はじめに

<u>しましかに</u> 数値モデルの精緻化により、雲の形成や消 滅を直接解像しながら,熱帯低気圧(以下, 台風と表記)の発達プロセスを議論するこ が可能となった.しかしながら,台風強度予 測に有意な改善は見られず,従来の発達理 論の新たなブレイクスルーを迫られている. 内部コアの力学に着目した研究が多い中. 台風と大規模循環場との相互作用が台風の 発達に与える影響も同様に解明すべき課題 である.夏季の台風に注目した研究では、台 風の積雲加熱により励起される赤道波が夏 季アジアモンスーンの下層西風を強化し、 水蒸気コンベアベルト (インド洋から台風 に延びる水蒸気フラックスの顕著な領域)を 形成することで、遠隔海域の水蒸気を効率 よく集積し、その結果台風が発達または中 緯度傾圧帯に接近時も勢力を維持できるこ とが指摘されている (Kudo et al. 2014; Hegde et al. 2016; Takakura et al. 2017; Fujiwara et al. 2017). しかし,東アジア域では季節進行に伴ってモンスーン循環が大きく変化するた め、上述のプロセスは常に効率的に働くと は限らない.

本研究では,先行研究では言及されていない秋台風の巨視的描像からみた発達メカ ニズムに焦点を当てる.秋季には大陸の地 表面冷却に伴う高気圧の形成により,黒潮 及び東シナ海では北東風が卓越することが 気候学的に知られている.寒冷かつ乾燥し た北東気流は黒潮及び東シナ海の海面蒸発 を活発化させる (図略). その結果, 北上す る台風の進行方向から多量の水蒸気が輸送 されてくるため、台風が暖流域の水蒸気を 獲得するのに好適な環境場 (e.g., Mararieva et al. 2017)が、秋季に形成されることが示唆 される. そこ

で本研究では、黒潮から遠く離れた 海域に位置する台風の発達に対して,黒潮 の影響が実際に見出されるのかどうかを明 らかにし、その影響の定量的評価ならびに 力学プロセスの解明を主な目的とする.本 要旨では事例解析として, 2004 年 10 月に発 生した台風 23 号 (Tokage)の解析結果を報告 する.

2. 実験設定及び再現性の検証 台風の数値計算には,領域雲解像モデル Cloud Resolving Strom Simulator (CReSS)を使 用した.計算領域は95°E-170°È, 5°S-45°N とし,水平解像度は緯度0.05°× 経度0.05° である.計算初期時刻は2004年10月14日 0000 UTC とし、6 日間積分を行った. 大気の 初期値・境界値には NCEP 提供の Climate

藤原圭太·川村隆一·川野哲也(九大院·理)

Forecast System Reanalysis version 1 (CFSR), SST には NOAA 提供の Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST)を与えた

CReSS で再現された台風は, RSMC best track data と較べると、やや東寄りの経路を とる. しかし最大強度に関しては, best track data が 940 hPa に対して、シミュレーション では 937 hPa と観測と同程度に再現されてい る (図略). また, モデルにおける黒潮での 海面蒸発の総量は、衛星観測に基づく全球 海面フラックスデータセット Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations ver3 (J-OFURO3)とおお よそ一致している (図 1). そこで, このシミ ュレーション結果を Control run (以下, CNTL と表記)として解析を行う.

先述のモデル設定のもとで黒潮の遠隔影響をより明確にするために、黒潮域の海面 潜熱フラックスを除去 (0 に設定)する感度 実験も併せて実施した. 除去領域は, 黒潮域 の日平均海面潜熱フラックスの 6 日間積算 値が 1,500 W m²を超える領域を囲むように 設定した (図1bの緑の枠内) この潜熱クラ ックス除去実験を便宜上, No Latent Heat flux run (以下, NLH と表記)と定義する.



図 1. (a) J-OFURO3 から計算した日平均海面潜熱フラックスの6日間 は、1975年1月1日、1975年1月1日、1975年1月1日、1975年1月1日、 有算値、陰影は海面潜熱フラックス [W m²]を表し,黒潮城で高い値 を示している. (b) (a)と同様であるが, CReSS のシミュレーション結果. NLH では緑の枠で囲まれた領域の潜熱フラックスを除去した.

<u> 台風と移動性高気圧の複合による水蒸気</u> <u>流入の強化 (CNTL の結果)</u>

本事例では、台風が西日本へ接近する際に、日本付近を移動性高気圧が東進してい た。台風と高気圧の間で気圧傾度が強まる とに対応して,黒潮上で東寄りの下層風 が形成・強化される(図 2 a, b, c). 下層風は寒 冷かつ乾燥しているため、黒潮域の海面蒸 発を活発化させる.また,鉛直積算水蒸気フ



図 2. (a)-(c) CReSS で再現された海上風 (ベクトル)及び海上風速 (陰影), SLP (等値線).風速 10 m s⁻¹未満は描いていない. (d)-(f) CReSS における鉛 直積算水蒸気フラックス (ベクトル)及び海面潜熱フラックス (陰影), SLP(等値線). 水蒸気フラックスが 200 kg m¹ s¹ 未満は描いていない.

ックスに注目すると ,ちょうど黒潮域か ら台風へ向かう流れが形成されていること が確認できる (図 2 d, e, f). 上述の状況から, 黒潮域で蒸発した水蒸気が移動性高気圧に アシストされる形で 日本南海上の台風シス テム内へ流入している可能性がある.

そこで、黒潮域から壁雲やレインバンド に供給される水蒸気の輸送過程を調査する ために,後方流跡線解析を実施した.流跡線 解析の初期時刻は12時間あたりの台風中心 気圧の降下率が最大となる時刻 (17 日 1500 UTC)とする、このときアウターレインバン ドは半径 700 km 付近にまで分布していたた め, 空気塊は台風中心から 700 km 以内にお いて潜熱加熱率が 5 K h⁻¹ を超える領域に配 置した. 初期高度は方位角平均した潜熱加 熱率が極大となる高度6kmとし,2日間 (15 日 1500 UTC まで)遡って計算した

図3aは全空気塊と典型的な空気塊の後方

Backward trajectories (a)

40N

30N

20N

流跡線を,図3bでは典型空気塊の変質過程 を調べるために関連する物理量(高度,潜熱 フラックス,水蒸気混合比,温位)を示す.遠 方に位置する台風へ向って,黒潮域から多 くの空気塊が前述の下層風に沿って流入し ている. 図 3 b では, ちょうど黒潮直上を吹 送する際に黒潮からの水蒸気供給を受ける とで,混合比が約12gkg⁻¹増加し, 湿潤化 している様子が確認できる(地点 〇 - 〇). その後、湿潤となった空気塊は台風システム内へ取り込まれ、凝結に伴い水蒸気を脱 落させると同時に,多量の潜熱を放出する とで温位を急激に上昇させている(地点 これらの結果から,秋台風の発達に対 (I)). して黒潮の遠隔影響が存在することが示唆 される.このような遠隔影響の定量的評価 ならびに詳細な力学プロセスの解明を行う ために、CNTLとNLHにおける台風の発達過 程を次節で比較する.





図 3. (a) 全空気塊の後方流跡線 (細線)および典型空気塊の後方流跡線 (太線), 17 日 1500UTC における SLP 分布 (等値線). 流跡線の色は各空気塊 の高度 [m]を示す. (b) 典型空気塊の特性の時間変化. 上図は緑線が高度 [km], 陰影が潜熱フラックス [W m²], 下図は赤線が温位 [K], 陰影が水 蒸気混合比 [g kg 1]を表す. 図 3a に記されている記号④ - ①は、図 3b の時刻と対応している.



図 4. CNTL および NLH における台風中心気圧の時系列図. 黒線は CNTL,紫線は NLH を示す.緑色の期間は発達期前半,赤色の期間は 発達期後半を表す.下図は,両者の中心気圧差 (NLH - CNTL)の時間 変化を表している.

図 4 は CNTL と NLH における台風中心気 圧の時系列を表す.NLHでは台風強度が相対 的に弱い傾向を示した.特に17日0900 UTC から 2100 UTC に注目すると, 発達の仕方に 大きな差が現れている. CNTL の台風は中心 気圧が急激に低下している一方で,NLHの中 心気圧はほぼ横ばいになっている. また発 達期を前半 (17 日 0900 UTC から 1500 UTC) と後半 (17 日 1500 UTC から 2100 UTC)に分 け, 台風の構造変化に着目すると, CNTL で け. は最大風速半径の縮小,最大風速の増加, 径風速の強化など発達期に特有の特徴が見られた (図 5 a, b). 加えて, 急激な強度・構造 変化に対応して内部コアの CAPE が急速に 消費されていた (図 5 c). 一方で, NLH では 台風の内部構造に大きな変化はなく, CAPE も消費されていない (図 5 d, e, f). 更に, 発 達期における内部コアの潜熱加熱の総量に も CAPE 等の差と整合的な違いが確認でき た (図略). NLH では, 黒潮域の海面蒸発のみ を考慮していないので、黒潮からの水蒸気

流入量の減少が凝結量の減少を介して台風 の発達の抑制を引き起こした可能性がある.

しかしながら,水蒸気流入量の減少と凝結量の減少が1対1に対応するとは限らな い.両者の関係性に関して、内部コア(半径 350km以内)における水蒸気フラックス収束 と潜熱加熱率の時系列図を用いて検証する. 図 6 によると水蒸気フラックス収束と潜熱 加熱率の変動傾向は CNTL, NLH ともに概ね -致しており,相関係数は CNTL では 0.80, NLH では 0.77 となっている. つまり, 内部 コアにおける凝結量の変動が水蒸気フラッ クス収束に大きく左右されていると解釈で きる. 発達期においては, CNTL の台風中心 気圧が低下する直前に,水蒸気フラックス 収束及び潜熱加熱率が急激に増加しており, NLH ではその特徴がみられない. つまり, 水蒸気流入量の減少が潜熱加熱の抑制を介 て、台風の発達抑制をもたらす要因の一 つとなったと考えられる.上述のオイラー 的解析手法から得られた結果と同様な結果 がラグランジュ的診断手法である前方流跡 線解析からも確認されている (詳細は省略).

4-2. 乾燥空気の流入と台風内部環境の変化 図7は発達期のちょうど中間の時刻(17 日1500 UTC)において方位角平均した相当 温位,潜熱加熱率,鉛直安定度を表している. CNTLと比較して NLH では,水蒸気流入量 の減少に対応して、低相当温位領域の侵入が CNTLよりも顕著であり,潜熱解放も抑制されている(図7a,b).また,内部コアの相当 温位勾配からもNLHの対流不安定は相対的 に弱い(図7c,d).以上の結果からNLHにおいては,低相当温位の空気塊が台風内部に 流入したことで,台風システム内の鉛直安 定度が増加し,壁雲等における対流を抑制 させることで,台風が相対的に弱化したと 考えられる.



図 5. (a) CNTL の台 風発達期前半におけ る方位角平均した接 線風速 (陰影)と動 径風速 (コンター に応じる時間平均値. コンターは 2 m s⁻¹ 間隔で描いており,0 ms⁻¹は表記していな 縦軸は高度 [km], 横軸は台風中 しからの距離 [km] を表す.(b)(a)と同様 であるが,発達期後 半のもの. (c) CNTL の方位角平均した対 流有効位置エネルギ (CAPE). 緑線は 発達期前半、赤線は 発達期後半の6時間 平均値を表す. 縦軸 は CAPE [J kg-1], 横 軸は台風中心からの 距離 [km]を表す.(d) -(f)(a)-(c)と同様で あるが, NLH の結果



図 6. (a) CNTL の内部コアで領域平均した水蒸気フラックス収束(青線), 潜熱加熱率(赤線)ならびに中心気圧(黒線)の時系列図.水蒸気 フラックスと潜熱加熱率はモデル下端から上端までで鉛直積分して いる. (b) (a)と同様であるが, NLH の結果.

<u>5. まとめ</u>

本研究では、非静力学領域雲解像モデル (CReSS)を用いて台風の発達期における黒潮 の遠隔影響を調査した.事例解析として、 2004年10月に発生した台風23号 (Tokage) に注目した.台風と移動性高気圧による気 圧傾度の強化により、黒潮域で東寄りの下 層風が形成・強化されていた.後方流跡線解 析によると台風の壁雲やレインバンドに供 給される水蒸気の一部は、黒潮域で水蒸気 供給を受けた湿潤空気塊によってもたらさ れている.また,その湿潤な空気塊は,台風 内部で上昇流に捕獲されることで,凝結に 伴う潜熱解放により台風の発達に寄与して いる可能性があること示唆された.

そこで,黒潮域の潜熱フラックスを除去 する感度実験 (NLH)を実施したところ,台 風が相対的に弱化する傾向を示し,特にそ の差は発達期に顕著に現れていた.NLHでは, 黒潮域からの水蒸気流入量の減少に伴って, 低相当温位の空気が台風内部に侵入するこ とで,内部コアの鉛直安定度を増加させて いた.その結果,壁雲での対流活動が抑制さ れ,急速な発達が妨げられたと考えられる. 上述の結果は,オイラー的またはラグラン ジュ的解析の双方によって確認されている.

本研究の一連の結果は、移動性高気圧を はじめとする中緯度総観規模システムの振 る舞いが、黒潮での水蒸気供給を介して、台 風の発達や構造変化に影響を与えているこ とを強く示唆するものである.このような 背景場の季節変化に規定される遠隔海域が らの解明が、台風強度の予測可能性の限界 について重要な知見を与えるかもしれない. 上述の仮説を検証するために、今後は他事 例での数値実験(2017年台風18号や同年台 風21号)ならびに潜熱フラックスの除去割合 を変化させた感度実験を実施する予定であ る.

azimuthally averaged equivalent potenstial temperature and latent heating rate



図 7. (a) 17 日 1500 UTCにおけるCNTL の方位角平均した 相当温位(陰影)お よび潜熱加熱率 (コ ンター) コンター の間隔は5Kh-1であ り,5Kh⁻¹未満は描 いていない. 縦軸は 高度 [km], 横軸は 台風中心からの距 離 [km]である.(b) (a)と同様であるが, NLH の結果.(c) 台 風中心から 100 km (橙線), 200 km (緑 線), 300 km (青線)に おける方位角平均 した相当温位の鉛 直プロファイル 縦 軸は高度 [km], 横 軸は相当温位 [K]を 表す. (d) CNTL と同 様であるが, NLH の 結果

参考文献

- Fujiwara, K., Kawamura, R., Hirata, H., Kawano, T., Kato, M., Shinoda, T. (2017), *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, doi:10.1002/2017JD027557
- Hedge, A. K., Kawamura, R., Kawano, T. (2015), *Climate. Dynamics.*, doi:10.1007/s00382-015-2859-8.
- Kudo, T., Kawamura, R., Hirata, H., Ichiyanagi, K., Tanoue, M., Yoshimura, K. (2014), J. Geophys. Res. Atmos., 119, 8825-8838.
- Makarueva, A. M., Gorshkov, V. G., Nefiodov, A. M., Chikunov, A. V., Sheil, A., Nobre, A. D., Li, B. L. (2017), Atmos. Res., 193, 216-230.

Takakura, T., Kawamura, R., Kawano, T., Ichiyanagi, K., Tanoue, M., Yoshimura, K. (2017), *Climate. Dynamics.*, doi:10.1007/s00382-017-3626-9.

謝辞 今回の京都大学防災研究所一般研究集会 (29K-06)へ の参加にあたり,京都大学防災研究所より旅費の補助 を受けました.この場を借りて,お礼申し上げます. シミュレーション結果の再現性の検証の際に,J-OFURO3 を利用させていただきました.データの提供 に感謝致します.また,本研究集会において貴重な質 問ならびにコメントを下さった皆様に感謝致します.