

夏季極前線ジェット上の準定常ロスビー波列の力学

茂木厚志*、渡部雅浩（東京大学大気海洋研究所）

1. 研究背景

シベリア域やオホーツク海で生じるブロッキング高気圧は、東アジアの気候に影響する。日本もその例外ではなく、例えば 2003 年の記録的冷夏は、ブロッキング高気圧が一因だったと見られている。シベリア域でブロッキング高気圧が発生すると、北東風偏差により寒気移流がもたらされて、特に東北地方で冷夏をもたらす。

そのブロッキング高気圧の形成と維持には、極前線ジェット上を伝わる準定常ロスビー波が重要な役割を果たしていることが、Nakamura and Fukumachi (2004) と Arai and Kimoto (2008) で指摘されている。特に、Nakamura and Fukumachi (2004) では、5 月と 7 月のブロッキング高気圧の形成過程を観察し、7 月においては 5 月に比べて準定常ロスビー波が特徴的に見られることを示している。

そこで、夏季東アジアの天候に影響する準定常ロスビー波に焦点を当てた。本研究の目的は、準定常ロスビー波を抽出し、その維持メカニズムを調査することである。ブロッキング高気圧の維持形成に重要だとされる準定常ロスビー波の維持メカニズムを調べることで、ブロッキング高気圧の予測に貢献できる。

2. 手法

JRA-55 (Kobayashi et al. 2015; 期間 : 1958-2019 年の 6-8 月、気候値 : 1981-2010 年) の 6-hourly データを用い、日々の高低気圧の影響を除去するために気候値からの偏差にカットオフ周期 8 日のローパスフィルターを施した。

準定常ロスビー波の抽出方法としては、極前線ジェットのコアがある 250 hPa 面の、ジェットが卓越する高緯度東半球において、南北風の EOF (Empirical Orthogonal Function) 解析をおこなうことによる。いま EOF 解析しようとしている領域は南北風の変動が大きい領域になっている (図 1)。

WAF (Wave Activity Flux) は Takaya and Nakamura (2001) の方法に基づいて計算した。ブロッキング高気圧の定義は Tibaldi and Molteni (1990)

の定義に従い、500 hPa 面ジオポテンシャル高度の南北勾配が 60N 付近の南方で逆転し、北方で急なものをブロッキング高気圧とした。解析対象とするロスビー波の下流にあたる 80E-160E で発生し、5 日以上持続したものを対象とした。

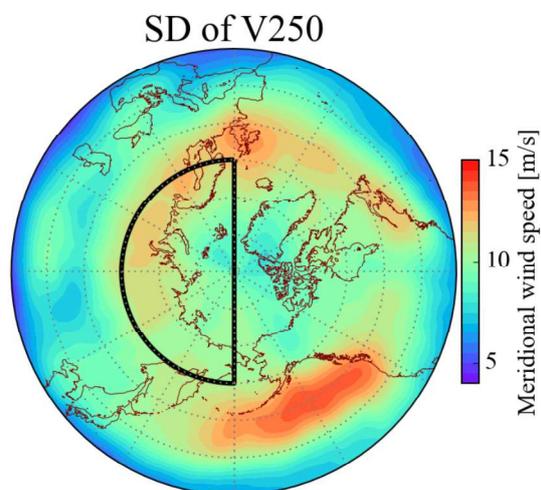


図 1 250 hPa 面における、ローパスフィルターを施された南北風の標準偏差の分布。黒枠の半円は EOF 解析を施す領域を表す。

3. 結果

EOF 解析の結果、統計的に分離できない、互いに直交位相にある波数 3-4 の波列が抽出された (図 2)。この抽出された変動は変動全体の 1/3 を説明する大きな変動である。250 hPa 面東西風の気候値と、それから求められる準定常ロスビー波の波数 (Hoskins and Ambrizzi 1993) を示している図 3 から読み取れるように、極前線ジェット帯では理論的に求められる準定常ロスビー波の波数は 3 ないし 4 であり、抽出結果とも符合する。

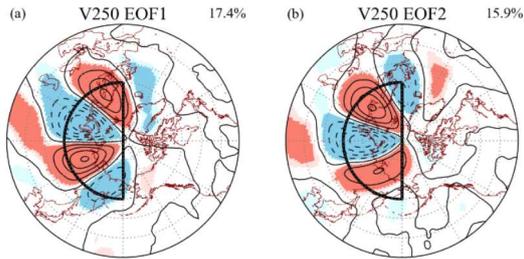


図2 250 hPa 南北風の EOF(a)第1モードと(b)第2モード。1標準偏差あたりの南北風の変動の大きさをコンター(2m/s間隔、負の値は破線)で、統計的に有意な領域をシェード(暖色、寒色はそれぞれ有意に正、負であることを表し、薄い影は95%、濃い影は99%有意水準)で示す。黒枠の半円はEOF解析の領域を表し、右上の数値は寄与率を示す。

U250 and Ks250 (Climatology)

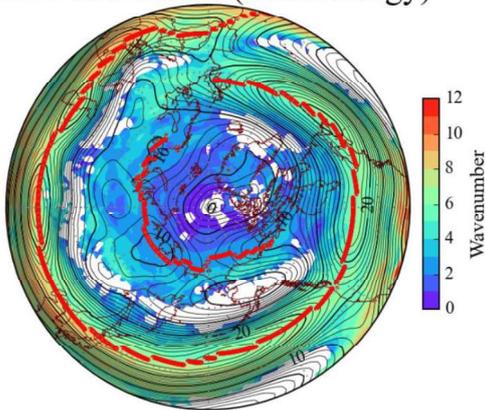


図3 250 hPa 面東西風の気候値(コンター、1 m/s 間隔)と、Hoskins and Ambrizzi 1993 に基づいて求まる準定常ロスビー波の波数(シェード)。

次に、ブロッキング高気圧とロスビー波との関係を調べた。まず、ブロッキング発生時から時間をさかのぼって、波列が観られるかどうかを、合成図解析によって確かめた(図4上段)。その際に、ブロッキング発生時の高気圧中心経度(三角印)を合わせるように経度方向の位置を調整した。その結果、ブロッキング発生4日前にはその西側で250 hPa面南北風の波列が見られ、WAFも西から東に向かって伝わっていることが確認された。続いて、ブロッキング発生時から時間をさかのぼって、EOF解析によって抽出されたロスビー波の

強さの推移を調べた。以下の解析において、ロスビー波の強さとしては、PC1-PC2平面における原点からの距離をもって定義した。各日におけるロスビー波の強さの頻度分布を、全期間における頻度分布と比較することにより、ロスビー波の強さが平生と比べて大きかったかどうかを確認することができる(図4下段)。この比較から見て取れるとおり、ブロッキング発生4日前からロスビー波は強い傾向にあり、その傾向はブロッキング発生日にかけて強まっていることが確認される。

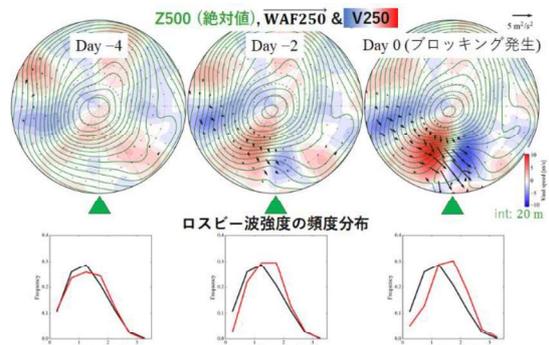


図4 ブロッキング高気圧発生日を基準とした、Day -4, -2, 0における各物理量の合成図。上段: 500 hPa 面ジオポテンシャル高度の絶対値(コンター)、250 hPa 面 WAF (矢印)、250 hPa 面南北風(シェード)。ブロッキング高気圧発生日の高気圧中心経度を三角印の経度にそろえた。下段: 解析全期間(黒線)と各日(赤線)におけるロスビー波の強さの頻度分布。

続いて、研究の主目的である維持メカニズムを調べた。そのために、ロスビー波の強さが前後10日で極大値を取った147の事例を合成して、ロスビー波が成長しているときの特徴を見た。以下の解析において、Day 0はロスビー波の強さが極大値を取った日とする(図5黒線)。250 hPa 面 EKE (Eddy Kinetic Energy) を見たところ、ロスビー波の強さが極大値を取る前後にかけてエネルギーが西から東に向かって伝播している様子が見られた(図6)。それに伴う極前線への影響を確かめるために、ロスビー波が通過する前後にかけて、極前線帯における東西風偏差の鉛直シアを調べたところ、ロスビー波の通過に伴いシアが弱化的様子が見取れた(図5青線)。

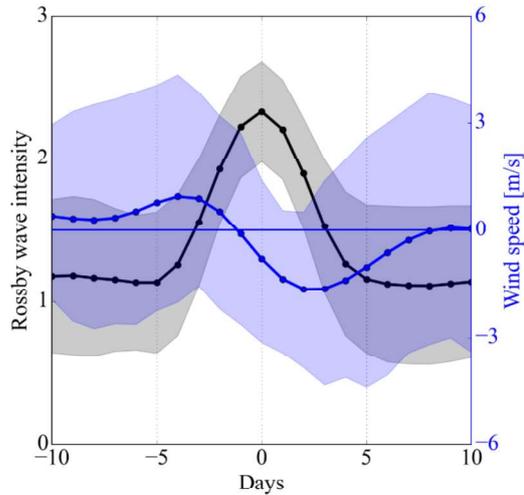


図5 合成図解析の対象となった147事例における、ロスビー波の強さの推移（黒線：平均、黒シェード：ばらつき）と、250 hPa面と1000 hPa面における東西風偏差のシア（青線：平均、青シェード：ばらつき）。

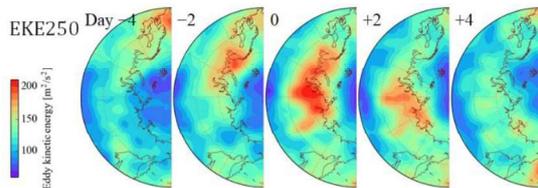


図6 ロスビー波の強さが極大値を取った前後における250 hPa面EKEの推移の合成図。

準定常ロスビー波のエネルギーの出所を調べるために、背景場との傾圧エネルギー変換 CP と順圧エネルギー変換 CK を調べた。CP, CK は次の式で評価される。

$$CP = -\frac{f}{S} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} v' T' + \frac{f}{S} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p} u' T' \quad (1)$$

$$CK = \frac{1}{2} (v'^2 - u'^2) \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) - u' v' \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) \quad (2)$$

ここにバーは気候値、プライムは偏差を表し、 S は安定度のパラメータで、次のように定義される。

$$S = \frac{R\bar{T}}{C_p p} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} \quad (3)$$

CP と CK を比較すると、順圧エネルギーはほぼ中立である一方で、傾圧エネルギーは擾乱を成長させる方向に働いていることがわかった（図7）。また、ロスビー波の強さが極大のDay 0のときにエネルギー変換も極大になっている。

図7で確認された大きな傾圧エネルギーをどこから得ているかを見るために、傾圧エネルギー変換の鉛直断面を調べた。その結果は図8に示すとおりで、傾圧エネルギー変換は70N付近で大きく、下層で特に大きなエネルギーが供給されていることがわかった。950 hPa面におけるエネルギー変換を見たところ、海陸境界でエネルギーが供給されていることが確認された。

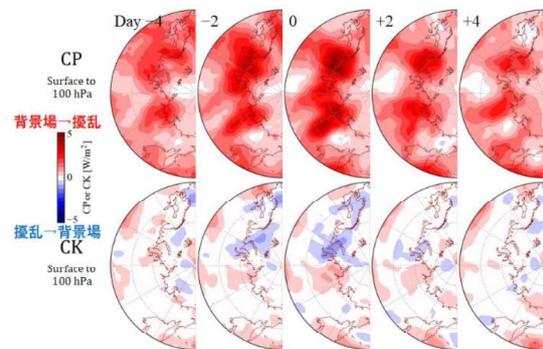


図7 ロスビー波の強さが極大値を取った前後における、地表面から100 hPa面まで積算された背景場との傾圧エネルギー変換（上段）と順圧エネルギー変換（下段）の推移の合成図。

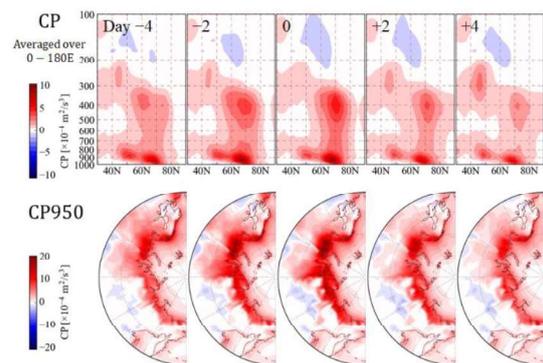


図8 ロスビー波の強さが極大値を取った前後における、背景場との傾圧エネルギー変換の経度-高度断面図（上段）と950 hPa面における傾圧エネルギー変換（下段）の推移の合成図。

最後に、傾圧エネルギー変換への背景場の効果と擾乱の効果の寄与について調べた。傾圧エネルギー変換 CP は式(1)で求まるが、右辺第2項は他の項に比べて十分小さかったため、以下の解析では右辺第1項のみに着目する。右辺第1項は背景場から求まる因子 $-(f/S)\partial_p \bar{u}$ と擾乱による因子 $(v'T')$ の積になっている。背景場による効果は図9中央に示されているとおりで、極前線ジェット帯では、400 hPa 面付近と、下層の海岸線沿いで卓越していることが確認できる。擾乱による効果は図9右に示されているとおりで、下層の海陸境界付近で最も大きくなっている。したがって、いま解析している擾乱は下層に強い傾圧性があることが示唆される。実際、ロスビー波の変動に対するジオポテンシャル高度偏差の回帰を見ると、中上層では等価順圧的な構造である一方で、下層は等高度線が大きく西に傾いており、傾圧性の強い構造になっていることがわかる (図10)。

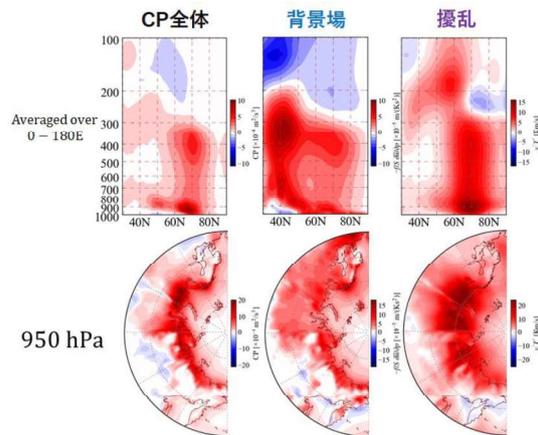


図9 ロスビー波の強さが極大値を取った日における、背景場との傾圧エネルギー変換 (左)、背景場による効果 $-(f/S)\partial_p \bar{u}$ (中央)、擾乱による効果 $(v'T')$ (右) の経度-高度断面図 (上段) と 950 hPa 面における値 (下段)。

4. まとめ

本研究の目的は、極前線ジェット上の準定常ロスビー波を抽出し、その維持メカニズムの調査することだった。EOF 解析の結果、極前線ジェット帯において互いに直交位相にある波数3-4の波列

が抽出され、この波数は理論値と整合するものだった。シベリア域でブロッキング高気圧との関連を調べた結果、ブロッキング発生の数日前には、その西側で準定常ロスビー波が確認された。また、維持メカニズムを調査した結果、全体として、極前線ジェット上の準定常ロスビー波は、極前線ジェット帯の傾圧性を解消するように働くことが示唆された。

以上の結果から、維持メカニズムとしては、次のメカニズムが想定される。陸と海の温度コントラストを背景に、極前線ジェットが強化され、その極前線ジェットが準定常ロスビー波の存在条件を与えると同時に、準定常ロスビー波に傾圧エネルギーを補給し、ロスビー波は強化される。それと同時に、極前線ジェットは傾圧エネルギーを失うために弱化する。この仮説を確かめるためには、極前線帯における下層の温度傾度をパラメータとしたチャンネルモデル実験をおこなうことが考えられる。

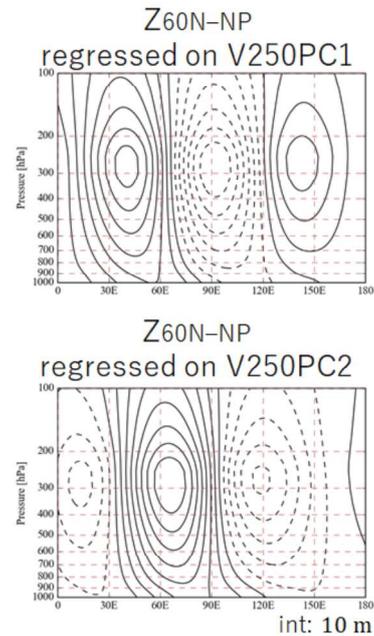


図10 250 hPa 南北風 EOF 第1モード (上段)、第2モード (下段) の時系列に回帰されたジオポテンシャル高度偏差の緯度-高度断面図。1標準偏差の変動当たりの高度偏差を 60N-NP で平均した値を示している。