

## 温帯及び熱帯低気圧に関する成長モードの比較

中下早織 (京都大学大学院理学研究科)  
榎本剛 (京都大学防災研究所/JAMSTEC APL)

### 1. はじめに

台風や温帯低気圧などの擾乱の発生・発達メカニズムに対する予測可能性を明らかにするには、決定論予報に加えてアンサンブル予報実験を行うことが重要である。アンサンブル予報の初期値は、アンサンブルメンバー同士が十分にばらつくだけでなく、その中に予報誤差の発達しやすい方向が含まれるように摂動を与える必要がある (Toth and Kalnay 1993)。そのため現業数値予報センターの全球アンサンブルでは、線形時間発展において最大成長する摂動を求める特異ベクトル法や、解析誤差の推定を与えるアンサンブル同化システムを利用して初期値が作成されている。

メソスケールの擾乱の詳細な構造を捉えるためには、全球モデルより高解像度の領域モデルでシミュレーションを行うことが望ましい。領域でのアンサンブル予報実験は全球アンサンブルからのダウンスケーリングで行うことが最も簡単であるが、全球アンサンブルの初期値は全球モデルに即した誤差の発達方向を捉えるように作成されているため、必ずしも領域モデルの解像度や特性に合った成長構造を捉えているとは限らない。例えば Saito et al. (2011) では、気象庁非静力学領域モデル (Japan Meteorological Agency Non-Hydrostatic Model, JMA NHM) を用いたアンサンブル予報実験において、全球アンサンブルのダウンスケーリングと領域モデルに合わせた複数の初期値作成方法を比較し、領域モデルに合わせて初期値を作成することで全球ダウンスケーリングよりもスプレッドの増加率が向上することを報告している。

本研究では、成長モード育成法 (Toth and Kalnay 1997) を利用して、領域モデルのアンサンブル初期摂動を生成する。温帯低気圧と熱帯低気圧が同時期に日本周辺に発生していた 2022 年 8 月 30 日を対象事例とし、それぞれの擾乱に対する成長構造についての考察を行う。

### 2. 使用モデル

本研究では予報モデルとして米国環境予測センター (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) で開発された領域スペクトルモデル (Juang 2000) を用いる。このモデルはハワイやアラスカの領域予報モデルとして現業で利用されていた。静力学版 (Regional Spectral Model, RSM) と非静力学版 (Mesoscale Spectral Model, MSM) の切り替えが可能であり、全球または比較的粗い解像度の領域モデルの予報を基本場として、基本場からのずれの時間発展を計算する摂動法を用いている。本研究では水平解像度 27 km の外側領域 (D1) と水平解像度 9 km の内側領域 (D2) の 2 つの領域で計算を行った。計算領域を図 1 に、計算設定を表 1 に示す。D1 の基本場は GFS の予報値 (水平解像度 0.25 度) を用いる。アンサンブル実験では、D1 に対して成長モード育成法を適用し、D2 でのアンサンブル実験は D1 からのダウンスケーリングで行う。

### 3. 成長モード育成法

成長モード育成法は、非線形モデルの時間発展において最も摂動が発達してきた方向 (成長ベクトル) を取り出す手法である。かつて NCEP (Toth and Kalnay 1997) や気象庁 (Kyouda 2002, 経田 2006) の全球アンサンブル予報の初期摂動作成法として用いられていた。先に述べた特異ベクトル法やアンサンブル同化システムと異なり、予報に用いるのと同じモデルから初期摂動を作成できるのが特徴である。Saito et al. (2011) で領域モデルにも適用されており、スプレッドの増加率は特異ベクトル法に劣るものの、強雨の推定精度は最も高かったと示されている。

成長モード育成法では、コントロール予報と摂動を与えた予報の差をスケールして次の時刻の初期値に加え、再び摂動を加えた初期値からの予報を行うサイク

ルを繰り返すことで成長ベクトルを得る。本研究ではコントロールを NCEP GFS (Global Forecast System) からのダウンスケーリング予報とする。具体的な手順を以下に記す。

1. サイクル開始時刻(本研究では8月29日0000 UTC)の初期値に対して、任意の摂動をスケールして加え、摂動ありの初期値を作成する。
2. 摂動なしの初期値と摂動ありの初期値からそれぞれ6時間予報を行う。
3. それぞれの6時間予報値の差を取り、1で与えた摂動と同じ大きさにスケールして直して、次の時刻の解析値に加える。
4. 2,3を対象時刻(8月30日0000 UTC)まで繰り返す。

最初に与える任意の摂動は、過去(2017~2021年)の8月のGFS予報値からランダムに日付を選び、その日を初期時刻とする12時間予報とその12時間前を初期時刻とする24時間予報との差とする。摂動の大きさを測る指標にはD2の領域で平均した全エネルギー(Ehrendorfer et al. 1999)を用い、潜熱項の寄与は0とした。スケールングの大きさは全球アンサンブル予報初期値のエネルギー統計と同等になるように、 $3.0 \text{ J/kg/m}^2$ とした。このサイクルを、任意に与える摂動を変えて10回行い、10メンバーの初期値を生成した。

D1のアンサンブルメンバーの基本場は全てコントロール予報と同じGFS予報値としている。これは境界に摂動を与えないことに相当する。成長ベクトルは局所リアプノフベクトルの非線形への拡張であり、無限回のサイクルを経ると同一のベクトルに収束することが期待される(Toth and Kalnay 1997)。異なるメンバーが同一の摂動を持つことを避けるために、現業での成長モード育成法では摂動をスケールして与える際にメンバー間で直交化する操作を行っていた(Kyouda 2006)。領域アンサンブルの場合は、境界に摂動を与えることで、直交化を行なわなくともメンバー間の直交性を保つことができる(Saito et al. 2012)。本研究では直交化も境界への摂動も与えていないため、10メンバーの中に

類似した構造が含まれている可能性がある。境界への摂動の与え方については今後検討していく。

水平解像度	D1: 27 km、D2: 9 km
鉛直層数	42層、 $\sigma$ 座標 (モデル上端~0.005)
支配方程式系	D1: 静力学、 D2: 非静力学
物理過程	放射: 雲を考慮した 短波・長波 陸面: 温度3層、水分2層、簡易流出モデル 境界層: nonlocal (Hong and Pan 1996) 積雲対流: 質量フラックス型(Pan and Wu, 1995) 浅い対流、診断型大規模凝結、 地形性重力波抵抗
D1の基本場	GFS(水平0.25度)
アンサンブル初期値	D1: 成長モード育成法 D2: D1のダウンスケーリング

表 1 計算設定

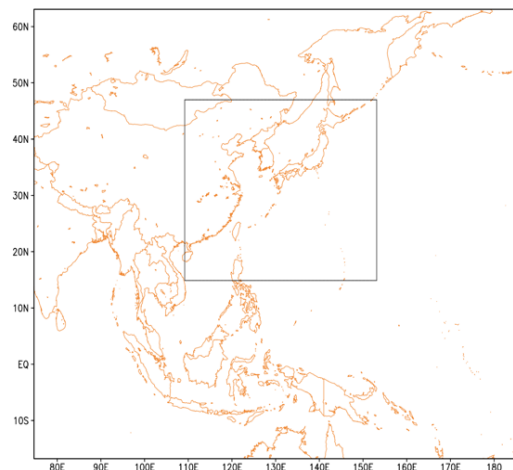


図 1 計算領域

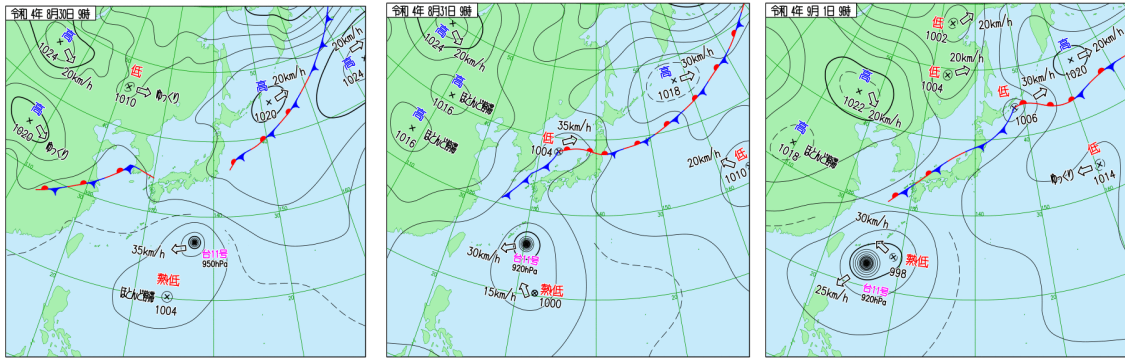


図 2 2022 年 8 月 30 日から 9 月 1 日までの気象庁地上天気図

### 3. 結果

#### 3.1 対象事例

本研究で対象とした 2022 年 8 月 30 日から 9 月 1 日の天気概況について記す (図 2)。8 月 30 日 0000 UTC には日本の南海上に台風第 11 号 (Hinnamonor) とその南に熱帯低気圧が存在し、台風第 11 号はその後西進しながら 30 日 1200 UTC から 9 月 1 日にかけて 920 hPa まで発達した。また黄海上に弱い低気圧性擾乱が存在し、31 日には発達しながら日本海上を北東進して、北海道と日本海側に降水をもたらした。

以降の解析では、D2 での 48 時間アンサンブル予報実験の結果に着目する。

#### 3.2 アンサンブルスプレッド

まず成長モード育成法で捉えられた誤差の発達を見るために、アンサンブルスプレッドの水平分布を調べた (図 3)。エネルギーのスプレッドは対流圏上層と中下層に 2 つのピークを持ち、中下層の成長率が大きかった (図略) ため、ここでは中下層での分布を示す。

運動エネルギーのスプレッドは予報期間を通して台風と熱帯低気圧の近傍で大きい。温帯低気圧近傍では擾乱の発達に伴ってスプレッドが大きくなっていく様子が確認できる。これらはそれぞれの擾乱の発達に伴う不確実性を表していると考えられる。

比湿のスプレッドを見ると、初期時刻には台風近傍に加えて黄海上で温帯低気圧の暖域側に貫入した低相当温位気塊に対

しても大きくなっている。この低相当温位気塊は気温よりも周囲との比湿の差によって特徴づけられる。この乾燥空気塊に対応するスプレッドは時間とともに台風に巻き取られる。また温帯低気圧後面に伸びる停滞前線に沿う形でも極大を示しており、前線位置の不確実性を表している。大陸上や太平洋上の高気圧下など、比較的乾燥した領域でも大きなスプレッドを示しているが、ここでは温帯低気圧の発達に関係すると考えられる乾燥空気塊に伴う構造に着目する。

#### 3.3 乾燥空気塊に対する摂動と温帯低気圧の発達

前小節で述べたように、30 日 0000 UTC に黄海上で見られる比湿スプレッドの極大域には、温帯低気圧の暖域側に乾燥空気塊の貫入があった。この乾燥空気塊は北側の冷たく乾燥した空気に対して、南西側と南東側からそれぞれ暖湿流が流入し、それらに挟まれて取り残される形で形成された (図 4 a)。東西一鉛直断面で見ると、この乾燥気塊は 900–800 hPa に分布し、東に向かって傾いていることがわかる (図 5 a)。アンサンブルメンバー 1 では、この乾燥空気塊に対する南西・南東からの水蒸気流入を強めるとともに、乾燥空気塊自体の水蒸気量を減らす方向の摂動が与えられていた (図 4 b)。東西一鉛直断面では南東からの暖湿流とその上の乾燥空気塊とのコントラストを強め、下層の安定度が下がっている (図 5 b)。これに対応して乾燥空気塊の東側で降水が見られ、コントロールよりも温帯低気圧が発達するとともに東進が

早まっている (図 6)。したがって、温帯低気圧暖域側への乾燥空気塊の貫入に伴う不確実性は低気圧の発達度合いと関連し、成長モードはそれを捉えていると示唆される。

### 3.4 台風に対する摂動

第 3.2 節で運動エネルギーでも水蒸気でも台風シグナルが現れていることを確認した。この節では台風に対する成長モードの構造とその影響に焦点を当てる。図 7 a, b に成長モード育成法によるアンサンブル予報で得られた台風進路と強度を示す。台風進路はコントロール予報に対して南北にばらついており、アンサンブルの進路の範囲内に実況とコントロール予報とがともに含まれていることから、進路の不確実性を適切に表していると考えられる。一方強度に関しては、コントロール予報もアンサンブル予報もともに実況で見られる台風の強化を再現できておらず、アンサンブル間のばらつきも小さい。アンサンブルメンバーの中には初期に急発達を示すメンバーも存在しているが、その強度を保てずすぐに減衰している。海面水温を確認すると、台風進路直下は 30 度を超える暖水域であり、台風の強化に好都合であった。予報モデルに与えた海面水温 (図 7 c) は解析値よりも低い傾向にあったものの 30 度近い水温を示しており、海面水温の過小評価が強度の再現性に影響していたとは考えにくい。今回のシミュレーションにおいて基本場として利用した GFS や D1 での計算結果でも同様に台風強度を過小評価していたことから、過小評価の要因は大規模な環境場にあると考えられる。台風強度に伴う不確実性を適切に表現するためには、適切なアンサンブル摂動の生成法に加えて、予報モデル自体が精度良く台風を再現できることが重要であり、今回の事例だけでなくその他の台風事例の検証から適切な設定を模索していく必要がある。一方で、初期に急発達を示したメンバー 2 の相対渦度の摂動を見ると、コントロールの台風中心に対して方位角方向の波数が 1 で、背景風のシアに対して傾いた構造をとっている (図 8 e)。これは台風を模した順

圧渦に対する特異ベクトルの発達後の構造に類似しており (Scheck et al., 2014)、成長ベクトルと発達後の特異ベクトルが似た構造を取ることと整合的である。この正負の摂動は互いに低気圧性回転をしながら、負の渦度が正の渦度に吸収されていく (図 8 a-d)。その過程で中心の正渦度ピークは増大していくものの、吸収された後には減衰してしまい、強度のさらなる発達には貢献していなかった。

## 4. まとめ

本研究では、NCEP MSM を用いて成長モード育成法によるアンサンブル実験を行い、温帯低気圧と熱帯低気圧に伴う成長構造に対する解析を行なった。

アンサンブルスプレッドはそれぞれの擾乱の発達に伴う不確実性と、温帯低気圧に向かって流入する水蒸気に伴う不確実性を捉えていた。後者の極大域には温帯低気圧の暖域側への乾燥空気塊の貫入が見られ、この乾燥空気塊の下への暖湿流の流入の強度が温帯低気圧の発達に影響を与えていたことが示唆された。また台風に伴う成長モードは進路の南北方向のばらつきを捉えていたが、強度に関しては再現性が低く不確実性を十分に捉えられていなかった。成長モードとして急発達を捉えていたメンバーも存在していたものの、強度を維持できていなかった。台風強度の再現性は親モデルの影響やモデルの設定が関係していると考えられるため、台風に関する不確実性を適切に捉えた成長モードを得るためにはさらなる調査が必要である。また今回の解析では、温帯低気圧中心付近の乾燥空気塊が温帯低気圧の発達に与える影響について考察したが、この空気塊は台風巻き取られていくため、台風の発達にも影響を与えていた可能性がある。そのため予報後半の乾燥空気塊の振る舞いに焦点を当てた解析を今後行なっていく。また、このような乾燥空気塊の出現頻度やその役割について今後統計的に調査していきたい。

本研究では成長モード育成法のスケーリングの大きさに対する感度は調査していないが、成長ベクトルの構造はスケーリ

ングの大きさに依存することが知られている (Toth and Kalnay 1997)。また領域アンサンブルが十分にスプレッドを保つためには境界値の摂動が重要であることが示されている (Saito et al. 2012)。これらの要素の調査は今後の課題である。

#### 謝辞

NCEP RSM/MSM は Hann-Ming Henry Juang 博士より提供していただいた。本研究は科研費 22J21757、19H05698、19H05605、21K03662 の助成を受けた。

#### 参考文献

- 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**(11), 1627-1648.
- Juang, H.-M., 2000: The NCEP mesoscale spectral model; a revised version of the nonhydrostatic regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2329-2362.
- Kyouda, M., 2002: The ensemble prediction system for medium-range weather forecasting at JMA. *Research activities in atmospheric and oceanic modelling*, No. 32, WMO/TD-No. 1105.
- Saito, K, M. Hara, M. Kunii, H. Seko, and M. Yamaguchi, 2011: Comparison of initial perturbation methods for the mesoscale ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute for the WWRP Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP). *Tellus*, **63**, 445-467.
- Saito, K, H. Seko, M. Kunii and T. Miyoshi, 2012: Effect of lateral boundary perturbations on the breeding method and the local ensemble transform Kalman filter for mesoscale ensemble prediction. *Tellus*, **64A**, 11594.
- Scheck, L., S C. Jones, and V. Heuveline, 2014: Singular vectors for barotropic, hurricane-like vortices in horizontal shear: structure and perturbation growth mechanisms. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 1002-1020.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble Forecasting at NCEP and the Breeding Method. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.
- 経田, 2006: 週間アンサンブル予報, 平成 18 年度数値予報課報告・別冊第 52 号, 気象庁予報部, 23-33.

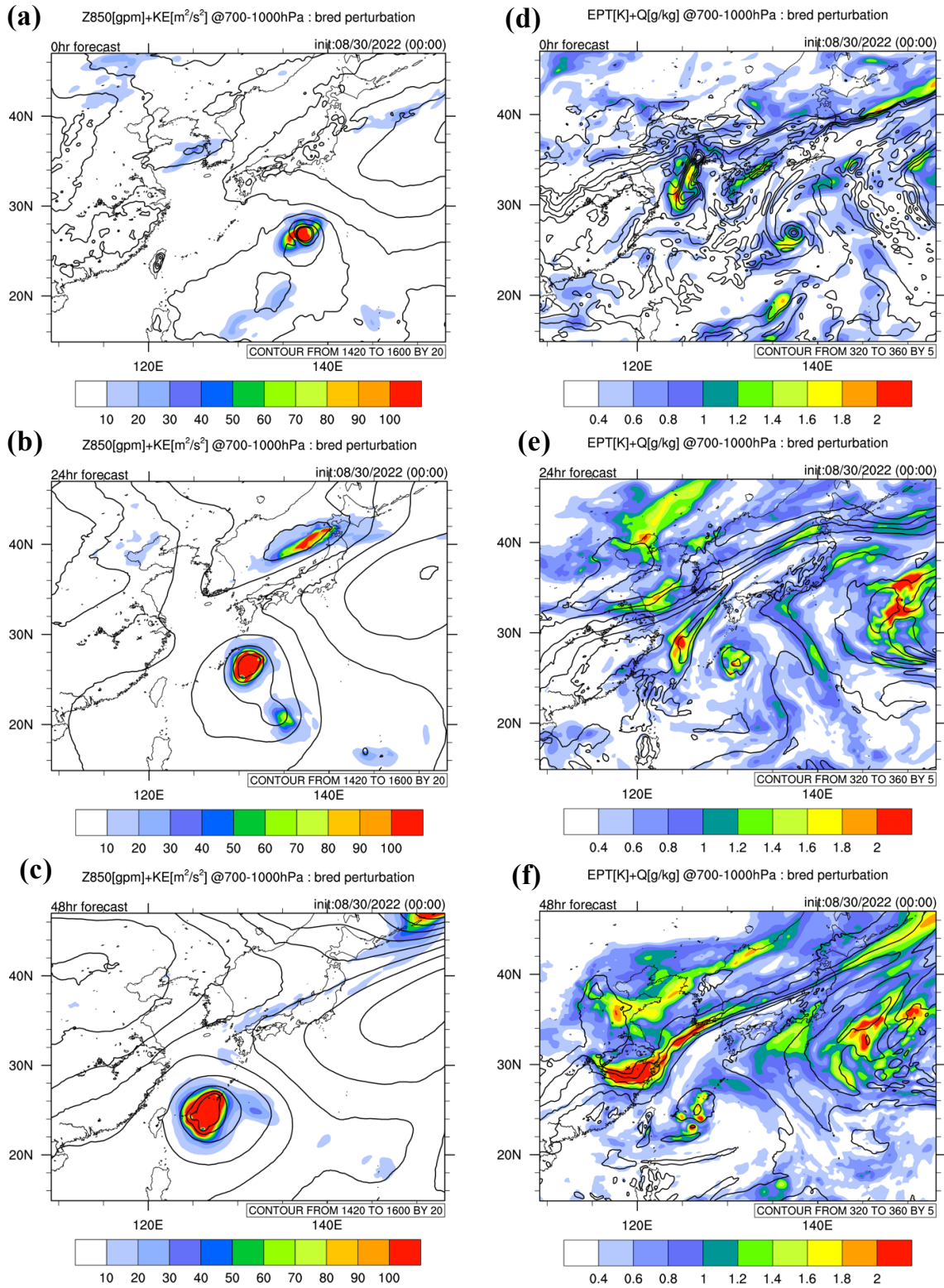


図 3 (a-c) 1000–700 hPa で平均した運動エネルギーのスペルッド (陰影) と 850 hPa のアンサンブル平均ジオポテンシャル高度. (d-f) 1000–700 hPa で平均した比湿のスペルッド (陰影) と 850 hPa のアンサンブル平均相当温位. (a, d) 初期時刻, (b, e) 24 時間予報, (c, f) 48 時間予報.

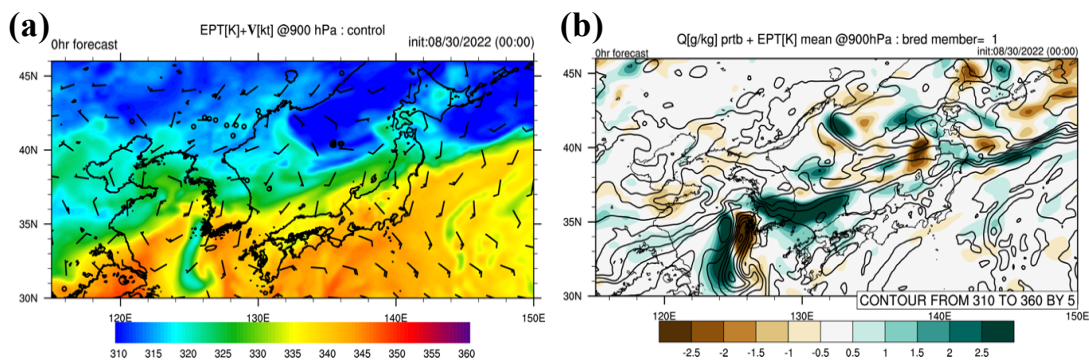


図 4 (a) コントロールの初期時刻における 900 hPa 相当温位と水平風. (b) (a)と同様, ただしメンバー1の相当温位 (線) とコントロールに対する比湿の摂動 (陰影).

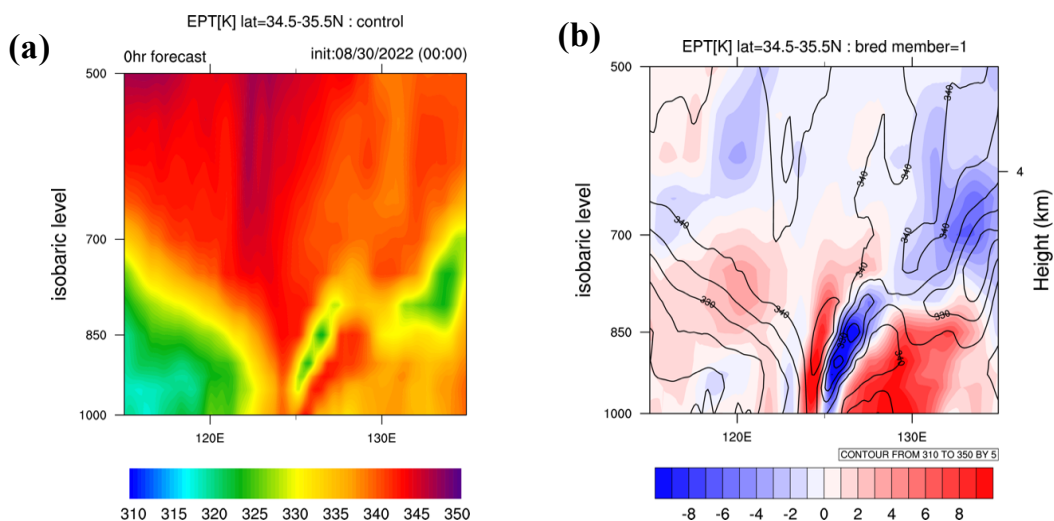


図 5 (a) コントロールの初期時刻における相当温位の北緯 35 度での鉛直断面. (b) (a)と同様, ただしメンバー1の相当温位 (線) とその摂動 (陰影).

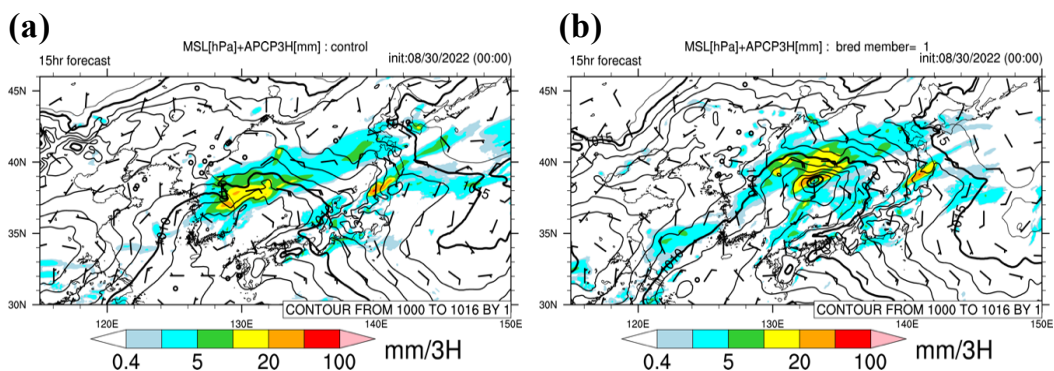


図 6 (a) コントロールの 15 時間予報における海面気圧 (線) と前 3 時間降水量 (陰影). (b) (a)と同様, ただしメンバー1.

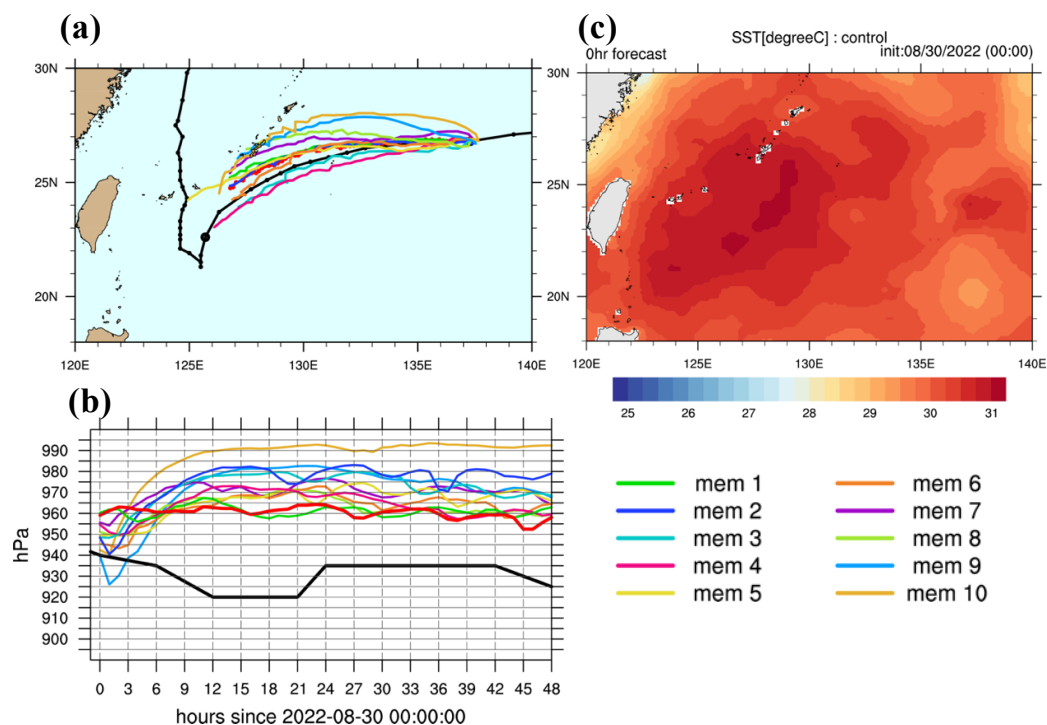


図 7 (a) アンサンブル予報の台風進路. 黒線は実況 (大きい丸は9月1日 0000 UTC の位置), 赤はコントロールを示し, その他の色は各メンバーの進路を表す. (b) アンサンブル予報の台風中心気圧の時間変化. 色は (a)と同様. (c) コントロール (アンサンブルメンバー) の初期時刻における海面水温 (°C)

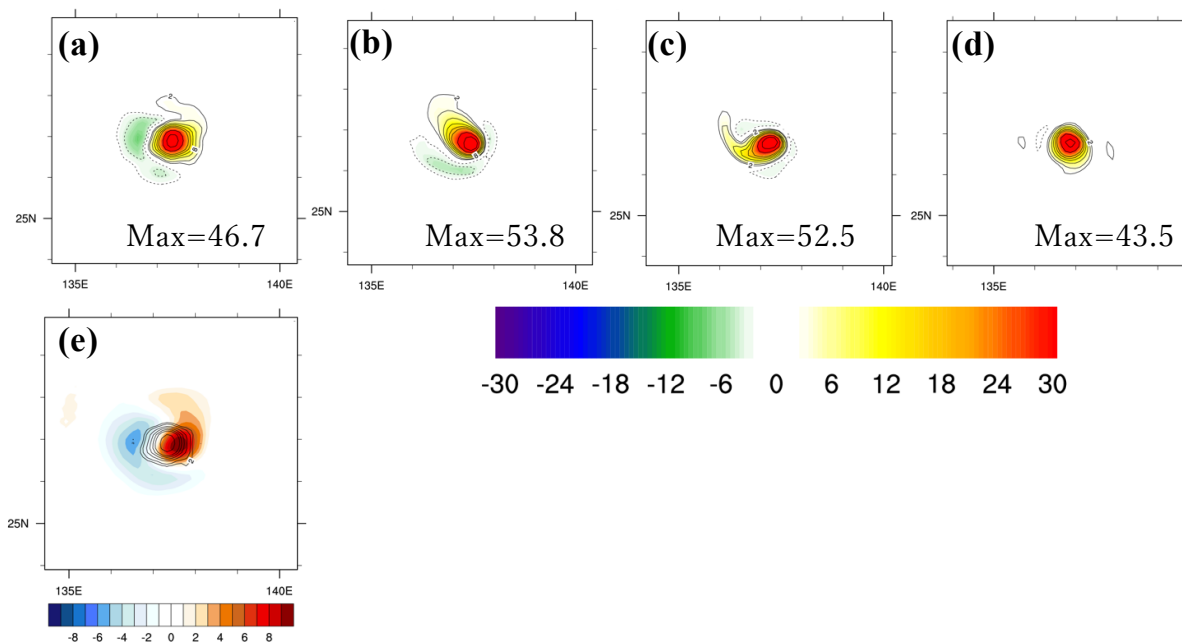


図 8 (a-d) 初期時刻から3時間予報まで1時間ごとのメンバー2の850 hPa 相対渦度 ( $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). 各図の下には正渦度の最大値を示す. (e) 初期時刻のコントロール (線) に対する相対渦度の摂動 (陰影).