

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

佐藤 均・前田 修平・伊藤 明(気象庁・気候情報)

1. はじめに

ユーラシア大陸南部を東西に流れる亜熱帯ジェット（アジアジェット）に沿って伝播する、定常あるいは準定常ロスビー波束に関する研究は多い。例えば Hsu and Lin(1992)は冬の 250hPa 流線関数の一点ラグ相関に基づき、テレコネクションパターンとしてアジアジェットに沿う波列パターンを同定した。Hoskins and Ambrizzi(1993)は、この波列パターンが、アジアジェットの導波管に捕捉された定常ロスビー波束の伝播として理解されることを、データ解析と順圧モデルを用いた数値実験で示した。一方、夏に関しては、Terao (1998)がアジアジェットの季節内の時間スケールにおける変動の統計的性質を調べ、東西波数が 5~7 で東西方向に位相の固定されたロスビー波が卓越することを示している。また、Enomoto et al. (2003)は、夏に日本付近を覆う小笠原高気圧の生成に、アジアジェットに沿って伝播する定常ロスビー波が関係することを示した。

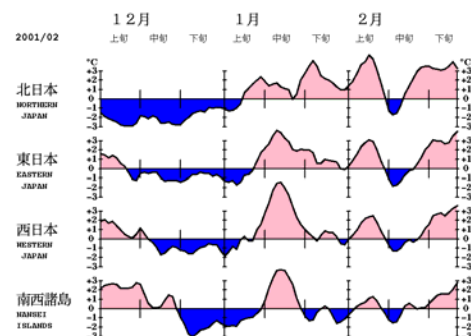
これらのロスビー波の生成に関して、Enomoto et al. (2003)は地中海から中央アジアの砂漠域における下降流による強制が重要であるとしている。また、Tsuyuki and Kurihara (1989)は、盛夏期の気候平均場の回りに線形化した順圧モデルを用いて、ジェットに沿った波列パターンの生成や増幅に順圧不安定が一定の役割を果たしていることを指摘した。

アジアジェットは日本付近も流れているので、当然、アジアジェットに捕捉されて伝播するロスビー波は日本の天候によく影響を与え、気象庁が実施している1か月予報の予測対象としても重要な大気現象である。しかしながら、これまではこのロスビー波と日本の

天候との関係について、きちんとは調べられてこなかった。そこで、本調査では、アジアジェットに捕捉された定常あるいは準定常ロスビー波と日本の天候との統計的な関係を整理することを目的として解析を行い、さらに、これらのロスビー波の生成と増幅機構についても調査した。

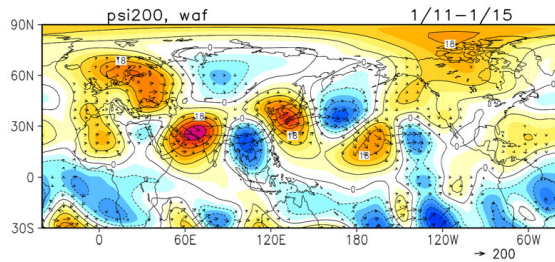
2. 2002年1月中旬の事例

まず、アジアジェットに捕捉された準定常ロスビー波が日本の天候に影響を与えた実例を示そう。第2.1図には、2001年12月から2002年2月の地域平均気温平年差の時系列を示す。2002年1月中旬は平年に比べて気温の高い日が続き、特に西日本では旬平均気温が平年偏差+4.4℃となり、1951年以降で最も高温であった。このときの循環場を見ると、2002年1月第3半旬(1月11日~15日)の200hPa流線関数平年偏差図(第2.2図)では、ユーラシア大陸南部から太平洋にかけて東西に連なる波列状の偏差パターンが見られる。また、Takaya and Nakamura(2001)の波活動度フラックスも、この波列状の偏差パターンに沿っている。経度高度断面図(第2.3図)から、波列は東西方向にほとんど傾かず、対流圏上部で最も振幅の大きい、いわゆる等価順圧な構造

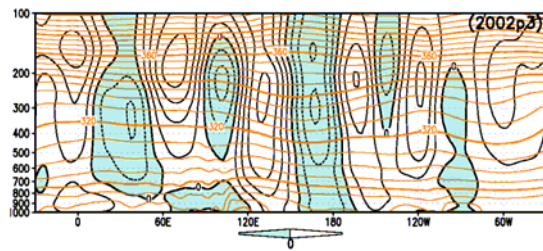


第 2.1 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2001 年 12 月~2002 年 2 月)

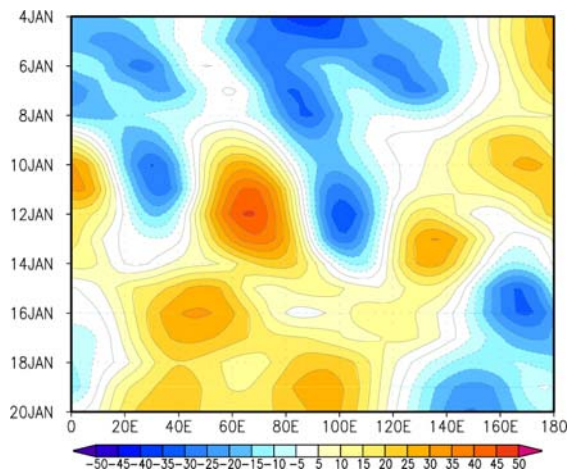
をしていることが分かる。日本付近はこの波列のうち、高気圧性偏差に覆われている。波列構造の時間発展を見るため、北緯 20~30 度で平均した 200hPa 流線関数平年偏差の経度時間断面図を第 2.4 図に示す。1 月中旬には、波長が約 60 度 (東西波長 6000km 弱) で、



第 2.2 図 2002 年 1 月 11 日~15 日の 5 日平均 200hPa 流線関数平年偏差 (等値線間隔は $6 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$) と定常ロスビー波の活動度フラックス (矢印、単位は m^2/s^2)。



第 2.3 図 2002 年 1 月 11 日~15 日の 5 日平均流線関数平年偏差の経度高度断面図。北緯 20~30 度平均。等値線間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、陰影は負偏差。赤線は温位。



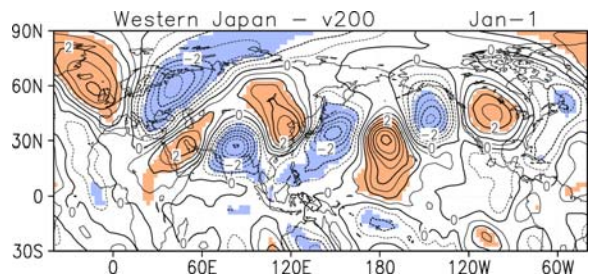
第 2.4 図 200hPa 流線関数平年偏差の経度時間断面図。2002 年 1 月 4 日~20 日。北緯 20~30 度の平均。等値線間隔は $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

偏差の位相は時間的に変化しないが、偏差の中心が約 40 度/日の速さで東に伝播する明瞭な定常波列パターンが見られる。以上のことから、2002 年 1 月中旬の西日本を中心とする高温は、東西波長約 6000km 弱で東向き群速度約 40 度/日、対流圏上層で振幅の最も大きい等価順圧の鉛直構造をした準定常ロスビー波によりもたらされたことが分かる。

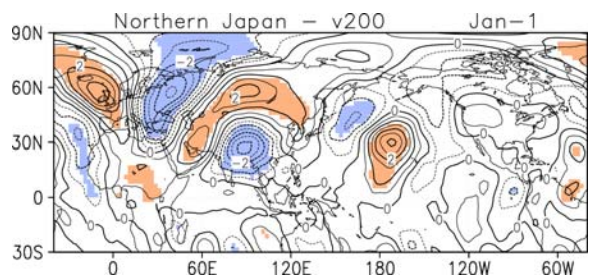
3. 統計解析

次に、2. で示したようなアジアジェットに沿って伝播するロスビー波と日本の天候との統計的な関係を示そう。本調査で使用したデータは、気象庁作成の地域平均 (北日本、東日本、西日本、南西諸島) の旬平均気温平年偏差と、ECMWF 再解析データ (ERA-40) である。解析期間は 1958 年~2001 年とし、平年値は 1971 年~2000 年とした。

第 3.1 図に、1 月上旬の西日本の旬平均気温による 200hPa 南北風偏差の回帰図を示す。ここでは、比較的波数の大きな成分を抽出するために、流線関数ではなく南北風を



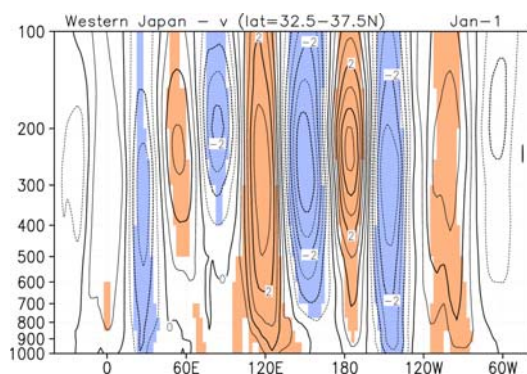
第 3.1 図 1 月上旬の西日本の旬平均気温による 200hPa 南北風回帰図。南風が実線で、等値線間隔は 0.5m/s。相関係数が 5% の危険率で有意な領域に陰影。



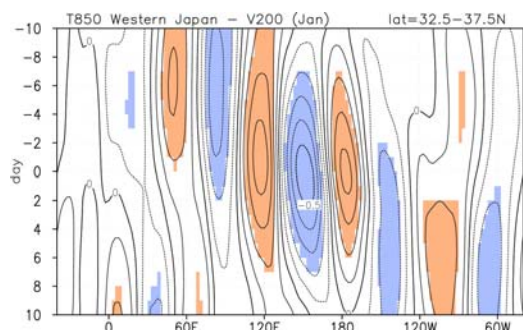
第 3.2 図 1 月上旬の北日本の旬平均気温による 200hPa 南北風回帰図。その他は第 3.1 図と同じ。

用いた。回帰図では、大西洋、ヨーロッパからユーラシア大陸南部を通り、太平洋、北アメリカへと連なる統計的に有意な波列状偏差パターンが見られる。また、ヨーロッパからユーラシア大陸北部を通して日本付近に達する波列も見られる。地域別の特徴を比較するために、北日本気温による 200hPa 南北風の回帰図を第 3.2 図に示す。西日本の回帰図に比べて、ユーラシア大陸北部で有意な領域が大きい一方、アジアジェットから太平洋、北アメリカへと続く波列パターンは不明瞭である。

1 月上旬の西日本の旬平均気温による南北風の回帰について、北緯 32.5~37.5 度で平均した経度-時間断面図を第 3.3 図に示す。等価順圧な構造が見られ、東西波長は約 60 度の波列状偏差パターンであることが確認できる。



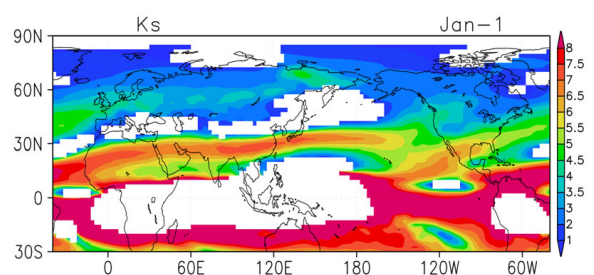
第 3.3 図 1 月上旬の西日本の旬平均気温による南北風回帰の経度-時間断面図。南北風は 32.5~37.5 度平均。南風が実線で、等値線間隔は 0.5m/s。相関係数が 5%の危険率で有意な領域に陰影。



第 3.4 図 1 月の西日本上空 10 日平均 850hPa 気温と南北風のラグ相関の経度-時間断面図。南北風は 32.5~37.5 度平均。南風が実線で、等値線間隔は 0.1。相関係数が 5%の危険率で有意な領域に陰影。

第 3.4 図には、1 月の西日本上空 850hPa 気温偏差と北緯 32.5~37.5 度で平均した南北風偏差(どちらも 10 日移動平均後)のラグ相関を示す。位相は変化せずに偏差の中心が下流へ伝播する波列状偏差パターンが明瞭である。この統計解析で得られた定常波列パターンは、2002 年 1 月中旬の事例と同様に、波長約 6000km 弱の等価順圧な構造をした準定常ロスビー波の伝播を表していると考えられる。

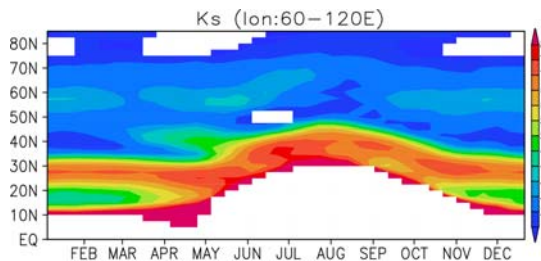
このように、アジアジェットに沿って再帰的で統計的にも有意な現象が見られる理由のひとつは、Hoskins and Ambrizzi(1993)が示したように、アジアジェットが導波管の役割を果たしているからである。Hoskins and Ambrizzi(1993)にしたがって、1 月上旬の平年値から計算した 200hPa における定常ロスビー波の全波数 K_s (地球半径で無次元化した)の分布を第 3.5 図に示す。北アフリカからユーラシア大陸南部を通り北太平洋中部まで、アジアジェットに沿って K_s の極大域、すなわち定常ロスビー波の導波管が東西に長く伸びている。 K_s の極大値は約 7 で、東西波数約 4 以上の波はこの導波管に捕捉される。この K_s の分布から考えられる定常ロスビー波の分布と、前述の 2002 年 1 月中旬の事例や統計解析の結果は矛盾しない。



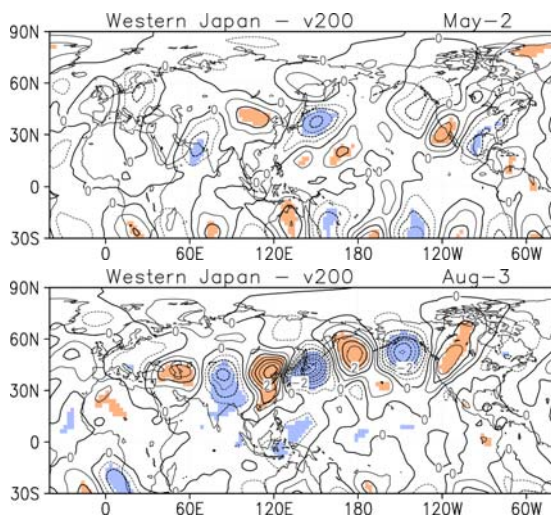
第 3.5 図 1 月上旬の 200hPa における定常ロスビー全波数 K_s の分布。白抜きは K_s の 2 乗が負の領域。

アジアジェットの位置や強さは季節によって変化するため、アジアジェットによって形成されるロスビー波の導波管も季節変化する。その様子を東経 60~120 度で平均した 200hPa における K_s の平年値の時間-緯度断面図(第

3.6 図)に示す。1月から3月までは、北緯30度以南に K_s の明瞭な極大域があるが、4月頃から不明瞭となり、5月には極大域がなくなる。その後、8月下旬頃から北緯40度付近に極大域が現れ、季節進行とともに南下し、11月からは30度以南に位置する。この導波管の構造の季節進行と、日本の天候と200hPa南北風の統計関係は整合的である。第3.7図は、5月中旬、8月下旬の西日本の旬平均気温による200hPa南北風の回帰である。1月上旬(第3.1図)には北緯30度以南に見られるアジアジェットに沿った波列状偏差パターンは、8月下旬には北緯40度付近となる。また、5月



第3.6図 200hPaにおける定常ロスビー全波数 K_s の平年値の時間-緯度断面図(東経60~120度平均)。白抜きは K_s の2乗が負の領域。



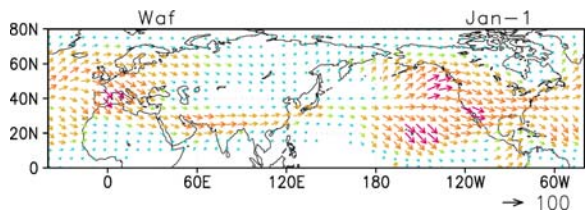
第3.7図 西日本の旬平均気温による200hPa南北風回帰図(上:5月中旬、下:8月下旬)。南風が実線で、等値線間隔は0.5m/s。相関係数が5%の危険率で有意な領域に陰影。

中旬にはこの波列が見られない。これは、日本の西での導波管の破れが一因として考えられる。

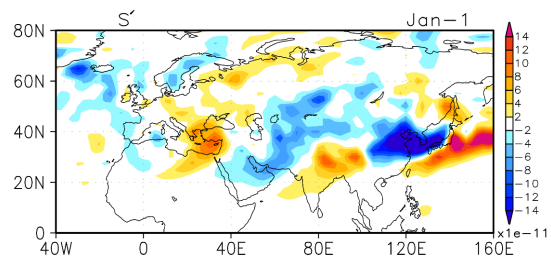
4. アジアジェット出入口での増幅機構

1月上旬の西日本気温による200hPa南北風の回帰図(第3.1図)では、大西洋、ヨーロッパからアジアジェットを通り、太平洋、北アメリカへと続く波列が見られた。しかし、アジアジェットの入口にあたる地中海東部付近には、 K_s の分布(第3.5図)からはヨーロッパとアジアジェットをつなぐ導波管の構造は見られず、むしろ定常ロスビー波が伝播できない外部波領域となっている。すなわち、第3.1図で見られる波列は、この領域においては単なる導波管に沿った波束伝播としては理解できない。また、定常ロスビー波の活動度フラックス(第4.1図)でも、この付近で収束と発散が見られる。アジアジェットの入口付近では、どんな現象が起きているのだろうか。

そこでまず、ロスビー波の波源について検討してみる。Sardeshmukh and Hoskins (1988) にならい、次式で表されるロスビー波の波源 S' を計算し、1月上旬の西日本の気温による



第4.1図 1月上旬平年の200hPa定常ロスビー波の活動度フラックス(単位は m^2/s^2 、長さは図右下のとおり)。



第4.2図 1月上旬の西日本気温によるロスビー波の波源の回帰(単位は s^{-2})。

回帰を求めた(第 4.2 図)。

$$S' = -\overline{\zeta D'} - \overline{D\zeta'} - \overline{V_x' \cdot \nabla \zeta'} - \overline{V_x' \cdot \nabla \zeta}$$

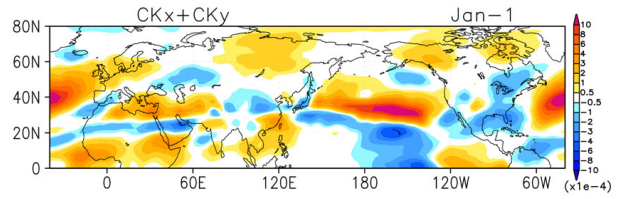
ここで、 D は発散、 V_x は水平風の発散成分、 ζ は絶対渦度を表す。各項を比較するとほとんどは右辺第 1 項によるものだが、この結果からは波列の構造そのものが見えているようでよく分からない。

ところで、中高緯度において季節内の時間スケールで変動する現象にとって、ジェットの入出口付近における基本場(気候平均場)からの順圧的エネルギー変換、あるいはそれに関連する順圧不安定が、重要な力学的過程として考えられている(Simmons et al. 1983; Tsuyuki and Kurihara 1989)。アジアジェットの入口でもこの過程が関与している可能性がある。そこで、1月上旬の基本場(気候平均場)と偏差場との間の順圧的運動エネルギー変換量を求めた(第 4.3 図)。アジアジェットの入口付近では正の値となり、基本場から偏差場への順圧的運動エネルギー変換が行われていることが分かる。順圧的運動エネルギー変換は、近似により単純化して、

$$\frac{\partial KE}{\partial t} = CKx + CKy,$$

$$CKx = -(u'^2 - v'^2) \frac{\partial u_b}{\partial x}, \quad CKy = -u'v' \frac{\partial u_b}{\partial y}$$

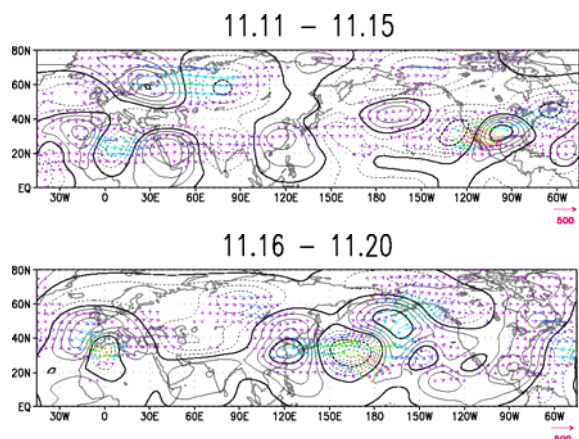
と表せる(Simmons et al., 1983)。ここで、 u_b は東西風の基本場、 u', v' は東西風、南北風の偏差場を表す。アジアジェットの入口付近では、 CKx 項に比べて CKy 項の寄与が大きい。 CKy 項は、ジェットの北側で基本場の東西風に南北シアーのある領域に、北東-南西方向に伸びた形の擾乱が重なったとき、擾乱が基本場から運動エネルギーを受け取って発達することを意味する。実際に、アジアジェットの入口付近では、大西洋から伝播するロスビー波がヨーロッパで低緯度側に屈折するため、擾乱が北東-南西方向に伸びた形状になるのは必然的と考えられる。こうして、大西洋か



第 4.3 図 1 月上旬平年の 200hPa における基本場と偏差場との間の順圧的運動エネルギー変換(単位は m^2/s^3)。

らヨーロッパを伝播したロスビー波は、アジアジェット入口での増幅機構を介して、アジアジェット導波管へ入ると考えられる。

さらに、アジアジェット導波管を伝播したロスビー波は、アジアジェットの出口にあたる太平洋域でも再び増幅している様子が見られる(第 4.1 図)。第 4.3 図から、この領域でも順圧的運動エネルギー変換が行われている。ここでは CKx 項の寄与が大きく、東西方向に伸びた形の擾乱がジェット出口の西風減速領域に重なると、擾乱は発達できる。こうしてアジアジェット出口で再び増幅したロスビー波は、さらに下流へと伝播する。第 4.4 図は、2003 年 11 月にロスビー波が太平洋に達した後、急激な増幅をした例である。こうした事例は、前述の 2002 年 1 月中旬にロスビー波が太平洋に達した後にも見られたほか、ラグ相関による統計解析(図略)からも確認できる。



第 4.4 図 2003 年 11 月 11~15 日(上)と 11 月 16~20 日(下)の 200hPa 流線関数平年偏差(等値線間隔 $5 \times 10^6 m^2/s$)と定常ロスビー波の活動度フラックス(矢印、単位は m^2/s^2)。

5. まとめ

アジアジェットに捕捉された準定常ロスビー波が日本の天候に影響を与える例は、2002年1月中旬の高温事例のように、しばしば見られる現象である。そこで、これらの統計関係を整理する目的で、過去44年間の地域平均気温と再解析データを用いて、アジアジェットに沿う準定常ロスビー波と日本の天候との統計調査を行った。

その結果、日本の天候はアジアジェットに捕捉されて伝播する準定常ロスビー波の影響をよく受け、影響の度合いの季節変化は、定常ロスビー導波管の構造の季節変化と整合的であることが確認された。さらに、このロスビー波は、アジアジェットの入口付近で順圧的運動エネルギー変換で増幅し、アジアジェットの出口でも再び増幅してさらに下流へ影響を与えることが示された。

今後は、予測可能性の観点から1か月数値予報モデルの予測結果についても検証を行いたい。また、予報の現場で実況や予報資料を見ていると、アジアジェット沿いの波束と寒帯前線ジェット沿いの波束が、位相を合わせて日本付近へ伝播することが多いように見受けられる。アジアジェット沿いの波束と、寒帯前線ジェット沿いの波束との関係についても調査したい。

参考文献

- Enomoto, T., B. J. Hoskins and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 157-178.
- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1661-1671.
- Hsu, H.-H., and S.-H. Lin, 1992: Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1169-1190.
- 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.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363-1392.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58, 608-627.
- Terao, T., 1998: Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the midlatitude over the Eurasian Continent during the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 419-436.
- Tsuyuki, T., and K. Kurihara, 1989: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 67, 231-247.