

2005 年 12 月の日本の異常低温と大気大循環の異常

前田修平・佐藤均（気象庁気候情報課）

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 年秋に発生したラニーニャ現象などの海洋の変動との関係や、MJO 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。

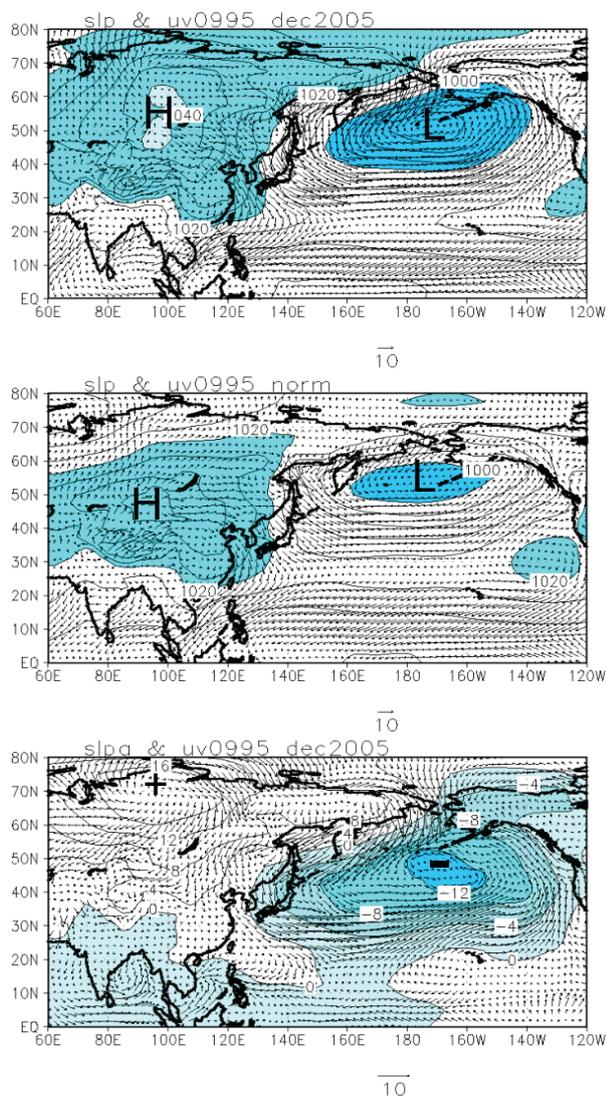
本調査では、主に、JRA-25 長期再解析データと、それと同じデータ同化システム(JCDAS)で作成した全球解析データを用いた（転載した図以外）。このため、日本の大雪に関係する日本海での潜熱フラックスの平年偏差や、偏西風の蛇行メカニズムに関係するロスビー波ソースの標準偏差比など、これまではデータの不均質性等のために示せなかった物理量を用いた解析が可能となった。

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 σ 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。

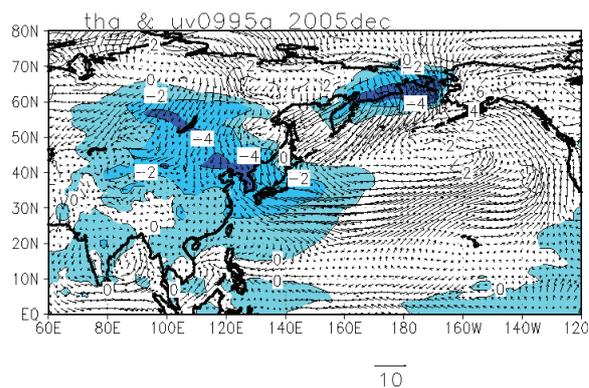
地上付近の気温（0.995 σ 面の温位）は、シベリア高気圧の中心から南東方向に負偏差の領域が広がっている（第 2 図）。バイカル湖付近、中国北部から朝鮮半島を経て日本にかけて平年偏差が -2°C を下回り、特に朝鮮半島北部から日本海西部、東・西日本にかけては標準偏差の 3 倍以上の大きな負偏差であった。また、負偏差の領域は



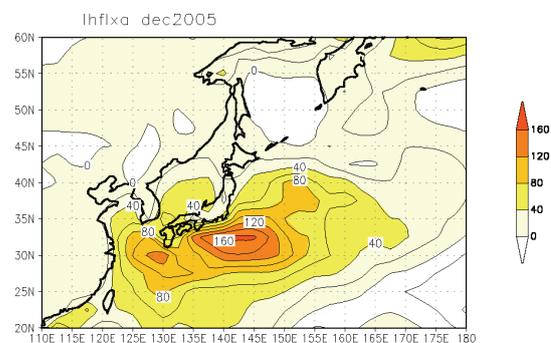
第 1 図 海面気圧と地表付近（0.995 σ 面）の風。上：2005 年 12 月、中：平年（1979-2004 年の平均）、下：平年偏差。等値線間隔は 4hPa。風は m/s で各図下の矢印を参照のこと。

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 σ 面）の温位と風の平年偏差。2005 年 12 月。等値線間隔は 2°C 。風は m/s で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 $20\text{W}/\text{m}^2$ 。

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地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。

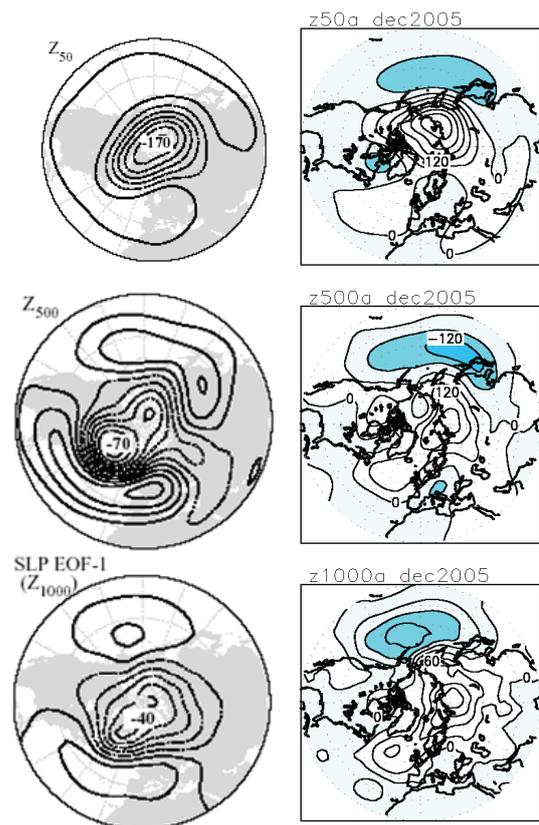
A0 は北極域で気圧が低い (高い) 時に中緯度で気圧が環状に高い (低い) という気圧偏差分布の南北シーソー的な変動のことをいう (第4図左)。鉛直方向には地上から成層圏までほぼ同じ構造をしている (北極域の気圧が低い状態を正の A0 と呼んでいる)。観測された 2005 年 12 月の海面気圧偏差分布や対流圏中部、下部成層圏の高度偏差 (第4図右) などの特徴は、大西洋側で偏差が小さいことを除き負の A0 の特徴と一致している。気象庁では、冬平均 (12~2月) の北半球 500hPa 高度場の主成分分析で北半球に卓越する大規模な大気変動パターンの動向をモニターしており、その第1主成分が A0 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 (山崎, 2004)。第5図は、帯状平均した東西風とその平年偏差である。上図に示すように、A0 に関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 における東西風の平年偏差であるが、平年にくらべ北緯 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。

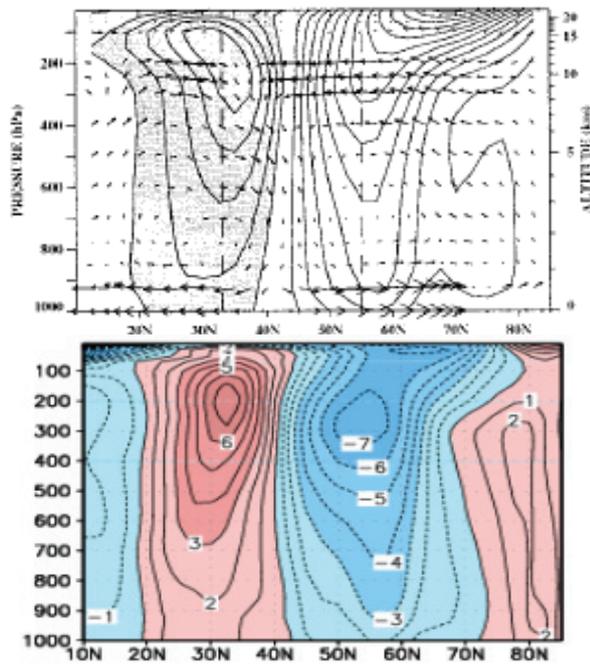
200hPa 東西風の緯度分布の特徴を過去の 12 月と比較するために、1979~2005 年の 12 月の東経

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。

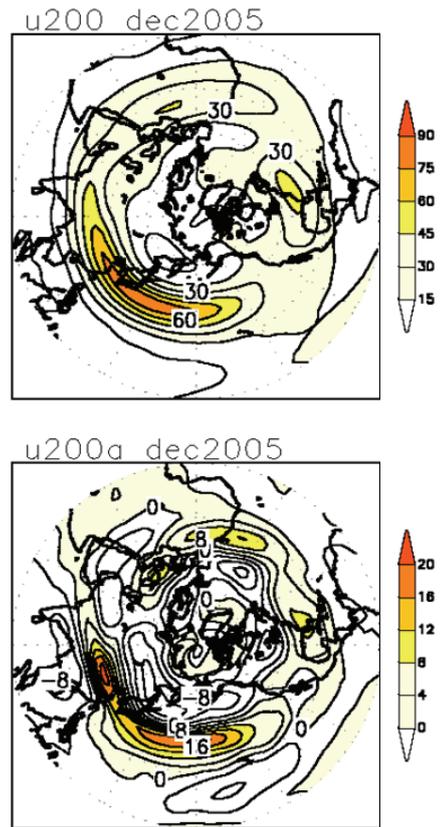
第8図に示すように、この偏西風の異常な状態は、11月中旬に始まり1月上旬まで持続した。



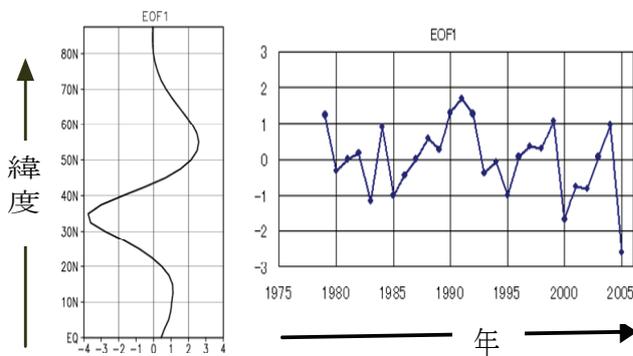
第4図 A0 に関する高度偏差 (左) と 2005 年 12 月の偏差 (右)。上から 50hPa 高度、500hPa 高度、1000hPa 高度。右図の等値線間隔は上から 60m, 60m, 30m で負偏差に影。左図は Thompson and Wallace (1998) より転載。



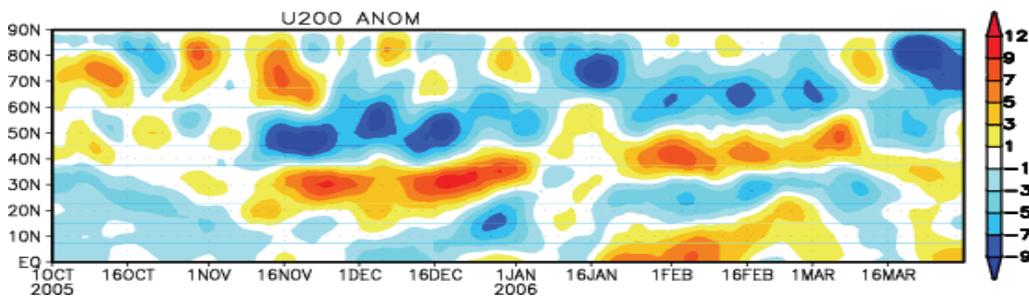
第5図 A0に関する帯状平均東西風偏差(上)と2005年12月の偏差(下)。下の等値線間隔は1m/sで、破線は負偏差。上はLimpasuvan and Hartmann(2000)より転載。



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3月31日。色付けは、カラーバーのとおり2m/s間隔。

4. アジアジェットの蛇行と熱帯対流活動

(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。

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に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という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、

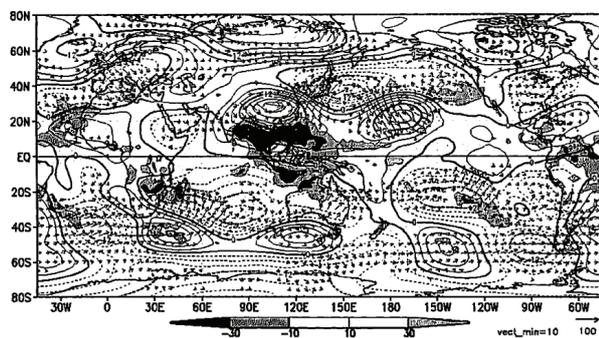
$$S' = -\text{div}([\mathbf{v}_x]\zeta' + \mathbf{v}_x'[\zeta]),$$

\mathbf{v}_x は発散風、 ζ 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。

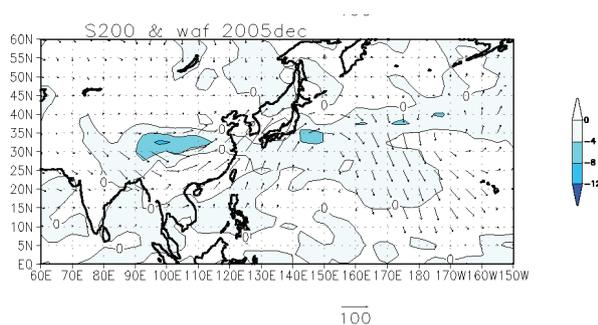
(2) 線形化した大気大循環モデルを用いた数値実験

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。

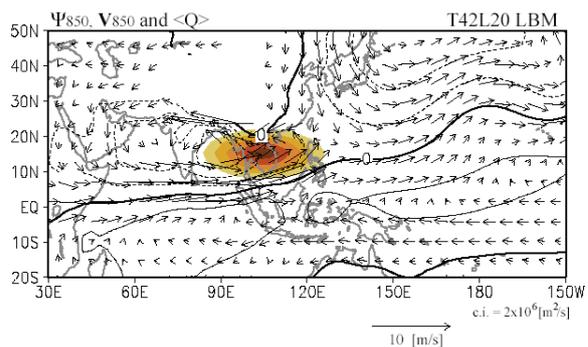
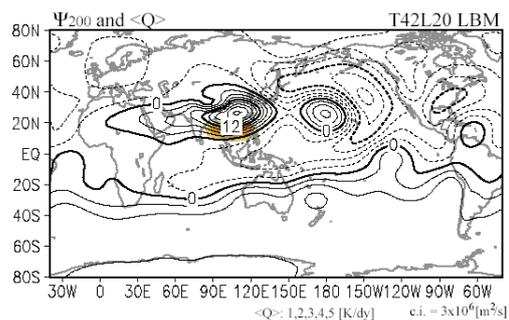
数値計算の結果は、第 11 図に示したとおりで、第 9 図と非常によく似た定常ロスビー波列パターンが再現された。また、対流圏下層にも観測に非常によく似た偏差パターン、すなわち日本付近での北よりの季節風の強化、アリューシャン低気圧の強化、加熱域の西側での低気圧性循環が再現された。この結果は、少なくとも定性的には、東南アジアから北太平洋にかけての観測された偏差パターンをベンガル湾からフィリピン付近の大気加熱に対する単純な線形応答として理解できることを示している。



第 9 図 2005 年 12 月の外向き長波放射 (OLR) の年平均偏差 (影)、200hPa 面の流線関数年平均偏差 (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。



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 $4 \times 10^{-10} s^{-2}$ で、高気圧性 (負) に影をつけた。



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教授より提供)。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 $3 \times 10^6 m^2/s$ 。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 $3 \times 10^6 m^2/s$ 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傾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 β は $\beta - U_{yy}$ (Hoskins and Karoly, 1981) で表され (ここで、 β 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 β 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。2005年12月は擾乱の振る舞いが平年とは大きく隔たっていたが、これには、偏西風の動向が平年と大きく隔たっていたことが強く影響したと考えられる。

まず、ロスビー波束の伝播に関する実効 β 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 β 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 β 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こ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

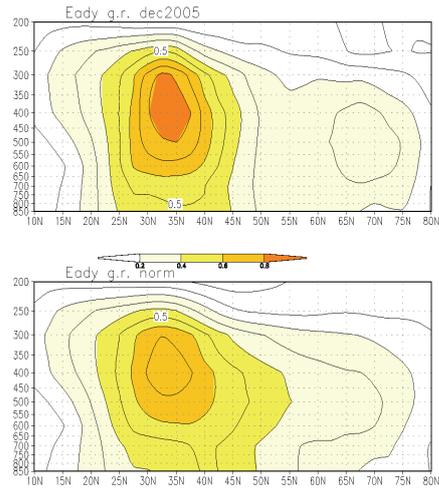
ブロッキング高気圧の形成は、大西洋方面からのロスビー波束伝播が顕著な「波束伝播型」と太平洋方面から高気圧偏差が砕波してくる「太平洋型」の二つに大別されること、③シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のブロッキング高気圧を伴う循環偏差とシベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要であることを示した。③は、上層のブロッキング高気圧が地表付近に作る循環が、シベリア高気圧の東進を抑えると同時に高緯度からの寒気移流でよりシベリア高気圧を強め、強められたシベリア高気圧が上層に作る循環がブロッキング高気圧を強める、という自己増幅のメカニズムであり、彼らは渦位偏差を与えてその周りの三次元的な流れの場を求める渦位の 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 β 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。

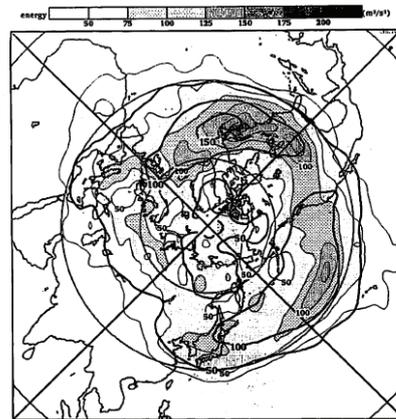
第5図に示したとおり、北緯45度～60度にかけては偏西風が弱く、平年に比べ下層の東西風の鉛直シア、すなわち温度の南北傾度も小さい。そこで、大気の傾圧不安定性の指標として、James (1994) にならい Eady モードの成長率 $\sigma = 0.31 \times f / N \times U_z$ (ここで N はブラントバイサラ振動数、 U_z は帯状平均東西風の鉛直微分) を見ると (第13図)、この緯度帯では成長率が平年に比べ小さく、偏差の大きさは標準偏差の2倍程度である。すなわち、この東西風を基本場として考えると、傾圧不安定性で増幅する移動性擾乱の活動は平年に比べ弱いであろ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）。

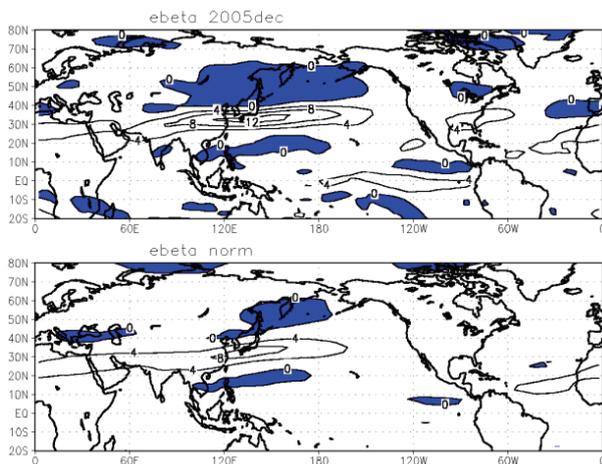
移動性擾乱は、対流圏下層を中心とした熱の北向き輸送や中・上層を中心とした西風運動量の北向き輸送を行い、その結果、大気大循環に影響を与える。2005 年 12 月はその活動が弱かったことと対応して、移動性擾乱による対流圏下層の熱の北向き輸送が平年に比べ少なく、また、対流圏中・上層の西風運動量の北向き輸送も北緯 30 度以北で平年に比べ少なかった（第 15 図）。偏西風の観点からは、移動性擾乱が中緯度の西風運動量を高緯度に運ぶ役割が平年に比べ小さい、ということを示している。したがって、もし前段落の最初の推察が正しければ、偏西風の偏差が移動性擾乱の偏差をもたらし、その結果として移動性擾乱の偏差が偏西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。



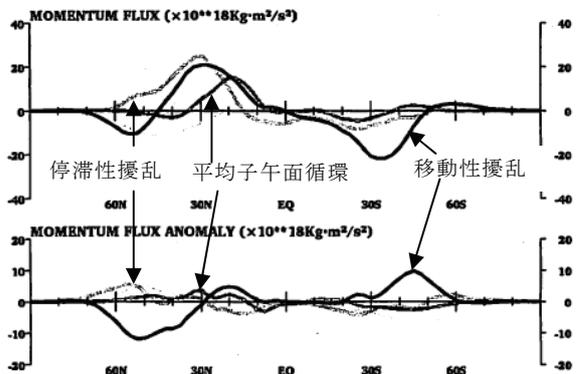
第 13 図 Eady モードの成長率の緯度高度分布、带状平均場から計算。上：2005 年 12 月、下：平年。等値線間隔は、 0.1 day^{-1} 。



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。



第 12 図 200hPa における実効 β 。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 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。

(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非常に活発であった理由

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ろうか？ 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年秋に、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、冬も続いていた。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、とはいえよう。

海洋との関係では、インド洋赤道上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(私信、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) 偏西風の南北シーズン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、偏西風の南北シーズンパターンが卓越し、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、本報告書)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

これまでの我々の調査では、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て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。深く感謝致します。今回の研究集会参加にあたり、東京大学気候システム研究センターより旅費の補助を受けました。感謝致します。

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。
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。
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.