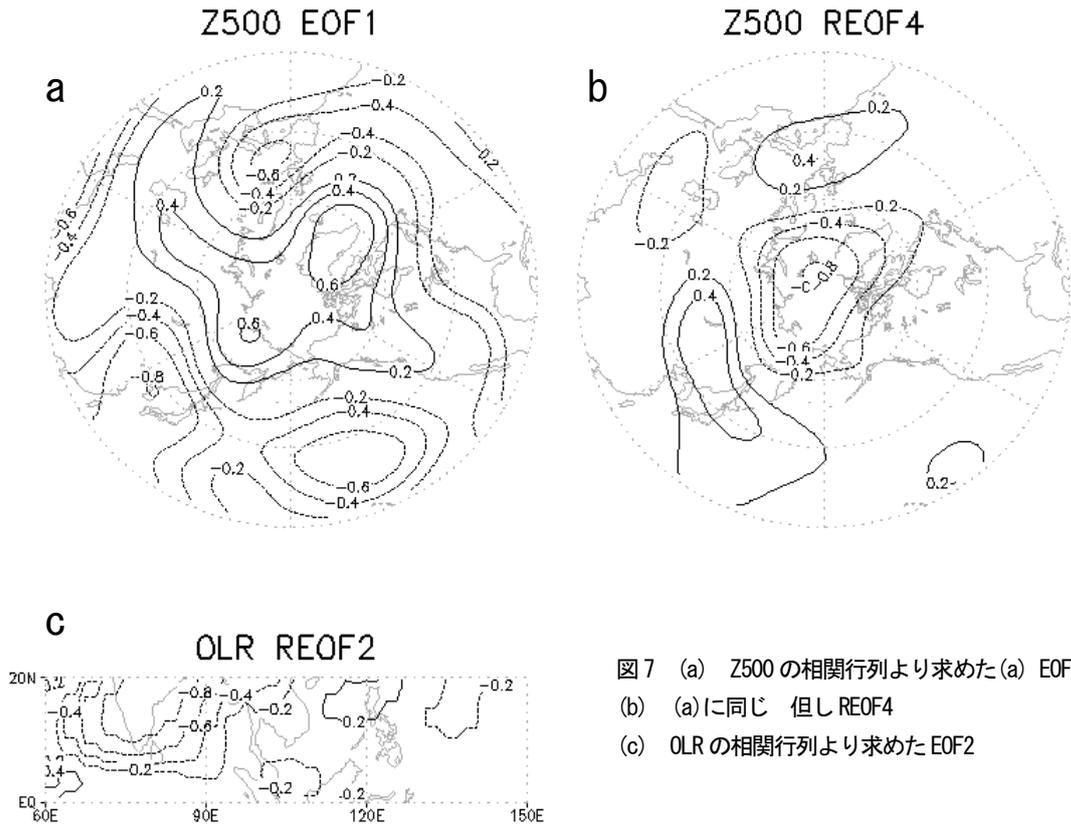


図7 (a) Z500の相関行列より求めた(a) EOF1  
(b) (a)に同じ 但しREOF4  
(c) OLRの相関行列より求めたEOF2

## 5. まとめ

2005年12月の異常な低温や、これをもたらす北半球循環場を十分表現するためには大気の初期値が決定的な役割を演じており、インドの対流も循環場によって励起されたことが示唆された。しかしながら、中高緯度における寒冬パターンの形成には、SSTが部分的に寄与していることも確認された。海水密接度、又は陸面初期値の影響で現れやすいパターンの存在は、北半球のZ500からは確認できなかった。

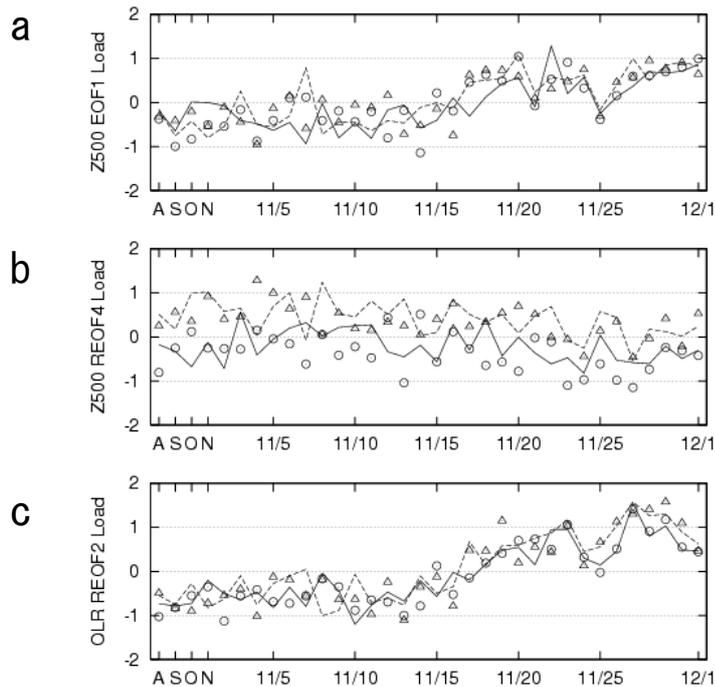


図8 大気初期値の変化に伴う予報結果の相違

実験(2) : 点線 (3) : 実線 (4) : △ (5) : ○

横軸は使用した大気の初期値を示す。A、S、O、Nはそれぞれ8/1、9/1、10/1、11/1を表す。

(a) Z500の相関行列より求めたEOF1の負荷量

(b) (a)に同じ。ただし、REOF4

(c) OLRの相関行列より求めたEOF2の負荷量

#### 参考文献

- 石井正好, 小司晶子, 杉本悟史, 松本隆則, 2003: 海面水温ならびに海上気象要素の客観解析データベース: COBE, *月刊海洋* **35**(11), 793-797.
- 高野清治, 1994: 平成6年度長期予報研修テキスト, 14-28.
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 平成18年度季節予報研修テキスト, 74-86
- Cohen, J. and D. Entekhabi. 1999. Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 345-348.
- Cohen, J., K. Saito and D. Entekhabi, 2001. The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 299-302.
- DeWeaver, E., and S. Ngam, 2000: Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* **13**, 3893-3914.
- Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe and N. Yasutomi, 2001: Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 737-740.
- Mysak LA, Venegas SA, 1998: Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3607-3610.
- Ohgi, K., H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, J. Tsutsui, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kanahori, K. Takahashi, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, S. Kadokura, K. Wada, 2005: JRA-25: Japanese 25-year reanalysis project —progress and status. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* The 4th Data Assimilation Conference Special Issue, **131**, 3259-3268.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, G. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. G. Kent, and A. Kaplan. 2003. Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, (D14), 4407
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. G. Stokes and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate* **15**, 1609-1625.
- Rowell, M.J., D.P. Rowell and G.K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European

climate. *Nature*, **398**, 320–323.

Simmons, A. J., and J. K. Gibson, 2000: *The ERA-40 Project Plan*, *ERA-40 Proj. Rep. Ser. 1*, (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK) 63 pp.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace and G. C. Hegerl, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate*, **13**, 1018–1036.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.

## マルチセンターグランドアンサンブルでみる2005/2006年の冬

筑波大学生命環境科学研究科

(現所属：地球科学技術総合推進機構/気象研究所)

松枝未遠

気象庁数値予報課

(現所属：気象庁地球環境・海洋部気候情報課)

経田正幸

筑波大学計算科学研究センター

田中博

気象庁数値予報課

(現所属：気象庁予報部業務課)

露木義

### 1. はじめに

1990年代はじめに欧州中期予報センター(ECMWF; Molteni et al. 1996)と米国環境予報センター(NCEP; Toth and Kalnay 1997)がほぼ同時に中期予報を対象としたアンサンブル予報を始めたのを皮切りに、世界の様々な数値予報センターで中期アンサンブル予報が行われるようになった。また、近年では以下に挙げるような様々なアンサンブル手法が考案され、そのいくつかは現業化されている。Krishnamurti et al. (1999)に代表されるスーパーアンサンブルは、各数値予報センターから単独予報を集め、過去の予報成績に応じた重みによってそれらを重回帰し、もっとも確度の高い1つの決定論的予報の導出を目指している。Ziehmann (2001)やBuizza et al. (2003)に代表されるプアマンズアンサンブル(poor man's ensemble)は、スーパーアンサンブルとは異なり、各数値予報センターの単独予報をそのままアンサンブルメンバーとみなすことで、一つのアンサンブル予報を構築し、従来の決定論的予報では不可能であった確率予報を手軽に行うことを可能とした。さらに、Richardson (2001)やMylne et al. (2003)に代表されるようなmulti-model multi-analysis ensembleは、各数値予報センターの数値予報モデルや解析値を集め、それらを組み合わせることでアンサンブル予報を行おうという試みである。いずれのアンサンブル手法も、各センターの単独予報より予報精度がよいという利点はあるものの、取得可能な予報データの数が世界の数値予報センターの数程度(あるいはセンター数の数倍程度)しかなく、メンバー数を思うように増やせないという問題がある。そのような状況の中、情報科学や情報通信技術の急速な発展により、各数値予報センターの単独予報の予報値だけでなくアンサンブル予報値を集めることが容易になりつつある。いくつかの数値予報センターのアンサンブル予報データを集めることで、従来にはなかったメンバー数の非常に大きなアンサンブル予報を構築することが可能となる。たとえば、WMO(世界気象機関)の推進するTHORPEXプロジェクトの一部であるTIGGE (THORPEX Interactive GrandGlobal Ensemble)が本格的に稼動すれば、さまざまなアンサンブル予報データを今よりも容易に手に入れることができるようになる。

Matsueda et al. (2006)は、気象庁(JMA; JMA 2002)、NCEP、カナダ気象センター(CMC; Pellerin et al. 2005)の中期アンサンブル予報データからなるマルチセンターグラントアンサンブル(MCGE)を構築し、2005年9月の北半球(北緯20度以北) 500hPa等圧面高度(以下、Z500)および北半球850hPa等圧面温度に対して、決定論的および確率論的検証を行い、単独センターアンサンブルに対するMCGEの優位性を示した。しかしながら、彼らの検証は月平均スコアに対するものであり、日々の予報成績には注目していない。そこで本研究では、2005年8月から2006年2月までの日々の予報成績、および、3つの数値予報センターの予報成績が大きく異なった2005年12月15日のブロッキングに対する予測について紹介する。

## 2. 各数値予報センターのアンサンブル予報および提供データの概要

中期アンサンブル予報データを国外に提供している数値予報センターは現時点で非常に少ないため、本研究では比較的容易に収集可能であったJMA、NCEP、CMCの3つの数値予報センターの中期アンサンブル予報データを用いた。MCGEの構築に用いた各数値予報センターのアンサンブル予報および提供データの概要を表1に示す。各数値予報センターのモデル解像度は同程度であり、初期摂動作成法は、JMA、NCEPはBGM法(Toth and Kalnay 1993, 1997)、CMCがアンサンブル・カルマンフィルタ(EnKF; Houtekamer and Mitchell 2005)となっている。1日に行うアンサンブル予報の回数は、JMA、CMCが1回(それぞれ12UTC、00UTC)、NCEPが4回(00、06、12、18UTC)となっており、1回あたりのメンバー数は、JMA、NCEP、CMCそれぞれ25、11、17である。提供データの格子間隔も数値予報センターによって異なっており、JMAは2.5度格子、NCEPは1.0度および2.5度格子、CMCは1.0度格子というように、3センターに共通する格子間隔がない。各数値予報センターのアンサンブル予報の精度比較、および、MCGEの構築の際にこの格子間隔の不一致が問題となるので、ここでは共通格子間隔として2.5度を採用することにした。その際、1.0度格子のアンサンブル予報値しかないCMCのアンサンブル予報値は、線形内挿により2.5度格子にした。

表1. JMA, NCEP, CMCのアンサンブル予報データの概要(2005年9月現在)。

	JMA	NCEP	CMC
モデル解像度	TL106L40	T126L28	TL149L23-41, 1.2degL28
初期摂動作成法	BGM	BGM	EnKF
初期時刻(UTC)	12	00, 06, 12, 18	00
メンバー数/初期時刻	25	11	17
メンバー数/日	25	44	17
データ格子間隔	2.5度×2.5度	2.5度×2.5度, 1.0度×1.0度	1.0度×1.0度
データ予報時間(間隔)	216hr(12hr)	0-180hr(6hr), 180-384(12hr)	240hr(12hr)

表2. 構築したMCGEとそれを構成するアンサンブルメンバーの数(括弧内の数字は初期時刻)。最左列は、単独センターアンサンブルおよびMCGEの略称。

略称	メンバー数 (UTC)		
	JMA	NCEP	CMC
JMA25	25 (12)	-	-
NCEP11	-	11 (12)	-
CMC17	-	-	17 (00)
J9N8C8	9 (12)	8 (12)	8 (00)
J25N44C17	25 (12)	44 (18, 00, 06, 12)	17 (00)

### 3. MCGEの構築

JMA, NCEP, CMCの各アンサンブル予報の精度は、月平均スコアではほぼ同程度であったので、各アンサンブルメンバーに対する重みを等しくしMCGEを構築した(表2)。また、簡単のためバイアス補正も行わなかった。今回構築したMCGEは、MCGEにおけるマルチモデルの効果を調べるためのJ9N8C8および最大メンバー数のJ25N44C17である。J9N8C8は、JMAのコントロールランと各数値予報センターの4組の摂動ランから構成され(JMA: 9メンバー、NCEP: 8メンバー、CMC: 8メンバー)、そのメンバー数はJMAのアンサンブル予報と同じ25である。

## 4. 結果

### 4.1 2005年8月から2006年2月における日々の予報成績

図1(a)は、JMA(赤)、NCEP(緑)およびCMC(黄)の北半球Z500の120時間予報におけるアンサンブル平均のRMSEである(2005年8月から2006年2月)。縦軸は120時間予報のRMSEを表し、横軸は予報の初期日(0は2005年7月31日12UTCをあらわし、1目盛りが1日)を表す。CMCのアンサンブル予報は00UTCを初期値としているので、JMAやNCEPの時系列よりも左に0.5だけずれている。どのアンサンブル平均のRMSEも季節を通じてゆっくりと変化していることがわかる。日々の変動に注目すると、大気の状態に応じてRMSEが変動しているのと同時に、時折、特定のアンサンブル平均のRMSEが他のアンサンブル平均のRMSEに比べて大きくなっているのが分かる。これは、各数値予報センターのアンサンブル予報システムの違い(たとえば、初期値やモデルや初期摂動作成法の違い)に主に起因していると考えられる。

図1(b)は、JMA(赤)およびJ9N8C8(青)の北半球Z500の120時間予報におけるアンサンブル平均のRMSEである。図1(b)に示されたJMAアンサンブルに対する時系列は図1(a)に示されたものと同じである。2つのアンサンブルともメンバー数は同じ25である。この図から、多くの初期日において、J9N8C8がJMA25よりも予報精度が良いということが分かる。これはマルチモデルの効果によって、モデルの不完全性に起因する予報誤差を軽減することができたことを表す。J9N8C8がJMA25よりも予報精度が悪くなることは少なく、そのような場合、ある特定の数値予報センターのアンサンブル平均の予報誤差が他センターのものよりも大きくなっていることが分かる(図1(a)の赤丸は、J9N8C8が

## Z500 120hr Forecast Skill (200508-200602: NH)

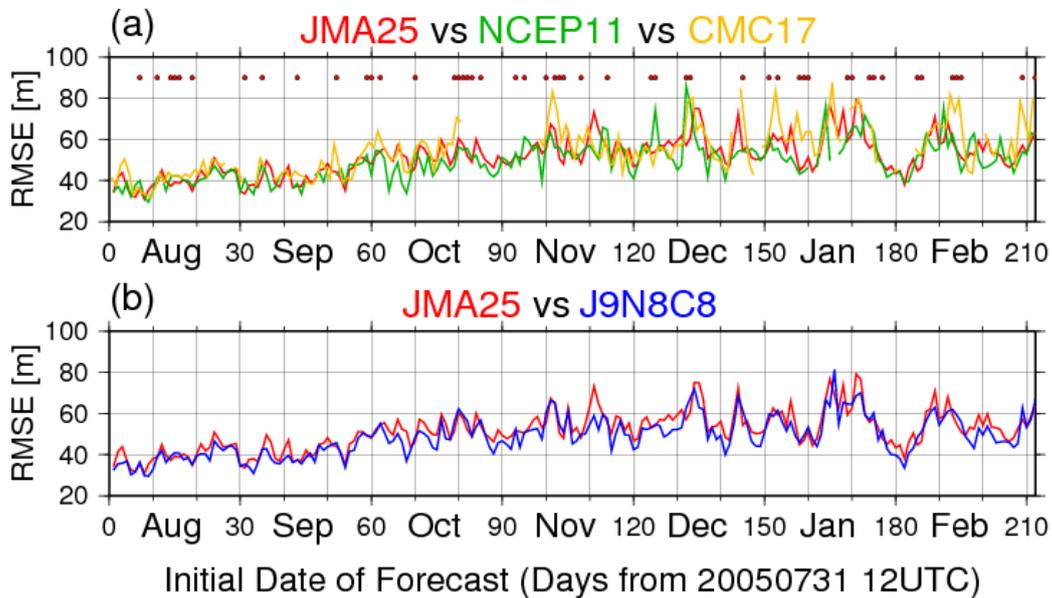


図1. 北半球500hPa高度場の120時間予報のRMSE (2005年8月から2006年2月)。(a) 各数値予報センター (JMA, NCEP, CMC) のアンサンブル平均 (赤: JMA25, 緑: NCEP11, 黄: CMC17) のRMSE。(b) 気象庁のアンサンブル平均 (赤: JMA25) とそれとメンバー数の等しいMCGE (青: J9N8C8) のRMSE。図(a)の赤丸は、JMA25のほうがMCGE (J9N8C9) よりも予報精度が良かったときを示す (Matsueda et al. 2007より)。

JMA25よりも予報精度が悪かった事例を示す)。MCGEを構築することで誤差がどの程度軽減された(あるいは増加した)かを定量的に調べたものが図2である。

図2は、横軸がJMA25のRMSE、縦軸がJMA25のRMSEに対するJ9N8C8のRMSEの改善率(以下、MIR)である(図中の白丸は、2005年8月から11月(ASON)を、黒丸は2005年12月から2006年2月(DJF)を表す)。改善率は、 $(RMSE_{JMA25} - RMSE_{J9N8C8}) / RMSE_{JMA25}$ と定義され、これが正(負)ならJ9N8C8がJMA25よりもスキルがある(ない)ことを示し、その値はJMA25のRMSEをどの程度軽減できたかを表す。この図から、J9N8C8がJMA25よりも予報精度が良くなる割合は、秋季に76.5%、冬季に75.0%であることが分かる。また、JMA25のRMSEは最大で、秋季に28%、冬季に18%軽減され、JMA25のRMSEの大きさによらず、20%程度までの誤差を軽減できることが分かる。これは、大気の場合が予測しやすい場であるかどうかに関わらず、MCGEによって予報誤差を同程度軽減することが可能であることを表す。また、J9N8C8がJMA25よりも予報精度が悪くなったとしても、RMSEの増加は最大で秋季に18%、冬季に15%程度であり、図1(b)から推測される、J9N8C8の予報精度がJMA25に比べて著しく良くなることはあっても著しく悪くなることはない、ということがこの図から改めて示された。特に冬季においては、JMA25のRMSEがとくに大きい場合(65m以上)、MCGEを構築することで予報精度が改悪することがないことが分かる。

## JMA RMSE vs MCGE Improvement Rate 200508-200602: NH (+120hr)

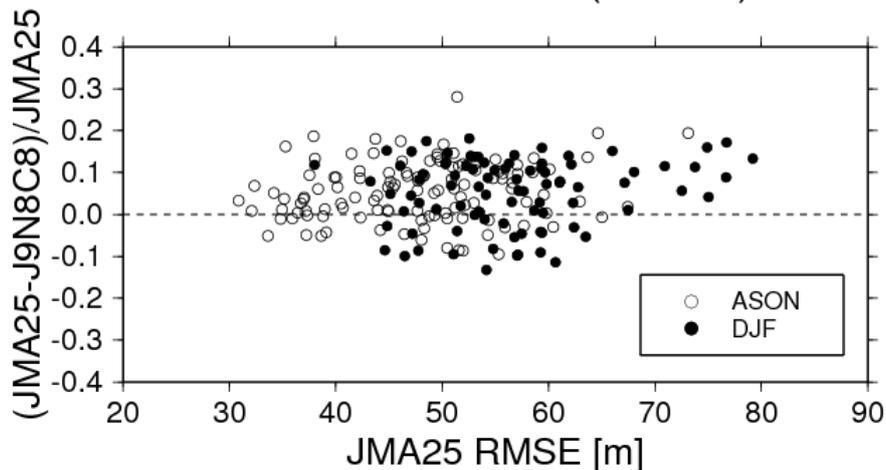


図2. 北半球500hPa高度場の120時間予報に対するJMA25のRMSEとそれに対するMCGE (J9N8C8)のRMSEの改善率(2005年8月から2006年2月)。赤丸は2005年8月から2005年11月を、青丸は2005年12月から2006年2月を表す(Matsueda et al. 2007を一部修正)。

J9N8C8がJMA25よりも優っていた約75%のうち、メンバー数をさらに増やすことで(つまり、J9N8C8からJ25N44C17)、さらに予報精度が向上したものは、秋季61.6% (=47.1%/76.5%×100)、冬季65.2% (=48.9%/75.0%×100)であり、メンバー数を増やしたことで予報精度が低下したもののJMA25よりも予報精度が悪くなることはなかったものは、秋季31.9% (=24.4%/76.5%×100)、冬季28.7% (=21.5%/75.0%×100)であった(図3)。逆に、J9N8C8がJMA25よりも劣っていた約25%のうちの約半分(秋季: 13.4%/23.5%、冬季: 10.2%/25.0%)はメンバー数を増やすことでJ25N44C17がJMA25よりも予報精度が優るようになった。最大メンバーのアンサンブル平均を構築することで、秋季90.0%、冬季85.2%の頻度でJMA25よりも予報精度のよいアンサンブル平均予報を手に入れることができるが、これは主にマルチモデルの効果によるものである。

### 4.2 2005年12月15日にアラスカ上空で発生したブロッキングの予報

各数値予報センターの予報精度が大きく異なった事例として、2005年12月15日にアラスカ上空に発生したブロッキングの予測について取り上げる。図4は、2005年12月10日を初期値とする120時間予報(CMCについては132時間予報)のスパゲッティダイアグラム(Z500、5500m)である。図4(a)、図4(b)、図4(c)は、それぞれJMA(25メンバー)、NCEP(11メンバー)、CMC(17メンバー)のスパゲッティダイアグラムである(いずれの図も実況を太線で表した)。図4から明らかなように、JMAのほとんどのメンバーとCMCの一部のメンバーは、ブロッキングの位置を正確に予測しており、一方、NCEPの全メンバーは、実況よりも上流にブロッキングを予測していた。JMAのメンバーはブロッキングの位置を正確に予測でき、NCEPのメンバーは正しく予測できなかったことをふまえて、はじめにJMAとNCEPのコントロールランに注目することにする。

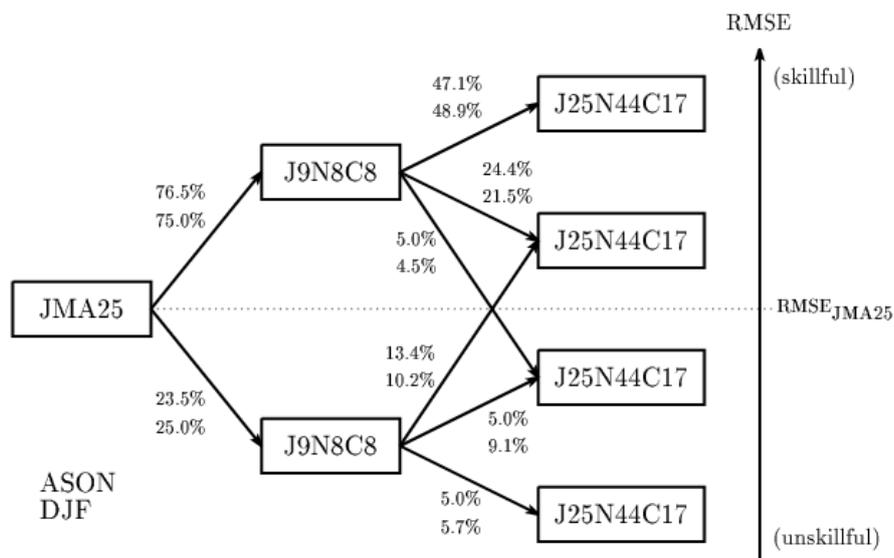
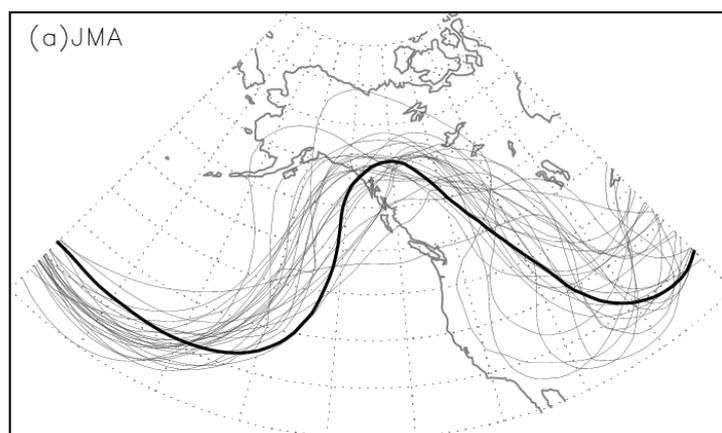


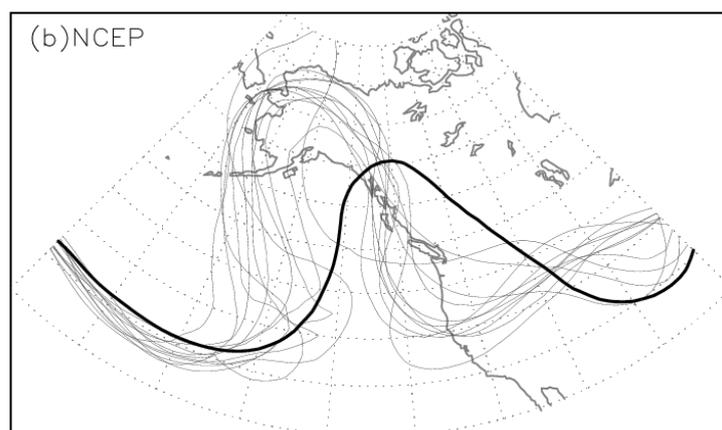
図3. JMA25、J9N8C8、J25N44C17に対するRMSEの比較。各四角の上下方向の位置はRMSEの相対的な大小を表しており(右軸参照)、図中の数字(%)は、各季節(上段: ASON、下段: DJF)において、隣り合う2つのアンサンブル平均(JMA25とJ9N8C8、および、J9N8C8とJ25N44C17)のRMSEを比較した際に、どのくらいの頻度で予報精度が改善あるいは改善したのかを各季節における全予報数(ASON: 88日、DJF: 119日)に対する割合で表している(Matsueda et al. 2007より)。3つのアンサンブル平均の予報精度を比較しており、その優越(6通り)を矢印とボックスの上下(右軸)により表している。

図5は、2005年12月10日12UTCにおけるJMAとNCEPのコントロールランの初期値(Z500)、および、それらの差を表す。日本の東の海上にNCEPよりJMAの方が高度場の高い領域がみられ、そのさらに東の海上にはやや広域にわたりJMAよりNCEPのほうが高度場の高い領域がみられる。図6は、2005年12月10日12UTCを初期値とするJMAとNCEPのコントロールランの予測である(上から順に、48、72、96、120時間予報)。予報時間48時間のときに、JMA、NCEPとも、北太平洋上(各図の中心付近)に南北2つの負の予報誤差およびその間に正の予報誤差が存在している(以下、これを「三つ玉構造」と呼ぶ)。JMAの正の予報誤差はNCEPの正の予報誤差よりも下流(東)に位置していた。予報時間48時間のときにアラスカの南にあった負の予報誤差が、この正の予報誤差によって、予報時間72時間以降異なる振る舞いをしていった。予報時間72時間以降、JMAの負の予報誤差は、北太平洋上の正の予報誤差(つまり、ブロッキングのトラフ)にブロックされるような形でそのままアラスカの南にとどまり続けていたのに対し、NCEPの負の予報誤差はロッキー山脈沿いに南下し、逆に北太平洋上の正の予報誤差(リッジ)の東進をブロックしていた。NCEPでは、負の予報誤差に対応する小低気圧のようなものが先回りして、本来のブロッキングの立ち上がりを妨げ、ブロッキングの位置を実況よりも上流に予測したと考えられる。予報時間48時間のときに北太平洋上に存在した正の予報誤差の位置の違いが、アラスカの南の負の予報誤差の振る舞いに影響を与え、結果としてブロッキングの予測の違いへとつながったと言えるだろう。初期時刻から予報時間48時間までの時間発展を見ると(図省略)、この正の予報誤差の位置の違いは、図5にみられ

Z500 (Spaghetti: 5500m)  
JMA 20051210 12UTC +120hr



NCEP 20051210 12UTC +120hr



CMC 20051210 00UTC +132hr

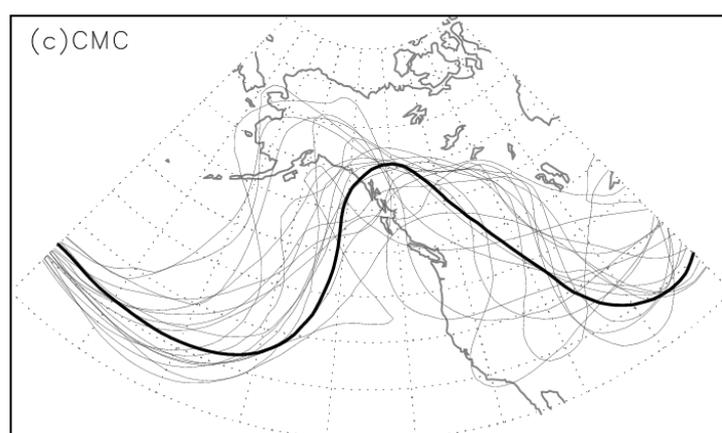


図4. 500hPa高度場(5500m)のspaghetti diagram。(a)JMA, (b)NCEP, (c)CMCの各アンサンブルメンバー(CMCは2005年12月10日00UTC初期値、JMAおよびNCEPは2005年12月10日12UTC初期値)を細線で表し、実況を太線で表した。

Difference between JMA and NCEP (Z500)  
20051210 12UTC +000hr

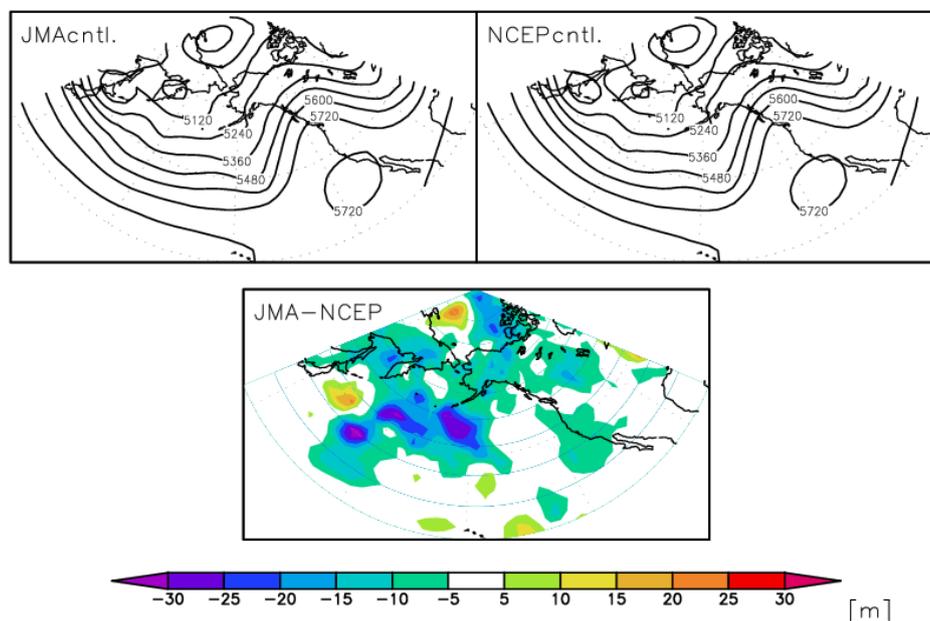
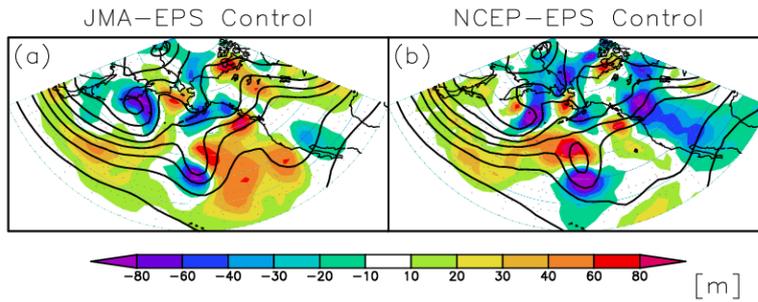


図5. 2005年12月10日12UTCにおけるJMA(左上)とNCEP(右上)のコントロールランの初期値(Z500)、および、それらの差(下)。

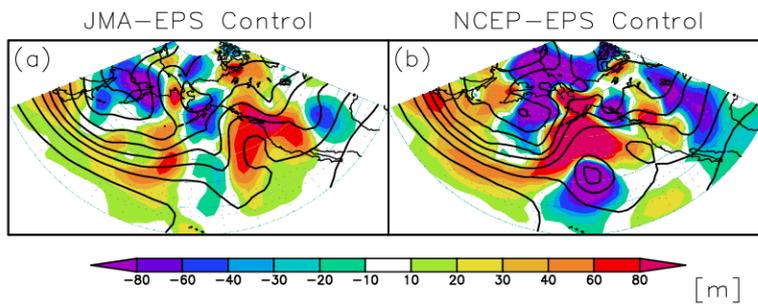
た日本に東の高度場の違いが原因であるかのようにみえるが、NCEPのブロッキングの誤予報が、初期値に問題があるのか、あるいはモデルに問題があるのかをこれらの状況から断言することはできないので、NCEPのコントロールランの初期値をもとに、気象庁の現業週間アンサンブル予報システムで利用されている全球スペクトルモデル(TL159L40)によるモデルランを行った。

図7は、12月15日のZ500を表しており、(a)解析値、(b)JMAオリジナルのコントロールランの予報値、(c) NCEPオリジナルのコントロールランの予報値、および、(d)NCEPのコントロールランの初期値を用いたJMAモデルランである。モデルが異なるにもかかわらず、NCEPオリジナルのコントロールラン(図7(c))同様、NCEPの初期値からのJMAモデルラン(図7(d))は、ブロッキングの位置を実況よりも上流に予報していた。このことから、NCEPのコントロールランがブロッキングの位置を正しく予測できなかった原因は初期値にあると結論付けることができる。ちなみに、1日4回行われているNCEPのアンサンブル予報のスパゲッティダイアグラム(初期値:12月11日、図省略)をみると、予測の初期時刻が新しくなるにつれて徐々にブロッキングの位置を正しく予測できるようになっており、このことからNCEPの初期値に問題があったと示唆される。さらに、NCEPの摂動ランの初期値に対しても同様のモデルランを行ったところ、いくつかのメンバーはブロッキングの位置がオリジナルのメンバーよりも下流にシフトしていた(実況に近づいていた)ものの、依然としてすべてのメンバーが実況よりも上流にブロッキングを予測していた(図8)。

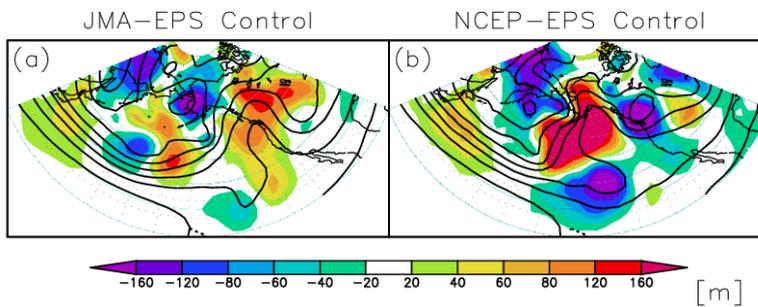
Comparison of JMA and NCEP (Z500)  
 Init: 2005121012UTC Valid: 2005121212UTC



Init: 2005121012UTC Valid: 2005121312UTC



Init: 2005121012UTC Valid: 2005121412UTC



Init: 2005121012UTC Valid: 2005121512UTC

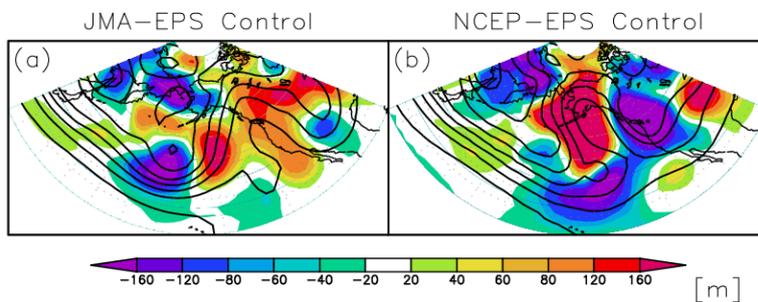


図6. 2005年12月10日12UTCを初期値とするJMAとNCEPのコントロールランの予報(Z500)。上から順に、48時間予報、72時間予報、96時間予報、120時間予報。コンターは高度場(120m間隔)を、シェイドは各センターの解析値に対する予報誤差を表す。

Single-Center vs Multi-Analysis (Z500)  
 Init: 2005121012UTC Valid: 2005121512UTC

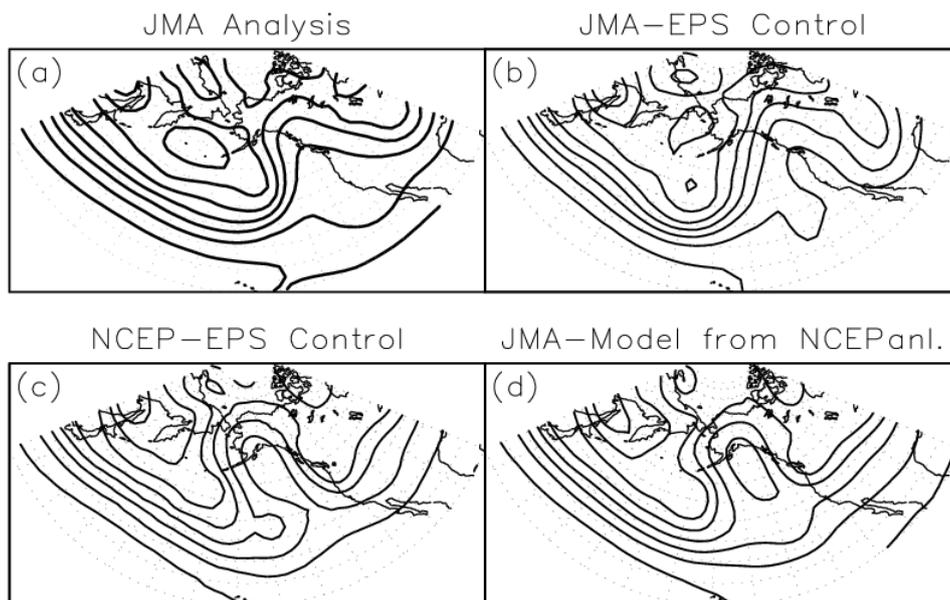


図7. 2005年12月15日12UTCの(a)解析値および2005年12月10日12UTCを初期値とする5日予報  
 ((b) : JMAコントロールラン、(c) : NCEPコントロールラン、(d) : NCEPの解析値を用いた  
 JMA/GSM(TL159L40)によるモデルラン)。

NCEP Multi-Analysis Ensemble  
 500hPa Height (Spaghetti: 5500m)  
 20051210 12UTC +120hr

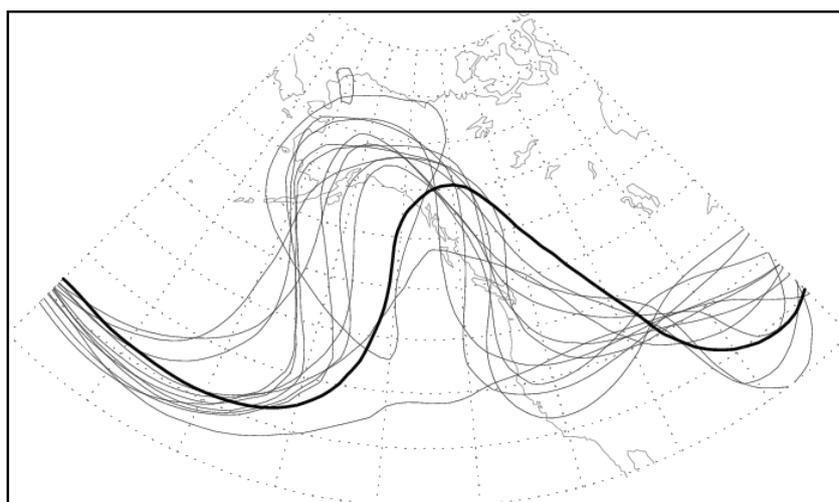


図8. 2005年12月10日12UTCのNCEPアンサンブルの初期値(11メンバー)を用いたJMA/GSM(TL159L40)に  
 よるモデルランの結果(予報対象日 : 2005年12月15日12UTC)。

次に、NCEPの初期値のどの領域に問題があったかを特定するために、Enomoto et al. (2004, 2006)によるアンサンブル予報データによる感度解析を行った。ノルムには乾燥全エネルギー・ノルム (Talagrand 1981, Ehrendorfer et al. 1999)を採用した：

$$TE = \frac{1}{2} \iint_A u'^2 + v'^2 + \frac{c_p}{T_r} T'^2 + RT_r \left( \frac{p_s'}{p_r} \right)^2 dAdp$$

ここで、擾乱( )' はコントロールランからの偏差を表し、

$$c_p = 1005.7[J/kgK], T_r = 270[K], R = 287.04[J/kgK], p_r = 1000[hPa]$$

である。 $u$ ,  $v$ ,  $T$ は、それぞれ、各等圧面での東西風、南北風、温度を表し、 $P_s$  は地表面気圧を表す。これらの物理量のエネルギーを水平(領域A)、および、鉛直積分(地表から200hPa)することで、乾燥全エネルギー・ノルムを得る。ブロッキングの位置を正確に予測できたかどうかの分かれ目になった48時間後(2005年12月12日12UTC)の北太平洋領域(東経180度-220度、北緯20度-60度、図9太枠内)をターゲット領域として設定した。2005年12月10日12UTC初期値のJMAのアンサンブル予報データを用いて感度解析を行ったところ、日本の東の海上に高感度領域がみられた(図9)。ちなみに、12月15日のブロッキングそのものをターゲット領域とした場合でも、同じような高感度領域がみられた。JMAとNCEPのコントロールランの初期値の差に対して、その乾燥全エネルギー・ノルムを計算したところ、図10のように、高感度領域にシグナルがみられ、この領域ではJMAとNCEPの初期値の差が大きかったことが分かる。この領域には、地上に低気圧が存在しており、NCEPはこの低気圧をJMAよりも弱く解析していた(図省略)。12月9日を初期値とする各センターのアンサンブルスプレッドみると、他の領域に比べ低気圧の周辺ではスプレッドが相対的に大きく(図省略)、低気圧の周辺の解析場は不確実性が大きかったことが分かる。つまり、NCEPは低気圧の周辺の場合をうまくとらえることができず、その結果NCEPはブロッキングの予測を失敗してしまった可能性が考えられる。

アンサンブル予報が初期値に含まれる不確実性を初期摂動によって捉えることを目指している以上、たとえNCEPのコントロールランがブロッキングの位置を正しく予測できなかったとしても、摂動ランが正しく予測できていても良いはずである。しかしながら、今回の事例ではすべての摂動ランがコントロールランと同じようにブロッキングを上流に予測していた。NCEPの初期摂動に対してその乾燥全エネルギー・ノルムをみると(図11)、高感度領域(太枠内)ではNCEPの初期摂動のシグナルがほとんどない、あるいは、シグナルがあってもJMAとのコントロールランの差を埋めるのほど小さくなく、初期摂動が効果的に与えられていなかったことが分かる。NCEPの初期摂動の大きさはJMAのそれのおよそ半分程度であり、そのノルムの小ささゆえ、コントロールランに引っ張られる形ですべての摂動ランがブロッキングの位置を実況よりも上流に予測してしまっただと考えられる。

今回取り上げた2005年12月15日に発生したブロッキングに対する予測には、このほかにも興味深いことがある。2005年12月11日12UTC(CMCについては00UTC)を初期値とする

### Ensemble based Sensitive Analysis (JMA)

Valid: 2005121012UTC +048hr (SV1: 44.7%)

TARGET AREA: 180–220E,30–60N,1000–200hPa(Total Dry Energy)

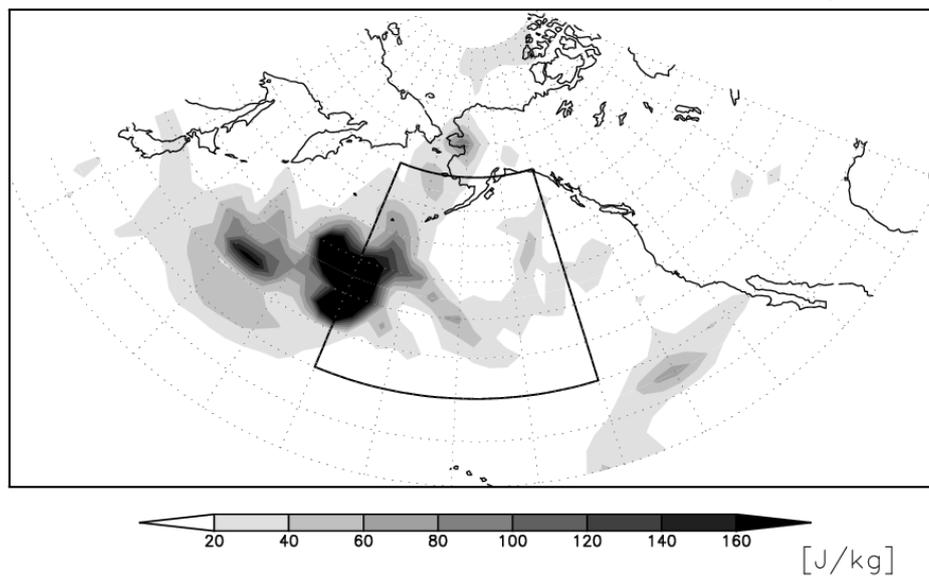


図9. 2005年12月10日12UTCを初期値とするJMAのアンサンブル予報データによる感度解析。2005年12月10日12UTCの48時間後の北太平洋領域(枠内)に対する高感度領域。

### Total Dry Energy of Initial Difference (1000–200hPa)

Valid.: 2005121012UTC

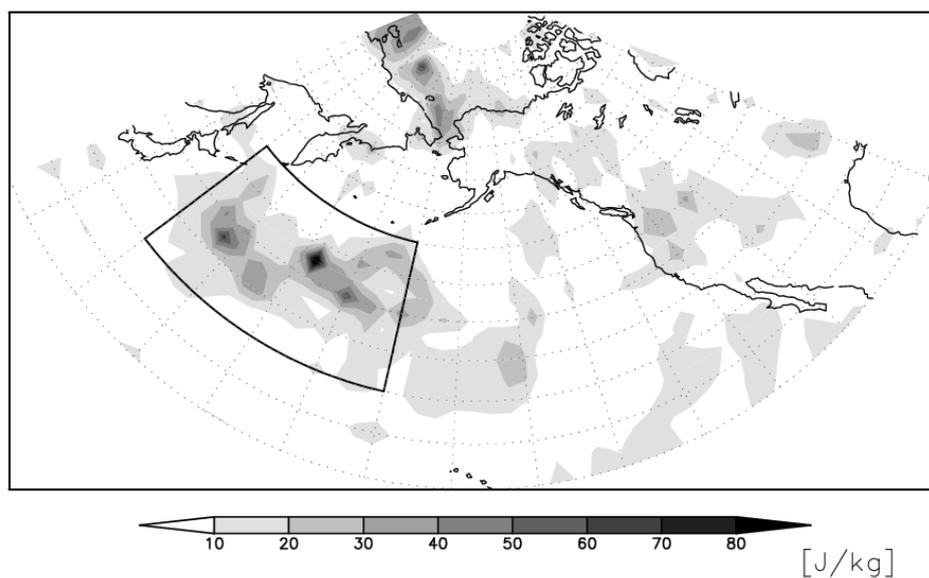


図10. JMAおよびNCEPのコントロールランの初期値の差に対する乾燥全エネルギー・ノルム(初期値: 2005年12月10日12UTC)。

Total Dry Energy (1000–200hPa)  
NCEP Initial Perturbations (2005121012UTC)

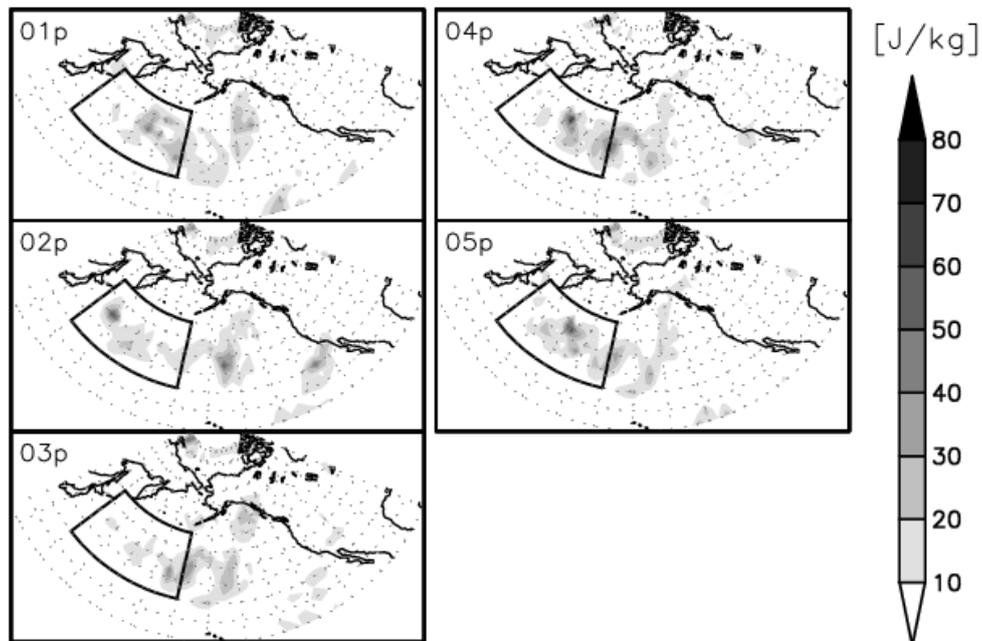


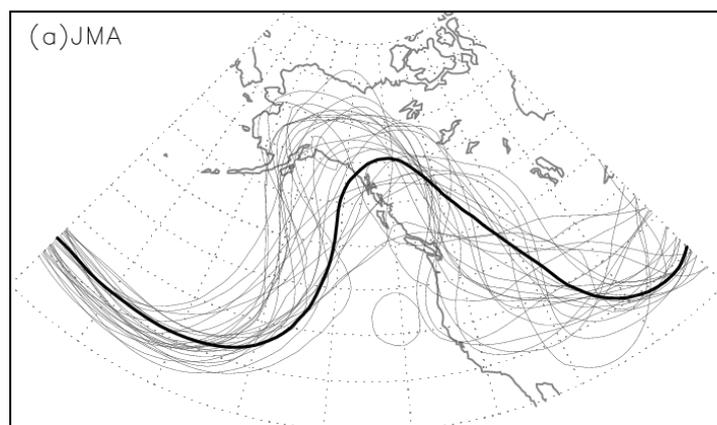
図11. 2005年12月10日12UTCを初期値とするNCEPの初期摂動の乾燥全エネルギー・ノルム。太枠は、図9に示されたものと同じでJMAとNCEPのコントロールランの差が大きかった領域。

予測では、CMCのほとんどのメンバーとJMAの一部のメンバーが12月15日のブロッキングを実況よりも上流に予測していた(図12)。CMCのアンサンブル予報データについては、十分な要素と鉛直解像度が手元にないため詳細な解析ができないが、12月10日前後の大気場が非常にchaoticな場であったことを示しているだろう。

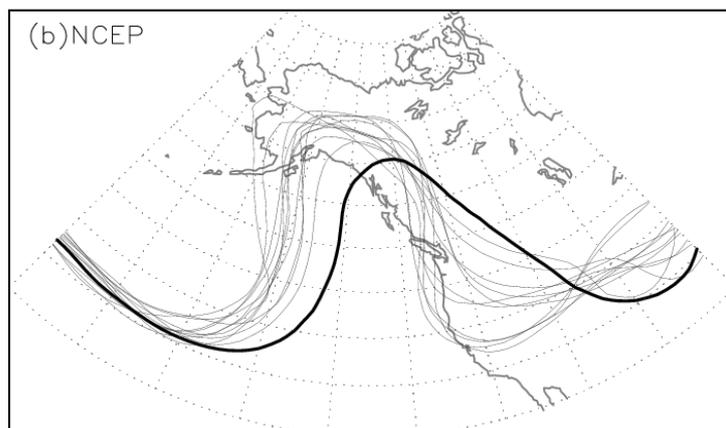
## 5. まとめ

MCGEを構築するメリットの一つは、単独センターのアンサンブルでは回避できない可能性のある「おおはずし」をなくすことである。MCGEを構築することで、大気場が予測しやすいかどうかに関わらず、初期値の不確定性やモデルの不完全性に起因する予報誤差を軽減することができるようになる。今回はバイアス補正やメンバー間の重みを考慮しないMCGEを構築したが、Johnson(2006)で示されているように、本来ならばこれらを考慮したうえでMCGEを構築するほうが好ましいことは言うまでもない。バイアス補正やメンバー間の重みを考慮することで、とくに確率予報においてより予報精度のよいMCGEが構築できるであろう。

500hPa Height (Spaghetti: 5500m)  
JMA 20051211 12UTC +096hr



NCEP 20051211 12UTC +096hr



CMC 20051211 00UTC +108hr

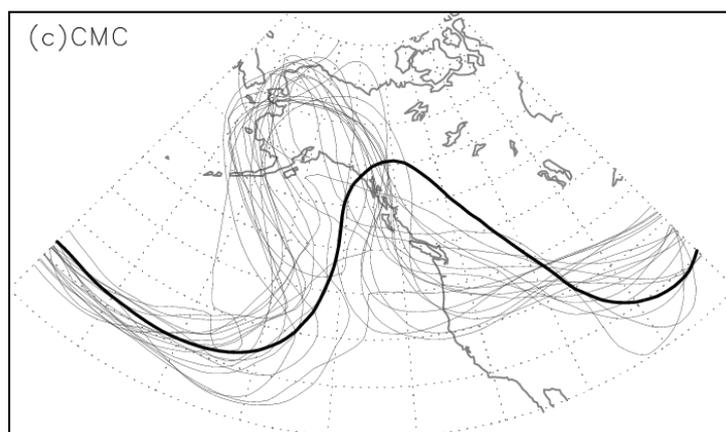


図12. 500hPa高度場(5500m)のspaghetti diagram。(a)JMA, (b)NCEP, (c)CMCの各アンサンブルメンバー(CMCは2005年12月11日00UTC初期値、JMAおよびNCEPは2005年12月11日12UTC初期値)を細線で表し、実況を太線で表した。

また、JMA、NCEP、CMCの予報精度が多く異なった例として2005年12月10日を初期値とする予測を取り上げた。JMAのほとんどのメンバーがブロッキングの位置を正確に予測していたのにも関わらず、NCEPのすべてのメンバーがブロッキングの位置を実況よりも上流に予測していたという非常に珍しい事例である。NCEPの全メンバーの初期値を用いてJMA全球スペクトルモデル(TL159L40)による数値実験を行ったところ、やはりブロッキングの位置を実況よりも上流に予測しており、今回のNCEPの「集団はずし」の主な原因が初期値にあったと結論付けられる。

さらに、アンサンブル予報データを用いた簡易感度解析により、12月10日の日本の東の海上にこのブロッキングの予測に対する高感度領域があり、確かにNCEPとJMAのコントロールランの解析値の差がこの領域で相対的に大きかったことが分かった。この領域には低気圧が存在しており、12月9日を初期値とする各センターのアンサンブルスプレッドから、この低気圧の周辺の場合は不確実性が大きかったことも分かっている。この領域でコントロールランの解析値の差が大きかった原因については、各センターのデータ同化システムの違いや、データ同化に利用した衛星データや観測データ等の違いなどが考えられる。

たとえ高感度領域でのコントロールランの解析値の差が大きくても、効果的な初期摂動が与えられればNCEPは「集団はずし」を避けることができてもよいはずだが、NCEPの初期摂動には高感度領域にシグナルが見られなかった、あるいは、シグナルがあってもその大きさが小さかった(NCEPの初期摂動の大きさは常にJMAの半分程度)ために、初期摂動が効果的に成長せず、コントロールランに引きずられる形で「集団はずし」せざるを得なかったと考えられる。

現業中期アンサンブル予報データは、過去にさかのぼってデータを取得することができないため、解析の幅が狭まってしまうデメリットもあるが、膨大なアンサンブル予報データを丹念に見てゆくことで、場合によっては、特定の数値予報センターの精度が悪かった理由を特定することが可能かもしれない。また、各数値予報センターが協力することで、たとえば、図9に示した日本の東の海上における初期値の違いは、あるデータを同化しなかった(あるいは同化してしまった)ことによってもたらされた、というようなことを知ることもできるだろう。TIGGEの本格稼動により、これらのことが今より少しでも容易になってゆくことを期待する。

## 謝辞

MCGEの構築にあたり、NCEPとCMCの中期アンサンブル予報データを用いた。各提供機関に感謝致します。特にNCEPのZoltan Toth博士、Richard Wobus博士の両氏には、数値実験および感度解析を行うのに必要な高解像データを提供していただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

## 参考文献

Buizza, R., D. S. Richardson, and T. N. Palmer, 2003: Benefits of increased resolution in the ECMWF ensemble system and comparison with poor-man's ensembles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1269-1288.

- Enomoto, T., S. Yamane, W. Ohfuchi, and H. Nakamura, 2004: Simple sensitivity analysis using ensemble forecasts and its application to simulations of high-impact weather. Workshop on Ensemble Methods. 18–21 October 2004, Met Office, Exeter, United Kingdom.
- Enomoto, T., W. Ohfuchi, H. Nakamura, and M. A. Shapiro, 2007: Remote effects of tropical storm Cristobal upon a cut-off cyclone over Europe in August 2002. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **96**, 29–41.
- Ehrendorfer, M., R. M. Errico and K. D. Raeder, 1999: Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1627–1648.
- JMA, 2002: *Outline of the operational numerical weather prediction at the Japan Meteorological Agency*. Japan Meteorological Agency, 158 pp.
- Johnson, C., 2006: On the benefits of multi-model ensembles: idealized studies using the Lorenz 1963 model. *MetOffice Fore. Res. Tech. Rep.*, **492**, 47pp.
- Houtekamer, P. L., and H. L. Mitchell, 2005: Ensemble Kalman filtering. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3269–3289.
- Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, T. E. LaRow, D. R. Bachiochi, Z. Zhang, C. E. Williford, S. Gadgil, and S. Surendran, 1999: Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble. *Science*, **285**, 1548–1550.
- Matsueda, M., M. Kyouda, H. L. Tanaka, and T. Tsuyuki, 2006: Multi-Center Grand Ensemble using Three Operational Ensemble forecasts. *SOLA*, **2**, 33–36.
- Matsueda, M., M. Kyouda, H. L. Tanaka, and T. Tsuyuki, 2007: Daily Forecast Skill of Multi-Center Grand Ensemble. *SOLA*, **3**, 29–32.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliaigis, 1996: The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73–119.
- Mylne, K. R., R. E. Evans, and R. T. Clark, 2002: Multi-model multi-analysis ensembles in quasi-operational medium-range forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 361–384.
- Richardson, D. S., 2001: Ensembles using multiple models and analyses. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1847–1864.
- Pellerin, G., M. Charron, P. L. Houtekamer, L. Lefaivre, and H. L. Mitchell, 2005: Reviewing the Ensemble Prediction System at the Canadian Meteorological Centre. *Proceedings, ECMWF Tenth Workshop on Meteorological Operational Systems*, Reading, U.K., ECMWF, 63–71.
- Talagrand, O., 1981: A study of the dynamics of four-dimensional data assimilation. *Tellus* **33**, 43–60.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317–2330.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the Breeding Method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297–3319.
- Ziehmann, C., 2001: Comparison of a single-model EPS with a multi-model ensemble consisting of a few operational model. *Tellus*, **52A**, 280–299.

## 2005/06 年冬季成層圏突然昇温と予測可能性

<sup>1</sup>九州大学大学院理学府

<sup>2</sup>九州大学大学院理学研究院

<sup>3</sup>京都大学防災研究所

一丸知子<sup>1</sup>・廣岡俊彦<sup>2</sup>・向川均<sup>3</sup>

### 1. はじめに

成層圏突然昇温は、冬季成層圏極域でわずか数日のうちに気温が 40 度から 50 度も上昇する現象である。この顕著な現象は、対流圏で大きく増幅したプラネタリー波が成層圏まで鉛直伝播し、極夜ジェットと相互作用することで生起する。突然昇温は、その規模や生起の仕方により分類することができる。WMO の定義では、10hPa あるいはそれ以下の高度で緯度 60 度より極側における温度傾度が逆転し、帯状平均東西風が東風となるものを大規模突然昇温、温度傾度の逆転は起こっても東風にはならない昇温を小規模突然昇温と呼ぶ。また、発達したアリューシャン高気圧が極渦を覆い、極渦の中心が中緯度に後退した形状の波数 1 型突然昇温や、波数 2, 3 成分が大きいいため変形した極渦が分裂するような極渦分裂型突然昇温など、昇温時の気圧分布パターンに関しても分類できる。

近年、このような突然昇温の生起をどれくらい前から予測できるかという予測可能性の問題が、成層圏と対流圏の力学結合系の予測という学問的興味だけでなく、突然昇温を契機として生じる対流圏の天候レジームの予測（例えば、Baldwin and Dunkerton, 2001）という観点からも注目されている。Mukougawa *et al.* (2005) は 2001 年 12 月に生じた波数 1 型の大規模突然昇温を対象に予測可能性を調べ、少なくとも 2 週間前から予測が可能であったと結論付けている。対流圏で非常に波動活動が活発であった 2005/06 年冬季にも 2006 年 1 月下旬に大規模突然昇温が生じたが、後で述べるようにこの昇温は 2001 年の事例とは生起形態がかなり異なるものであった。そこで本研究では、2006 年 1 月の突然昇温を 2001 年の事例と比較しながら予測可能性を議論する。

### 2. モデル

本研究で用いた予報モデルは、気象庁現業一ヶ月アンサンブル予報モデルである。水平解像度は T106、鉛直層数は地表から 0.4hPa 面までの 40 層である。成層圏循環を現実的に表現するために重要な短波・長波放射、重力波ドラッグなどの物理過程を含む全球予報モデル(JMA-GSM0103)を基本とし、毎週水曜と木曜の 1200UTC から、初期値に摂動を加えないコントロールラン 1 個と摂動を加えた摂動ラン 12 個が 34 日間にわたり積分されている(気象庁, 1994)。初期摂動の作成は BGM 法(Toth and Kalnay, 1993)に基づく。また、予報値の検証には気象庁全球客観解析データ(GANAL)を用いた。解析には予報値、観測値とも 1200UTC のものを用いている。

### 3. 結果

#### 3-1 成層圏循環の概要

まず突然昇温前後の帯状平均場の特徴を見るため、図1に10hPa, 北緯20度以北の帯状平均温度(図1a)と帯状平均東西風(図1b)の時間変化を表す。いずれも2005年12月25日から2006年1月31日までの期間を示している。図1aより、1月10日から15日までと、20日から30日までの2つの昇温期間があることがわかる。前者の昇温は、東風領域が極域から北緯60度にまで達していないため(図1b)、小規模突然昇温である。一方、後者の昇温では東風領域が極域から北緯50度にまで達しており、大規模突然昇温であることがわかる。この二つの突然昇温間の高緯度域では、小規模突然昇温に伴う東風が一度弱い西風に戻った後、プラネタリー波の活動が強まることで再び東風になっている。このことは、極渦の回復途中に次の昇温が始まったことを示している。

次に、2006年1月の季節進行を2001年12月と比較しながら見ていく。図2は2001年11月から2002年1月(図2a)、及び2005年12月から2006年2月(図2b)の10hPa, 北緯80度の帯状平均温度の時間変化を表している。2001/02年では、12月下旬にそれまでの静穏かつ寒冷な状態から短期間で急激に昇温し、12月末に大規模突然昇温が生じている。一方2005/06年は、12月末から約一ヶ月間小さな昇温・降温を繰り返し、1月下旬に250Kまで昇温している。この1月下旬の昇温ピークが大規模突然昇温に対応する。

このような季節進行の違いはプラネタリー波の活動度の違いにも見られる。全波数成分を含んだEliassen-Palm(E-P)フラックスと波による加速度の高度時間変化を図3に示す。E-Pフラックスは南北・鉛直成分をベクトルで表し、右方が極向き、上方が鉛直上向きを示す。また、E-Pフラックスの収束に伴う東風加速率を陰影で表している。10hPa面より上のE-Pフラックスに注目すると、2001/02年冬季(図3a)においては、12月上旬に一旦プラネタリー波の活動度が高まった後、非常に活発な波が12月10日から25日に至る比較的短い期間に集中して鉛直伝播している。この期間の東風加速率が非常に大きいことから、この波の伝播により12月下旬の大規模突然昇温が生じたことがわかる。

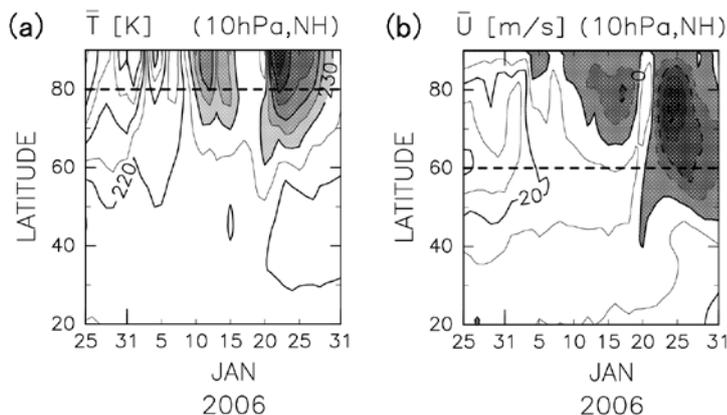


図1:

期間2005年12月25日から2006年1月31日までの北半球10hPaにおける帯状平均温度と帯状平均東西風の緯度時間断面図。(a)は帯状平均温度を示し、等値線間隔は5K、230K以上に陰影をつけている。点線は北緯80度を示す。(b)は帯状平均東西風を示し、等値線間隔は $5\text{ms}^{-1}$ 、陰影部が東風領域を表す。点線は北緯60度を示す。

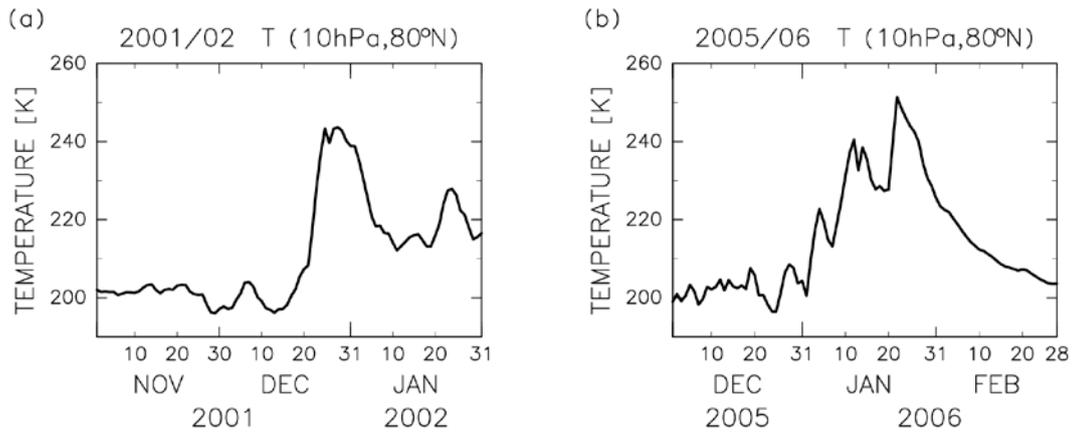


図 2: 10hPa, 北緯 80 度における帯状平均温度の時間変化図。(a) は 2001 年 11 月 1 日から 2002 年 1 月 31 日、(b) は 2005 年 12 月 1 日から 2006 年 2 月 28 日までの期間を示す。

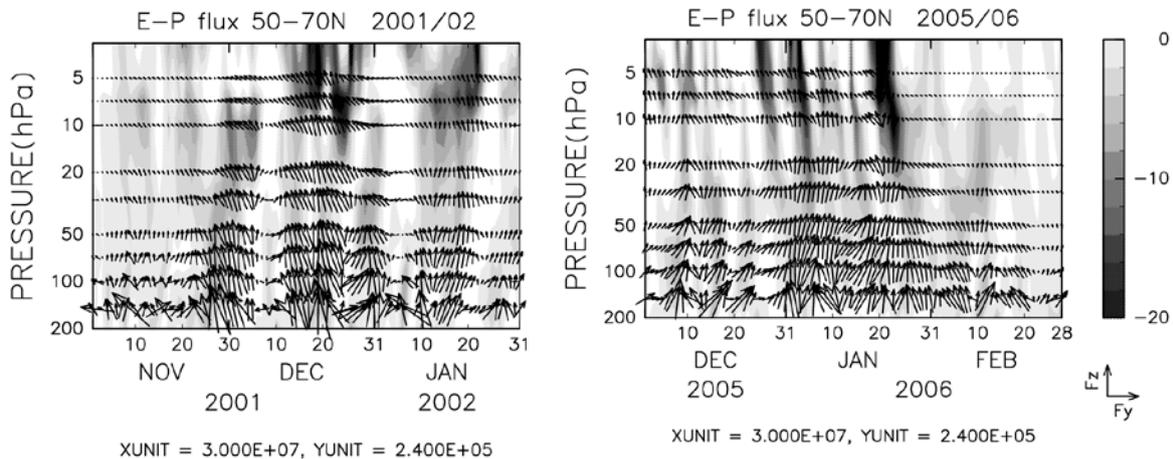


図 3: 高度は 200hPa から 3hPa で北緯 50-70 度平均した全波数成分の E-P フラックスと、その収束に基づく東風加速の高度時間断面図。等値線間隔は  $2\text{ms}^{-1}\text{day}^{-1}$ 。図右下の矢印は E-P フラックスの単位ベクトルで南北・鉛直成分を表しており、右方が極向き、上方が鉛直上向きを示す。単位ベクトルは  $(F_y, F_z) = (3.0 \times 10^7, 2.4 \times 10^5) \text{kg s}^{-2}$  である。いずれも図 2 と同じ期間を示す。

一方 2005/06 年(図 3b)は、10hPa 面より上の波の活動度が 12 月下旬から 1 月下旬にかけて断続的に大きい。1 月下旬には大規模突然昇温を引き起こした強い東風加速が見られ、その前にも 4 度ほど東風加速が起きている。それぞれが図 2b の小さな昇温ピークに対応しており、特に 1 月 10 日過ぎの昇温は顕著である。この昇温の大規模突然昇温への影響は後で考察する。

次に、大規模突然昇温がどの波数のプラネタリー波の寄与により生じたかを調べる。図 4 に 2006 年 1 月の大規模突然昇温時における北緯 50 から 70 度で平均した波数 1 から 3 の E-P フラックスと、その収束に基づく東風加速率の高度時間断面図を示す。E-P フラック

に注目すると、波数 1 成分(図 4a)だけでなく波数 3 成分(図 4c)も対流圏から鉛直伝播していることがわかる。また波数 2 成分の E-P フラックス(図 4b)は下部成層圏では小さいが、20hPa あたりから鉛直上向きの成分が増大しており、上部成層圏では波数 1 や 3 成分に劣らないものとなっている。また東風加速率に注目すると、昇温期間内に 10hPa より上で波数 3, 2, 1 の順に強い東風加速が見られ、一方でそのピークの時期が少しずつずれている。図は省略するが 2001 年の場合は、波数 1 成分が昇温時に卓越し、波数 2, 3 成分の寄与はほとんどなかった。

どの波数がどれくらい昇温に寄与しているのか調べるため、昇温ピーク前一週間の 10hPa, 北緯 50 度から 70 度で平均した各波数の E-P フラックス z 成分( $F_z$ )の寄与率を図 5 に示す。ここでは波数 1 から 3 の  $F_z$  全てが正のときだけ、各波数成分と波数 1 から 3 の和で比をとっている。2001 年 12 月の大規模昇温(図 5a)では、波数 1 成分が 90 パーセント程度寄与しているのに対し、波数 2, 3 成分はそれぞれ 5 パーセント程度しか寄与していないため、この突然昇温は「波数 1 型」突然昇温であると言える。対照的に、2006 年 1 月下旬の大規模昇温(図 5b)では、波数 1 成分が 40 パーセント程度、波数 2, 3 成分はそれぞれ 30 パーセント程度の寄与である。このことから、この突然昇温は波数 2, 3 成分も大きく寄与していると言える。

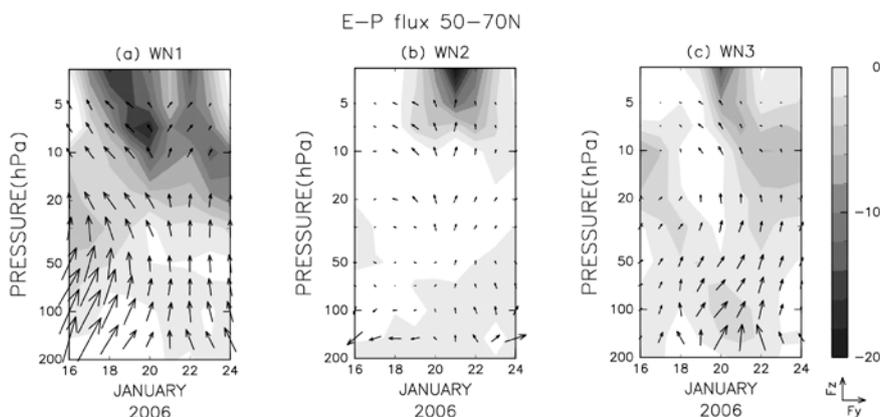


図 4：2006 年 1 月大規模突然昇温時における、北緯 50-70 度平均した波数 1 から 3 の E-P フラックスとその収束に基づく東風加速の高度時間断面図(図 3 と同様)。(a)は波数 1、(b)は波数 2、(c)は波数 3 成分。単位ベクトルは  $(F_y, F_z) = (1.2 \times 10^7, 9.6 \times 10^4) \text{ kgs}^{-2}$ 。期間は 2006 年 1 月 16 日から 24 日まで。

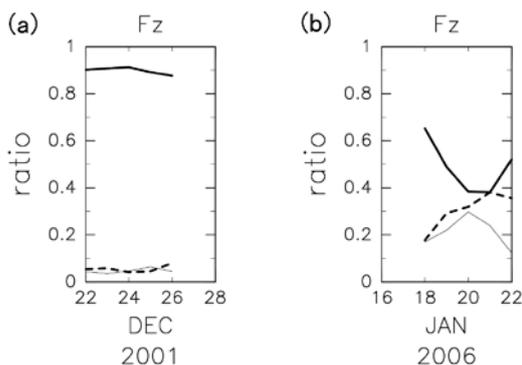


図 5：昇温ピーク前一週間の 10hPa, 北緯 50-70 度平均した波数 1 から 3 の E-P フラックス z 成分( $F_z$ )の比率。波数 1 から 3 の  $F_z$  全てが正のとき、(波数)/(波数 1 から 3 の和)で比をとっている。太線が波数 1、点線が波数 2、細線が波数 3 を表わす。(a)2001 年 12 月、(b)2006 年 1 月の大規模昇温時。

次に等圧面高度場に基づき、昇温に寄与する波数成分の違いがもたらす影響を見ていく。図6に突然昇温時の10hPa等圧面高度場を示す。2001年12月の突然昇温時の高度場(図6a)を見ると、緯度円に沿って地球を一周する間に高気圧と低気圧が一回ずつ現れており、波数1成分が卓越するという図5aの結果と対応している。一方、波数2,3成分も大きく寄与した2006年1月の突然昇温時(図6b)には、この波数2,3成分の寄与が高度場に興味深い形で現れる。1月19日には、アリューシャン高気圧と極渦を挟んでそれとは反対側の中緯度域に別の高気圧(以後、中緯度高気圧)が形成される(図6b-1)。アリューシャン高気圧は中緯度高気圧の北東進とともに弱まり(図6b-2)、ついには消滅してしまう(図6b-3)。代わりに、勢力を増した中緯度高気圧が極域を覆い、弱まった低気圧性の極渦の中心を中緯度へと押しやって、突然昇温時に見られる特有の気圧配置を形成する(図6b-4)。

Charney and Drazin(1961)で示されているように、プラネタリー波が鉛直伝播できる西風の上限風速は波数の二乗に反比例するため、波数1成分はある程度強い西風中でも鉛直伝播できるが、波数2,3成分は弱い西風中しか鉛直伝播できない。したがって、この突然昇温時には波数2,3成分も鉛直伝播しやすい平均場の構造になっていたと考えられる。

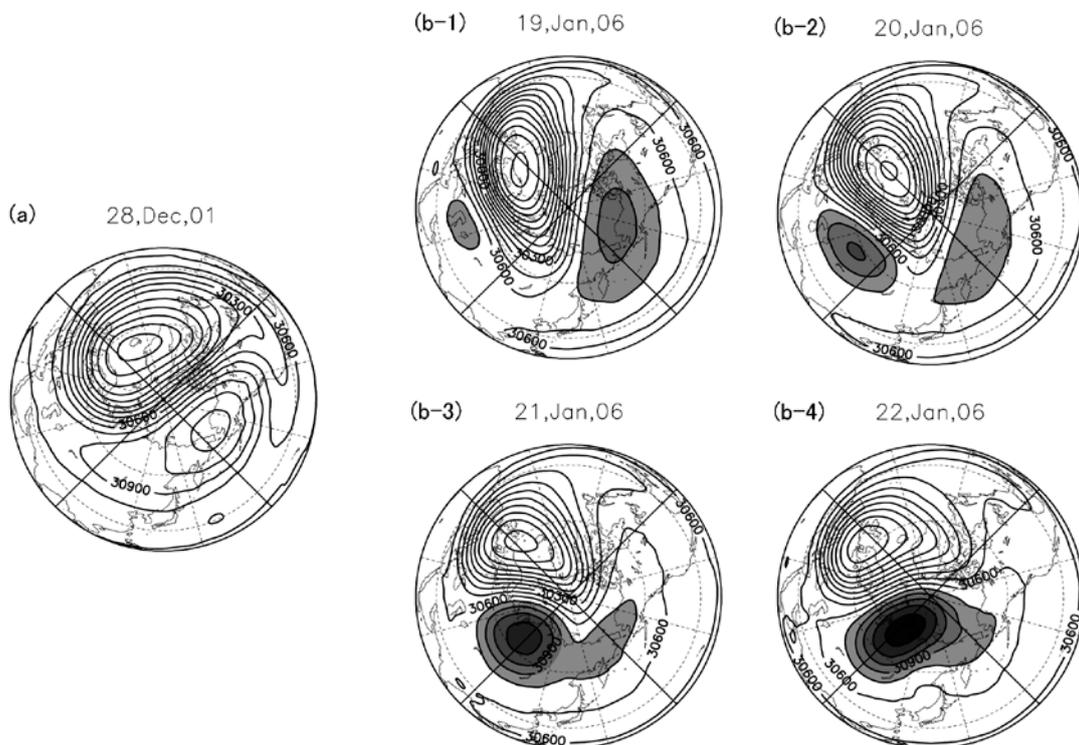


図6:大規模突然昇温時の10hPa等圧面高度場。(a)は2001年12月28日、(b)は2006年1月19日から22日までの時間変化。等値線間隔は150m、(b)の陰影部は30750m以上の高度で高気圧域に対応する。

そこで、プラネタリー波の伝播に大きく影響する帯状平均東西風の子午面分布図(図 7)と波数 3 成分に関する波の屈折率の 2 乗と E-P フラックスの分布図(図 8)を、10hPa 等圧面高度場で中緯度高気圧が出現する直前の期間について示す。後者では、波が伝播可能な領域に対応する屈折率が正の領域に陰影をつけている。図 7 から、高緯度域の成層圏上部から下部にかけて直前の小規模突然昇温に伴う東風領域が広がっており、それが時間とともにより極域へと狭まっていくことがわかる。それに伴い北緯 50 度から 70 度の中高緯度では、弱い西風領域が上部成層圏へと舌状に延びている。図 8 を見ると、この平均流の構造に対応して上部成層圏で屈折率の正領域がより極域へと広がり、波数 2,3 成分が上部成層圏まで鉛直伝播しやすくなっている。またこのときの E-P フラックスに注目すると、波数 3 のプラネタリー波が増幅して鉛直伝播しているのがわかる。このことから、波数 2,3 成分が上部成層圏に鉛直伝播できる環境が整っていたのに加え、対流圏の波の活動性が高まったことが、波数 2,3 成分の鉛直伝播につながったものと考えられる。このように、直前の小規模突然昇温の影響を受けて一般には鉛直伝播しにくい波数 2,3 成分も伝播できる平均場となり、この大規模突然昇温が起きていると言える。

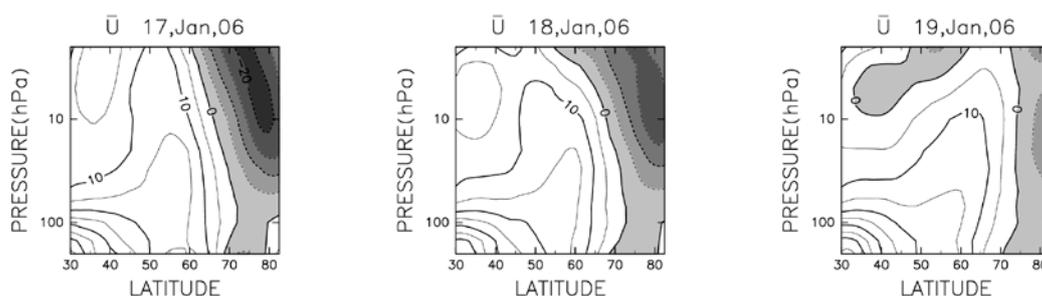


図 7 : 北緯 30-82.5 度、200hPa-2hPa 領域の帯状平均東西風の緯度高度断面図。等値線間隔は  $5\text{ms}^{-1}$ 、陰影部が東風領域を表す。時期は 2006 年 1 月下旬の大規模昇温が起こる直前の 1 月 17, 18, 19 日である。

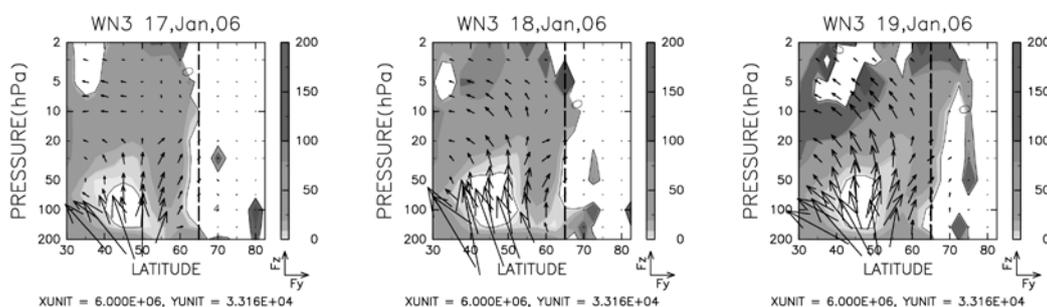


図 8 : 北緯 30-82.5 度、200hPa-2hPa 領域における波数 3 のプラネタリー波に関する E-P フラックスと波の屈折率の 2 乗の緯度高度断面図。左から 2006 年 1 月 17, 18, 19 日。陰影部は屈折率の正領域。図右下の矢印は E-P フラックスの南北・鉛直成分を表し、右方が極向き、上方が鉛直上向きを示す。単位ベクトルは  $(F_y, F_z) = (6.0 \times 10^6, 3.3 \times 10^4) \text{ kgs}^{-2}$ 。点線は北緯 65 度を表す。

### 3-2 予測可能性

次にこれらの突然昇温がどのように予測されているのか見ていく。まず、帯状平均温度に基づき予測可能期間を見積もる。図9は2001/02年冬季の12月から1月の期間の10hPa、北緯80度における帯状平均温度の時間変化(太破線)と、同じく12月5,6日初期値(図9a)、及び12月12,13日初期値(図9b)のアンサンブル予報結果(細実線)を示したものである。昇温ピーク12月28日の23,22日前にあたる12月5,6日初期値では、大半のアンサンブルメンバーが昇温ピークの予測に失敗している。しかし、その一週間後の12月12,13日初期値では昇温ピーク時に全メンバーの分散が小さく、精度よく予測できている。したがって静穏で寒冷な初冬の状態から一気に昇温したこの事例の予測可能期間は、約3週間であると言える。一方、図10は2006年1月下旬の大規模突然昇温に関する予報結果である。昇温ピーク1月22日の18,17日前にあたる1月4,5日初期値(図10a)では、直前に起きた小規模突然昇温以降で分散が大きくなり、大規模突然昇温に関しては全メンバーが昇温傾向さえ予測できていない。しかし、その一週間後の1月11,12日初期値(図10b)には、精度はやや悪いものの全メンバーが昇温を予測できている。したがって複雑な生起過程をたどったこの大規模突然昇温の予測可能期間は、約10日であると言える。

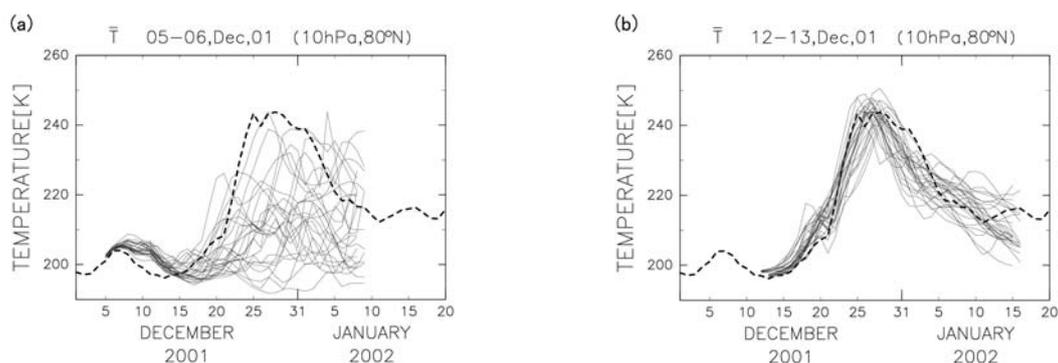


図9：(a)2001年12月5,6日初期値、(b)12,13日初期値の、10hPa、北緯80度におけるアンサンブル予報の帯状平均温度[K]の時間変化。細実線がアンサンブル予報26メンバー、太破線は期間2001年12月1日から2002年1月20日までの観測値。大規模突然昇温の昇温ピークは2001年12月28日。

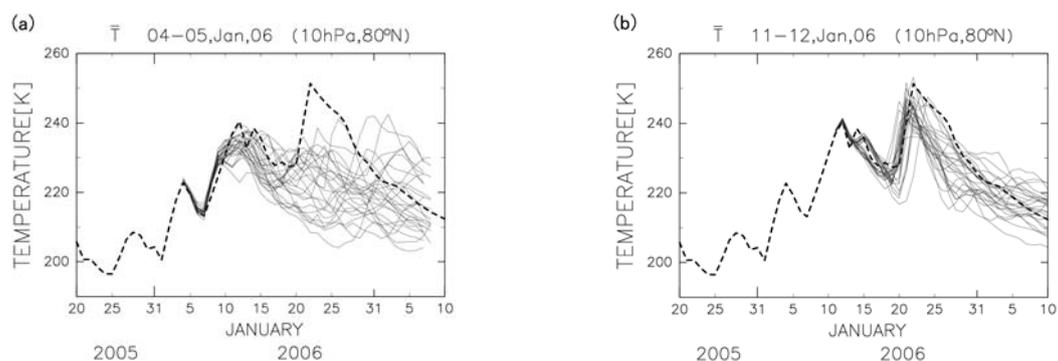


図10：図9と同様。初期値はそれぞれ(a)2006年1月4,5日、(b)11,12日。観測値の期間は2005年12月20日から2006年2月10日まで。大規模突然昇温の昇温ピークは2006年1月22日。

さらに、複雑で予測が難しかった2006年の事例について、他の力学量を基に詳細な予報状況を見ていく。注目するアンサンブル予報メンバーは、図11のように带状平均温度を予測できた2006年1月12日初期値の摂動ランである。まず、10hPa等圧面高度場の予報状況について観測値と比較する。図12は、図6bで示した観測値と同様の期間の10hPa等圧面高度場の予報値である。観測値では、波数2,3成分の寄与がアリューシャン高気圧と中緯度高気圧の2つの高気圧の形成という形で現れていた(図6b-1)。しかし予報値では、図12-2のようにアリューシャン高気圧が経度方向に伸びて変形してはいるが、いずれの日にも中緯度高気圧は現れていない。また、観測値では勢力を増した中緯度高気圧が極域を覆うことで突然昇温を起こしている(図6b-4)、予報値では図12-4のようにアリューシャン高気圧がそのまま極域を覆い突然昇温を起こしている。つまり予報値では、観測値に比べ波数2,3成分の振る舞いをうまく表現できていないと考えられる。

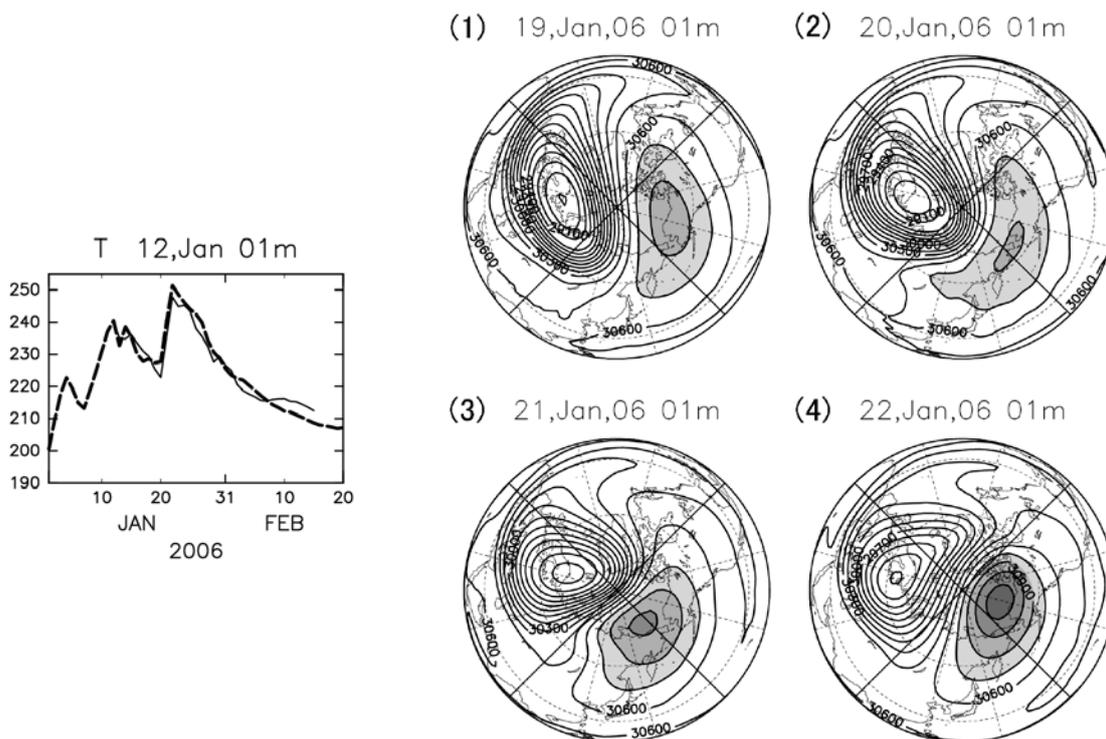


図11: 10hPa, 北緯80度の带状平均温度の時間変化。実線は2006年1月12日初期値のアンサンブル予報の一例、点線が観測値。

図12: 図11と同じアンサンブル予報メンバーの10hPa等圧面高度場。図6bと同様、等値線間隔は150mで陰影部は30750m以上の高度で高気圧域に対応する。期間は(1)から順に2006年1月19, 20, 21, 22日。

そこで、2006年1月19日の波数2,3成分について、屈折率とE-Pフラックスの緯度高度断面図(図13)を示す。屈折率に注目すると、正領域を表す陰影部が観測値に比べ高緯度に広がっていない。つまり、波数2,3のプラネタリー波が上部成層圏の高緯度域に鉛直伝播できる環境として平均場の構造を予測できていない。次に、E-Pフラックスに注目する。波数2成分に関しては、観測値では北緯50度から65度の緯度帯での対流圏からの鉛直伝播は小さく、20hPaあたりから鉛直上向きの波が増幅しているのに対し(図13a-1)、予報値では北緯50度から65度の対流圏から増幅したプラネタリー波がそのまま鉛直伝播している(図13a-2)。また波数3成分に関しては、対流圏界面付近の活発な波の活動度を表現できていないため、上部成層圏への鉛直伝播も予測できていない。

このアンサンブル予報メンバーでは、帯状平均温度をうまく予測できても、屈折率の分布や対流圏でのプラネタリー波の活動性、さらにはプラネタリー波の伝播特性までは予測できていない。帯状平均温度を予測できていた他のアンサンブルメンバーについても同様の傾向が見られた。

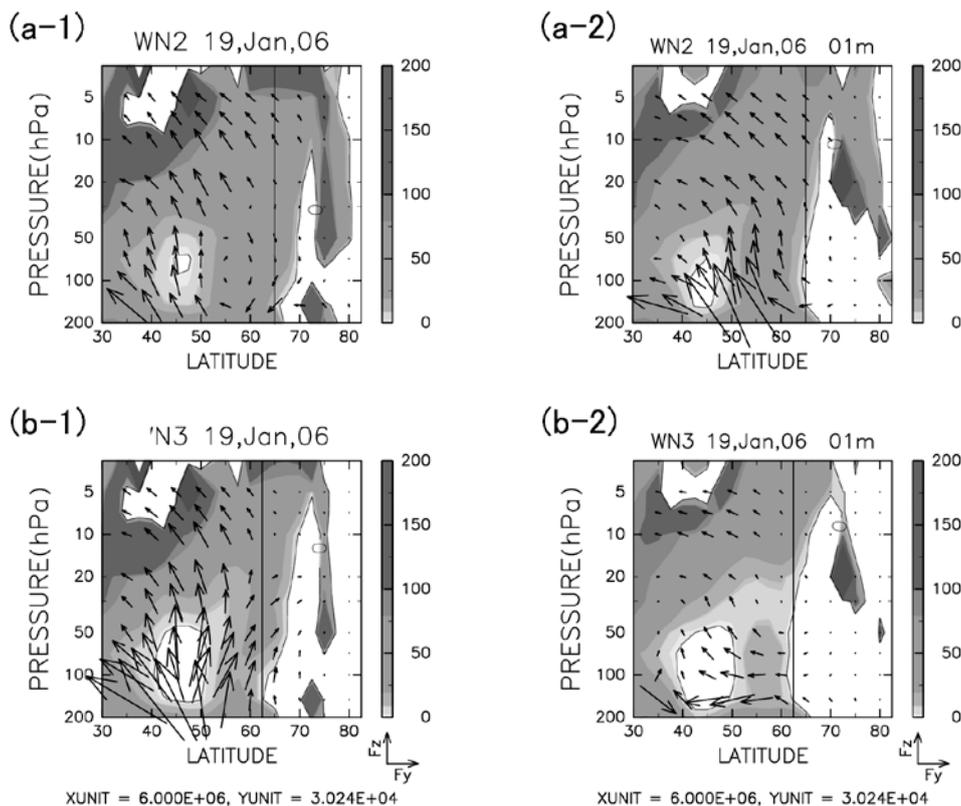


図13 : 2006年1月19日のE-Pフラックスと波の屈折率の2乗の緯度高度断面図。(a)は波数2成分、(b)は波数3成分を表し、1)が観測値で2)は図11と同じ予報値である。波数2成分には北緯65度、波数3成分では北緯62.5度で実線を引いている。その他は図8と同様。

#### 4. まとめ

2005/06年冬季には、12月下旬から1月下旬にかけて何度もプラネタリー波が成層圏まで鉛直伝播し、1月下旬には大規模突然昇温が発生した。この大規模突然昇温の直前には小規模突然昇温が生じており、その影響で上部成層圏の波の伝播可能領域が普段よりも極側へと広がっていた。この平均場の構造に加え、波数2,3のプラネタリー波の活動度も高まっていたため、一般には鉛直伝播しにくい波数2,3成分が上部成層圏まで伝播しやすくなり、その結果、波数1成分だけでなく波数2,3成分が効果的に伝播して突然昇温生起に大きく寄与した。相観図を見ると、この昇温は2001年12月の大規模突然昇温で見られる波数1成分が卓越した気圧配置ではなく、極渦の両側にアリューシャン高気圧と中緯度高気圧という二つの高気圧が存在する気圧配置となっていた。

この大規模突然昇温の予測可能期間を、気象庁現業一ヵ月アンサンブル予報データを用いて10hPa、北緯80度の帯状平均温度から見積もったところ約10日であった。予測可能期間が約3週間の2001年12月大規模突然昇温に比べると、この事例の予測可能期間は非常に短い。これは、2001年12月の事例が冬季の静穏かつ寒冷な状態から、波数1成分の寄与により短期間のうちに昇温したのに対し、2006年1月の事例は直前の昇温の影響を受けて波数2,3成分も寄与する複雑な経過をたどったためだと考えられる。

また帯状平均温度以外の力学量で詳細に予報を解析した結果、帯状平均温度をうまく予測できていたとしても、屈折率の分布やプラネタリー波の伝播特性まで全て正確に予測できているとは限らないことがわかった。特に波数2,3成分の波の振る舞いを予測することは難しいと考えられ、このことから2006年1月の大規模突然昇温は予測が難しい事例だったと言える。

#### 謝辞

気象庁現業一ヶ月予報データの入手に際しては、気象庁気候・海洋気象部気候情報課の皆様にお世話になりました。また、本論文中の図の作成には「地球流体電脳ライブラリー」を使用させていただきました。記して、謝意を表します。

#### <参考文献>

- Baldwin, M.P., and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- Charney, J.G., and P.G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.
- 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**, 83-109.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecast at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.
- 気象庁, 1994: 1ヵ月数値予報とアンサンブル予報 研修テキスト, 気象庁予報課, 50pp.

# 2006年1月の成層圏突然昇温期間中の対流圏循環偏差場の特徴

東京大学大学院理学系研究科

西井和晃・中村尚

## 1. はじめに

2005年12月から2006年1月上旬にかけて豪雪を伴った大寒波が日本や欧州を襲い、各地で被害をもたらした。一方成層圏においては、11月終わりの小規模な突然昇温から回復した後、12月の終わりから極夜ジェットが減速し始め、翌年1月中旬から下旬にかけて中部成層圏での東西平均風速が西風から東風へと反転した(図1a 破線)。この減速は大規模突然昇温に伴うものであり、極渦内の温度の急激な上昇も同時に観測された。

1963年(昭和38年)1月にも日本での異常な寒波と共に成層圏突然昇温が観測されており、この異常な寒波をもたらした対流圏定常プラネタリー波の増幅と成層圏突然昇温との関連が指摘されている(松野・島崎1981)。対流圏のプラネタリー波が増幅し成層圏へ伝播すると、その振幅が気圧の減少と共に増大するため砕波する。この時対流圏から運ばれてきた波に伴う東風運動量が東西平均流へ与えられるために、極夜ジェットの減速を引き起こす。この減速が顕著であればジェットが西風から東風へ転ずる突然昇温が発生する。Matsuno(1971)はこの理論を数値実験によって示し、また個々の突然昇温の事例解析においても支持されている(例えば、Mukougawa et al. (2005)など)。また統計的な解析によってPolvani and Waugh(2004)は連続的な波の成層圏への伝播が突然昇温前の40日間程度顕著になることを示している。

しかしながら、対流圏中でのプラネタリー波の増幅及び、成層圏への伝播過程は必ずしも全て明らかとはなっていない。2006年1月の突然昇温においても、極夜ジェットの減速が著しい11月終わりと1月初め、及び1月中旬に対流圏から成層圏へと上方伝播するプラネタリー波の活動を示す100 hPa 気圧面での南北渦熱輸送が顕著であった(図1a)。これ

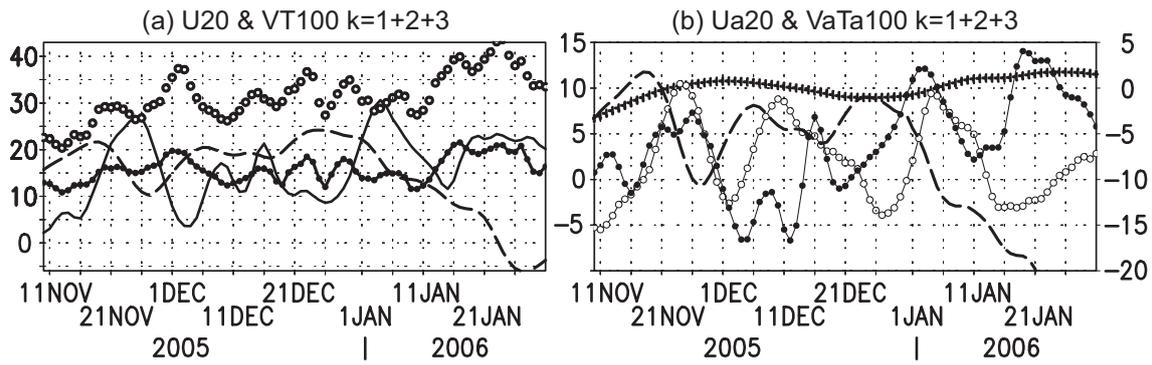


図1 (a) マーク無し実線；100 hPa 気圧面の北緯 50 度から 80 度で平均し、東西波数 1-3 成分で構成した東西平均南北渦熱フラックス（目盛りは左軸 [Km/s]）。黒丸付き実線；気候平均した日々の南北渦熱フラックス。白丸；気候平均南北渦熱フラックスに 1 標準偏差を加えた値。マーク無し破線；20 hPa 気圧面の北緯 50 度から 80 度で平均した東西平均東西風（目盛りは左軸[m/s]）。(b) 白丸付き実線；気候平均場と偏差場の相互作用による熱フラックス（以下目盛りは左軸[Km/s]）。黒丸付き実線；偏差場同士による熱フラックス（波束に対応）。十字付き実線；気候平均場同士による熱フラックス。マーク無し破線；20 hPa 気圧面の北緯 50 度から 80 度で平均した東西平均東西風（目盛りは右軸[m/s]）。これらはすべて 5 日間の移動平均を施した風速、温度場から求めている。

は顕著なプラネタリー波の対流圏から成層圏への連続的な伝播が、この成層圏突然昇温を引き起こしたことを示している。

従来、対流圏から成層圏へ伝播する波動は東西方向にフーリエ展開された各東西波数成分ごとに議論されることが多く、東西方向に限定された局所的な波源はほとんど議論されてこなかった。しかし、Nakamura and Honda (2002) では晩冬に観測されるアリューシャン・アイスランド低気圧シーソー現象発生時には、振幅変調を受けたアイスランド低気圧を波源として停滞性ロスビー波が波束的に上方伝播し、成層圏のプラネタリー波を変調させることを示した。また、南半球で 2002 年 9 月に観測された成層圏大規模突然昇温時には、南大西洋上で発達したブロッキング高気圧が成層圏へ伝播する波束の波源となり、成層圏プラネタリー波を増幅させたことが指摘されている (Nishii and Nakamura 2004)。本研究では 2005-6 年冬季に成層圏のプラネタリー波の強化に寄与したロスビー波束の対流圏起源を特定し、その発達過程を明らかにすることを目的とする。

## 2. 解析手法

用いたデータは米国国立環境予測センター(NCEP)の再解析データであり、気候値として1979年から2003年の平均値を用いた。また移動性擾乱を取り除くために5日間または10日間平均を施した。そしてプラネタリー波全体の伝播を評価するためにPlumb(1985、以下P85)で定義される波活動度フラックスを用いた。この波活動度フラックスの南北・高度方向成分の東西平均はEPフラックス(Andrews and McIntyre 1976)に帰着される。しかし、このフラックスは東西方向に局在化した波動(波束)の伝播を表現することができる。P85の波活動度フラックスの定義では波に対する基本場と波は、それぞれ東西平均場と東西平均場からのずれとされる。ある瞬間のプラネタリー波は、気候平均場として常に存在する成分と時間変動する偏差成分に分けられる。後者の偏差成分の波動としての伝播は前者で規定される3次元的に非一様な基本場の状態に依存し、より東西方向に局在化した波束的な振る舞いを示す。こうした波束伝播を診断するために、Takaya and Nakamura (2001、以下TN01)で定義された波活動度フラックスを用いた。ここでは時間平均場の気候値からのずれを偏差場と定義し、気候値を基本場とした。この波活動度フラックスはP85の波活動度フラックスの一部であると考えられる。

例えば、ある気圧面上の南北風の東西平均を $[V]$ で、東西平均場からのずれを $V^*$ で表す。また、気候平均場を $\bar{V}$ 、気候平均場からの波動に伴うずれ(偏差)を $V'$ で表し、温度場 $T$ に関しても同様に表現すると、EPフラックスの上向き成分に比例する、南北渦顕熱フラックスの東西平均は以下のように分解される。

$$[V^*T^*] = [\bar{V}^*\bar{T}^*] + [\bar{V}^*T'^* + V'^*\bar{T}^*] + [V'^*T'^*]$$

右辺第1項は気候平均場による寄与、第2項は気候平均場と偏差場との相互作用による寄与、第3項は偏差場による寄与と解釈され、図1b中に解析期間中の値がそれぞれ示されている。第2、3項が東西平均東西風の偏差の時間変動に寄与し得る。図1bをみると、12月終わりから1月初めに極夜ジェットが減速を始める時には第2、3項がそれぞれ増幅し、全体の上向きEPフラックスの増加に寄与していたが、ジェットが東風に反転する直前

の1月20日前後には第3項の寄与が大きくなっていたことがわかる。偏差場の東西平均は無視できる程小さいため、本解析において着目する波束伝播は第3項に対応する。このことは、この期間の対流圏から成層圏へのプラネタリー波全体による波活動度の伝播に対して、局所的な波束による波活動度の伝播の寄与が最も大きかったことを示している。

移動性擾乱の活動  $Z_e$  とその高度場への寄与  $(\partial Z/\partial t)_{HFT}$  を見積もるために、それぞれ以下で定義される量の気候値からの偏差を用いた (Nakamura et al. 1997)。ここでプライム (バー) をつけた量は8日間の高 (低) 周波フィルタを施した場である。後者は移動性擾乱による渦度フラックスの収束に伴う高度場変化傾向を見積もった量である。なお移動性擾乱は同時に熱フラックスの収束も伴い、渦度フラックスによる収束による高度場変化効果の一部打ち消すように働くので、見積もられる量は過大評価されていることに注意されたい。

$$Z_e = \frac{f_0}{f} \sqrt{2z'^2}$$

$$\left(\frac{\partial Z}{\partial t}\right)_{HFT} = \frac{f_0}{g} \nabla^{-2} \left[ -\vec{\nabla} \cdot (\vec{v}'\zeta' + \vec{v}'\bar{\zeta}' + \vec{v}'\bar{\zeta}) \right]$$

### 3. 解析結果

2005-6年の解析結果の前に1月の下部成層圏の気候平均場としてのプラネタリー波を概観する (図2a)。下部成層圏ではアリューシャン高気圧に対応する高気圧性循環とユーラシア大陸上の低気圧性循環が見られる。これらの高低気圧性循環の極大域は経度方向に対称的には存在していない。この領域ではロスビー波の群速度が対流圏から成層圏へ上向き伝播していることを示す、100 hPa 気圧面での波活動度フラックスの上向き成分と、成層圏中では水平伝播していることを示す東向きのフラックス成分が顕著である。これらの波活動度フラックスの局所的な分布は、気候平均場においてもプラネタリー波が波束的な性質を持っていることを示している。これは気候平均として存在する冬季北半球成層圏中のプラネタリー波は、対流圏のユーラシア大陸北東部から上向きかつ東向きに伝播する波束的な構造を持っているとする Hayashi (1981) の主張と整合的である。

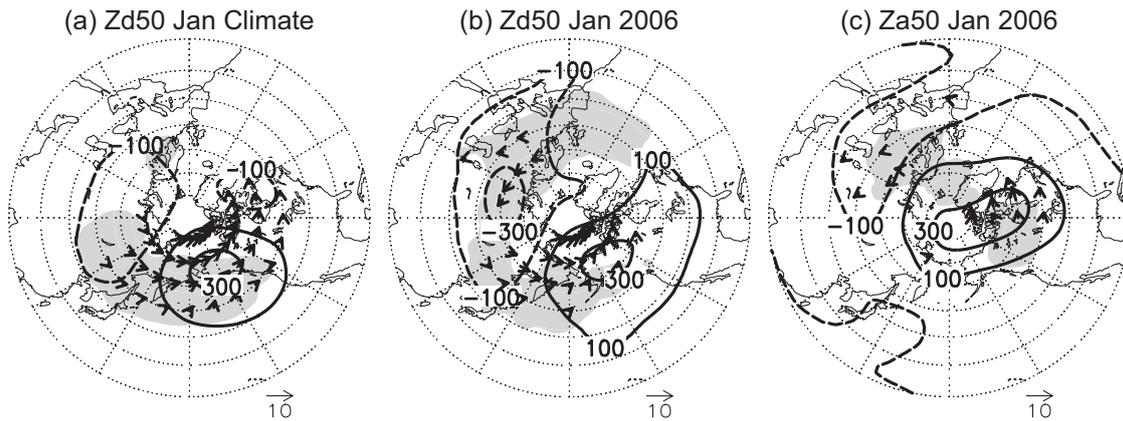


図2 (a) 50hPa 気圧面高度場の1月気候平均場の東西平均からのずれ。流線関数に似せるために  $\sin(45^\circ)/\sin(\text{緯度})$  をかけてある。実線が高気圧、点線が低気圧性循環[ $\pm 100, \pm 300\text{m}$ ]。矢印は同気圧面での P85 で定義される波活動度フラックスの水平成分[ $\text{m}^2/\text{s}^2$ ]。影は P85 で定義される波活動度フラックスの 100hPa 気圧面鉛直成分が  $0.01[\text{m}^2/\text{s}^2]$  を超える領域。(b) 2006年1月平均場に対する(a)と同様の図。(c) 2006年1月平均場の気候平均場からのずれ。矢印と影は(a)とは異なり、TN01で定義された波活動度フラックスを示す。

一方、図2bは2006年1月平均場から求めた同様の図である。気候平均に比べ1月はアリューシャン高気圧が北米大陸北東に張り出し、またユーラシア大陸上の低気圧循環が強化されていた。対流圏からの波活動度の流入は気候平均に比べて大西洋からヨーロッパ大陸上で顕著であった。2006年1月平均場の気候平均値からの偏差を図2cに示す。これは厳密には図2aと2bとの差ではないため、図2bで示した特徴に加え、突然昇温の影響を受けて北極上で顕著な高気圧性偏差が存在していた。すなわち、高気圧性偏差と低気圧性偏差がそれぞれ北米大陸上と北欧上に存在し、また TN01 で定義された対流圏からの波活動度の流入がそれらのやや上流側に存在していた。これらの結果は2006年1月平均場に見られるプラネタリー波の増幅・変調は対流圏からの波束伝播によって引き起こされたことを示している。成層圏へ流入する波束は1月より短い時間スケールを持つものもあるが、月平均場での解析ではこれらは落ちてしまう。以下ではこの波束伝播の原因を5または10日間平均場において明らかにする。

### 3-1. 11月下旬の小規模昇温

11月下旬には小規模突然昇温が発生し、その期間北向き熱輸送が活発化していた(図1a)。この小規模昇温と1月の大規模昇温との直接的な因果関係は明らかではないが、この小規模昇温についても解析を行った。図3aは成層圏下部での気候平均からの偏差場とTN01で定義される波活動度を示している。北米大陸北部に高気圧性偏差、欧州上に低気圧性偏差がそれぞれ存在して波列構造を形成し、この高度場偏差の顕著な領域において波活動度が対流圏から成層圏へ流入し、下部成層圏で水平発散をしていた。この期間の高度場偏差の東西鉛直断面図をみると、対流圏の大西洋上の高気圧性偏差(西経40度あたり)と成層圏の低気圧性偏差(経度0度あたり)の間では、位相線は高さと共に西に傾き、上向きの波活動度フラックスが顕著であることから、この領域でロスビー波が局所的に上方伝播していたことを示している。

以上のことから、11月下旬の下部成層圏での偏差場の増幅は、北西大西洋上空で発達した停滞性高気圧性偏差を波源とする対流圏からの局所的なロスビー波の伝播に伴っていたことが示された。この期間の東西平均からのずれで定義した下部成層圏のプラネタリー波は、ほぼ西(東)半球側が高(低)気圧の東西波数1成分の卓越したパターンを示している(図3d)。気候平均的なプラネタリー波の場合は1月(図2a)と定性的には同じであるので、図3aで示される偏差場が気候平均場に加わることで図3dに示される場を形成したと考えられる。P85で定義された波活動度の水平成分はユーラシア大陸東部と北大西洋から欧州上で発散し、この発散している領域に対応して対流圏から成層圏への波活動度の流入が存在している。この2つの領域のうち、前者は気候平均場でも存在するが、後者は上で示されたようにこの期間に強化されたものである。対流圏での東西平均からのずれの場(図3e)ではユーラシア大陸西部の低気圧は気候平均場でも存在するが、大西洋から欧州上での波列構造は図3bで示される構造に対応する。また図には示さないがユーラシア大陸上の気候平均でも存在する上向き波活動度フラックスの領域が、偏差場と気候場の相互作用に伴って西方に張り出している。この前の期間(21-25日平均; 図3f)の対流圏では、太

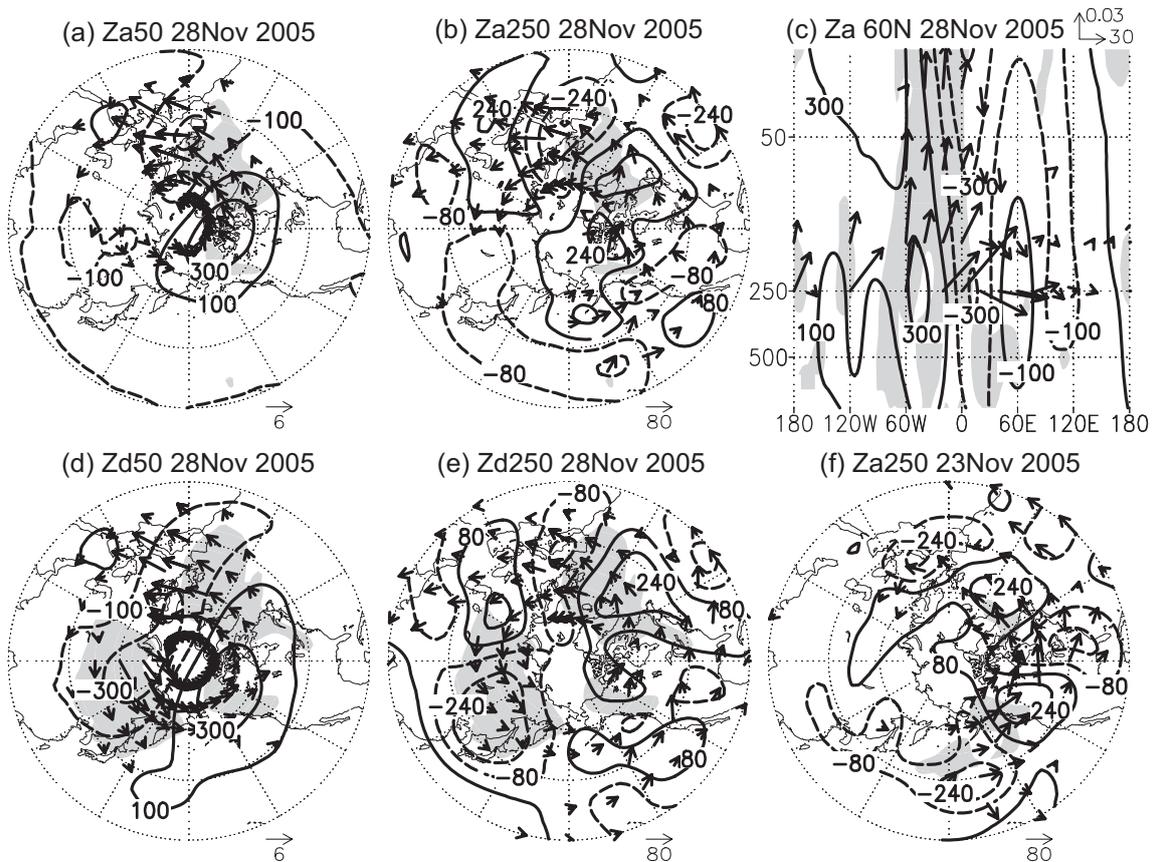


図3 (a) 図2cと同様。ただし2005年11月26-30日平均高度場。(b) (a)と同様。但し等高線と矢印は250 hPa気圧面での値。(c)北緯60度での高度場偏差場の東西鉛直断面図。矢印はTN01定義の波活動度フラックスの東西鉛直成分。鉛直成分は100倍し、気圧で割っている。影は鉛直成分が $0.2\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の領域を示す。(d)図2aと同様。ただし2005年11月26-30日平均。(e) (d)と同様。但し250hPa気圧面。(f) (b)と同様。但し2005年11月21-25日平均。

平洋から北米を通過して大西洋までの波列構造が見られている。図3bでの波列構造はこの波列が下流側に群速度伝播してくることで発達したと考えられる。

### 3-2. 12月末から1月初旬の偏差場

12月末から対流圏からのEPフラックスの上向き成分は増加し始め、1月初めに極大となった(図1a)。12月末の成層圏偏差場はカムチャッカ半島上で低気圧、北米大陸北部で高気圧性偏差を示していた。また、波活動度の水平伝播もこれらの周りで顕著であるため、後者の高気圧性偏差はロスビー波の局所的な水平伝播によって形成されたことがわかる(図

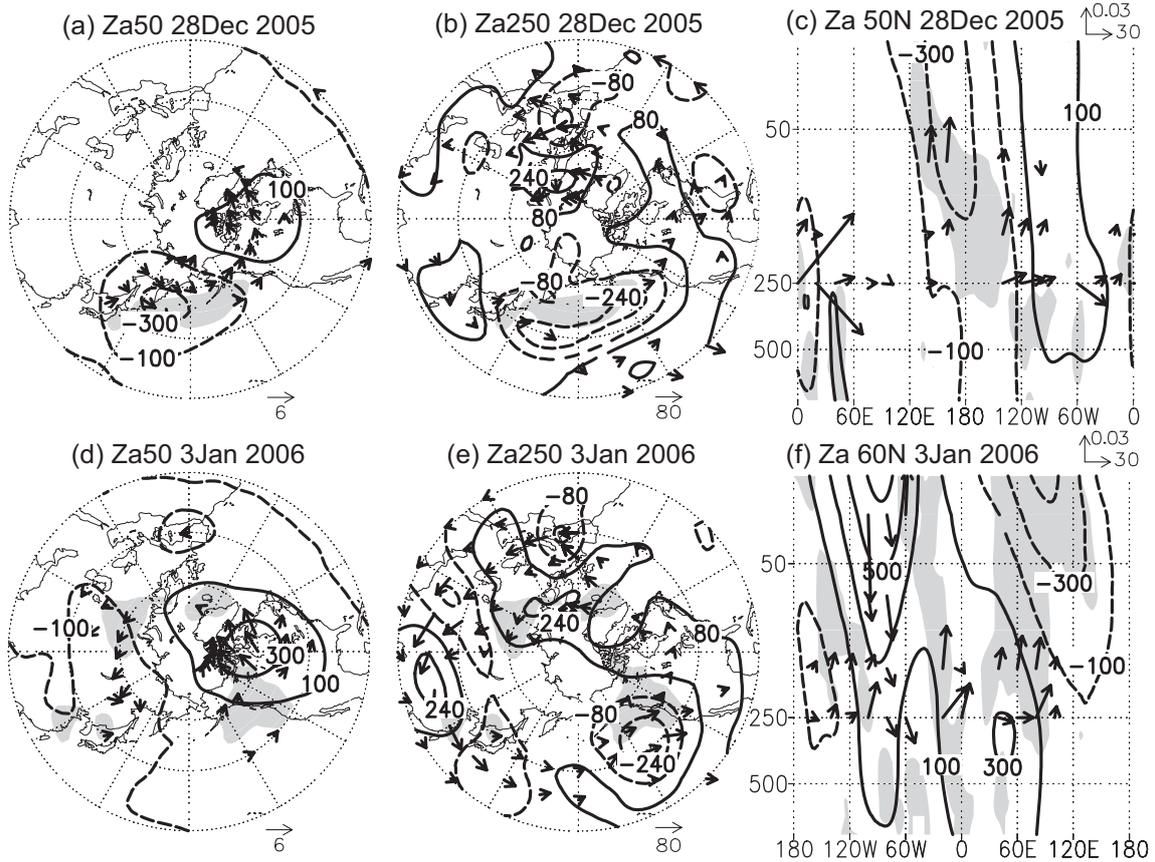


図4 (a-c) 図3 a-c とそれぞれ同様。ただし 2005 年 12 月 26-30 日平均。また c は北緯 50 度での断面で中心経度は 180 度。(d-f) 図3 a-c とそれぞれ同様。ただし 2006 年 1 月 1-5 日平均。

4 a)。この偏差に伴って、気候平均場（図 2 a）に見られるアリューシャン高気圧とその西部の低気圧の中心位置、及び P85 で定義される波活動度の分布（水平、鉛直成分とも）は約 30 度東方向に移動していた（図略）。この時期には TN01 で定義される波活動度の対流圏から成層圏への流入はアリューシャン列島上空で顕著で、対流圏ではアリューシャン低気圧の振幅が異常増幅していた（図 4 b）。さらに、その南西の東シナ海上の高気圧性偏差との中間付近には、ロスビー波源（RWS、Sardeshmukh and Hoskins 1988）によって評価される正の渦度生成領域が存在していた（図 5 a）。この渦度生成が偏西風による擾乱渦度の移流とバランスしていたために、高・低気圧構造が持続したと考えられる。この正の RWS は、この領域での対流圏上層の質量収束によって引き起こされていた（図 5 a）。この期間には東シナ海からフィリピン上空にかけて対流活動が例年より活発化しており、対流圏上

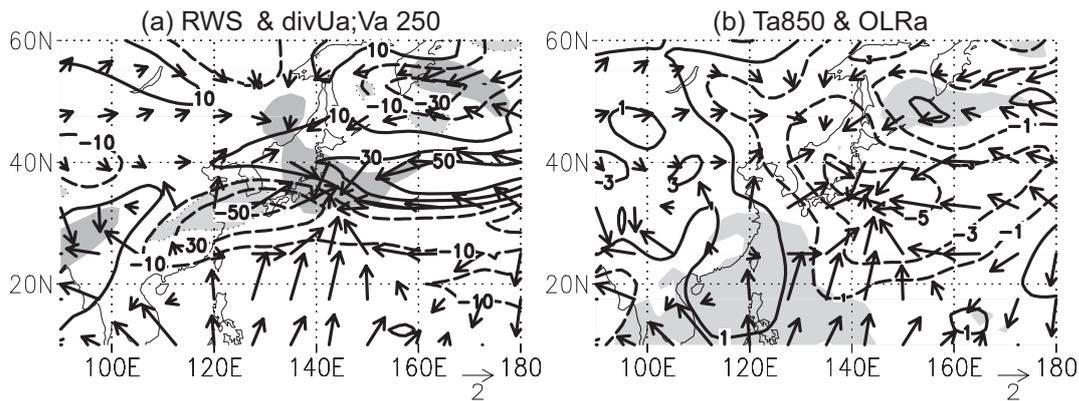


図5 (a) 2005年12月26-30日平均の250 hPa気圧面での渦度偏差場（等値線 [ $10^6 \text{s}^{-1}$ ]）。濃い(薄い)影は正(負)の渦度生成源 ( $\pm 30 [10^6 \text{s}^{-1}/\text{day}]$ )。矢印は250 hPa気圧面での発散風 [ $\text{m/s}$ ]。(b) (a)と同期間の850 hPa気圧面での温度偏差（等値線 [K]）。影は同期間に気候平均より上向き赤外放射が  $-10 \text{W/m}^2$  より低い領域。矢印は(a)と同様。

層での発散も顕著であった。一方、ユーラシア大陸からの寒気の吹き出しに伴い、日本上空では下層で正の惑星渦度移流が強まり、これに対応した下降流が観測された。これに対応して、フィリピン上空で発散、日本上空で収束が存在したと考えられる。この対流圏のアリューシャン列島上の低気圧性偏差場は、高さと共に西に傾きながら成層圏の低気圧性偏差とつながり、またそれに伴って上向きの波活動度フラックスが顕著である。これは対流圏アリューシャン低気圧の増幅によって成層圏へのロスビー波伝播が強化されたことを示している。

これに引き続く1月初旬の下部成層圏の偏差場では、北米大陸上の高気圧性偏差が顕著であり、またユーラシア大陸上に低気圧性偏差が見られた(図4d)。これらの各領域で水平伝播する波活動度フラックスが顕著で、そのやや上流側では対流圏からの波活動度が流入していた。一方、対流圏偏差では上記で述べた成層圏の偏差とは逆符号であり、北欧上の高気圧性偏差と北東太平洋の低気圧性偏差とがそれぞれやや上流側に存在していた(図4e)。東西鉛直断面図においては、それぞれの領域で波束的な構造が明瞭である。以上のことから成層圏の2つの循環偏差は、それぞれ対流圏からの波活動度の流入に伴って形成

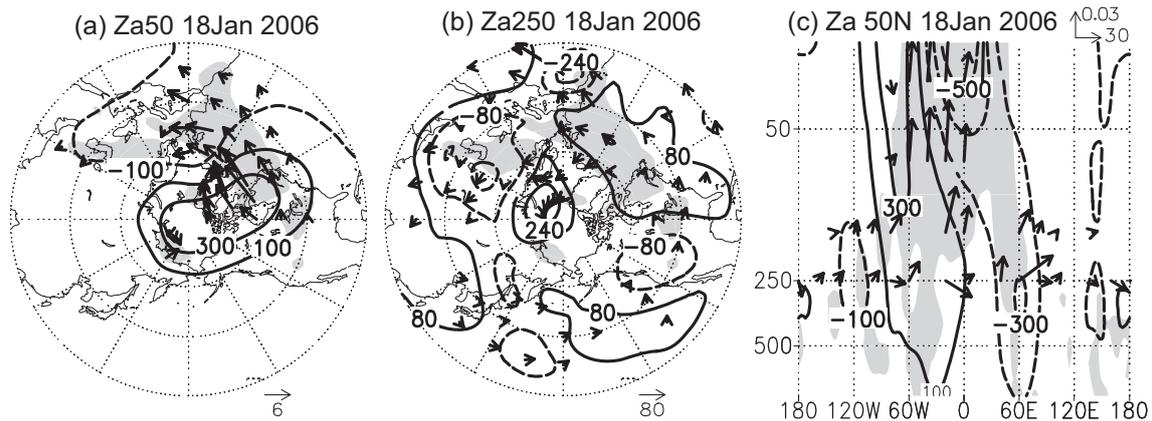


図6 (a-c) 図3 a-c とそれぞれ同様。ただし2006年1月16-20日平均。またcは北緯50度での断面で中心経度は0度。

されたと考えられる。北欧上の高気圧性偏差はその南側（地中海上空）に低気圧性偏差を伴っており典型的なブロッキング高気圧である。12月末にピークを迎えたブロッキング高気圧が（図4b）減衰時に下流側、及び成層圏へ波活動度を射出したと考えられる。また、北東太平洋の低気圧性偏差は12月末に発達した低気圧性偏差の一部であり、ユーラシア大陸から太平洋にかけての波活動度フラックスの東向き成分を伴った波東伝播に伴って発達したと考えられる。

### 3-3. 1月中旬の偏差場

成層圏極夜ジェットが東風に反転する直前の1月中旬から、対流圏から成層圏へのEPフラックスの上向き成分が増大していた（図1a）。これは大西洋北部から欧州にかけて起きた上向きの波活動度フラックスの強化に対応していた（図6a）。これに伴い、下部成層圏には北米大陸東部に高気圧性偏差、欧州上に低気圧性偏差が形成されていた。なお、これまでの波活動度の流入により、すでに極渦がかなり弱化しているのに対応して、北極上空にも強い高気圧性偏差が見られる。対流圏では北米大陸上に低気圧性偏差、また北大西洋上に高気圧性偏差が存在した（図6b）。東西鉛直断面図ではこれらの対流圏の低・高気圧性偏差と成層圏の高・低気圧性偏差が波列状の構造を示し、また波活動度フラックスが上向き成分が顕著であることから、対流圏の低・高気圧性偏差が成層圏へ伝播するロスビー波束の波

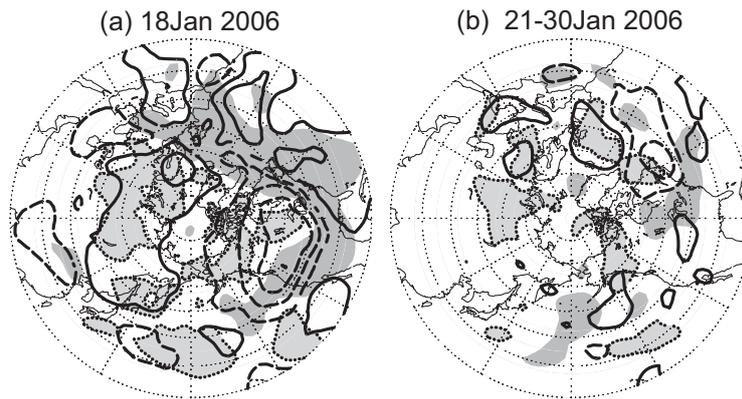


図7 (a) 1月16-20日平均の250hPa気圧面での移動性擾乱の活動度(影)と、移動性擾乱に伴う渦度輸送による高度場変化傾向(線)の気候平均からの偏差場。前者は30[m]以上を濃い影、-30[m]以下を薄い影及び点線で示す。また後者の線は±40, 120, 200, 280[m/day]を示す。(b) (a)と同様。但し1月21-30日平均。また等高線は±30, 90, 150[m/day]をしめす。

源となっていたと考えられる。対流圏では太平洋から大西洋において、東向き波活動度フラックスを伴う停滞性の波列構造が見られた。一方、この期間のストームトラックの活動を移動性擾乱の活動 $Z_e$ の気候平均からの偏差で見積もると、太平洋東部から北米大陸を経て北西大西洋上空にかけて活動度が高かった(図7a 陰影)。このストームトラックの活発化に伴って、移動性擾乱の渦度輸送に伴う高度場への寄与 $(\partial Z/\partial t)_{HFT}$ の偏差場においては(図7aの等値線)、北西北米大陸上空で1日あたり最大200[m]程度の低気圧強制を、北大西洋上空で1日あたり最大120m程度の高気圧性強制を示す。これらの領域は先の低・高気圧性偏差が存在した領域である。以上のことにより、対流圏の高・低気圧性両偏差は太平洋から伝播する波束の先端で増幅し、それらがストームトラックからのフィードバック強制を受けて維持・強化したと考えられる。

#### 3-4. 1月下旬の偏差場

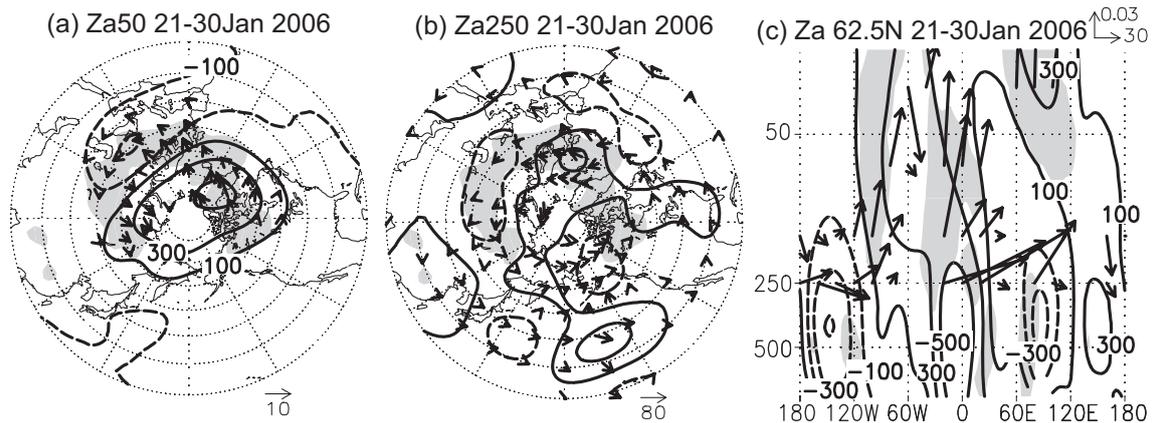


図8 図3と同様。ただし2006年1月下旬を示す。また(c)は北緯62.5度の断面図で、中心経度が0度である。

大規模突然昇温に伴い、成層圏極夜ジェットが東風に反転していた1月下旬にも、対流圏界面を横切るEPフラックスの上向き成分は顕著であった(図1a)。この期間の高度偏差場の変動は小さかったので、10日間平均場を用いて解析を行った。対流圏の高度偏差場においては北極上空の高気圧性偏差が顕著であった(図8b)。1月初めの場合と同様に南側に低気圧性偏差を伴っており、これもブロッキング高気圧に伴うものであった。このブロッキング高気圧は1月中旬の大西洋上の高気圧性偏差(図6b)の東端部分が徐々に移動しつつ発達して形成された。一方、アラスカ上空に低気圧性偏差が存在していた。これらの高・低気圧性偏差の周囲で成層圏への上向き波活動度フラックスが顕著であり、北米大陸上空及び欧州上空で下部成層圏の低・高気圧性偏差を維持していたと考えられる(図8a)。これらの偏差場の位相線は東西断面図では、ともに高さと共に西に傾く構造を持っており(図8c)、波活動度の上方伝播と整合的である。北極上空の対流圏高気圧性偏差の周辺では、移動性擾乱による高気圧性のフィードバック強制が顕著であり(1日に40[m]程度)、この高気圧性偏差の維持に寄与していたことを示している(図7b)。一方、アラスカ上の低気圧性偏差には、南西の高気圧性偏差からの停滞性波束伝播による寄与が重要であったと考えられる(図8b)。

#### 4. 議論とまとめ

2006年1月下旬に観測された成層圏大規模突然昇温の発生の前には、対流圏から成層圏へのプラネタリー波の持続的な上方伝播の強化が観測された。本研究ではこの上向き伝播の増大に本質的な寄与した対流圏からの局所的なロスビー波束伝播に着目し、これらの波束の対流圏起源の特定とその形成過程の解析を行った。特に、1月初めと下旬に対流圏で発達した高気圧性偏差と1月を通じて北米大陸北西で持続した低気圧性偏差については、後者がやや北によってはいるものの Limpasuvan et al. (2004)の結果とかなり整合的であることは指摘しておきたい。彼らは突然昇温の顕著な事例の合成図解析により、突然昇温のピークに先立って対流圏上層には北欧上空に高気圧性偏差が、北米西岸には低気圧性偏差が各々現れやすいことを示している。

ただし、この研究で波源として特定された対流圏循環偏差はいずれも典型的な偏差に比べて著しく強いものではなく、これらが増幅させる波束の上方伝播も特に強いものではない。実際、西風減速期間における成層圏への上向き波動伝播を示す南北渦熱フラックスは、平年と比べて1月初旬にせいぜい1標準偏差分増大していたのみである(図1a)。また、減速期間(12月下旬から1月下旬)で平均した南北渦熱フラックスも平年の変動と比べて0.74標準偏差相当であった(図9a; 十字マーク)。しかし、同期間に西風は標準偏差で-2標準偏差相当減速していたことから、この突然昇温の発生には波の上方伝播の強さ以外の要因があったことが示唆される。

成層圏大規模突然昇温発生の事前条件(preconditioning)として、対流圏からの波束が極付近に集中できるように、極夜ジェットの軸が極側へシフトしていることが必要であると言われている(例えば、Limpasuvan et al. 2004)。また、赤道成層圏の準2年周期振動(QBO)が東風位相の冬に大規模突然昇温が発生しやすい傾向も指摘されている(例えば、Labitzke 1982)。実際、2005年12月の東西平均極夜ジェットの軸は、11月下旬の小規模昇温から回復した後は減速期間前まで(12月20日以前)には、気候平均の位置(北緯62.5

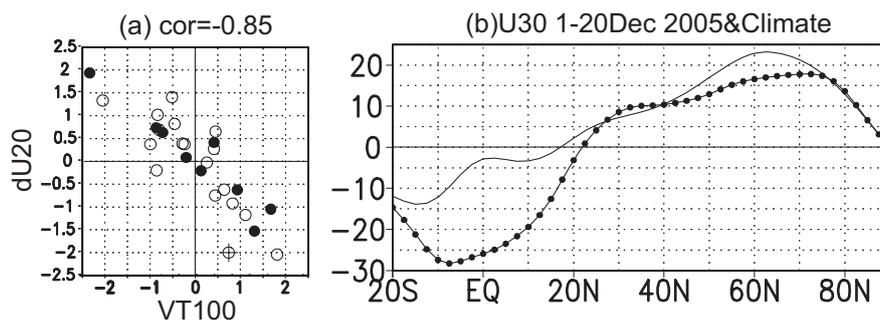


図9 (a)1979-80年から2005-2006年の12月21日から1月30日まで平均した100 hPa南北渦熱フラックス(北緯50-80度で平均)と20 hPa東西平均東西風の同期間の変化(12月21日から12月31日までの平均から1月21日から31日までの平均の差)の散布図。それぞれ標準偏差で規格化。30hPaでの赤道上の東西平均東西風が東風の場合に白丸、西風の場合は黒丸で表示。2005-2006年は十字で示す。相関係数は-0.85。(b)12月1日から20日まで期間平均した30 hPa気圧面上の東西平均風速[m/s]。黒丸付きが2005年、印無しが気候値。

度)より極側へ移動しており(75度)、いわゆる「事前条件」が整っていたと考えられる。また、QBOは東風位相になっていた(図9)。以上により、この冬は効果的に極夜ジェットが減速しやすい条件が整っており、平年と比べて特に上向き波動伝播が顕著でなくても、突然昇温が発生したと考えられる(図9a)。

「環状モード」、あるいは「北極振動」(山崎 2004)の観点からみると、負位相の成層圏環状モードは成層圏突然昇温に対応する。Baldwin and Dunkerton (2001)では主に成層圏環状モードの正負のピーク後の対流圏への影響を議論しているが、成層圏環状モード指数を基準にした合成図では、負のピークの2, 3週間前に対流圏においても負の環状モードが現れる傾向が示されている。実際、2005年11月後半から、突然昇温がピークとなった2006年1月下旬にかけて、1月前半の一部の時期を除いて、海面気圧で定義した北極振動指数は負値を示しており(図10a, 11a)、気象庁の報告(2006)ではそれを寒冬の一因として挙げている。この論文の冒頭で、日本の昭和38年豪雪と成層圏突然昇温との関連を指摘した松野・島崎(1981)を引用した。1963年1月の平均海面気圧偏差場は北極振動の負のパターンと似ているが(図10c)、実際、1962年12月から突然昇温のピークを迎えた翌年2月前半まで、北極振動指数は負値を示している(図11b)。Baldwin and Dunkerton (2001)

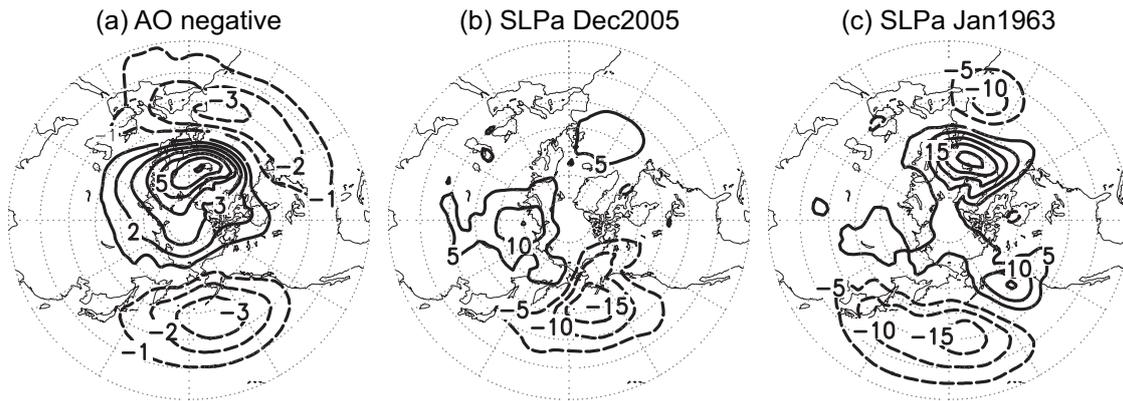


図 10 (a) 規格化された北極振動の負のモードに伴う偏差場 ([hPa])。1979-80 年から 2002-03 年の寒候期 (11 月から 4 月) の月平均海面気圧の、北緯 20 度以北の月ごとの偏差場を用いて経験直交関数 (EOF) の第 1 モードの (Thompson and Wallace (1998) を参考)、規格化された主成分スコアへの月平均偏差場の各格子点での回帰係数によって示す。(b) 2006 年 12 月の月平均海面気圧。等値線間隔が 5 hPa であることに注意。(c) (b) と同様。但し、1963 年 1 月。

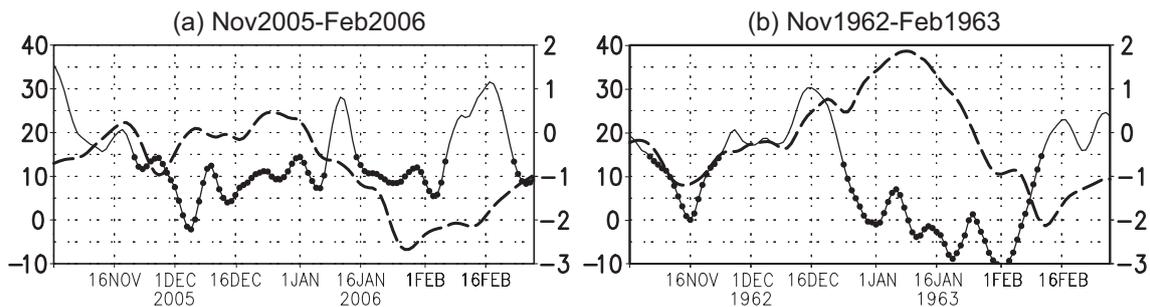


図 11 (a) 2005 年 11 月から 2006 年 2 月までの北極振動指数を実線で、20 hPa 気圧面での東西平均東西風の北緯 50 度から 80 度までの平均を破線で表す。両者とも 5 日間の移動平均を施している。図 10a で示される規格化された北極振動パターンへの、日ごとの海面気圧偏差場からの射影によって求められた値を北極振動指数と定義した。特に北極振動指数が -0.5 以下の日を丸で表す。(b) (a) と同様。ただし 1962 年 11 月から 1963 年 2 月まで。

で統計的に示された傾向が、リードタイムは若干異なるものの、1962-3 年と 2005-6 年の冬季に典型的に現れたと言えるかもしれない。ただし、どちらの冬も典型的な北極振動偏差パターンとは異なり、北極海上での偏差が弱い。さらに、2005 年 12 月に見られた北極振動の負位相は主にアリューシャン低気圧の強化に対応したものであり (図 10b)、大西洋上において北極振動、あるいは北大西洋振動に伴うとされる、気圧の南北のダイポール

偏差パターン (図 10a)は弱く、かつその軸は南に 15 度程度偏っている(図 10b)。そもそも北半球対流圏での環状モード(北極振動)の物理的意味、解釈についてはかねてより論争があり(山崎 2004)、ここで議論した対流圏の負の環状モードと、それに引き続く成層圏の負の環状モードの間の因果関係は必ずしも明白ではない。2007 年 2 月末にも大規模突然昇温が観測されたが、日本付近は季節を通して記録的な暖冬であった。北極振動指数は 2006 年 12 月からの顕著な正值が続いたが、1 月末から顕著でないものの負値に転じた。この北極振動指数の負値は上で議論した傾向と矛盾しない。

繰り返しになるが、本研究では上方波束伝播の波源としての対流圏循環偏差を特定し、その発達を議論したのみである。西風構造としては突然昇温にとって有利な事前条件が整っていたことは上で議論したが、なぜ観測された領域でロスビー波束が上方伝播できたのか、またなぜこうした波束の上方伝播が 1 月中に強化されたのかについては明らかでない。こうした点を含め 2006 年 1 月に観測された成層圏突然昇温の発生效学についてはさらに研究を進める必要がある。加えて、今回着目した対流圏循環偏差が突然昇温に本質的な寄与をしたのかを、他の年との比較や、アンサンブル予報データや予測再現実験を通じて検証しなければならない。

#### 参考文献

- Andrews, D.G. and M.E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2031-2048.
- Baldwin, M.P. and T.J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581-584.
- Hayashi, Y., 1981: Vertical-zonal propagation of a stationary planetary wave packet., *J. Atmos. Sci.*, 38 1197-1205
- 気象庁, 2006: 気候変動監視レポート 2005, 気象庁ウェブサイト (URL <http://www.data.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/monitor/index.html>)
- Labitzke, K., 1982: On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *J. of Meteor. Soc. Japan*, 60, 124-139.

- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson and D. L. Hartmann, 2004: The life cycle of the Northern Hemisphere sudden warmings. *J. Climate*, **17**, 2584–2596.
- Matsuno, T., 1971: Dynamical model of stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479–1494.
- 松野太郎, 島崎達夫 (1981) 「成層圏と中間圏の大気」 大気科学講座、岸保勘三郎, 浅井富雄編、東京大学出版会 270pp
- 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**. doi: 10.1029/2005GL022909
- Nakamura, H. and M. Honda, 2002: Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part III: Its influence upon the stratospheric variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80** 1051–1067.
- Nishii, K. and H. Nakamura 2004: Tropospheric influence on the diminished Antarctic ozone hole in September 2002. *Geophys. Res. Lett.*, **31**. doi:10.1029/2004GL019532
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.
- Polvani, L.M. and D.M. Waugh, 2004: Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J. Climate*, **17**, 3548–3554.
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 1297–1300.
- 山崎孝治 2004:北極振動 気象研究ノート第 206 号, 181 pp.

# 20km 格子全球大気モデルによる冬季東アジアモンスーンの再現性

気象研究所 気候研究部  
楠 昌司

## 1. はじめに

本研究では、20kmという高い水平分解能を持った全球大気モデルを用い、現在気候の再現実験を行った。20kmの水平分解能は、気候研究に用いられる全球大気モデルとしては前例が無いほど高いものである。以後、このモデルを20kmモデルと呼ぶ。

大気モデル相互比較計画 Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP: Gates 1992) が提唱する大気モデルの性能を評価する実験を行った。国際的に広く行われており AMIP 実験と呼ばれることが多い。大気モデルに観測された年々変動のある海面水温 Sea Surface Temperature (SST) を長期間与え、モデルの気候値や年々変動の再現性を調査した。2005年から2006年にかけて日本は大寒冬となった。20kmモデルによる2005/06年の日本の大寒冬の再現性も調べた。

本研究の成果は、文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」の課題4「高精度・高分解能気候モデルの開発」において、全球大気モデル開発グループが行った数値実験に基づいている。

## 2. モデル

20kmモデル(TL959)は、気象庁の現業天気予報モデルを気象研究所で気候研究用に改造した静力学の全球大気モデルである(Mizuta et al. 2006)。TL959は、球面調和関数の3角形(Triangular)切断方式の最大波数が959であり、セミ・ラグランジュ法を適用するためガウスの1次(線形 Linear)格子を使用していることを表す。Yoshimura and Matsumura (2005)によるセミ・ラグランジュ法で、力学部分を高速化している。鉛直方向は60層、最上層は0.1 hPaで高度約65 kmに相当する。降水過程については、荒川・シューベルトの予報的積雲対流スキーム(Randall and Pan 1993)を使用している。20kmモデルによる実験は「地球シミュレータ」と呼ばれる世界最高・最大級のスーパー・コンピューターで行った(Habata et al. 2003; Habata et al. 2004)。

## 3. 実験設定

Rayner et al. (2003)による観測されたSSTおよび海水の密接度データ(HadISST)を1979年1月から2006年2月まで20kmモデルに与えた。期間は27年2か月である。大気中の二酸化炭素濃度は348ppmで固定した。比較のため水平解像度を180kmにしたモデル(TL95)で全く同じ実験を行った。

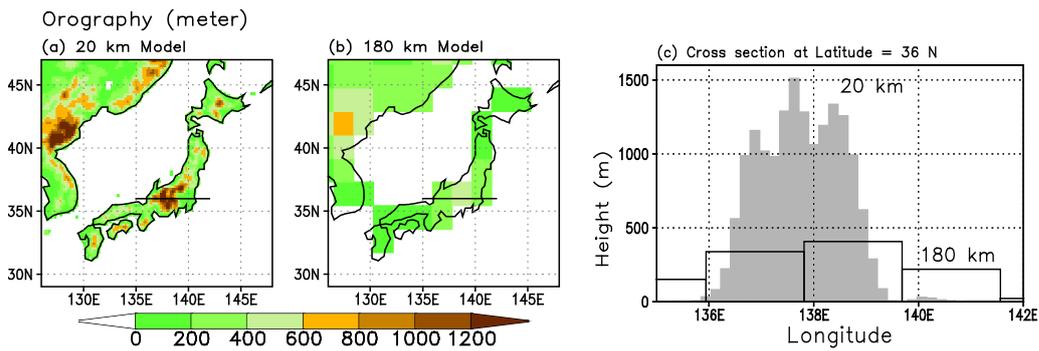


図1 モデルの地形(m)。(a)20kmモデル、(b)180kmモデル、(c)北緯36度における地形断面、影が20kmモデル、白抜き棒グラフが180kmモデル、断面の位置は図1a,b中の直線。

Precipitation (mm/day) Climate Month= 12

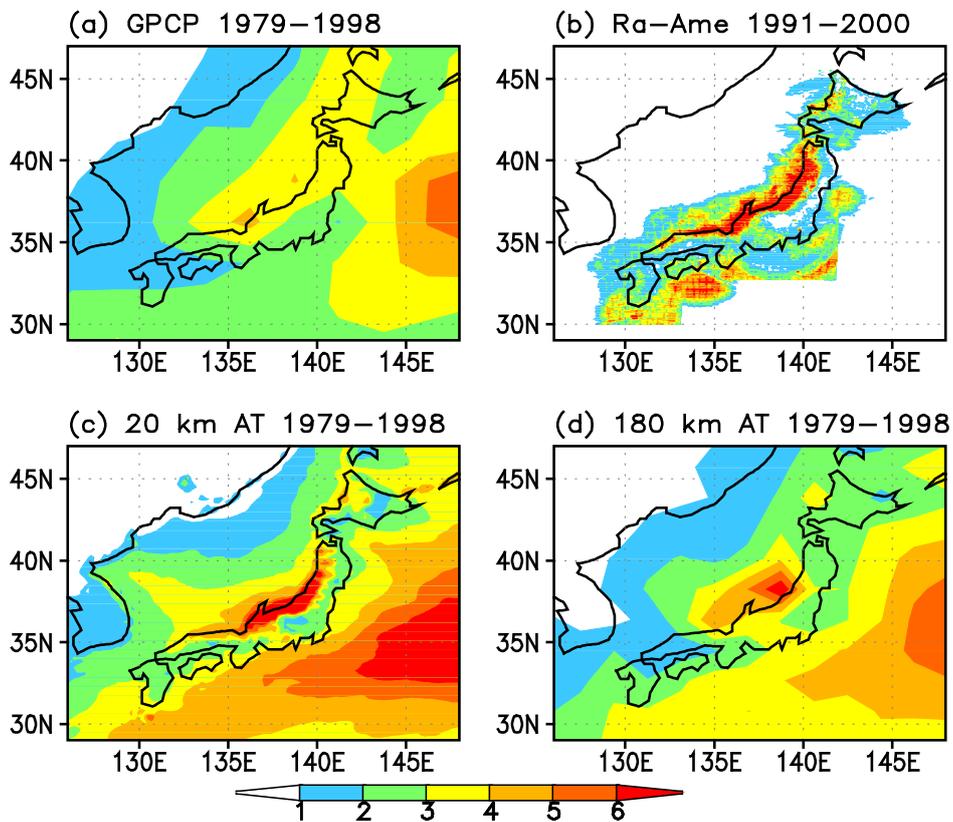


図2 12月の降水量の気候値(mm/day)、(a)観測値GPCPデータ(Adler et al. 2003)、1979~1998年の20年平均、格子間隔は2.5度、(b)レーダーアメダス合成値(Makihara 1996)、1991~2000年の10年平均、格子間隔は約5km、(c)20kmモデル、1979~1998年の20年平均、(d)180kmモデル、1979~1998年の20年平均。

図1は日本付近のモデル地形を示している。20kmモデルは180kmモデルに比べ、山の高さが3倍以上となっている。また、180kmモデルでは、実際には存在しない地形が海上にはみ出している。

#### 4. 検証用観測データ

日本の長期再解析 JRA-25 (Onogi et al. 2005)を使用した。用いたデータセットは水平分解能が経度・緯度2.5度で、日本付近で約210kmである。期間は1979年1月～2006年2月。

降水量は、Adler et al. (2003)による the Global Precipitation Climatology Project (GPCP)である。水平分解能は経度・緯度2.5度である。期間は1979～2001年の23年間。日本についてはMakihara (1996)によるレーダーアメダス合成値も用いた。水平分解能は約5km、期間は1991～2000年の10年。

#### 5. 気候値

観測、モデルともに気候値は1979～1998年の20年平均とした。図2は、12月の降水量の気候値を示している。20kmモデルは、180kmモデルよりも日本海側での降水の集中がより良く再現されている。20kmモデルの方が180kmモデルよりも地形がより現実的になっていること(図1)が原因の一つである。図3は、12月の海面更正気圧の気候値を示している。20kmモデル、180kmモデル共に観測値を概ね再現している。しかし、180kmモデルでは、アリューシャン低気圧の中心気圧が観測よりも低い。図4は冬(12～2月)の地上風の気候値を示している。20kmモデル、180kmモデルともに観測値を概ね再現している。しかし、180kmモデルでは、日本海と日本の東海上の風速が観測よりも大きい。これは180kmモデルの地形が滑らか過ぎること(図1)に関係している。図5は冬の500hPa高度の気候値を示している。北極域にある5100mの等値線で囲まれた領域を見ると、20kmモデル、180kmモデルともに観測値より狭い。即ち、北極でモデルの高度が観測より高い。また、中緯度でモデルの高度が観測より低い。地衡風平衡を考慮すると、モデルでは西風ジェットが観測より弱い(図略)。

モデルは冬の東アジア・モンスーンの気候値を概ね良く再現している。従来の研究では、モデルによる冬の東アジア地域のモンスーンの再現性は良いことが知られている(楠2003)。気候変動に関する政府間パネル第4次報告書(IPCC AR4, <http://www.ipcc.ch/>)に参加した大気海洋結合モデルでも冬の東アジア・モンスーンの再現性が良いことが報告されている(Hori and Ueda 2006)。本研究でも、20kmモデルによって同様の傾向が確かめられた。

Mean Sea Level Pressure (hPa) Month = 12

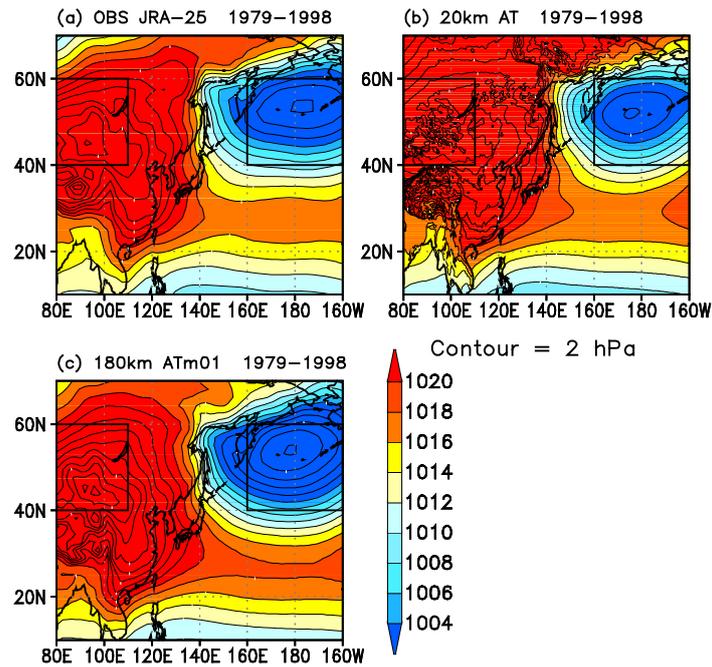


図3 12月の海面更正気圧の気候値(hPa)、等値線間隔2 hPa、1979~1998年の20年平均、(a)観測値 JRA-25 (Onogi et al. 2005)、矩形領域は図8で使用する指数の定義域、(b)20kmモデル、(c)180kmモデル。

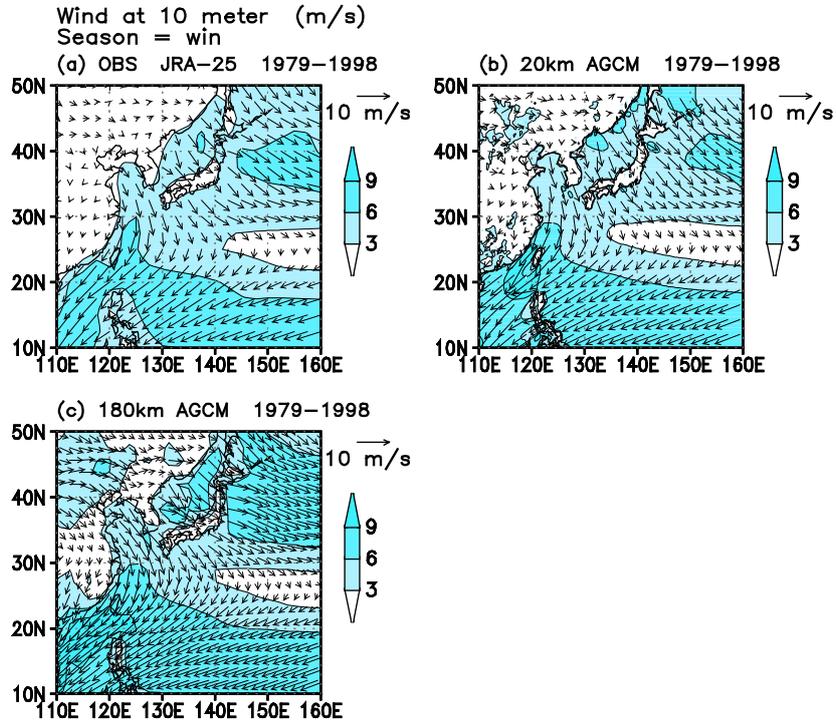


図4 冬(12~2月)の高度10m地上風の気候値(m/s)、等値線は風速の絶対値で間隔は3 m/s、1979~1998年の20年平均、(a)観測値 JRA-25、(b)20kmモデル、(c)180kmモデル。

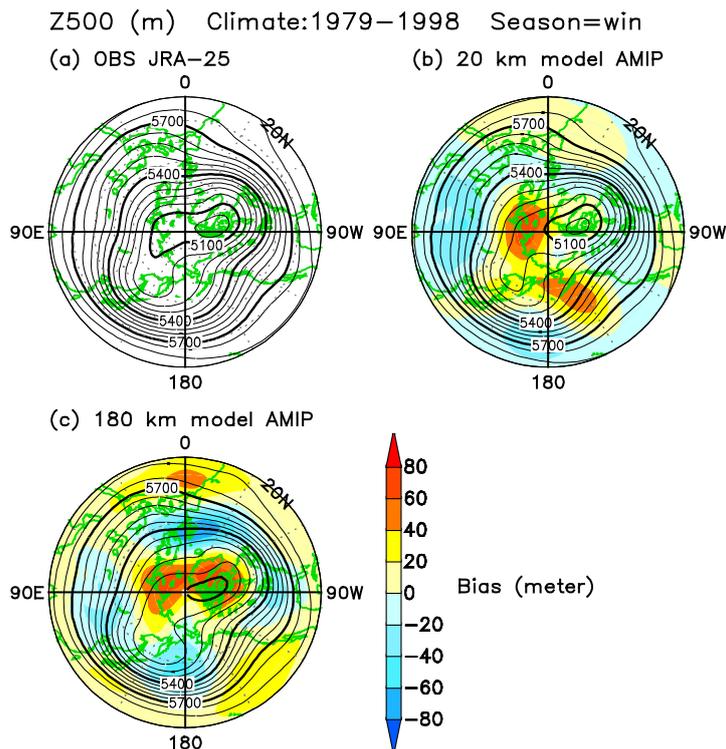


図5 冬(12~2月)の500 hPa高度の気候値(m)、等値線間隔は60m、1979~1998年の20年平均、(a)観測値JRA-25、(b)20kmモデル、影は誤差、(c)180kmモデル、影は誤差。

## 6. 年々変動

図6は日本を含む東アジア域で平均した12月の500 hPa高度偏差の年々変動を示している。平均した領域は気象庁気候情報課でモデルの検証に使用しているJAP領域と同じである。観測では1980年代中ごろで低く、その後1990年代前半までに上昇する傾向がある。モデルではその変動がある程度再現されているものの、1990年代中ごろ以降は観測をほとんど再現できていない。全期間中の観測とモデルの時系列の相関係数は低い。Kusunoki and Kobayashi (2003)は、水平分解能が180kmのモデル(T63)に観測されたSSTを与え季節予報実験を行っている。季節予報では大気の初期条件を与えるので、本研究に比べ予測可能性の観点からは有利である。Kusunoki and Kobayashi (2003)のFig. 14には、各格子点で求めた500hPaの観測とモデルの年々の時系列の相関係数が示されている。どの季節も熱帯では高いが、中高緯度では低い。これは、中高緯度の大気の変動がSSTで支配されているのではないことを意味している。本研究の結果(図6)は、Kusunoki and Kobayashi (2003)の結果と整合する。

2005/06年の日本の大寒冬は、2005年12月が特に寒かった。図6を見ると2005年は観測期間中最も大きな負偏差となっている。2005年はモデルでも負偏差が出ているが、絶対値が過小である。

気象庁気候情報課では500 hPa高度偏差によるさまざまな指標を定義し、1か月予報や季

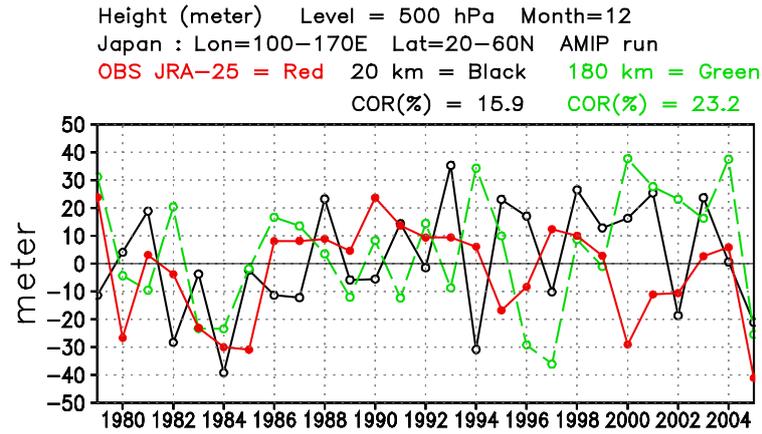


図6 12月の500 hPa高度偏差の年々変動(m)、東アジア域平均(100-170E, 20-60N)、赤い実線が観測 JRA-25、黒い実線が20kmモデル、緑の破線が180kmモデル、COR(%)は観測とモデルの時間相関係数。

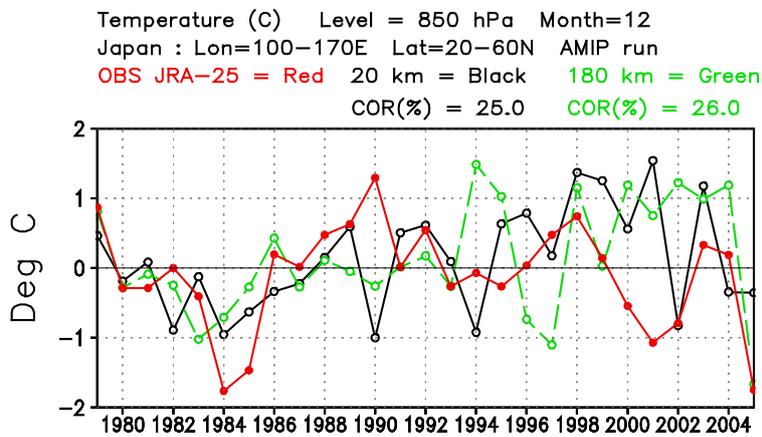


図7 12月の850 hPa気温偏差の年々変動(°C)、形式は図6と同じ。

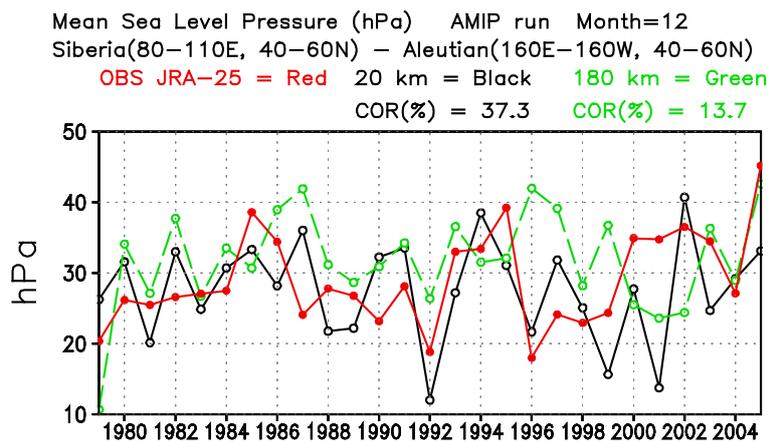


図8 12月のシベリア高気圧(80-110E, 40-60N)とアリューシャン低気圧(160E-160W, 40-60N)との気圧差の年々変動(hPa)、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の定義域を図3に示す。

節予報に利用している(若林と濱田 2004)。極東極渦指数(FEPV)は日本の冬の地上気温と高い負相関がある。北半球東西指数(NHZI)、極東東西指数(FEZI)、中緯度高度(MIDH)は日本の冬の地上気温と高い正相関がある。これらの指数について図 6 と同じ図を作ったところ、FEZI と MIDH の再現性が 180km モデルで良かった。20km モデルの 180km モデルに対する優勢性は見出せなかった。

図 7 は 12 月の 850 hPa 気温偏差の年々変動を示している。観測値は 500 hPa 高度偏差と同じような年々変動を示している。モデルは観測された年々変動を再現できていないが、500 hPa 高度偏差(図 6)に比べると相関係数は高い。これは 850 hPa の方が 500 hPa より地上に近いので、850 hPa 気温の方が 500 hPa 高度より SST の影響を受けやすいと思われる。観測では 2005 年の偏差は $-1.75^{\circ}\text{C}$ で、1984 年の $-1.76^{\circ}\text{C}$ の次に寒かった年だった。2005 年はモデルでも負偏差が出ているが、180km モデルの方が観測に近い。

図 8 は 12 月のシベリア高気圧とアリューシャン低気圧との気圧差の年々変動を示している。気圧差は寒気の吹き出しの強さに対応している。20km モデルは 180km モデルより気圧差の再現性が良い。2005 年は観測期間中最も大きな気圧差となっている。これは寒気の吹き出しが強かったことを示唆しており、2005 年の 500 hPa 高度と 850 hPa 気温が大きな負偏差を示していることと整合する。なお、シベリア高気圧、アリューシャン低気圧それぞれ単独の年々変動を調べたところ、20km モデルによるアリューシャン低気圧の再現性のみが良かった。

## 7. 2005 年 12 月の偏差分布

日本が大寒冬となった 2005 年 12 月の大気大循環の再現性を調べた。図 9 は 2005 年 12 月の 500 hPa 高度と偏差を示している。20km モデル、180km モデル共に日本付近の負偏差と西風ジェットのスラックスを良く再現している。20km モデルは、シベリアの正偏差が弱い。180km モデルは、アラスカのリップが弱く、正偏差が南にずれている。

図 10 は 2005 年 12 月の 850 hPa 気温と偏差を示している。20km モデル、180km モデル共に日本付近の負偏差を良く再現している。シベリアとアラスカの正偏差の再現性については、500 hPa 高度と同様な欠点がある。

図 11 は 2005 年 12 月の海面更正気圧と偏差を示している。20km モデル、180km モデル共に日本付近の負偏差を再現しているが、絶対値が足りない。20km モデルはシベリアの正偏差が弱い。

20km モデルは、2005 年 12 月の日本付近の大気の偏差場を良く再現している。180km モデルも同様な再現性を示している。日本付近以外の地域については、20km モデルと 180km モデルで再現性の違いが見られた。この実験では観測された SST のみをモデルに与えていることから、2005 年 12 月の日本付近の大気の流れは SST の影響を受けていた可能性がある。

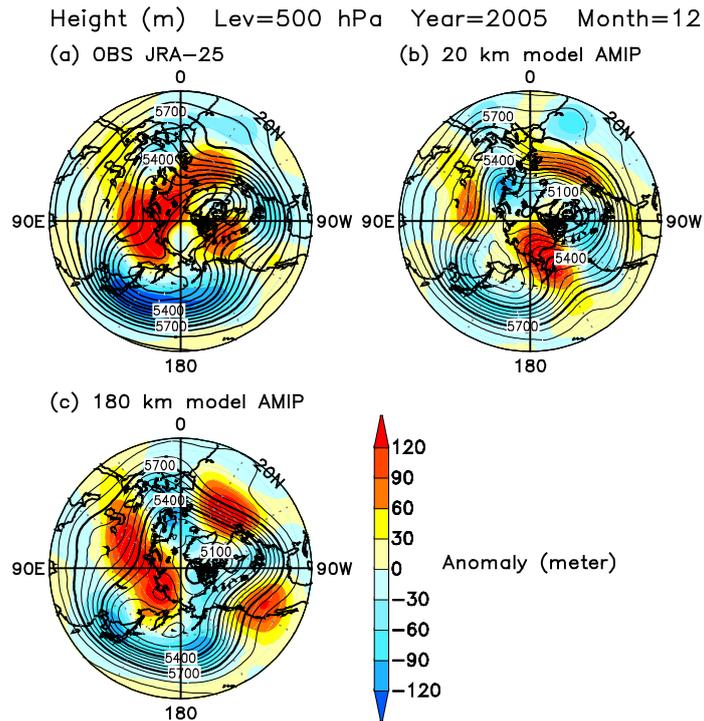


図9 2005年12月の500 hPa高度(等値線間隔60 m)と偏差(影)、(a)観測値JRA-25、(b)20kmモデル、(c)180kmモデル。

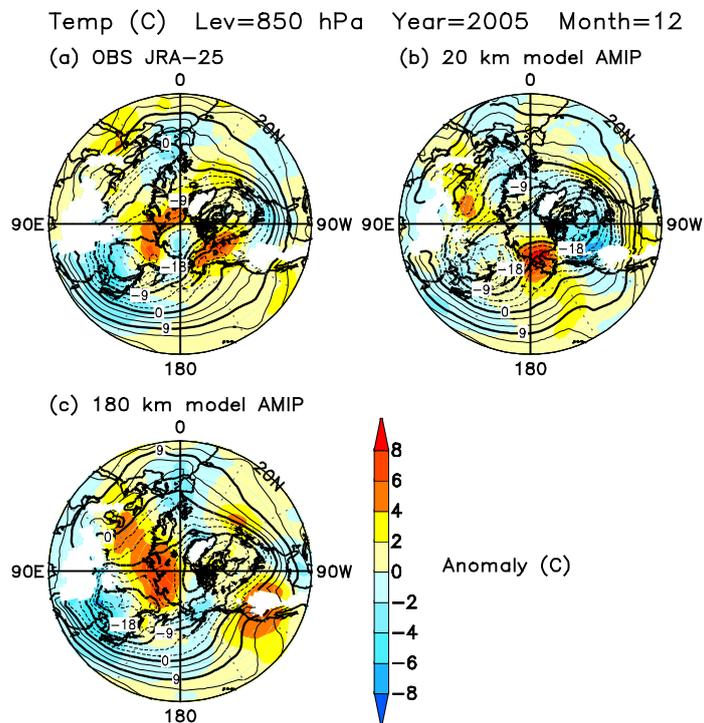


図10 2005年12月の850 hPa気温(等値線間隔3℃)と偏差(影)、(a)観測値JRA-25、(b)20kmモデル、(c)180kmモデル。

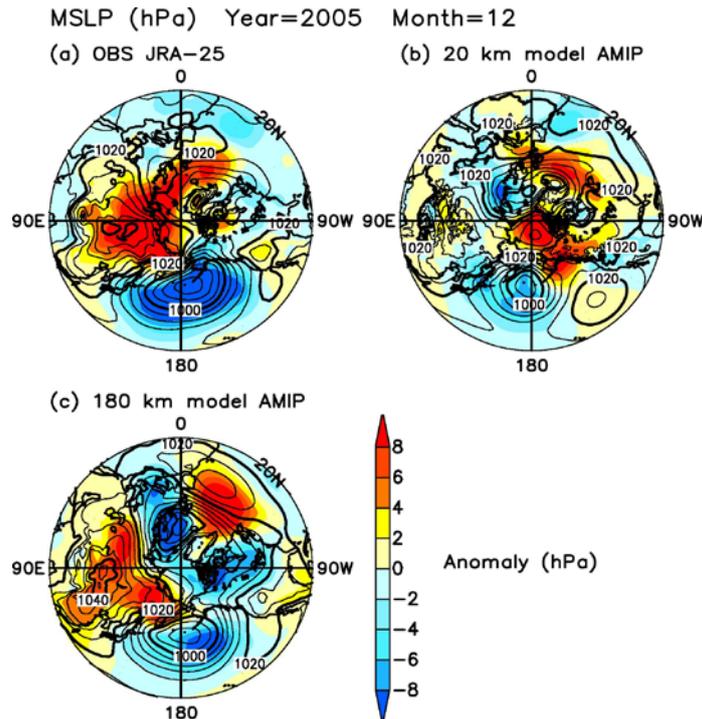


図 11 2005 年 12 月の海面更正気圧(等値線間隔 4 hPa)と偏差(影)、(a)観測値 JRA-25、(b)20km モデル、(c)180km モデル。

## 8. まとめ

20km モデルは冬の東アジア地域の降水量、海面更正気圧、地上風、500 hPa 高度の気候値を良く再現している。特に、降水量については局所的な地形が表現されているため、日本海側の降水の集中が再現されている。20km モデルは、東アジア地域の 500 hPa 高度場の年々変動を再現できない。20km モデルは、寒気の吹き出しの強さに対応するシベリア高気圧とアリューシャン低気圧との気圧差の年々変動を再現している。

20km モデルは、日本が大寒冬となった 2005 年 12 月の日本付近の大気の偏差場を良く再現している。この実験では観測された SST のみをモデルに与えていることから、2005 年 12 月の日本付近の大気の流れは SST の影響を受けていた可能性がある

## 謝辞

本研究は、文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」の課題 4「高精度・高分解能気候モデルの開発」全球大気モデル開発グループの多くの仲間の協力により行われました。以下の方々に感謝します。気象研究所：尾瀬 智昭、上口 賢治、鬼頭 昭雄、柴田 清孝、野田 彰、保坂 征宏、安田 珠幾、行本 誠史、吉村 純、吉村 裕正、気象庁予報部数値予報課：岩村 公太、大和田 浩美、岡本 幸三、経田 正幸、北川 裕人、小森 拓也、酒井 亮太、坂下 卓也、竹内 義明、田宮 久一郎、中川 雅之、成井 昭夫、平井 雅之、美濃 寛士、村井 臣哉、山口 宗彦、山田 和孝、気象庁地球環境・

海洋部気候情報課：釜堀 弘隆、川合 秀明、前田 修平、藪 将吉、地球科学技術総合推進機構：荒川 理、大内 和良、水田 亮、宮本 健吾、村上 裕之、福田 和代（五十音順）。

## 参考文献

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferrano, P.-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin and E. Nelkin, 2003: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147–1167.  
<http://precip.gsfc.nasa.gov/>
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The atmospheric intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962–1970.  
<http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/index.php>
- Habata, S., M. Yokokawa and S. Kitawaki, 2003: The development of the Earth Simulator. *IEICE TRANSACTIONS on Information and systems*, **E86-D**, 1947–1954.
- Habata, S., K. Umezawa, M. Yokokawa and S. Kitawaki, 2004: Hardware system of the Earth Simulator. *Parallel Computing*, **30**, 1287–1313.
- Hori, M. E. and H. Ueda, 2006: Impact of global warming on the East Asian winter monsoon as revealed by nine coupled atmosphere-ocean GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03713, doi:10.1029/2005GL024961.
- 楠 昌司, 2003: 第5章「モンスーンの予測可能性」、気象研究ノート第204号「モンスーン研究の最前線」、川村隆一編集、153–188.
- Kusunoki, S. and C. Kobayashi, 2003: Skill evaluation of probabilistic forecasts by the atmospheric seasonal predictability experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 85–112.
- Makihara, Y., 1996: A method for improving radar estimates of precipitation by comparing data from radars and raingauges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 459–480.
- Mizuta, R., K. Oouchi, H. Yoshimura, A. Noda, K. Katayama, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, H. Kawai and M. Nakagawa, 2006: 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model - Mean Climate States -. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 165–185.
- Onogi, K., H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, J. Tsutsui, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, S. Kadokura and K. Wada, 2005: JRA-25: Japanese 25-year Reanalysis—progress and status—. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3259–3269.  
<http://jra.kishou.go.jp/>
- Randall, D. A., and D. M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. Meteorological Monographs, Vol. 24, No. 46, The representation of

- cumulus convection in numerical models. American Meteorological Society, Chapter 11, 137-147.
- Rayner, N. A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, D14, 4407, doi:10.1029/2002JD002670  
<http://dss.ucar.edu/datasets/ds277.3/>
- 若林 正夫、濱田 啓次、2004: 4 節 大規模場と日本の天候、平成 16 年度季節予報研修テキスト、気候の変動と季節予報、気象庁気候・海洋気象部気候情報課発行、平成 16 年 10 月、40-64.
- Yoshimura, H. and T. Matsumura, 2005: A two-time-level vertically-conservative semi-Lagrangian semiimplicit double Fourier series AGCM. CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Ocean Modeling, **35**, 3.27-28.

## 2005年度（2005.7～2006.6） L. F. グループ会計報告

収入の部		支出の部	
前年度繰越	437,806	通信費	20,510
会費	294,000	印刷費	169,155
バックナンバー	21,000	月例会費	62,220
月例会懇親会費	9,000	役員手当	6,000
利子	29	消耗品	0
収入計	761,835	支出計	257,885

503,950円を翌年に繰り越します。

## 2006年度（2006.7～2007.6） L. F. グループ会計報告（見込額）

収入の部		支出の部	
前年度繰越	503,950	通信費（*）	56,539
会費	15,000	印刷費（*）	180,000
バックナンバー	1,000	月例会費	166,180
月例会懇親会費	12,000	役員手当	6,000
		会費払い戻し	123,290
利子	158	消耗品（*）	99
収入計	532,108	支出計（*）	532,108

0円を（見込額）を翌年に繰り越します。（\*）で示した項目が見込額です。

### 編集後記

グロースベッター第45巻を刊行いたしました。今回のグロースベッターは、平成18年10月30日に気象庁にて行った月例会「長期予報と大気大循環」（テーマ：2005/2006年の冬を振り返って）で講演された方々の論文7題で構成されています。

今年度の月例会は、11月26日（月）に気象庁で開催する予定です。テーマは「季節内変動」です。季節内変動は数十日規模の変動で、熱帯域から中高緯度まで様々な現象が含まれ、長期予報研究における重要なターゲットです。実況・メカニズム・予測可能性など、様々な側面からの講演をお待ちしています。また、今年度は月例会に先立ちまして総会を開催する予定です。月例会については日本気象学会月刊誌「天気」の平成19年（2007年）6月号にも案内を掲載しておりますので、参照してください。

また、印刷物としての「グロースベッター」は本号で最後となりました。長い間のご購読ありがとうございました。月例会での活動は引き続き行いますし、今後はグロースベッターをWEBで見られるようにする計画です。これからもどうぞよろしくお願いいたします。

お問い合わせは、

〒100-8122 千代田区大手町1-3-4 気象庁気候情報課内 L. F. グループ事務局  
 TEL：(03)3212-8341 内線3157 FAX：(03)3211-8406  
 e-mail: lfd\_clim@hq.kishou.go.jp

(2007年度 事務局担当 福田 義和、本山 龍也)