

## 2016年8月後半のロスビー波の伝播及び砕波に伴うモンスーントラフ強化の予測可能性

竹村 和人 (京都大学大学院理学研究科, 気象庁気候情報課)

榎本 剛 (京都大学防災研究所, 海洋研究開発機構), 向川 均 (京都大学大学院理学研究科)

### 1. はじめに

Takemura and Mukougawa (2020) は, 夏季日本付近～その東海上におけるロスビー波の砕波事例のラグ合成図解析を行い, アジアジェットに沿う波束伝播 (例えば Enomoto et al. 2003, Kosaka et al. 2009) は, 砕波及びそれに伴う北西太平洋亜熱帯域での活発な積雲対流活動を通して, 太平洋・日本 (PJ) パターン (Nitta 1987) の発現に寄与することを示した. この力学過程の存在は, 夏季日本付近で発現する異常気象に関する重要な知見であるが, その過程の予測可能性は明らかにされていない. Takemura et al. (2017) は, 2016年8月の事例解析を行い, 日本の東海上で頻発した砕波が, 北西太平洋亜熱帯域での活発な積雲対流活動を通してモンスーントラフ (以下, 下層低気圧) の顕著な強化に寄与したことを示唆している.

そこで本研究では, 2016年8月後半にみられた PJ パターンの発現に関連する下層低気圧の発達事例に着目し, アンサンブル予報データを用いた予測可能性の評価を行った.

### 2. 使用データと解析手法

大気循環場のデータには水平格子間隔  $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ , 鉛直 37 層 (1000~1hPa) からなる気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55; Kobayashi et al. 2015, 以下, 解析値) を用いた. 熱帯域における積雲対流活動の指標には, 水平格子間隔  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  の外向き長波放射量 (OLR, NOAA 提供) を用いた. ここで, 気候値は 1981~2010 年平均値に対して 60 日 (項数 121) の低周波フィルター (Duchon

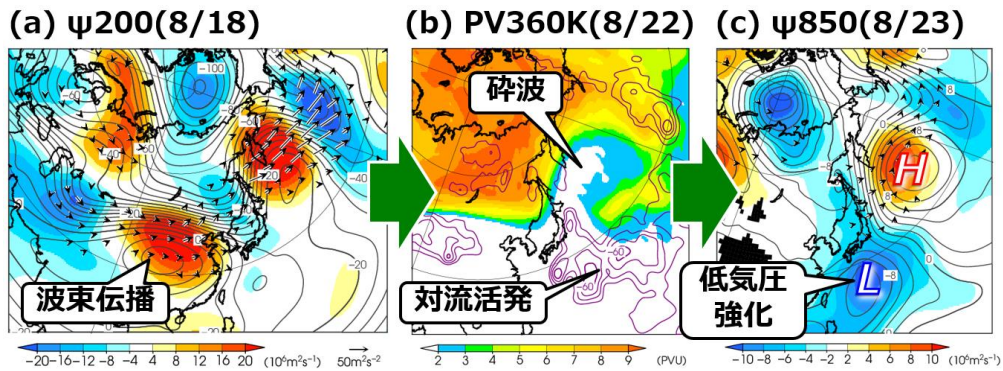
1979) を施した値, 偏差は気候値からの差で定義した.

2016年8月後半における大気循環場の予測可能性の評価には, 気象研究コンソーシアムより提供されている, 水平格子間隔  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , 鉛直 22 層 (1000~1hPa) からなる気象庁 1 か月アンサンブル予報データ (以下, 予測値) を用いた. この予報は週 1 回実施される. 対象とする初期時刻は 2016年8月16日 12UTC であり, 初期値は気象庁の全球客観解析データ (GANAL) から生成されている. さらに, 初期値には符号を反転させた摂動を含む計 24 の摂動が与えられ, アンサンブル予報は非摂動メンバー (以下, コントロールラン) とあわせて計 25 メンバーで構成される.

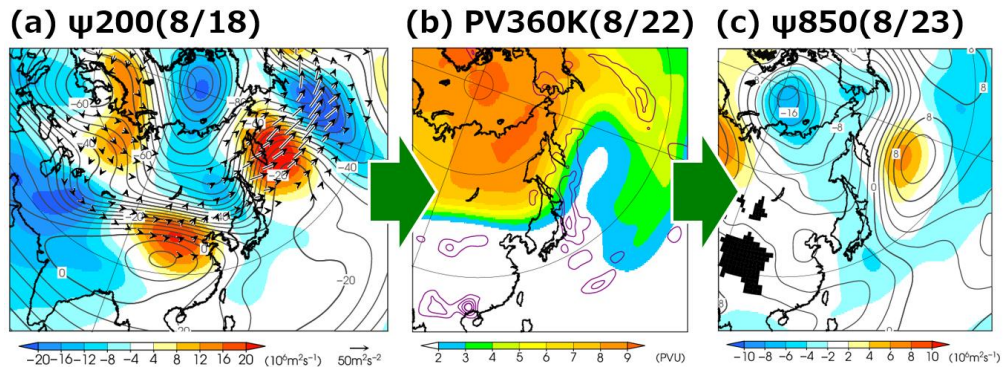
予測可能性の検証のための再予報実験には, 気象庁の数値予報研究開発プラットフォームより提供された気象庁全球モデル (JMA-GSM1705) を用いた. 全球モデルの水平解像度は  $T_L319$ , 鉛直層は 60 層 (最上層は 0.1hPa) である. 初期時刻は 2016年8月16日 12UTC, 時間積分間隔は 450 秒とした. 予報実験における大気初期値には JRA-55 を, 下部境界条件には全球日別海面水温 (MGDSST; Kurihara et al. 2006) 及び COBE-SST (Ishii et al. 2005) の海水気候値を用いた.

### 3. 2016年8月後半の大気循環場の推移及びその予測

2016年8月16日~23日の期間における, 対流圏上層及び下層の流線関数偏差, 360K 渦位及び OLR 偏差の 5 日移動平均場の解析値を第 1 図に示す.



第1図 解析値における、(a)200hPa 流線関数（等値線；単位： $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）とその偏差（陰影；単位：PVU）と OLR 負偏差（紫線； $15 \text{ W m}^{-2}$  間隔）及び(c)850hPa 流線関数（等値線）とその偏差（陰影）の5日移動平均。(a)及び(c)の矢印は、Takaya and Nakamura (2001)の波の活動度フラックス（単位： $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ）の水平成分。(a)は2016年8月18日、(b)は22日、(c)は23日。

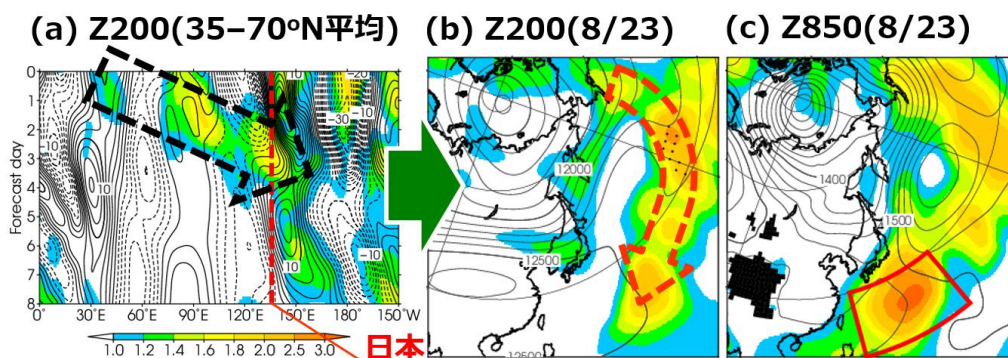


第2図 第1図と同じ。ただし、2016年8月16日12UTCを初期値とする気象庁1か月アンサンブル予報におけるアンサンブル平均の予測値。(b)の紫線は降水量正偏差（3mm 間隔）を表す。

対流圏上層ではアジアジェットに沿う波束伝播が明瞭であり、日本の東海上におけるリッジやアラスカの南海上におけるトラフの増幅に寄与している（第1図 (a)）。日本の東海上でのリッジの強化は、上層での逆S字型の渦位の逆転、すなわち砕波の発生と関連している（第1図 (b)）。この砕波に伴って、高渦位大気（High-Q）がアラスカの南海上から日本の南東海上にかけて南西方向に侵入し、日本の南東海上での活発な積雲対流活動に影響を及ぼしている。さらに、活発な積雲対流活動へのロスビー波応答として（Takemura et al. 2017）、対流圏下層では

日本の南海上で低気圧偏差が強化し（第1図 (c)）、日本の東海上の高気圧偏差との双極子構造を示している。この南西-北東方向に並ぶ偏差構造はPJパターンに対応し、砕波とPJパターンの関連性はTakemura and Mukougawa (2020)と整合している。

次に、同期間における、2016年8月16日12UTCを初期値とするアンサンブル平均の予測値を第2図に示す。解析値（第1図）と比較して、アジアジェットに沿う波束伝播に関連するロスビー波の位相はほぼ同じであるが、その振幅は過小に予測されている（第2図 (a)）。



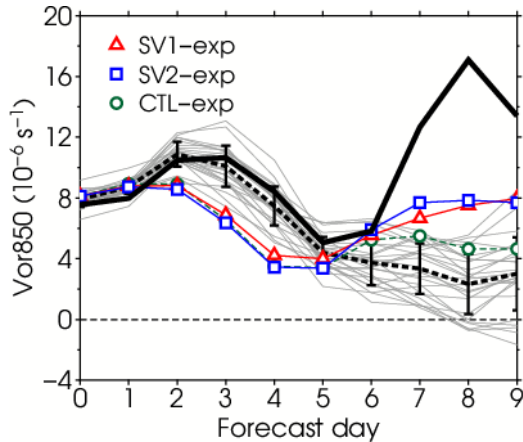
第3図 (a) 35-70°N で平均した 200hPa 高度のアンサンブルスプレッド (陰影) の経度-時間断面図と、予測 7 日目における (b) 200hPa 及び (c) 850hPa 高度のアンサンブルスプレッド (陰影) の分布. アンサンブルスプレッドは帯状平均で規格化している. 等値線は, (a) 200hPa 南北風偏差 ( $2\text{m s}^{-1}$  間隔), (b) 200hPa 高度 (100m 間隔), (c) 850hPa 高度 (20m 間隔). (b) の点は, アンサンブルスプレッドが高度の気候学的標準偏差を超える領域を示す. (c) の赤線枠域は, 検証領域 ( $15\text{-}30^{\circ}\text{N}$ ,  $125\text{-}150^{\circ}\text{E}$ ) を表す.

これに伴って, 日本の東海上での砕波やそれに関連する南西方向への High-Q の侵入も, 解析値と比べて過小に予測されており, 活発な積雲対流活動に対応する降水量正偏差域は狭い範囲に限られている (第2図 (b)). さらに, このことに関連して, 予測値では下層低気圧の強化は見られず, PJ パターンの振幅は解析値と比べて小さい (第2図 (c)).

上記の特徴を持つ大気循環場の予測可能性を評価するため, 高度のアンサンブルスプレッド (以下, スプレッド) を第3図に示す. ここで, スプレッドは時間とともに増大するため, 本研究ではそれぞれの予測日において帯状平均で規格化した値を示す. 第3図 (a) に示した  $35\text{-}70^{\circ}\text{N}$  平均 200hPa 高度のスプレッドより, 初期日~予測 4 日目の期間では, 対流圏上層におけるスプレッドの極大域が  $30^{\circ}\text{E}$  付近から日本の東海上にかけて東向きに伝播し (第3図 (a) の矢印), 日本の東海上における砕波の予測可能性に影響を及ぼしていることが示唆される. このスプレッド極大域の伝播は, 波束伝播 (第1図 (a), 第2図 (a)) に対応している. 第3図 (b) に示した 200hPa 高度のスプレッドの分布では,

アラスカの南海上から北西太平洋亜熱帯域にかけてスプレッドの極大域が見られ, その一部は高度の気候学的標準偏差を超える値を示している. このスプレッド極大域は, High-Q の南西方向への侵入域 (第1図 (b), 第2図 (b)) に位置し, その予測可能性が低いことを示している. さらに, 第3図 (c) に示した 850hPa 高度のスプレッドの分布より, 対流圏上層のスプレッドに対応して, 北西太平洋の対流圏下層においてもスプレッドが増加し, 日本の南海上でのスプレッド極大域は下層低気圧の予測可能性が低いことを示している. これらの結果は, 砕波に関連した High-Q 侵入が, 下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼすことを示唆している.

次に, 日本の南海上における下層低気圧の予測可能性を評価するため,  $15\text{-}30^{\circ}\text{N}$ ,  $125\text{-}150^{\circ}\text{E}$  (第3図 (c) の赤線枠域; 以下, 検証領域) で平均した 850hPa 相対渦度の時系列を第4図に示す. この図より, 予測 5 日目, すなわち 8月 21 日以降における下層低気圧の発達 は解析値では明瞭である (黒実線). 一方, アンサンブルメンバーでは下層低気圧の発達は予測されておらず (灰色線及び黒破



第4図 初期日～予測9日目における、検証領域 (15-30°N, 125-150°E) で平均した 850hPa 相対渦度 (単位:  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ) の時系列. 黒実線は解析値, 灰色線は全アンサンブルメンバー, 黒破線はアンサンブル平均, エラーバーはアンサンブルスプレッド (1 標準偏差の幅) を示す. 赤線, 青線及び緑破線は, 再予報実験における SV1, SV2 及び CTL 実験の結果をそれぞれ示す.

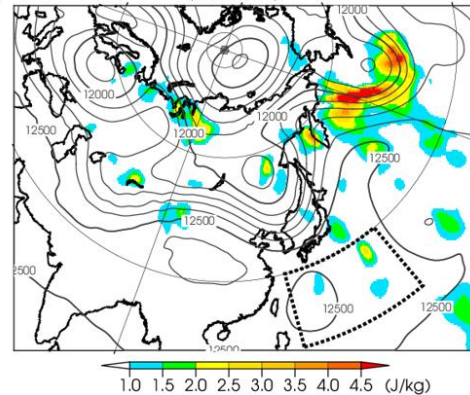
線), スプレッドも予測日とともに増加している (エラーバー). 解析値と予測値の差もまた, 予測5日目以降に急激に増加し, 下層低気圧の予測誤差が大きいことを示している.

#### 4. アンサンブル特異ベクトル法に基づく簡易予報感度解析

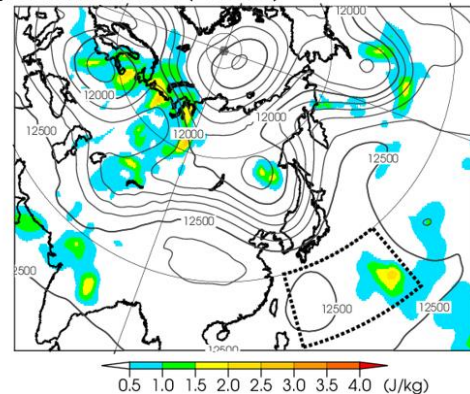
日本の南海上における下層低気圧領域でのスプレッドを最大化する, すなわち下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼすアンサンブル初期摂動を推定するため, 簡易予報感度解析 (Enomoto et al. 2015) を行った. ここで, 摂動はコントロールランからの差で定義する. この解析では, 摂動が各アンサンブルメンバーの摂動の線形結合で表されること, 及び摂動の線形成長を仮定し, 予測7日目における検証領域での摂動を最大化する初期摂動 (以下, 高感度領域) をアンサンブル特異ベクトル (SV) 法で求める. ここで, 摂動の大きさは, 予測7日目の検証領域

(1000~500hPa 間) における摂動の5日移動平均より算出した湿潤トータルエネルギー (Ehrendorfer et al. 1999) で評価した. SV 第1, 2モード (以下, SV1 及び SV2) として得られた高感度領域を第5図に示す. SV1の高感度領域はベーリング海付近に見られ (第5図 (a)), 砕波域~アラスカの南海上のトラフ付近に対応している (第1図 (b)). 一方, SV2の高感度領域はヨーロッパ北部~中央アジア付近に検出され (第5図 (b)), アジアジェット入口付近における波列パタ

(a) Ensemble SV1 (33.35%)



(b) Ensemble SV2 (21.85%)



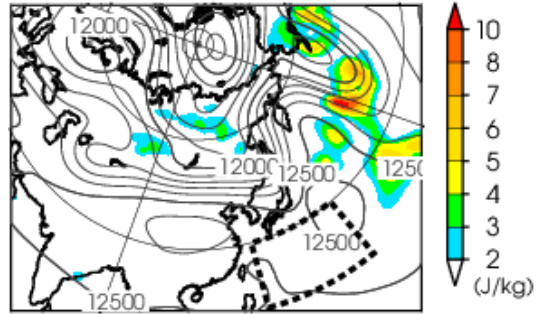
第5図 各アンサンブル初期摂動の線形結合から算出した湿潤トータルエネルギー (1000~100hPa での鉛直積算量) で表される, (a)SV 第1 及び (b)SV 第2モードにおける高感度領域の分布 (陰影; 単位:  $\text{J kg}^{-1}$ ). それぞれのモードの寄与率 (%) を図の上に示す. 等値線は初期日における 200hPa 高度 (単位: m). 破線枠域は, 検証領域 (15-30°N, 125-150°E) を表す.

ーンに対応している（第1図 (a), 第5図の等値線）。この結果は、砕波域付近やアジアジェット入口付近における初期摂動が、下層低気圧の予測可能性に大きな影響を及ぼしたことを示している。

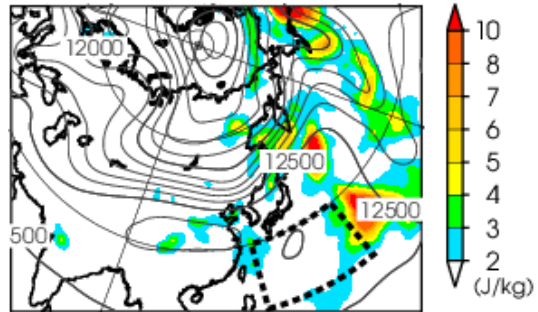
予測7日目にかけての高感度領域の時間発展を調べるために、SV1に回帰させた摂動より算出した湿潤トータルエネルギーの分布を第6図に示す。この図より、初期日に砕波域付近に見られた高感度領域は（第5図 (a)）、対流圏上層でのHigh-Qの侵入に対応して、予測日とともに南西方向に伸長し、予測7日目には大きな振幅を持つ摂動が検証領域の東部に達する様子が見て取れる。次に、SV2として抽出されたアジアジェット入口付近における高感度領域の下流側への影響に着目するため、SV2に回帰させた摂動から算出した35-70°N平均湿潤トータルエネルギーの経度-時間断面図を第7図に示す。この図より、高感度領域は30°E付近から日本の東海上にかけて東向きに伝播し、北西太平洋すなわち砕波域や下層低気圧の発達領域における摂動の成長に影響を及ぼしている。SV2の高感度領域の時間発展は、スプレッドの時間発展（第3図 (a)）と整合し、アジアジェットに沿う波束伝播に伴う摂動の時間発展に対応している。

これらの結果は、砕波域やアジアジェット入口付近における初期摂動が、砕波に関連するHigh-Qの南西方向への侵入や波束伝播を通して、下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼすことを示している。

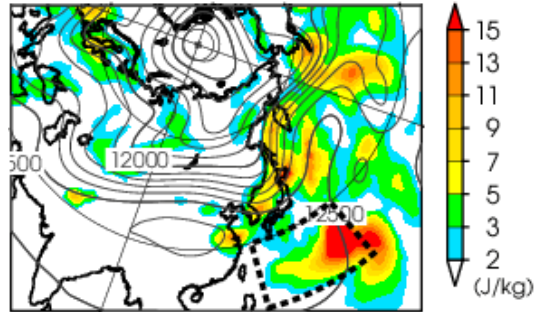
(a) SV1 → 2d-fcst



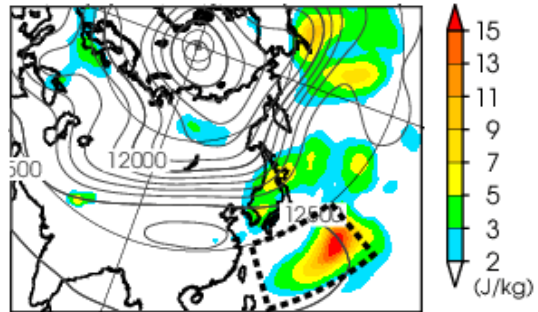
(b) SV1 → 4d-fcst



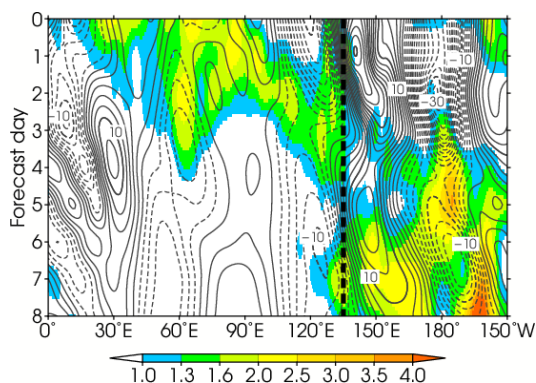
(c) SV1 → 6d-fcst



(d) SV1 → 5~9d-fcst



第6図 第5図と同じ。ただし、SV1に回帰させた摂動より算出した湿潤トータルエネルギー。(a)は予測2日目、(b)は予測4日目、(c)は予測6日目、(d)は予測7日目（5日移動平均）の分布を表す。



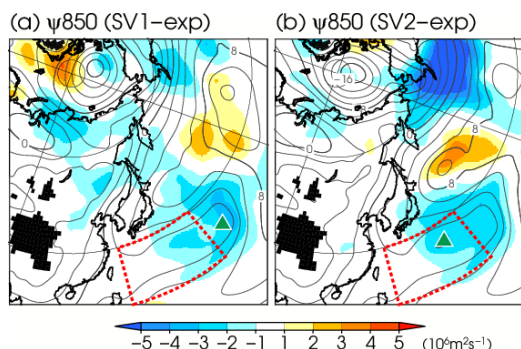
第7図 SV2 に回帰させた摂動より算出した、35-70°N 平均の湿潤トータルエネルギー (1000~100hPa での鉛直積算量; 陰影), 及び 200hPa 南北風偏差のアンサンブル平均 ( $2\text{m s}^{-1}$  間隔) の経度-時間断面図. 湿潤トータルエネルギーは帯状平均で規格化している.

### 5. 初期摂動を与えた再予報実験

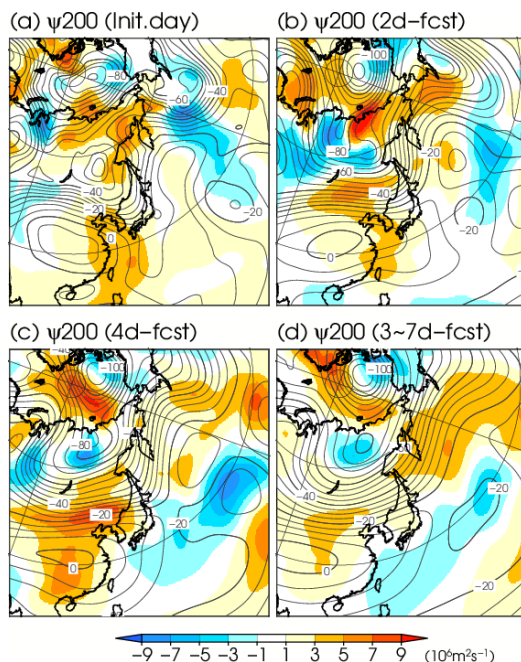
簡易予報感度解析の結果をさらに検証するため、気象庁全球モデルを用いて、対流圏上層 (500~100hPa) における SV1 及び SV2 の初期摂動 (高感度領域) を与えた再予報実験 (以下, SV1 実験及び SV2 実験) を行った. ここで、摂動は非摂動実験 (CTL 実験) からの差で定義する.

予測 7 日目における、SV1 実験及び SV2 実験での 850hPa 流線関数の摂動を第 8 図に示す. 両実験ともに、北西太平洋亜熱帯域の対流圏下層では、負すなわち低気圧循環の摂動が見られ、与えた初期摂動によって下層低気圧が強化されることを示している. 一方、中緯度帯の日付変更線付近では正すなわち高気圧循環の摂動が見られ、日本の南海上で負の摂動との双極子構造すなわち PJ パターンに類似した摂動のパターンを示している.

次に、対流圏上層の摂動による、下層低気圧の摂動 (第 8 図) への影響に着目する. 第 9 図に示した SV1 実験での 200hPa 流線関数の摂動の時間発展より、初期日のベーリング海付近における負の摂動が次第に

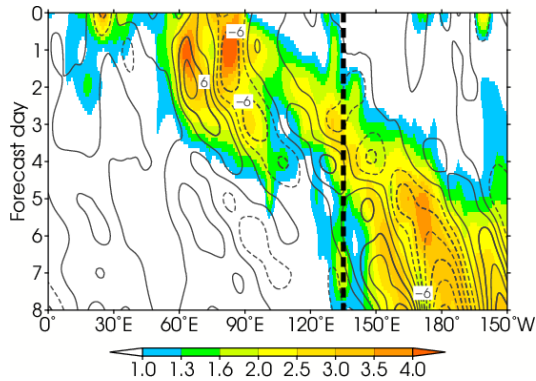


第8図 (a)SV1 実験, (b)SV2 実験における、予測 7 日目の 850hPa 流線関数 (等値線:  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  間隔) 及びその摂動 (陰影) の 5 日移動平均. 緑の▲印は 12UTC における低気圧循環の中心を表す. 赤破線枠域は、検証領域 ( $15\text{-}30^\circ\text{N}$ ,  $125\text{-}150^\circ\text{E}$ ) を表す.



第9図 SV1 実験における 200hPa 流線関数 (等値線:  $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  間隔) 及びその摂動 (陰影). (a) は初期日, (b) は予測 2 日目, (c) は予測 4 日目, (d) は予測 5 日前 (5 日移動平均) の分布.

南西方向へ侵入し、北西太平洋亜熱帯域に達する様子を見て取れる. この摂動の時間発展は、対流圏上層での High-Q 侵入の強化に関連し、簡易予報感度解析における SV1 の高感度領域の時間発展 (第 6 図) と対応している.



第10図 SV2実験における、摂動から算出した35-70°N平均の湿潤トータルエネルギー（1000~100hPaでの鉛直積算量；陰影）及び200hPa南北風の摂動（等値線；3m s<sup>-1</sup>間隔）の経度-時間断面図。湿潤トータルエネルギーは帯状平均で規格化している。

続いて SV2 実験での摂動の時間発展を調べるため、摂動より算出した 35-70°N 平均湿潤トータルエネルギーの経度-時間断面図を第10図に示す。この図より、スプレッド（第3図(a)）及び高感度領域（第7図）の時間発展に整合して、大きな振幅を持つ摂動が 30°E 付近から日本の東海上にかけて東向きに伝播し、北西太平洋における摂動の成長に影響を及ぼす様子を見て取れる。

最後に、SV1、SV2 及び CTL 実験における検証領域で平均した 850hPa 相対渦度の時系列（第4図の色線）を、解析値（黒実線）及び予測値（灰色線及び黒破線）と比較する。SV1 実験（赤線）及び SV2 実験（青線）では、予測 5 日目以降における下層低気圧の発達を予測し、その強度は各アンサンブルメンバーによる予測（灰色線）と比べて大きな値を示している。一方、CTL 実験における下層低気圧の強度（緑破線）は、各アンサンブルメンバーで予測される強度の範囲（灰色線）に含まれている。これらの結果は、検証領域付近における摂動の成長（第8図）と整合している。ただし、SV1 及び SV2 実験における下層低気圧の発達は、解析値（黒実線）に比べ

て過小に予測されていることに注意が必要である。

上記で述べた再予報実験の結果は、簡易予報感度解析の結果と整合しており、砕波域及びアジアジェット入口付近における初期摂動が下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼすことを示している。またこの結果は、簡易予報感度解析において仮定した摂動の線形成長の妥当性を示している。

## 6. まとめ

本研究では、2016 年 8 月後半にみられた PJ パターンの発現に関連する下層低気圧の発達事例に着目し、気象庁 1 か月アンサンブル予報データを用いた予測可能性の評価を行った。

その結果、アンサンブル平均におけるアジアジェット沿いの波束伝播、砕波に伴う南西方向への High-Q 侵入、及び北西太平洋亜熱帯域での活発な積雲対流活動は、いずれも解析値と比べて過小に予測され、下層低気圧の発達が予測されていないことが分かった。また高度場のスプレッドの時間発展を調べた結果、対流圏上層におけるスプレッドの極大域は、アジアジェットに沿う波束伝播や砕波に伴う High-Q 侵入に対応して下流へ伝播し、下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼすことが示された。

下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼす初期摂動を特定するため、アンサンブル特異ベクトル法に基づく簡易予報感度解析、及びそれに関連する気象庁全球モデルによる再予報実験を行った。その結果、砕波域及びアジアジェット入口付近における初期摂動、すなわち高感度領域が予測日とともに下流へ伝播し効率的に成長したことが、下層低気圧の予測可能性に影響を及ぼしたことが明ら

かとなった。

## 参考文献

- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016–1022.
- 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.
- 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.
- Enomoto, T., S. Yamane, and W. Ohfuchi, 2015: Simple sensitivity analysis using ensemble forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 199–213.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wavelike teleconnection pattern along the summertime Asian Jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561–580.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano, 2006: Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations (in Japanese). *Wea. Service Bull.*, **73**, 1–18.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Takemura, K., Y. Kubo, and S. Maeda, 2017: Relation between a Rossby wave-breaking event and enhanced convective activities in August 2016. *SOLA*, **13**, 120–124.
- Takemura, K., and H. Mukougawa, 2020: Dynamical relationship between quasi-stationary Rossby wave propagation along the Asian jet and Pacific-Japan pattern in boreal summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 169–187.
- 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.