

# 冬季東アジアモンスーンの年々変動 —惑星波の季節進行の視点から—

高谷康太郎 (地球フロンティア)、中村尚 (東大・理 / 地球フロンティア)

## 1. はじめに

冬季東アジアモンスーンの活動の強弱は、日本の冬の天候を決定するばかりでなく、東アジア域から北太平洋域の気候システムの振舞いを考える上でも重要であると考えられる。例えば、東アジアモンスーン活動が強まれば、日本を含む東アジア域には寒波が訪れ、日本海側はしばしば大雪に見舞われる。一方、モンスーン活動が弱まれば、東アジア域は「暖冬」となる。季節内変動だけでなく、年々変動も顕著に現れる。2005年12月から1月上旬にかけ、日本付近は記録的な寒波と大雪に見舞われたが、この20年程は、むしろモンスーンの弱化と暖冬傾向が顕著である。

また、このモンスーン活動は、北太平洋のストームトラック活動にも影響をおよぼすと考えられる (Nakamura et al., 2002)。さらに、このモンスーン活動に伴い、大陸から寒冷で乾燥した季節風が黒潮系の暖かい海面上に吹き出すため、海面での蒸発が活発化し、北西太平洋上で大量の熱と水蒸気が大気に供給される。この供給された水蒸気の一部は、東太平洋域の降水となることが予想される。これらの大気・海洋間の熱及び淡水の交換を通じ、冬季モンスーンの影響は、北太平洋の大気・海洋結合系にも影響を及ぼしうると考えられる。この様に、東アジアから北太平洋域の気候システムを考える上でも東アジアモンスーンの研究は重要である。

これまでの研究で、我々は、冬季東アジアモンスーンの季節内長周期変動 (周期2週間から一ヶ月程度) の力学的なメカニズムを明らかにした (Takaya and Nakamura 2005a,b)。その中で、東アジアモンスーンの活動そのものは、対流圏下層の現象であるが、季節内長周期変動は、対流圏上層の循環変動と密接に関係していること、その対流圏上層の循環変動は大まかに2種類に大別されること、さらには、それらの上層の循環変動と地表付近の傾圧性との相互作用が、東アジアモ

ンスーンの変動には重要であることを示した。

ここでは、さらに研究対象を拡げ、観測データを用いて、過去約50年間の冬季東アジアモンスーンの年々変動を解析した結果を報告する。ここでも、モンスーンの年々変動と、対流圏上層の循環変動とがどのように関係しているかを明らかにすることが主要な目的のひとつとなる。

また、冬季北半球には、大規模山岳の存在や、大陸と海洋との間の大きな熱的コントラストにより、半球スケールのロスビー波が強制される。所謂、惑星波であるが、この惑星波の存在が冬季北半球の大気循環の大きな特徴の一つである。一方、大陸海洋間の熱的コントラストが重要な原因の一つとなって、東アジアモンスーンの活動が引き起こされている。よって、この研究では、東アジアモンスーン変動と、惑星波の活動との関係に注目し、解析を行うこととする。

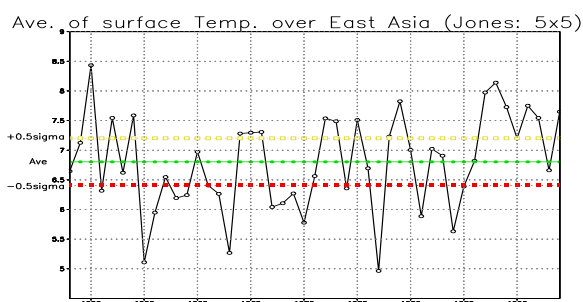


図1: Jonesの月平均地表気温データを用いて計算した、1月の東アジア域 (25-40°N, 100-140°E) の平均気温の1948-95年の時系列 (黒い折線)。緑の横線は、1948-95年の平均値、黄色い線及び赤い線はそれぞれ平均から +0.5 または -0.5  $\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) の値。

## 2. データ

用いたデータは、1948-1999年のNCEP/NCAR再解析データ及び1948-1995年のJonesの月平均地表気温データである。1月の東アジア領域 (25-40°N, 100-

140E°) で平均した Jones 地上気温の時系列 (図 1) から、変動が  $+0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) を上回った年の 1 月、及び  $-0.5\sigma$  を下回った年の 1 月を、それぞれ暖冬年 (17 年) と寒冬年 (17 年) と各々定義し、解析を行った。なお、このようにして定義された寒冬年は、1951、55、56、58、59、61、62、63、67、68、69、70、74、77、81、84 及び 85 年の各年、また暖冬年は、1950、52、54、64、65、66、72、73、75、78、79、87、88、89、91、92、及び 94 年の各年である。

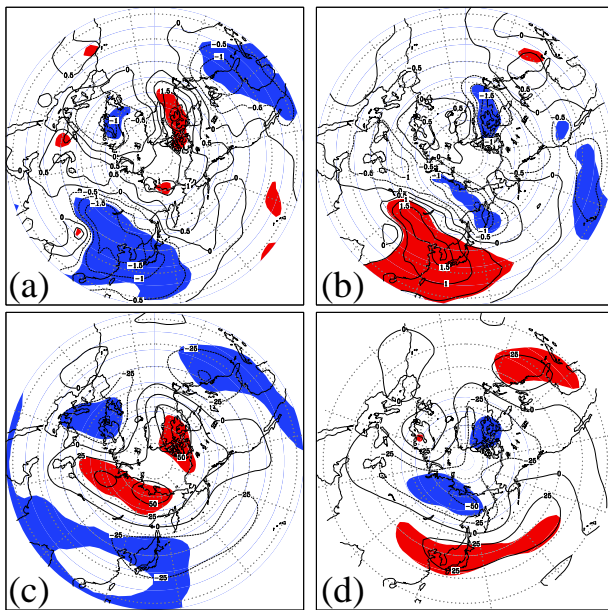


図 2: 1 月高度場及び温度場偏差合成図。(a) 及び (b) に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の合成された 850-hPa 温度場偏差で、2 K 毎。(c) 及び (d) に示されたコンターは、それぞれ寒冬年及び暖冬年の 250-hPa 高度場偏差で、25 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90% の信頼水準で有為な領域で赤い陰影が正、青は負。

### 3. 結果

上記のように定義した寒冬年及び暖冬年の、対流圏下層の温度偏差の合成図を、それぞれ図 2(a) 及び (b) に示す。冬季東アジアモンスーンの強まり (弱まり) が、東アジア中緯度域の負 (正) の温度場偏差の広がりとして現れている。このモンスーン変動の強化または弱化的に対応する対流圏上層の高度場偏差を図 2(c) と (d) にそれぞれ示す。寒冬年の対流圏上層の高度場偏差の合

成図である図 2c を見ると、高気圧性偏差が高緯度側に存在している傾向が見られる。所謂「北極振動 (AO)」とにしていると思われるかも知れないが、成層圏の循環を見てみると、AO 的なシグナルは弱い上に、統計的有意性もほとんど見られず、AO で説明するにはやや困難がある。以下に明らかにされるように、むしろ、高気圧性偏差の作用中心が、中央シベリア、グリーンランド、東シベリアの高緯度域に見られることが重要である。一方、暖冬年の対流圏上層の合成図 (図 2d) を見ると、図 2c の分布の極性をちょうど逆にしたような分布となっていることが分かる。

さらに解析を進めるために、寒冬 (暖冬) 年に中央シベリア、グリーンランド、東シベリアの高緯度域に見られる正 (負) の作用中心にそれぞれ注目する。それぞれの作用中心及びその周辺の高度場変動と東アジアモンスーン活動との関係は、それぞれどのような特徴が見られるのだろうか。

まず、寒冬 (暖冬) 年で、かつ中央シベリアの高度場偏差が絶対値で  $0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) を越えて正 (負) の 1 月の年をあらためて選びだし、[寒冬]-[暖冬] の高度場合成図を作成したのが図 3a である (なお、図 3a, b ともに、基本的には、図 2 に見られるような寒冬年と暖冬年の対称性が強く見られる)。北大西洋領域からユーラシア大陸上を経て、東アジアにまで達する波束状の構造が顕著である。図示した合成高度場偏差を擾乱とし、東西非一様な 1 月の気候平均場を基本場として評価した wave-activity flux (Takaya and Nakamura; 1997, 2001) の分布より、この波束の波源は、北米大陸の西岸にあるように見える事が分かる。このような傾向は、グリーンランドの作用中心に関する同様の高度場偏差合成図にも見られる。以下、このタイプを「波束伝播パターン」と呼ぶことにする。

さて、もう一つ残った東シベリアの作用中心に伴う循環変動にはどのような特徴があるであろうか。寒冬 (暖冬) 年かつ東シベリアの高度場偏差が  $0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) を越えて正 (負) の 1 月の年に対する合成図を図 3b に示す。ここでは、上流側からの強い波束伝播の構造は見られない。代わって、極東領域での南北双極子型構造が顕著であり、この双極子構造は Wallace and Gutzler (1981) で指摘された “Western Pacific” パターン (以下、WP パターン) と類似している。以下、このパターンを「WP-like パターン」と呼ぶこととする。

図 3a 及び b の特徴は、Takaya and Nakamura (2005a,b) で、シベリア高気圧の周期 1ヶ月以内の季節内変動において示された「波束伝播(大西洋)型」と「太平洋型」とに、それぞれ良く似通っていると言える。

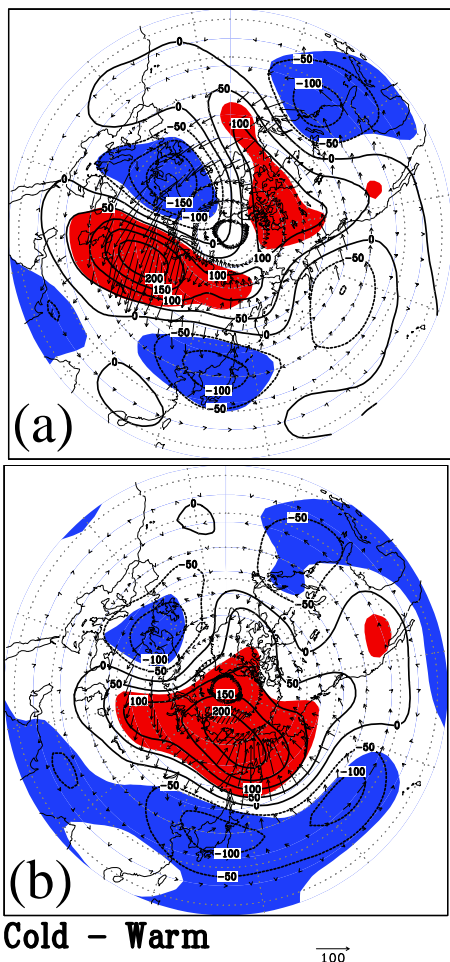


図 3: 1月 250-hPa 高度場偏差の、[寒冬年]-[暖冬年]の合成図。(a)「波束伝播パターン」及び(b)「WP-like パターン」。コンターは、250-hPa 高度場偏差で、25 m 毎。それぞれ、実線が正で破線が負。赤及び青の陰影は、90% の信頼水準で有為な領域で赤い陰影が正、青は負。矢印は Takaya and Nakamura (1997, 2001) の wave-activity flux。高度場偏差を擾乱とし、東西非一様の 1 月平均場を基本場として評価したもの。スケールはパネルの右下。

#### 4. 惑星波との関係

先にも述べたように、冬季北半球の大気循環の大きな特徴の一つに、惑星波の存在が挙げられる。前節で明らかにされた「波束伝播パターン」及び「WP-like パターン」のそれぞれの対流圏上層の高度場偏差分布と、気候平均の惑星波の分布との関係を、図 4 に示す。

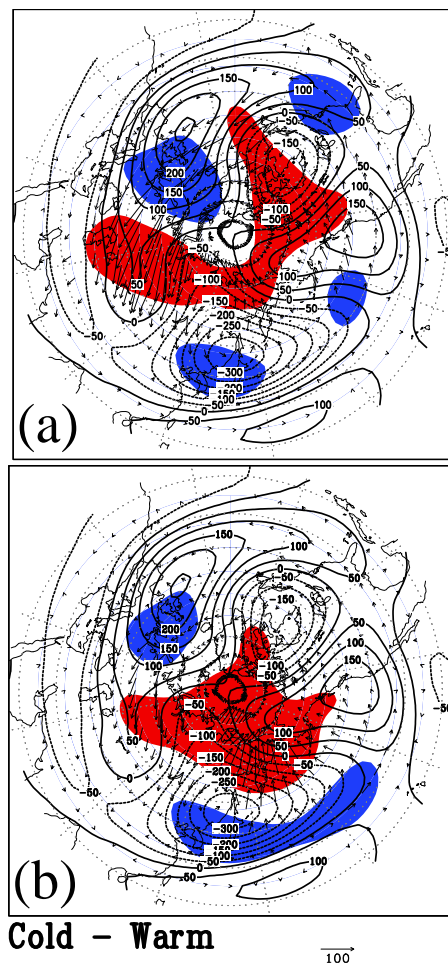


図 4: 1月 250-hPa に見られる、気候平均の惑星波と、高度場偏差の分布。コンターが惑星波の分布で、50 m 毎。実線が正で破線が負。陰影は、[寒冬年]-[暖冬年]の合成された高度場偏差で、40 m 以上。赤い陰影が正、青い陰影は負をそれぞれ表す。(a)「波束伝播パターン」、(b)「WP-like パターン」。矢印は、Takaya and Nakamura (1997,2001) の wave-activity flux。高度場偏差を擾乱とし、東西非一様の 1 月平均場を基本場として評価したもの。スケールはパネルの右下。

ここでは、惑星波は、気候平均の高度場からその東西平均の成分を差し引いたもので定義している。また、図 4 の wave-activity flux は、図 3 と同様、高度場偏

差を擾乱とし、東西非一様な1月の気候平均場を基本場として評価したものである (Takaya and Nakamura; 1997, 2001)。惑星波のトラフが極東及びラブラドル半島付近に、またリッジがユーラシア西岸及び北アメリカ大陸西岸に存在している。一方、「波束伝播パターン」及び「WP-like パターン」のそれぞれの高度場偏差の水平空間スケールは、気候平均で見られる惑星波のそれに匹敵する事が、図4より明らかである。

例えば、「波束伝播パターン」(図4a)では、波束の波源を形成しているラブラドル半島の高度場偏差の分布は、この領域の気候平均の惑星波トラフの分布と重なっていることが分かる。すなわち、このパターンの寒冬(暖冬)年では、ラブラドルの惑星波トラフの深まりが弱い(強い)と言うことである。一方、極東付近の高度場偏差は、極東の惑星波トラフのちょうど「節」の部分に分布していることが分かる。これは、寒冬(暖冬)年では、極東付近の惑星波トラフの強化(弱化)を伴う南偏(北偏)が見られるという事である。

この極東の惑星波トラフの強弱を伴う南北移動という傾向は、「WP-like パターン」(図4b)でより顕著である。惑星波の伝播を示す Plumb (1985) の wave-activity flux の分布にも、極東惑星波トラフの強弱を伴う南北移動という特徴が良くあらわれている(図は省略)。

## 5. 時間発展

前節では、東アジアモンスーンの年々変動に伴って見られる対流圏上層の高度場偏差が、惑星波の強弱や位置の移動に伴うものであると解釈できることを示した。すなわち、これらの高度場偏差は、惑星波の変調による結果として解釈出来る訳である。このことは、寒冬年と暖冬年との間に見られる、季節進行に伴う惑星波形成の時間発展の違いに、より顕著に見られる。図5は、「WP-like パターン」について、12月から1月にかけての250-hPa高度場の時間発展を示した図である。まず、気候平均の季節進行の場を確認する(図5c)。12月から1月(初冬から真冬)にかけての季節進行では、北半球中高緯度の対流圏上層の高度場はほぼ低下していくわけであるが、その高度場の降下の空間的な分布は非一様性が強く、この非一様性こそが、惑星波の時間発展そのものである。具体的には、一般的に(高緯度ではなく)中緯度付近に強い高度場の低下が見られ、西太平洋地域の北緯30-40°付近には特に強い低下が見

られる。惑星波の分布と併せて考えると、この西太平洋地域の強い低下領域は、極東の惑星波トラフの南東方向への拡大と解釈できる。また、大西洋に見られる低下領域は、ラブラドルの惑星波トラフの初冬から真冬への深まりを表している。一方、北米大陸西岸からアラスカを経て東シベリアに至る領域、またユーラシア大陸西岸からユーラシア大陸北極海沿岸にかけての領域のような高緯度側では高度場低下は弱い。特に、東シベリア-アラスカの領域では、むしろ高度場が上昇している領域すら見られる。これらは惑星波のリッジの時間発展そのものである(図4も参照)。東アジアモンスーンの変動に特に関係するのは、この北米大陸とユーラシア大陸を結ぶ、東シベリア-アラスカ領域の高度場の季節進行である。図5a及びbは、「WP-like パターン」の、それぞれ寒冬年、暖冬年の高度場の季節進行である。寒冬年では、高度場の上昇領域の領域が平年より強く、さらに西に大きく拡大しているのに対し、暖冬年ではこの高度場上昇域が弱く、また西への張り出しも非常に弱いという事が分かる。この結果は、寒冬(暖冬)年では極東惑星波の南偏(北偏)が見られるという結果(図4)とも整合的である。このように、アラスカ-東シベリアを結ぶ領域で見られる「惑星波リッジの時間発展」の強弱が、東アジアモンスーンの強弱と関係しているのである。

極東の惑星波リッジの発展に関する同様な傾向は、「波束伝播パターン」においても確認できる(図は省略)。また、図3aにも示したように、「波束伝播パターン」においては、ラブラドル半島に観測される惑星波トラフの強弱が特徴の一つであった。初冬から真冬にかけての時間発展の場を見ても、このラブラドル付近の惑星波トラフの時間発展の強弱を見ることが出来る。(図は省略)。また、このパターンの時間発展におけるもう一つの特徴は、一月前のラグ(すなわち12月)をとった合成図に見られる(図6)。1月に「波束伝播パターン」が見られる一月前の12月には、東太平洋域から北米大陸を越えて西大西洋域に波束伝播が見られる。この波束伝播がラブラドルの惑星波トラフの強弱に影響を与え、それがさらに下流側に影響して「波束伝播パターン」の原因になっている、という可能性がある。また、この太平洋から大西洋域への波束伝播が大西洋域の循環に影響を与えるという、一連の時間発展は、アリューシャン・アイスランド低気圧シーソー(AIS, Honda et al., 2001 他)と非常に似通っている。

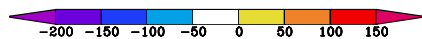
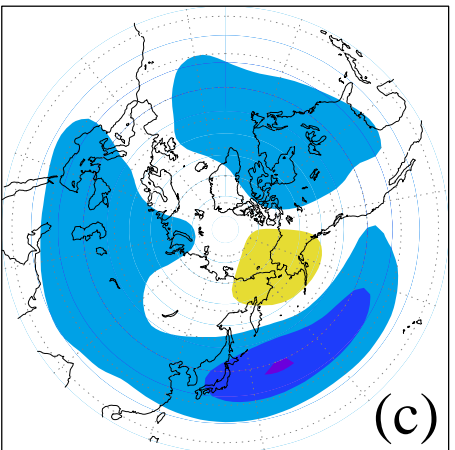
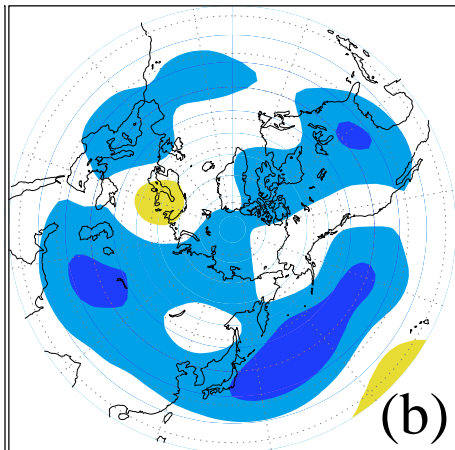
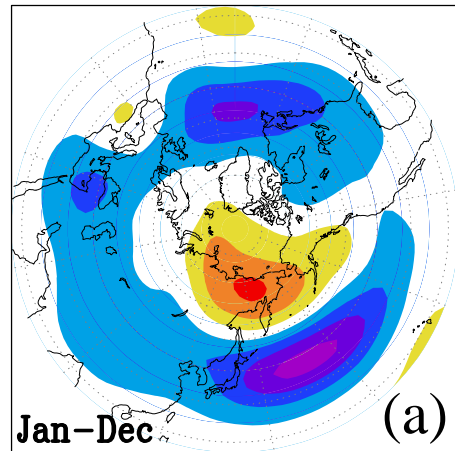
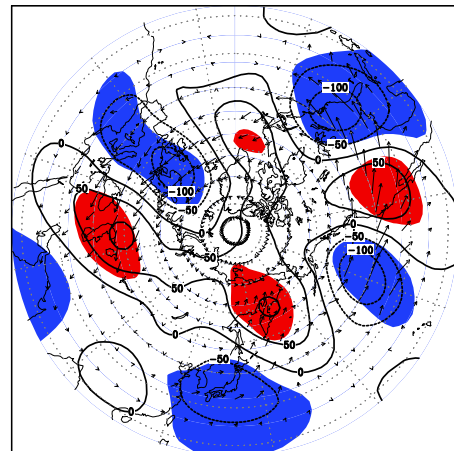


図 5: 12 月から 1 月にかけての 250-hPa 高度場の季節進行。[1 月平均] - [12 月平均] で定義。(a) 「WP-like パターン」の寒冬年、(b) 同じく暖冬年にそれぞれ見られる季節進行。高度場合成図を元に作成。(c) は、50 年平年値より作成した気候平均の季節進行。



Cold - Warm

90°

図 6: 図 3 と同じ。ただし、1 月に「波束伝播パターン」が見られたときの一月前 (12 月) の高度場偏差の合成図。

## 6. 考察

以上に示したように、東アジアモンスーンの変動と、惑星波の活動及びその時間発展とは、密接な関係にあると考えられる。特に、初冬から真冬にかけての、アラスカ - 東シベリアでの「惑星波リッジの時間発展」の強弱、及びその結果として現れる極東惑星波トラフの強弱を伴う南北移動が、東アジアモンスーン変動と非常に密接に関係している。この傾向は、「WP-like パターン」及び「波束伝播パターン」の両方に共通している（「WP-like パターン」の方がより顕著であるが）。初冬から真冬にかけての惑星波の時間発展のメカニズムを知ることは、冬のモンスーン活動の変動の理解の上でも重要である。

ここで、今後の課題として、アラスカ - 東シベリアでの「惑星波リッジの時間発展」の強弱が何故もたらされるのか、そもそも何故、気候平均でもこの領域では、初冬から真冬にかけ、高度場の低下が弱いのか、ということが挙げられる。伝統的に、惑星波は、大規模山岳や大陸海洋間の熱的コントラストによる強制によって形成されるとされてきた (Charney and Eliassen 1949, Smagorinsky, 1953 等)。実際に冬季に観測される惑星波は、それらによりほぼ説明出来そうに見える。しかし、図 5c に見られるような、アラスカ - 東シベリア付近を中心とする領域での惑星波リッジの形成という、惑星波の初冬から真冬にかけての時間発展は、伝

統的な枠組みだけでは説明が難しいように思われる。ロッキー山脈に対する応答としてはやや北に寄りすぎ、また大気海洋間の熱的コントラストも強くない領域だからである。

この領域の初冬から真冬にかけての時間発展は何によってもたらされているのか、熱帯の影響も含め、そのメカニズムを解明することが、将来の課題である。

#### 参照

Charney, J. G., and A. Eliassen, 1949: A numerical method for predicting the perturbations of the midlatitude westerlies. *Tellus*, **1**, 38-54.

Honda, M., H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka., and K. Takeuchi, 2001: Interannual seasaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part I: Seasonal dependence and life cycle. *J. Climate*, **14**, 1029-1042.

Nakamura, H., T. Izumi and T. Sampe 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.

Smagorinsky, J., 1953: The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 503-534.

Takaya, K., and H. Nakamura 1997: A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.

———, and ———, 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.

———, and ———, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.

——— and ———, 2005b: 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.