

博士論文

対流圏上層寒冷低気圧の影響による台風の
構造・経路変化に関する研究

Studies on the Structural and Track Changes of Tropical
Cyclones under the Influences of Upper-Tropospheric Cold Low

入江 健太

京都大学 大学院理学研究科

地球惑星科学専攻

地球物理学分野

2025 年 3 月

要旨

台風が中緯度に移動する際に、温帯低気圧化（温低化）と呼ばれる構造変化が生じることが知られている。温低化には対流圏上層の寒冷低気圧（寒冷渦）が寄与することが知られている。本研究は寒冷渦の影響を受けたと考えられる経路を取った 2 つの台風事例を題材とし、台風と寒冷渦との間に分布する降水帯に伴う潜熱加熱が台風構造と経路・移動速度に与える影響を明らかにすることを目的とする。1 つ目の事例ではハイブリッド構造の低気圧が形成・維持され、急激な経路変化が生じたこと、2 つ目の事例では温低化過程における台風と寒冷渦との間で鉛直結合が生じたことが特徴である。

まず、2021 年 7 月に北西太平洋で発生した台風 Nepartak の構造および経路変化について、寒冷渦との関係に注目し、ERA5 再解析データを用いて解析した。低気圧位相空間（cyclone phase space; CPS）を用いた低気圧構造の同定や環境場の解析を通して、寒冷渦の存在が乾燥した寒気を Nepartak の中心付近に流入させ、Nepartak は対流圏下層に暖気核、対流圏上層に寒気核を持つハイブリッド構造の低気圧として発達したことが明らかになった。Nepartak が寒冷渦に接近すると、それぞれの渦位（potential vorticity; PV）が鉛直方向に重なるような 2 層構造が形成された。このように構造が変化することで、2021 年 7 月 26 日 18UTC に見られた Nepartak の急激な北向きへの経路変化が生じたと考えられる。PV の時間変化傾向の波数 1 成分の解析から、潜熱加熱により生成された PV が低気圧中心で Nepartak を局所的に南東方向へ移動させる効果と、水平・鉛直 PV 移流が Nepartak を北西方向へ移動させる効果とが拮抗した。この効果により Nepartak の運動は一時的に停止した。その後、寒冷渦に伴う水平 PV 移流が Nepartak を北へ移動させる効果が卓越したことにより、Nepartak が北に進んだことが明らかとなった。これらの解析から、寒冷渦が Nepartak のハイブリッド構造の維持と経路変化に寄与していたことが示唆された。

次に、2016 年 8 月に北西太平洋で発生した台風 Lionrock の事例を対象に、メソ気象モデルを用いて物理スキームを様々に変化させたアンサンブル実験を行い、寒冷渦と台風との力学・熱力学的な関係について解析した。数値実験により 50 個の仮想的な台風を生成し、台風と寒冷渦との距離（台風－寒冷渦距離）に基づいて台風のクラスタリングを行い、距離が近い場合と遠い場合のクラスターを比較した。これらの比較を通して、台風－寒冷渦距離の違いに着目し、台風の温低化の様相の違いや潜熱加熱が寒冷渦に及ぼす影響を調査した。CPS を用いた解析によって、距離が近いクラスターは寒冷渦に伴う水平風の鉛直シアを台風が強く受けることで構造変化が速まる様子が見られた。距離が遠いクラスターは解析期間を通して熱帯低気圧構造を維持したままであった。

また、寒冷渦下部から伸びるフィラメント状の PV 構造（PV フィラメント）の形成に及ぼす台風と寒冷渦との間に形成された降水帯の影響について調査した。降水帯の形成は、Qベクトル形式の準地衡 ω 方程式から計算した力学的上昇流場と、対流圏下層における台風と

寒冷渦に関連する低気圧性循環が収束し、前線強化に寄与したことによるものであった。台風—寒冷渦距離が近いクラスターでは降水帯と台風に伴う降水域が繋がって分布し、潜熱加熱域の範囲が広がった。この時、寒冷渦の下部から PV フィラメントが伸びており、PV フィラメントの形成過程に降水帯との関連が考えられる。降水帯が PV フィラメントに与えた影響を、PV 収支の各項評価によって調査した結果、降水帯から放出された潜熱加熱により生成された PV が寒冷渦下部の PV 構造を変化させたことが分かった。潜熱加熱により PV は加熱域の上下で消滅と生成されるため、寒冷渦下部において既存の PV を再配置することで下層に伸びる PV フィラメントを形成した。PV フィラメントが形成されたことで、台風と寒冷渦との鉛直結合が生じた。距離が遠いグループではこの再配置は見られず、鉛直結合も見られなかった。このように、台風と寒冷渦との間の距離は潜熱加熱の分布を変化させ、PV フィラメントの形成過程を変化させることで、台風の構造変化の違いを決定する重要な役割を果たしたことが明らかとなった。

本研究では 2 つの事例に対する解析を通して、寒冷渦の影響下にある台風の温低化過程において、台風と寒冷渦が接近することで形成される鉛直 2 層構造が、台風の経路変化や構造変化に寄与する新たなメカニズムを提案した。また、従来の研究では対流圏上層に注目が集まっていたが、本研究では対流圏中～下層における潜熱加熱が寒冷渦の構造や台風の構造・経路変化に果たす役割を明らかにした。

目次

要旨	1
目次	3
図表リスト	5
略語リスト	11
第 1 章 序論	13
1.1 熱帯低気圧の構造変化.....	13
1.2 対流圏上層寒冷低気圧.....	17
1.3 ハイブリッド構造の低気圧：亜熱帯低気圧とメディケーン	21
1.4 熱帯低気圧と寒冷渦の相互作用.....	26
1.5 本研究の目的.....	31
第 2 章 手法	33
2.1 解析対象の台風事例.....	33
2.2 再解析データ	37
2.3 数値モデル.....	38
2.4 低気圧トラッキング.....	38
2.5 低気圧位相空間.....	40
第 3 章 台風のハイブリッド構造化に対する寒冷渦の役割.....	44
3.1 2021 年台風 21 号 Nepartak の構造的特徴.....	44
3.2 2021 年台風 21 号 Nepartak の経路的特徴.....	45
3.3 目的	46
3.4 低気圧位相空間による構造変化の解析.....	47
3.5 Nepartak の水平・鉛直構造の変化	48
3.6 Nepartak の急な北向き進路変更への寒冷渦の寄与	51
3.7 結論	56
第 4 章 台風の構造変化に及ぼす寒冷渦の役割と対流圏界面の折れ込みの形成に及ぼす 潜熱加熱の役割	57
4.1 2016 年台風 10 号 Lionrock の構造的特徴.....	57
4.2 目的	59
4.3 数値実験の設定とアンサンブル実験.....	60

4.4 クラスタリング手法.....	66
4.5 低気圧位相空間による解析.....	68
4.6 台風と寒冷渦との間の降水帯.....	69
4.6 渦位フィラメント形成における潜熱の役割.....	79
4.8 まとめと考察.....	86
4.8 結論	88
第5章 まとめと考察.....	89
5.1 まとめ	89
5.2 経路変化に対する潜熱加熱の役割について	90
5.3 構造変化に対する潜熱加熱の役割について	91
5.4 事例解析から得られた共通点.....	92
第6章 結論	94
本研究に係る出版物リスト	96
謝辞	97
参考文献	99

図表リスト

- 図 1.1. IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship) データセット (Knapp et al. 2010) による世界の様々な海盆 (赤枠内の海域) における熱帯低気圧の経路 (実線) と強度 (陰影、 m s^{-1})。Bloemendaal et al. (2020), Fig. 1 より引用した。..... 14
- 図 1.2. 気象庁ベストトラックデータを用いた WNP における 1951 年から 2023 年までの台風発生数の月平均値。データは <https://www.data.jma.go.jp/yoho/typhoon/statistics/index.html> から入手した。..... 14
- 図 1.3. 熱帯低気圧の温帯低気圧化と中緯度環境場の関係。図左の下向き矢印は熱帯低気圧の遷移段階を示す。Jones et al. (2003), Fig. 11 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission. 15
- 図 1.4. CPS による熱帯低気圧 (1999 年ハリケーン Floyd) の温低化段階の構造変化。(a) $-VTL$ vs B 、(b) $-VTL$ vs $-VTU$ 。パラメータの詳細は 2.2 節に記載されている。Hart (2003), Fig. 6 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission. 17
- 図 1.5. 典型的なトラフのライフサイクルと水平構造。青線は高度、ハッチは雲を示しており、(a) 上層トラフ段階、(b) tear-off 段階、(c) cut-off 段階、(d) 最終段階を示している。Nieto et al. (2005), Fig. 1 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission. 18
- 図 1.6. 寒冷渦の鉛直構造。太実線は対流圏界面、細実線は温位 (K)、破線は気温 (5°C 間隔) を示している。Palmén and Newton (1969), Fig. 10.8 より引用した。..... 19
- 図 1.7. 南半球における寒冷渦に伴う降水量分布。寒冷渦の強度および水蒸気量別に示す。陰影は 6 時間の積算雨量を示し、等値線は高度を示す。左下のパネルは、最も弱い強度かつ最も少ない水蒸気量の寒冷渦のコンポジットを示し、右上のパネルは、最も強い強度かつ最も多い水蒸気量の寒冷渦のコンポジットを示す。コンポジット領域は中心から端まで 5 度である。Pinheiro et al. (2021), Fig. 8 より引用した。©John Wiley and Sons. Used with permission. 20
- 図 1.8. 200 hPa (陰影) と 500 hPa (等値線) における 1979 年から 2018 年の 40 年間における寒冷渦の発生頻度分布。(a) 北半球、(b) 南半球を示している。Kasuga et al. (2021), Fig. 9 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission. 21
- 図 1.9. ハイブリッド低気圧の発生地域。矢印は海流を示しており、赤が暖流、青が寒流を指す。黄文字はその領域でのハイブリッド低気圧の呼称を指す。da Rocha et al. (2019), Fig. 2 より引用した。©John Wiley and Sons. Used with permission. 22
- 図 1.10. 2001 年 10 月 21 日 12 時 45 分 UTC における GOES-8 による可視画像と衛星雲追跡風。視認性向上のために明度を変更した。Guishard et al. (2007), Fig. 1 より引用・編集した。©Springer Nature. Used with permission. 23
- 図 1.11. (a,b) 夏季、(c,d) 秋季、(e,f) 冬季、(g,h) 春季の、(左) 南半球、(右) 北半球の各海盆における熱帯低気圧 (赤)、ハイブリッド低気圧 (緑)、温帯低気圧 (青) の気候学的分布。Yanase et al. (2014), Fig. 1 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission. 25
- 図 1.12. 2000 年から 2012 年における、全ての熱帯低気圧の発生数、寒冷渦の発生数、

熱帯低気圧と寒冷渦が共存する事例数、熱帯低気圧が寒冷渦と相互作用する事例数。(a) 年別、(b) 月別、(c) 熱帯低気圧の強度カテゴリー別の数を示している。Wei et al. (2016), Fig. 1 を改変・編集した。©American Meteorological Society. Used with permission.....	27
図 1.13. 対流圏上層の PV 偏差（黒色のプラス）と下層の傾圧的な領域に関連する低気圧性循環の励起に関する概略図。プロセスは (a) から (b) へと進展する。暖気は紙の手前に、寒気は奥に示されている。(a) では、上層 PV 偏差（太い黒矢印）に関連する循環と下層で励起された循環（細い黒矢印）が示されている。Hoskins et al. (1985), Fig. 21 より引用・改変した。©John Wiley and Sons. Used with permission.....	28
図 1.14. (左) 1979 年 9 月 6 日 00UTC、(右) 1979 年 9 月 6 日 12UTC における、対流圏界面 (1.5 PVU 面) での (a, b) 温位（等値線、5 K 間隔）と風（矢羽、25 m s ⁻¹ 以上）、(c, d) 気圧（等値線、25 hPa 間隔）と 気圧移流（陰影、10 ⁻³ hPa s ⁻¹ ）の水平分布。大文字の「L」はハリケーン David の中心位置を示している。Bosart and Lackmann (1995), Fig. 12 (a, b) and 13 (a, b) を引用・改変した。©American Meteorological Society. Used with permission.....	30
図 1.15. 非断熱加熱によって生成された PV 偏差による対流圏界面の PV の再配置の概念図（太い実線）。(a) 浅い対流、(b) 深い対流、(c) 大規模上昇の場合を示している。赤いマーカーは熱源、オレンジ色（紫色）のマーカーは正（負）の PV 偏差を示す。黒い矢印は鉛直運動、灰色の矢印は水平運動（図 1.15c では 3 次元運動）を示す。Portmann et al. (2018), Fig. 14 より引用・改変した。©John Wiley and Sons. Used with permission.	31
図 2.1. Nepartak の経路。黒線は RSMC によるベストトラックを示している。黒点は 6 時間ごとの台風の中心位置を示している。赤い点は各日の 00UTC を示し、黄色い点は風速が 17.4 m s ⁻¹ を超えて台風になった時刻を示している。	34
図 2.2. RSMC ベストトラックによる Nepartak の中心気圧（黒線、hPa）と最大風速（赤線、m s ⁻¹ ）の時間変化。破線は風速 17.4 m s ⁻¹ を示す。	34
図 2.3. 図 2.1 と同じ。ただし、Lionrock における経路である。	35
図 2.4. 図 2.2 と同じ。ただし、Lionrock における中心気圧と最大風速である。	36
図 2.5 ひまわり 8 号の赤外バンド（バンド 13）で観測された輝度温度（陰影、K）。(a) 8 月 29 日 00UTC、(b) 8 月 29 日 12UTC、(c) 8 月 30 日 00UTC、(d) 8 月 29 日 12UTC である。	37
図 2.6. Braun (2002) の方法を参考に方位角分散を用いた低気圧中心の検出方法の例。陰影は、SLP 極小値によって暫定的に推定された低気圧中心の周辺 300 km 四方の各格子点で計算された、半径 65 km 円の方位角分散（MAV65 として凡例に記載）を示す。等値線は SLP を示す。MAV65 と SLP 極小値を使用した場合の低気圧中心は、それぞれ×印と点線で示されている。緑実線（破線）の円は MAV65 (SLP) を使用した場合の半径で 65 km である。	40
図 2.7. (a) 1999 年のハリケーン Floyd と (b) 1978 年の Cleveland superbomb cyclone の、900~600 hPa の層厚。白丸の半径は 500 km であり、進行方向右側と左側の平均層厚の値が白文字で書かれている。Hart (2003), Fig.2 より引用。©American Meteorological Society. Used with permission.....	41
図 2.8. (左図) (a) 1999 年のハリケーン Floyd と (b) 1978 年の Cleveland superbomb cyclone の、ジオポテンシャル高度（実線、2000 m 間隔）とその偏差（点線、50	

m 間隔) の鉛直断面図。偏差は東西平均値からの差である。2 本の垂線は、低気圧中心 L から半径 500 km を示す。(右図) 半径 500 km 内の平均高度差の鉛直プロファイル。Hart (2003) の図 3 より引用。©American Meteorological Society. Used with permission.	43
表 2.1. 低気圧構造を分類するための CPS の閾値。	43
図 3.1. (a) ベストトラックデータによる Nepartak の経路 (黒線)、ERA5 から計算した Nepartak (赤線) と寒冷渦 (青線) の経路。 (b) ベストトラック (黒線) と ERA5 (赤線) から計算された Nepartak の中心気圧 (hPa) と寒冷渦中心 (青線) の高度 (m) の時系列。赤点 (青菱形) は、各日の 00UTC または 12UTC における Nepartak (寒冷渦) 中心を示す。黄色の縦帯は 7 月 26 日 15UTC から 18UTC までの Nepartak が北に経路変更した時刻を示し、黄円 (黄菱形) は 7 月 26 日 18UTC の期間を示す。 (c), (d) 7 月 26 日 06UTC と 27 日 00UTC における、ひまわり 8 号による赤外輝度温度 (陰影、K)。赤い等値線は 220 K の輝度温度を示す。赤点は Nepartak の中心位置を示す。	45
図 3.2. 3 種類の台風経路 (黒: 急激な北進、紫: 西進、緑: 緩やかな北進) における、モンスーンジャイアの循環 (青線) と熱帯低気圧 (赤線) の位置関係。北上するかつ移動が遅い台風は、モンスーンジャイアの東側に位置し、北上するかつ移動が速い台風は、モンスーンジャイアの中心付近に台風中心が重なるように位置する。Liang and Wu (2015), Fig 21 より作成。©American Meteorological Society. Used with permission.	46
図 3.3. 2021 年 7 月 24 日 00UTC から 7 月 28 日 21UTC までの Nepartak の構造変化 (a) B vs $-VTL$, (b) $-VTL$ vs $-VTU$ 。黒実線は cyclone parameter の 6 時間移動平均を示し、灰破線は生の値を示す。赤点は各日の 00UTC と 12UTC を示し、黄点は 7 月 26 日 18UTC を示す。	47
図 3.4. (a-d) 850 hPa における相当温位 (2 K 間隔、陰影)、高度 (30 m 間隔、等値線)、風 (m s^{-1} 、ベクトル) の水平分布。 (e-h) 340 K 等温位面上の PV (陰影)、気圧 (50 hPa 間隔、等値線)、風 (m s^{-1} 、ベクトル)、 (i-l) 比湿 (陰影) と気圧 (50 hPa 間隔、等値線)。 (a)(e)(i) 7 月 25 日 18UTC、(b)(f)(j) 7 月 26 日 06UTC、(c)(g)(k) 7 月 26 日 18UTC、(d)(h)(l) 7 月 27 日 06UTC である。赤点と青菱形はそれぞれ Nepartak と寒冷渦の中心を示している。	49
図 3.5. 2021 年 7 月 25 日 15UTC から 27 日 06UTC における、ひまわり 8 号機動観測による輝度温度 (陰影、K) の水平分布。赤線は 230 K 等輝度温度線を示す。 (a) 25 日 18UTC、(b) 26 日 06UTC、(c) 26 日 18UTC、(d) 27 日 06UTC である。赤点は Nepartak 中心を示す。	50
図 3.6. Nepartak の中心位置における (a-d) PV (陰影、PVU) と相対湿度 (30% と 70%、等値線) の鉛直断面図。 (e-h) 温位偏差 (陰影、K) と高度偏差 (30 m 間隔、等値線)。 (a)(e) 7 月 25 日 18UTC、(b)(f) 7 月 26 日 06UTC、(c)(g) 7 月 26 日 18UTC、(d)(h) 7 月 27 日 06UTC である。点線 (斜線) ハッチは乾燥 (湿潤) 域を示す。赤点は Nepartak の中心位置を示す。 Nepartak の中心から東西 10° の範囲で描画した。	51
図 3.7. 300~700 hPa で層平均した PV 傾向 (± 0.5 PVU、等値線) と、(左) HADV ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影)、(中央) VADV ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影)、(右) DIAB ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影) の WN-1 成分の水平分布。 (a-c) 7 月 26 日 18UTC、(d-f) 7 月 27 日 06UTC を示す。各時刻における Nepartak と寒冷渦の距離は (a) と (d) の右上部に示されている。黒、赤、青のベクトルはそれぞれ移動ベクトル、指向流ベ	

クトル、鉛直シアを示す。赤い点は Nepartak の中心位置を示す。.....	54
図 3.8. 寒冷渦中心における南北風の東西鉛直断面（陰影と等値線、 m s^{-1} ）。緑枠は、指向流が計算された領域を示す。(a) 7 月 25 日 18UTC、(b) 7 月 26 日 06UTC、(c) 7 月 26 日 18UTC、(d) 7 月 27 日 06UTC である。東西鉛直断面は、寒冷渦中心から東西に 10° の範囲で示されている。青点は寒冷渦中心の経度を示す。.....	55
図 3.9. 2021 年 7 月 23 日 00UTC から 27 日 12UTC における SLP（陰影）と 10 m 風速（ベクトル）の水平分布。7 月 27 日 00UTC から 27 日 12UTC の間は 6 時間間隔で、それ以外は 12 時間間隔で示している。.....	55
図 4.1. 1000 hPa（黒）と 500 hPa（紫）におけるジオポテンシャル高度（等値線、間隔は 30m）と、1000-500 hPa の層厚（陰影、m）の水平分布。(a) 8 月 28 日 00UTC、(b) 8 月 29 日 00UTC、(c) 8 月 30 日 00UTC、(d) 8 月 31 日 00UTC である。T は台風中心、黒色の L は地上低気圧の中心、紫色の L は寒冷渦中心、紫色の H は太平洋高気圧の中心をそれぞれ示す。北畠・津口（2020）の図 4 を引用した。.....	58
図 4.2. 1000 hPa（緑）と 500 hPa（水色）の等圧線、330 K 等温位線（赤点線）、および 2 PVU 等値線（黒）の鉛直分布。(a) 8 月 30 日 00UTC における台風を中心とした東西鉛直断面、(b) 8 月 31 日 00UTC における台風を中心とした南北鉛直断面である。北畠・津口（2020）の図 9 を引用した。.....	59
図 4.3. 本研究の計算領域。D01 は赤枠で、D02 は黒枠で示されている。黒枠は、渦追跡ネスティングによって移動するドメインを示しており、南のドメインから北のドメインにかけて時間が進行していることを示している。.....	61
表 4.1. アンサンブルシミュレーションにおける各メンバー名についてのマトリクス。メンバーは、積雲対流・雲微物理・惑星境界層についてのスキームの頭文字を組み合わせて示されている。M2 と M3 はそれぞれ、MYNN Level 2.5 と Level 3 を意味する。.....	62
表 4.2. アンサンブルシミュレーションにおける WRF モデルの共通設定。惑星境界層スキームと地表層スキームはそれぞれ 1 対 1 で対応している。.....	63
図 4.4. 物理アンサンブルシミュレーションによる台風の (a) 経路と (b) 中心気圧、および寒冷渦の (c) 経路と (d) 中心高度。灰色の線はアンサンブルメンバー、黒の実線はベストトラック (a, b) と FNL から計算した寒冷渦中心高度 (c, d)、黒の破線は EnsMean、色のついた線はクラスター平均を示す。点は各日の 00UTC を示す。.....	64
図 4.5. 台風に伴う最大風速 (m s^{-1}) について計算された EnsMean（黒）とクラスター平均（色）を示す。薄い灰色の線は平均化前のメンバーの値を示す。クラスター平均値は 1 時間移動平均を使用して平均化されている。.....	65
図 4.6. シミュレーションされた全てのメンバーの緯度 ($^\circ$)、経度 ($^\circ$)、気圧（色、hPa）の RMSE。桃色は EnsMean を示す。.....	65
表 4.3. クラスター番号とクラスターを構成するメンバーの一覧。例えば TTM3 は積雲対流・雲微物理・惑星境界層スキームの順に、Tiedtke・Thompson・MYNN3 を用いたメンバーであることを示す。.....	67
図 4.7. 台風—寒冷渦距離 (km) の時間変化。黒破線は KLS、色線は各クラスターを示す。四角マークは FNL を用いた場合の台風—寒冷渦距離を示す。凡例の mean 値は、解析期間中の台風—寒冷渦距離の平均値を示す。.....	67
図 4.8. 本研究で用いられたクラスター 4（左列）、KLS（中央列）、およびクラスター 5（右列）の CPS。(a-c) B vs $-VTL$ (d-f) $-VTU$ vs $-VTL$ である。黒の実線	

- はクラスター平均を示し、色は各メンバーを示す。(b,e)では、黒はKLS、灰色は全てのメンバー、マゼンタはFNLを用いて作成したCPSを示している。69
- 図 4.9. FNL を用いて計算された、500 hPa における Q ベクトルの収束・発散から計算した力学的上昇流の水平分布（陰影、 10^{-4} m s^{-1} ）。力学的上昇流は符号を逆転して示しており、正が上昇流を表す。黒（青）の等値線は 850 (300) hPa におけるジオポテンシャル高度（m）を表し、点ハッチは 850 hPa における前線強化領域（ $0.005 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上）を表す。(a) 2016 年 8 月 29 日 00UTC、(b) 2016 年 8 月 30 日 00UTC、(c) 2016 年 8 月 30 日 12UTC である。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。71
- 図 4.10. WRF の出力を用いて計算された、500 hPa における Q ベクトルの収束・発散から計算した力学的上昇流の水平分布（陰影、 10^{-3} m s^{-1} ）。力学的上昇流は符号を逆転されて示しており、正が上昇流を表す。黒（青）の等値線は 850 (300) hPa におけるジオポテンシャル高度（m）を表し、点ハッチは 850 hPa における前線強化領域（ $0.01 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上）を表す。2016 年 8 月 29 日 00UTC における (a) クラスター4、(b) EnsMean、(c) クラスター5 の分布を示す。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。71
- 図 4.11. 図 4.10 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。71
- 図 4.12. 図 4.10 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。72
- 図 4.13. WRF モデルによる 1.5 km 高度におけるレーダー反射強度（陰影、dBZ）と、850hPa における水平収束（ $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上、ハッチ）の水平分布。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。赤紫色の線は台風と寒冷渦の中心を結ぶ。黒実線は、100 km の範囲内で赤紫色の線から 10 km ずつ平行移動させた線である。73
- 図 4.14. 図 4.13 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。73
- 図 4.15. 図 4.13 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。73
- 図 4.16. 2016 年 8 月 29 日 00UTC における、(上段) レーダー反射強度（陰影、dBZ）と微物理過程による潜熱加熱（ 1 K h^{-1} 以上、等値線）、(中段) 鉛直風速（陰影、 m s^{-1} ）と断面に平行な流れ、(下段) PV（陰影、PVU）と温位（等値線、K）についての台風と寒冷渦中心間の鉛直断面図。(a, d, g) クラスター4、(b, e, h) KLS、および (c, f, i) クラスター5 である。寒冷渦中心は 0、台風中心は 1.0 に位置する。76
- 図 4.17. 図 4.16 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。77
- 図 4.18. 図 4.16 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。78
- 図 4.19. (a~c) 2016 年 8 月 29 日 00UTC における PVT（陰影、PVU）と乾燥域（相対湿度が 30%以下、ハッチ領域）の鉛直断面。(d-f) PV の水平移流項（陰影、PVU h^{-1} ）、(g-i) PV の鉛直移流項（陰影、PVU h^{-1} ）、および (j-l) 潜熱加熱によって生成された PV（陰影、PVU h^{-1} ）が示されている。黒色の等値線は、2016 年 8 月 29 日 00UTC における PV（1.5 PVU）を示している。(a, d, g, j) クラスター4、(b, e, h, k) KLS、(c, f, i, l) クラスター5 が示されている。緑色の箱型領域の右下に示された値は、各パネルに示された変数の緑色領域の平均値を示す。横軸は規格化距離であり、寒冷渦中心は 0、台風中心は 1.0 に位置する。83
- 図 4.20. 図 4.19 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。84
- 図 4.21. 図 4.19 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。85

- 図 4.22. 2016 年 8 月 29 日 00UTC から 2016 年 8 月 30 日 12UTC までの緑色領域で平均した DIAB の時系列。黒線、赤線、青線はそれぞれ KLS、クラスター4、クラスター5 における DIAB を示す。86
- 図 4.23. (a) 台風—寒冷渦距離が近い場合と、(b) 遠い場合における、台風—寒冷渦距離の違いによる降水強化と PV フィラメント形成の様子を示す。濃い灰色の円筒は台風、水色の円は下層の収束域を示す。緑色の矢印は降水帯から寒冷渦への流れを示し、濃い灰色の矢印は台風の循環を示す。ピンクの点線は PV フィラメントの有無を示す。87

略語リスト

CPS	Cyclone Phase Space
D01/D02	Domain 1/2
DIAB	Diabatic heating term
DTW	Dynamic time warping
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EnsMean	Ensemble mean
ERA5	ECMWF reanalysis version 5
FNL	NCEP Final Analysis
FRIC	Friction term
HADV	Horizontal advection term
KF	Kain-Fritsch
MYJ	Mellor-Yamada-Janic
NCEP	National Center of Environmental Prediction
PV	Potential vorticity
PVT	Potential vorticity tendency
PVU	Potential vorticity unit
RMSE	Root Mean Square Error
RSMC	Regional Specialized Meteorological Center
SLP	Sea-level pressure
UTC	Universal times coordinates
VADV	Vertical advection term
MYNN	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino
WNP	western North Pacific
WRF	Weather Research and Forecasting
WSM6	WRF single moment 6-class
WDM6	WRF double moment 6-class
Z300	Geopotential height at 300 hPa

博士論文第 3 章は英国気象学会の Atmospheric Science Letters より出版された査読付き論文である、Irie, K., and T. Takemi, 2023: Characteristics of Nepartak (2021), a subtropical cyclone controlled by an upper-tropospheric cutoff low. *Atmos. Sci. Lett.*, **24**, e1177, <https://doi.org/10.1002/asl.1177>. に関連した内容である。

博士論文第 4 章は米国気象学会の Monthly Weather Review に投稿・改訂中の査読付き論文である、Irie, K., and T. Takemi: Effect of latent heating on the formation of a potential vorticity filament between a tropical cyclone and cutoff low. *Mon. Wea. Rev.*, (改訂中, 投稿 2024 年 3 月, 改訂稿投稿 2024 年 9 月). に関連した内容である。

博士論文第 1 章と第 2 章は博士論文のために書いたオリジナルの内容であり、自身の論文を含む論文や文献からの引用がいくつか含まれている。

第1章 序論

熱帯低気圧の形成と発達には、大気力学と熱力学とが密接に関係している。熱帯低気圧の発達には、熱帯における渦状擾乱が対流活動を集団化させ、同心円状に対流活動を組織化する過程が重要である。また、熱帯低気圧がもたらす降水活動により、活発な潜熱加熱が生じ、熱帯低気圧自身に熱力学的な影響を及ぼしうる。さらに、対流圏上層の総観規模擾乱は、熱帯において、熱帯低気圧の形成と発達に力学的な影響を及ぼす。こうして熱帯低気圧の形成・発達には、力学的・熱力学的な側面がともに作用するというように、大気中の複雑な過程が関与している。これらの過程が相互にどのように関連しあうかということを理解することは、熱帯低気圧の形成・発達過程を理解する上で重要である。

熱帯低気圧は発達すると暴風や豪雨を引き起こし、災害に至る場合がある。また、高緯度に移動して温帯低気圧に構造を変化させた後であっても、災害の可能性には注意が必要である。こういった熱帯低気圧がもたらす影響を把握する上で、その構造・強度や経路を的確に診断・予測することが大切である。熱帯低気圧の構造や経路は、時に、対流圏上層における擾乱の影響を受けて様々に変化することが知られている。高緯度に移動した熱帯低気圧が構造変化したり複雑な経路を取ったりするといった現象を理解し、個別の事例による多様性に関する研究を蓄積することは、台風による災害を防止・軽減するためには重要である。

本章ではまず、熱帯低気圧の構造変化の概要と、対流圏上層擾乱の基本特性について述べる。次に、対流圏上層擾乱が熱帯低気圧に与える影響によって生じる新しいタイプの低気圧構造の概念と事例を紹介する。また、熱帯低気圧と対流圏上層擾乱の相互作用に関する先行研究を概説する。本章の最後に、本博士論文の目的を述べる。

1.1 熱帯低気圧の構造変化

低気圧は地球の大気システムにおいて重要な役割を果たしており、その発達過程や多様な形態は、気象学の主要な研究対象の一つである。特に熱帯低気圧や温帯低気圧といった現象は社会に大きな影響を与えるため、発生・発達や構造変化のメカニズムを解明することが求められている。低気圧に関する研究は、主に熱帯低気圧と温帯低気圧を中心に行われ、これらの一般的な理解は広く確立されている。熱帯低気圧が温帯低気圧へと変化する過程は温帯低気圧化（温低化）と呼ばれる。この現象は、時間の経過とともに低気圧の構造的な特徴が変わっていくことを意味する。熱帯低気圧は熱帯地域で発生し、周囲の大気循環の影響などを受けることで中緯度へ移動していくことが知られている（Klein et al. 2000; Harr and Elsberry 2000; Ritchie and Elsberry 2003; Jones et al. 2003; Hart and Evans 2010）。

図 1.1 は、世界の主要な海域における熱帯低気圧の経路を線で、最大風速を色で示している（Bloemendaal et al. 2020）。日本を含む北西太平洋（western North Pacific; WNP）では、熱

帯低気圧が頻発しており、日本へも頻繁に接近している。また、北大西洋や東太平洋、オーストラリア東岸、南インド洋でも熱帯低気圧の活動が見られる。気象庁が提供する熱帯低気圧（台風）の発生数に関する統計データによれば、熱帯低気圧は8月と9月に最も頻繁に発生しており（図 1.2）、夏季の活動が活発である傾向にある。また図 1.1 では、北緯（南緯）10 度付近を境に熱帯低気圧が発生している様子が確認でき、赤道直下での発生が稀であることが分かる。WNP や北大西洋では、熱帯低気圧は基本的に西向きに進み、中緯度域に達すると東向きに移動する傾向がある。

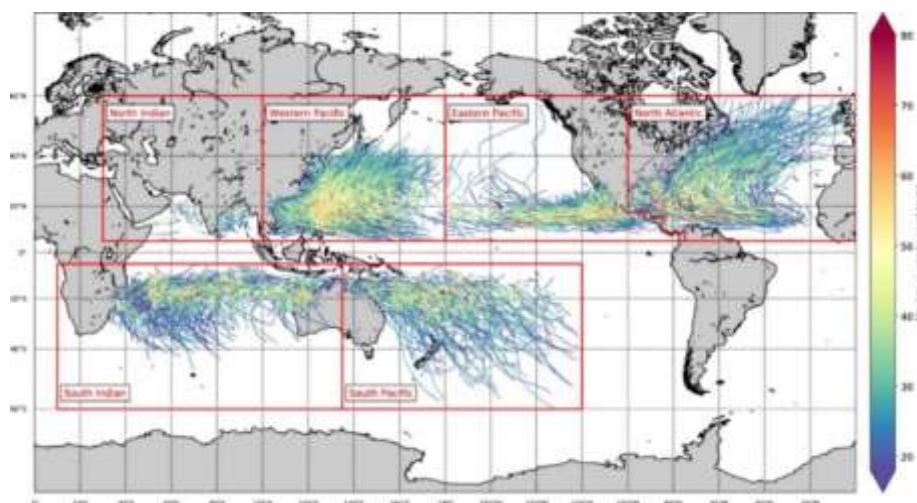


図 1.1. IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship) データセット (Knapp et al. 2010) による世界の様々な海盆（赤枠内の海域）における熱帯低気圧の経路（実線）と強度（陰影、 m s^{-1} ）。Bloemendaal et al. (2020), Fig. 1 より引用した。

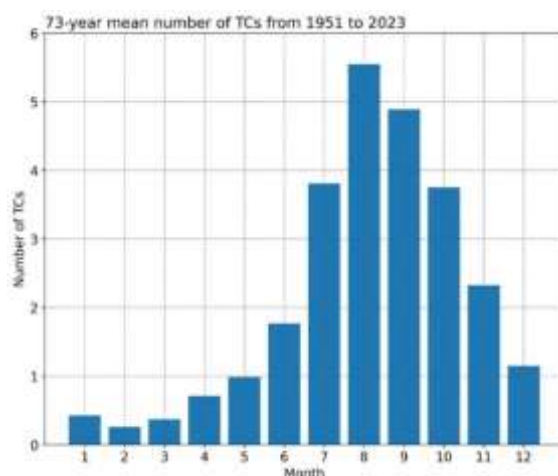


図 1.2. 気象庁ベストトラックデータを用いた WNP における 1951 年から 2023 年までの台風発生数の月平均値。データは <https://www.data.jma.go.jp/yoho/typhoon/statistics/index.html> から入手した。

図 1.3 は、Jones et al. (2003) による、熱帯低気圧の温低化に係る中緯度環境場の役割を示している。図の上から下に向かって、熱帯低気圧が温帯低気圧に変化する過程に関連する中緯度環境場からの影響の例を示している。熱帯低気圧は中緯度へ移動すると、中緯度環境場の特徴である、強い南北温度勾配や強い水平風の鉛直シア、また海面水温の低下や、対流圏上層擾乱の影響などを受けることで、温帯低気圧へと変化する (Jones et al. 2003; Keller et al, 2019)。熱帯低気圧が対流圏上層トラフの影響を受ける場合には、中心構造が東西に傾いたり、暖気核が弱化したり、前線が形成されたりといったように、温帯低気圧としての特徴を表すようになる。このように温帯低気圧の特徴を持つようになると、温帯低気圧として再び発達する場合がある。一方でこのような影響を受けない場合、低気圧は高緯度側に移動するにつれて衰退し、やがて消滅する。また対流圏上層擾乱の影響を受ける場合には、熱帯低気圧とも温帯低気圧の中間の性質を持つハイブリッド低気圧が現れることもある。ハイブリッド低気圧には亜熱帯低気圧 (Guishard et al. 2009; da Rocha et al. 2019) やポーラーロー (Yanase and Niino 2007; Yanase et al. 2016) という種類の低気圧が含まれる。ハイブリッド低気圧については 1.4 節で詳細に紹介する。さらに、こういった中緯度環境場は地域や季節によって大きく変わるため、低気圧の形態も様々に変わると考えられる。

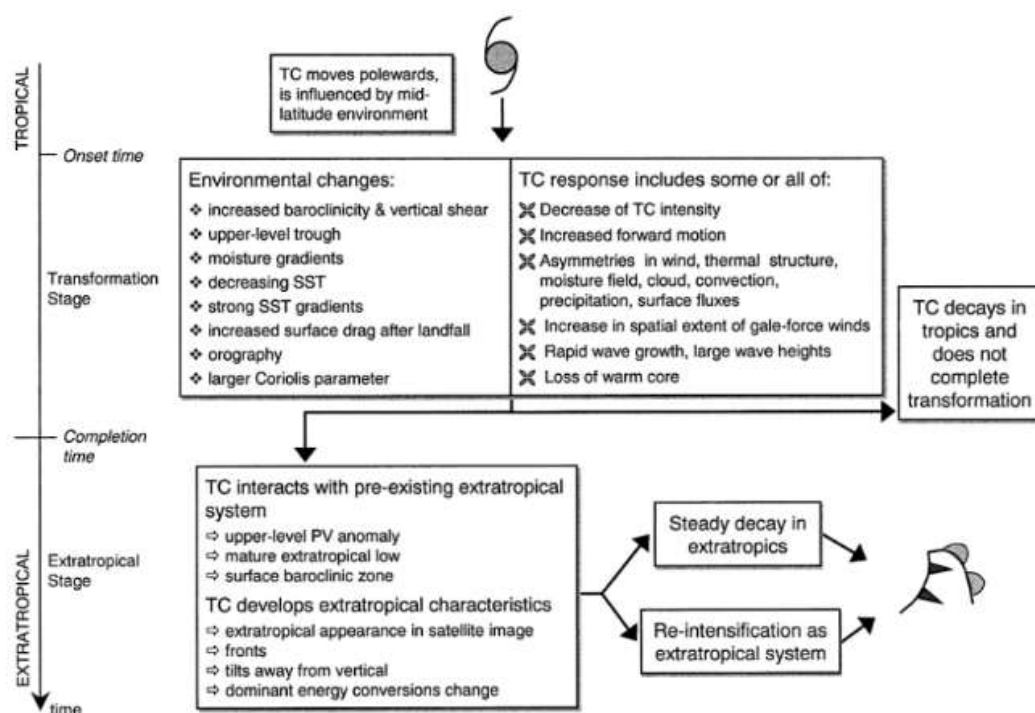


図 1.3. 熱帯低気圧の温帯低気圧化と中緯度環境場の関係。図左の下向き矢印は熱帯低気圧の遷移段階を示す。Jones et al. (2003), Fig. 11 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission.

このように、地域や季節によって異なる低気圧の種類に注目し、それぞれのライフサイクル

ルや構造の違いを把握することは、予報精度を向上させ、低気圧による災害を防ぐ上で重要である。特に日本では、気象庁が提供する熱帯低気圧（台風）の情報は広く活用されている一方で、温低化した途端に、低気圧に関する情報が少なくなり、その影響が見過ごされることが懸念される。温低化が進むと低気圧による強風や降水の範囲が広がる可能性があるため、温低化後であっても低気圧の予測は防災の観点から重要である。低気圧構造の変化過程を知り、低気圧の動きを正確に予測できれば、適切に警報を発出し、災害への対策をとることができることが期待できる。

Hart (2003) は、1980 年から 1999 年の間に発生した 17,000 以上の WNP の熱帯低気圧を対象に、温度風を用いたパラメータおよび熱帯低気圧の温度構造の軸対称性に係る 2 種類のパラメータを用いて台風の構造変化を調査した。これら 3 種類のパラメータは、cyclone parameters と呼ばれ、これらのパラメータを座標軸に取った位相空間（低気圧位相空間; Cyclone Phase Space (CPS)）上で低気圧の構造を解析することができる。Hart (2003) によって低気圧の構造変化の客観的な診断に温度風と軸対称性に関するこれらのパラメータを用いることが有効であることが示された。また、Evans and Hart (2003) は、1979 年から 1993 年の間に温低化を経験した 61 個の北大西洋熱帯低気圧の構造変化を調査するために、CPS を用いた。彼らは、CPS による温低化の客観的な診断は米国ハリケーンセンターによる主観的な診断とほぼ一致することを示し、CPS が熱帯低気圧の構造変化の特徴を適切に捉えていることを示した。

図 1.4 は、Hart (2003) が定義した CPS を用いて可視化した、熱帯低気圧の温低化の典型的な遷移プロセスの例を示す。CPS の詳細については第 2.4 節で説明する。ここでは、図の読み方を簡単に説明する。図 1.4 の横軸は(a)と(b)どちらも、対流圏下層で暖気核構造か寒気核構造かを表し、縦軸は、(a)では対流圏下層の層厚の軸対称性を、(b)では対流圏上層で暖気核構造か寒気核構造かを表している。図 1.4a の右下象限は、層厚が軸対称的に分布している下層暖気核構造を示しており、これは熱帯低気圧の特徴を表している。左上象限は、層厚が進行方向右側の方が大きい、非軸対称的な下層寒気核構造を示しており、これは温帯低気圧の特徴を表している。プロットの軌跡が右下象限から左上象限へと変化することは、温低化プロセスを表している。図 1.4b の右上象限は対流圏の上層と下層で暖気核構造であることを示し、熱帯低気圧の構造を表している。左下象限は対流圏の上層と下層で寒気核構造であることを示し、温帯低気圧の構造を表している。図 1.4b に示されているように、右上象限から左下象限へ軌跡が変化する様子は、温低化プロセスを示している。このように CPS を用いることで、熱帯低気圧が温帯低気圧に遷移する様子を視覚的かつ客観的に把握することができる。

CPS の開発以来、低気圧の多様性に関する研究が進展している。本研究でも CPS を活用し、熱帯低気圧が中緯度に移動した際に、熱帯低気圧自身の構造がどのように変化するかを調査する。

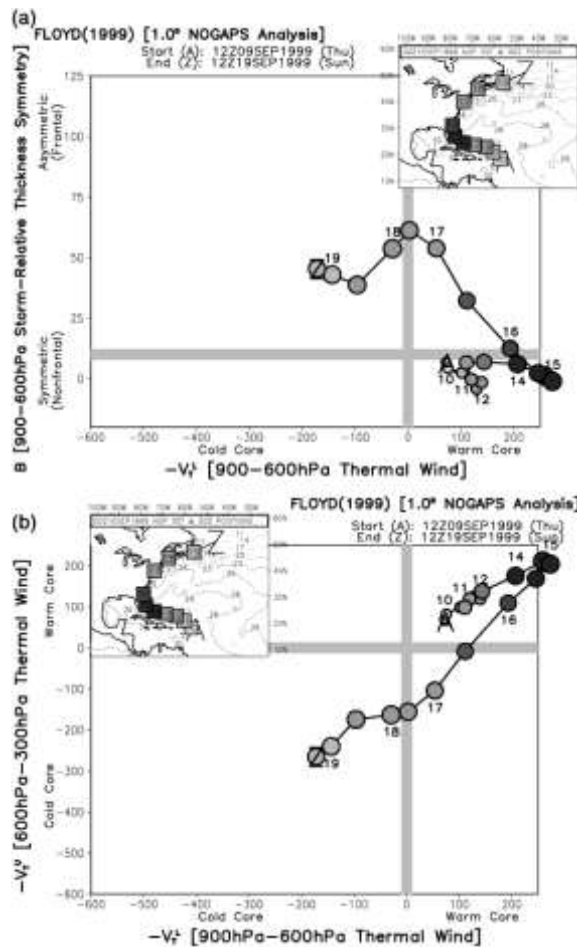


図 1.4. CPS による熱帯低気圧（1999 年ハリケーン Floyd）の温低化段階の構造変化。(a) $-V_T^L$ vs B 、(b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$ 。パラメータの詳細は 2.2 節に記載されている。Hart (2003), Fig. 6 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission.

1.2 対流圏上層寒冷低気圧

前節では、熱帯低気圧の構造変化を引き起こす要因として、対流圏上層のトラフによる影響が挙げられることに触れた。本節では、トラフを含む対流圏上層の低気圧系に焦点を当てる。トラフは一般的に中緯度におけるジェット気流の蛇行の振幅が大きくなることによって生じると考えられている (Palmen and Newton 1969; Ndarana and Waugh 2010)。時間経過とともにトラフが深まると、トラフ内部で閉じた循環が明瞭となり、やがてジェット気流から切離される。これらは寒冷渦と呼ばれ、対流圏上層に寒気核構造を持つことが知られている。図 1.5 は、様々な段階におけるトラフの水平構造とその時間変化を示している。Nieto et al. (2005, 2008) によると、この時間変化の過程は次の 4 つの主要な段階に分けることができると説明されている。すなわち、

- 1) ジェット気流の蛇行によりトラフが形成され、トラフの東側象限に前線状（帯状）の

雲パターンが発達する（Upper level trough 段階、図 1.5a）。

- 2) トラフの振幅が大きくなるにつれ、ジェット気流の根元が収縮しながらトラフ内に閉じた循環が形成される（Tear-off 段階、図 1.5b）。
- 3) トラフがさらに発達すると、ジェット気流の主流から分離し、独立した低気圧系として機能する（cut-off 段階、図 1.5c）。
- 4) 最終的に、ジェット気流の主流に再び合流する（最終段階、図 1.5d）。

この 4 つの段階は、Nieto et al. (2005, 2008) が説明しているように、まとめて「cutoff low systems」と呼称される。本研究で使用する「寒冷渦」という用語は、cutoff low systems の中でも tear-off 段階あるいは cut-off 段階のことを指す。

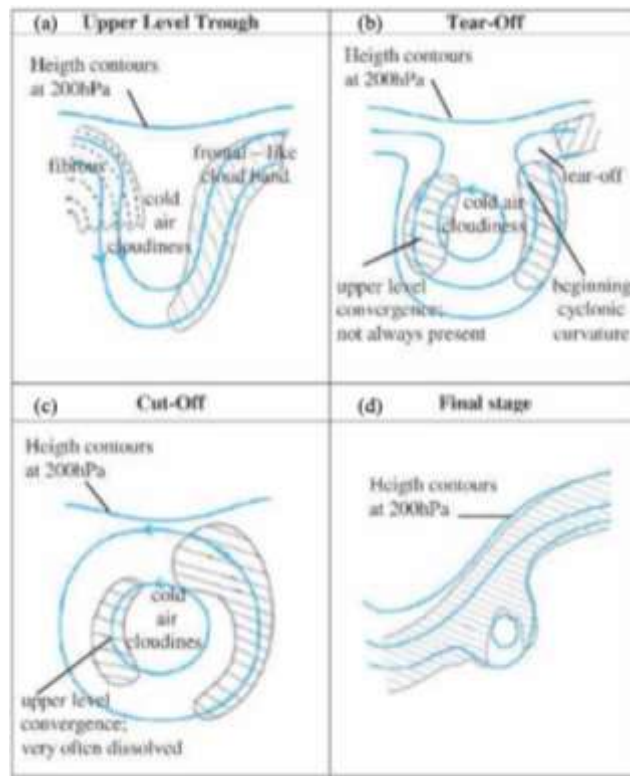


図 1.5. 典型的なトラフのライフサイクルと水平構造。青線は高度、ハッチは雲を示しており、(a)上層トラフ段階、(b) tear-off 段階、(c) cut-off 段階、(d) 最終段階を示している。Nieto et al. (2005), Fig. 1 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission.

寒冷渦は、ジェット気流から切離される過程で、ジェット気流の北側からの寒気移流によって寒気核構造を獲得する。図 1.6 は、1959 年 11 月 16 日 12UTC における北米上空の寒冷渦の鉛直断面図を示している。太実線で示される対流圏界面の折れ込みに関連する寒気は、500 hPa まで下降しており、周囲の大気から隔離されている。この寒気によって大気は不安

定となり、竜巻 (Seko et al. 2015) や雷雨 (Tsuboki and Ogura 1999) などのシビアな現象が発生する可能性が高まる。また、寒冷渦は、豪雨の発生 (Hirota et al. 2016; Tsuji and Takayabu 2019; Yokoyama et al. 2021) や熱帯低気圧の発生・発達 (Sadlar 1978; Ritchie and Holland 1999, Yoshida and Ishikawa 2013; Takemura and Mukougawa 2021) といった様々なメソスケール現象と関連することが指摘されている。

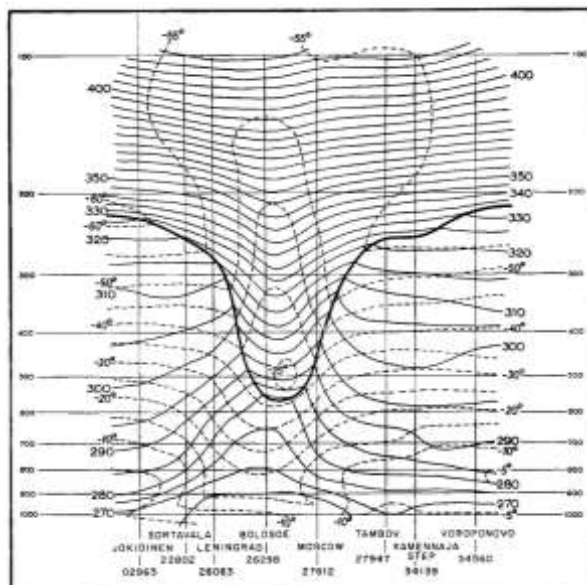


図 1.6. 寒冷渦の鉛直構造。太実線は対流圏界面、細実線は温位 (K)、破線は気温 (5°C間隔) を示している。Palmén and Newton (1969), Fig. 10.8 より引用した。

寒冷渦に伴い生じる主な気象現象である降水は、寒冷渦の東～南象限 (南半球では東～北象限) で発生することが多い (Pinheiro et al. 2021)。図 1.7 は、南半球における寒冷渦に伴う降水量分布を寒冷渦の強度および水蒸気量別に示す。寒冷渦の強度は、寒気核の深さと不安定領域の広さに関連しているため、降水量に影響を及ぼす。水蒸気量が多いと、より広範囲で降水量が多くなる。このように、寒冷渦の強度や周囲の水蒸気量に応じて降水量が変化する。降水量が違うということは、雲の形成に伴う潜熱放出や雲頂での放射加熱の分布が違うということを意味する。そのため、降水やそれに伴う雲の分布は、非断熱過程を通して渦位 (potential vorticity; PV) の再配置を促し、成層圏と対流圏の空気を混合する働きをする (Price and Vaughan 1993; Portmann et al. 2018)。

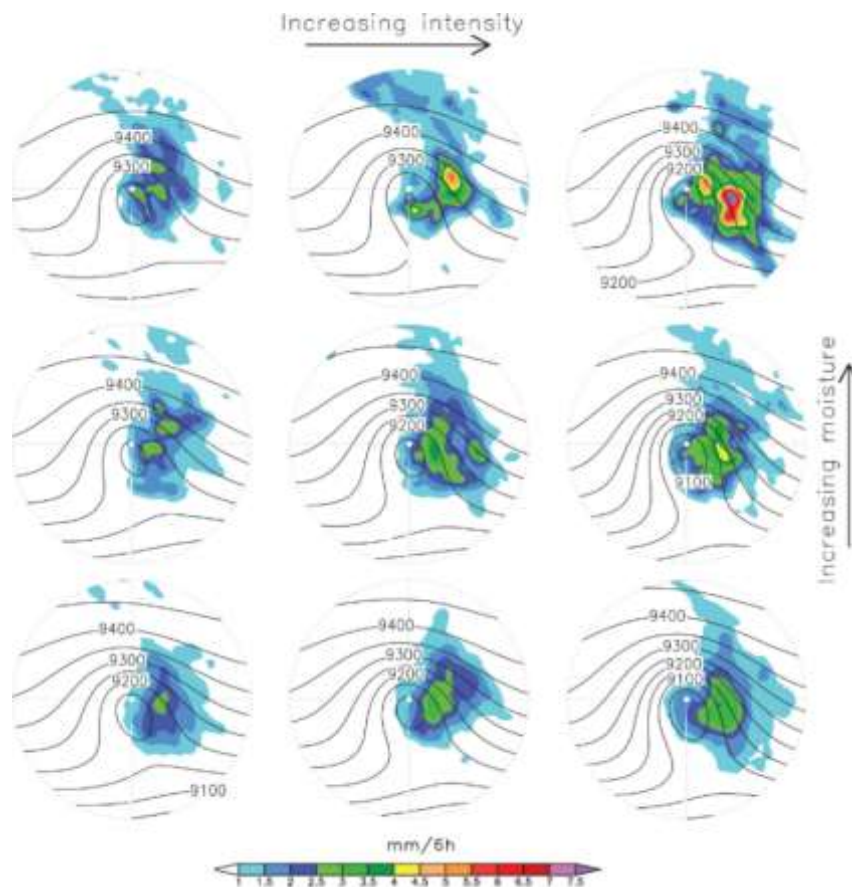


図 1.7. 南半球における寒冷渦に伴う降水量分布。寒冷渦の強度および水蒸気量別に示す。陰影は 6 時間の積算雨量を示し、等値線は高度を示す。左下のパネルは、最も弱い強度かつ最も少ない水蒸気量の寒冷渦のコンポジットを示し、右上のパネルは、最も強い強度かつ最も多い水蒸気量の寒冷渦のコンポジットを示す。コンポジット領域は中心から端まで 5 度である。Pinheiro et al. (2021), Fig. 8 より引用した。©John Wiley and Sons. Used with permission.

世界の中でも日本を含む WNP 域は、寒冷渦が頻発する領域である (Nieto et al. 2005, 2008; Kasuga et al. 2021)。これまでの統計的な研究で、寒冷渦を特定するためのさまざまなアプローチが開発されてきた。従来手法としては、ジオポテンシャル高度を使用する方法が主流である (Bell and Bosart 1989; Kentarchos and Davis 1998; Nieto et al. 2005; Pinheiro et al. 2021)。この手法では、200~500 hPa の気圧面における高度の極小点、または等高度線の閉曲線の中心が使用される。

一方、Kasuga et al. (2021) は寒冷渦の新たな特定手法を開発した。彼らの新しい手法は、水平高度分布から寒冷渦の幾何学形状を定量化し、寒冷渦の底面とそこからの高さから傾きを計算することで、寒冷渦の強度と水平規模を決定することができる。これにより、寒冷渦やトラフを共通の手順で検出することが可能になった。Kasuga et al. (2021) が示した、寒

冷渦の気候学的な分布を図 1.8 に示す。北半球では、陰影と等値線でそれぞれ示されるように 200 hPa と 500 hPa との両方において、ユーラシア大陸東部からアラスカにかけての 50°N 付近の帯状領域で、寒冷渦が頻繁に発生している。さらに、大西洋東部から地中海にかけての地域でも頻繁に発生している。米国東岸から赤道に向かって西に延びている 200 hPa で見られる発生頻度の高い領域は、Mid-Pacific trough を表している。一方、南半球では、ニュージーランド南部とオーストラリア南東部で寒冷渦が頻繁に発生する。北半球での寒冷渦の発生頻度分布に比べると、南半球では極周りの同心円状に分布していることが見て取れる。

さらに、寒冷渦は統計的に夏期に発生することが多いことが示されている (Kentarchos and Davis 1998, Nieto et al. 2005)。熱帯低気圧もまた夏期に多く発生することと (図 1.2)、熱帯低気圧の経路と寒冷渦の発生位置がよく一致することから (図 1.1、1.8)、熱帯低気圧と寒冷渦とが同時に発生・存在し、相互に作用しあう機会が現れると予想される。第 1.4 節では、熱帯低気圧と寒冷渦との相互作用に関するこれまでの研究を紹介する。

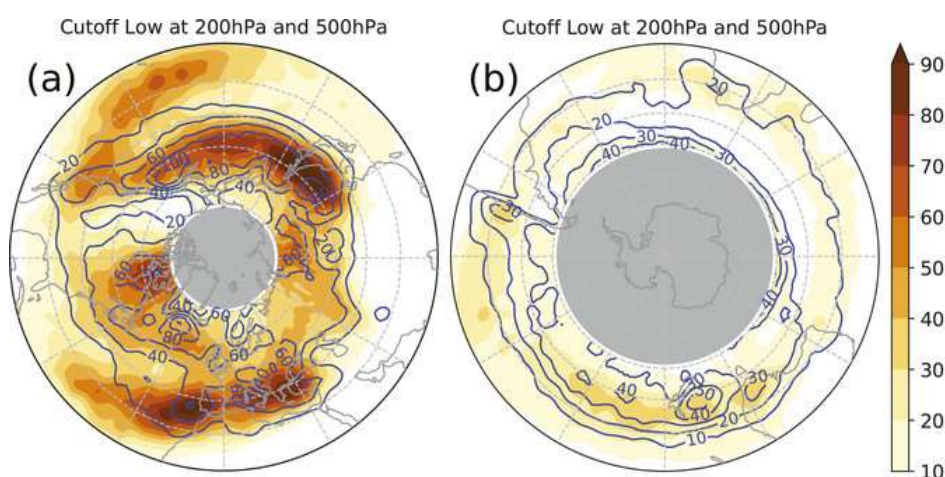


図 1.8. 200 hPa (陰影) と 500 hPa (等値線) における 1979 年から 2018 年の 40 年間における寒冷渦の発生頻度分布。(a) 北半球、(b) 南半球を示している。Kasuga et al. (2021), Fig. 9 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission.

1.3 ハイブリッド構造の低気圧：亜熱帯低気圧とメディケーン

1.1 節で述べたように、熱帯低気圧は寒冷渦の影響を受けると、対流圏下層では熱帯低気圧の性質である暖気核の構造を持ち、対流圏上層では温帯低気圧の性質である寒気核の構造を持つハイブリッド低気圧へと遷移する場合がある。ハイブリッド低気圧とは、熱帯低気圧と温帯低気圧との両方の性質を持つことを意味する。Kitabatake (2008) は 2001 年から 2002 年にかけての WNP において温低化した台風を調べ、下層暖気核が高緯度からの冷気塊に囲まれて構造変化する事例 (暖気核隔離) が解析対象のうち約 35%を占めることを報

告した。彼女らは、このような構造が Shapiro-Keyser の低気圧モデル (Shapiro and Keyser 1980) における成熟段階に似ていると述べた。この暖気核隔離した低気圧構造は各海域で見られており、ハイブリッド構造の低気圧においても暖気核隔離が見られている (da Rocha et al. 2019)。つまり、暖気核隔離のような寒気が暖気核の周りを取り囲むような過程は、ハイブリッド低気圧での暖気核形成に関連しており、対流の発達過程にも影響を及ぼす可能性がある (Quitian-Hernandez et al. 2020)。図 1.9 は、da Rocha et al. (2019) がまとめた各海域におけるハイブリッド低気圧の発生域を示している。図に示されているように、ハイブリッド低気圧は様々な海域で異なる呼称を持ち、大西洋では *subtropical cyclone* (亜熱帯低気圧)、地中海ではメディケーンと呼ばれている。一般的にハイブリッド低気圧は CPS を用いて調査されている。



図 1.9. ハイブリッド低気圧の発生地域。矢印は海流を示しており、赤が暖流、青が寒流を指す。黄文字はその領域でのハイブリッド低気圧の呼称を指す。da Rocha et al. (2019), Fig. 2 より引用した。©John Wiley and Sons. Used with permission.

北大西洋 (Guishard et al. 2009; Evans and Guishard 2009) および南大西洋 (Evans and Braun 2012; Gozzo et al. 2014) の亜熱帯低気圧は、Guishard et al. (2009) によって開発された亜熱帯低気圧のための *cyclone parameter* の閾値を用いて、気候学的調査がなされている。Guishard et al. (2009) は、亜熱帯低気圧の定義として、次の 1)~3) の基準を適用した。

- 1) ハイブリッド構造が少なくとも 36 時間維持されること、
- 2) 発生域の緯度が北緯 20 度から北緯 40 度であること、
- 3) 中心気圧が 925 hPa より高く、 17 m s^{-1} 以上の強風が 36 時間以上持続する (Gozzo et al. 2014 では用いられていない)。

さらに Evans and Guishard (2009) や Evans and Braun (2012) は、これら 3 つの基準に加えて、

- 4) 強い鉛直シアがあること、

という基準も適用した。これまでの研究により、大西洋では南部・北部に共通して、潜熱フラックスや下層暖気移流が暖流域で顕著となり、亜熱帯低気圧の発達を促す要因となるこ

とが明らかになっている。一方で、衛星画像（図 1.10、Guishard et al. 2007）からは、ハイブリッド低気圧においては熱帯低気圧のような深い対流が確認されなかった。これは、深い対流よりも浅い対流の方が亜熱帯低気圧にとって重要な要素であることを示唆している（Gozzo et al. 2014）。また、衛星画像では雲が渦巻のような形状をしていることが観測できる。低気圧中心の暖気核を寒気を取り囲むような構造となっており、暖気核隔離のような構造が亜熱帯低気圧にも確認できる。このように渦巻状の雲パターンを示すことを理由の一つとして、亜熱帯低気圧は、ハイブリッド低気圧とみなすことができる。

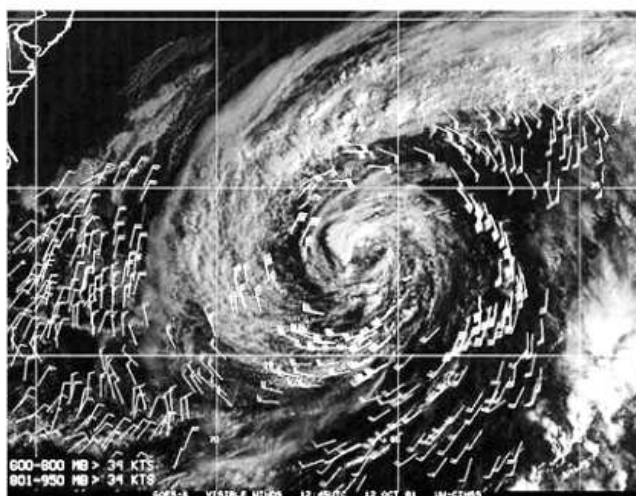


図 1.10. 2001 年 10 月 21 日 12 時 45 分 UTC における GOES-8 による可視画像と衛星雲追跡風。視認性向上のために明度を変更した。Guishard et al. (2007), Fig. 1 より引用・編集した。©Springer Nature. Used with permission.

地中海周辺地域では、メディケーンと呼ばれるハイブリッド低気圧（図 1.9）が研究されている。Cavicchia and Storch (2012) によると、メディケーンは半径 70～200 km のコンパクトな低気圧で、寿命は 12 時間から 5 日間、最大風速は 40 m s^{-1} にまで達する。また、暴雨や高潮を引き起こす可能性があるとされている（Androulidakis et al. 2023）。そのため、メディケーンは、その発生メカニズムの解明に加えて、発生地域での防災の観点からも重要な研究対象となっている。解像度が粗い再解析データを用いた研究では、メディケーンの小スケールな構造を正確に把握することが困難であるため、数値モデルを用いた研究が盛んに行われている（Fita and Flaounas 2018; Miglietta et al. 2013; Miglietta and Rotunno 2019）。

Miglietta et al. (2013) は、地中海における熱帯低気圧に似た 28 の事例（ただし、メディケーンとして明示的に述べられていない）をシミュレーションで調査し、CPS によりメディケーンの構造変化を解析した。CPS を用いる際の留意点として、Hart (2003) や Evans and Hart (2003) が用いた半径 500 km という既存の条件に限定せずに、対象とした低気圧の空間規模に合わせて半径を調整する必要があると彼らは指摘している。さらに、解像度依存性を考慮

して閾値として用いる半径は慎重に設定すべきであると指摘している。これらの指摘は、他の低気圧に対しても考慮されるべき事で、対象とする低気圧のサイズとデータセットの解像度によって閾値を変えることが必要である。

メディケーンの発達・維持のメカニズムは、熱帯低気圧と同様に Emanuel (1986) で提唱された Wind Induced Surface Heat Exchange (WISHE) 理論により説明することができ、この理論は亜熱帯低気圧全般に共通し、適用できることが明らかになっている (Emanuel 2005)。つまり、海面からの水蒸気輸送と潜熱加熱による対流強化が亜熱帯低気圧の発達・維持に寄与している。さらにメディケーンの発達の特徴として、成熟段階での浅い対流や、寒冷渦に伴う乾燥空気の渦状流入 (Migletta et al. 2013)、寒冷渦由来の PV とメディケーンに伴う下層 PV との鉛直結合 (Migletta and Rotunno 2019)、寒冷渦の南東象限で生じる対流雲から放出される潜熱加熱 (da Rocha et al. 2019) が挙げられている。つまり、メディケーンの発達メカニズムは亜熱帯低気圧の発達メカニズムと類似している (Fita and Flaounas 2018)。

Guishard et al. (2009) が提案した定義のように、ハイブリッド低気圧は亜熱帯で発生する現象であるため、その発生過程を理解するには亜熱帯の環境場を考える必要がある。Yanase et al. (2014) は、1981 年から 2011 年までの 30 年間に見られた熱帯低気圧・ハイブリッド低気圧・温帯低気圧の発生状況を CPS を用いて全球を対象に調査した。熱帯低気圧の指標として潜在強度 (potential intensity)、温帯低気圧の指標として Eady の成長率 (Eady growth rate) が研究で使用された。これらの指標を用いて、亜熱帯では低気圧活動が不活発であることを彼らは発見したが、不活発化に寄与する環境要因を特定することはできなかった。

そこで Yanase and Niino (2015) は、理想化実験を通して環境要因が低気圧の発生に与える影響を評価した。コリオリパラメータ、東西風、温位、大気―海洋の温度差、相対湿度の 5 つの要素に対して 1981 年から 2011 年までの気候値を用いて、理想的な環境場を作成した。理想実験では、深い暖気核を持つ典型的な熱帯低気圧の構造をもつ低気圧と、鉤状の雲パターンと東西に傾いた鉛直軸を持つ典型的な温帯低気圧の構造をもつ低気圧が再現された。それらの中間的な特徴をもつハイブリッド低気圧は、Yanase et al. (2014) で調査されたように亜熱帯での不明瞭な雲の組織化と不活発な低気圧活動とが一致していた。亜熱帯では熱帯に比べて、低い温位、強い東西風、低い相対湿度であることから熱帯低気圧としては発達しにくい。また小さなコリオリパラメータ、弱い鉛直シアという特徴は、温帯低気圧としての発達にも不利に作用する。ハイブリッド低気圧は、夏と秋には大陸の東海岸沿いで頻繁に発生しているが (図 1.11a-d)、冬と春には発生していない (図 1.11e-h)。これは、ハイブリッド低気圧の活動が地域や季節に依存している可能性を示唆している。

さらに Yanase et al. (2016) は、北大西洋の環境条件で発生するようなハイブリッド低気圧の理想実験を行い、再現されたハイブリッド低気圧に、熱帯低気圧のような水平構造と温帯低気圧のような鉛直構造を確認した。さらに、対流圏中層から下層にかけて正の温位偏差を伴う正の PV 偏差が見られた。加えて低気圧中心の西側の上層対流圏に負の温位偏差を伴う

正の PV 偏差が見られた。東西に傾いた PV 偏差は、より広い範囲で鉛直結合しており、これまでの研究と一致している。寒冷渦の分布 (図 1.8) は、活発な熱帯低気圧の領域 (図 1.9 および 1.11) とほぼ一致しており、寒冷渦がハイブリッド低気圧の形成に寄与していることを示唆している。

メディケーンや亜熱帯低気圧は異なる海域で発生するが、発生・発達メカニズムは類似しており、ハイブリッド低気圧として共通の理解が得られている。これまでに示したように地中海や北大西洋で発生する事例の解析は盛んである一方で、WNP 領域のハイブリッド低気圧は報告も少なく、研究もあまり行われてこなかった。これは気象庁が亜熱帯低気圧という分類をしないことが一つ原因として挙げられる。寒冷渦との相互作用による熱帯低気圧の経路・構造変化は調査されているが、ハイブリッド低気圧の場合では調査されていない。したがって、この問題は第 3 章で取り扱い、WNP におけるハイブリッド低気圧の事例解析として、構造変化や経路と寒冷渦との関係を調査する。

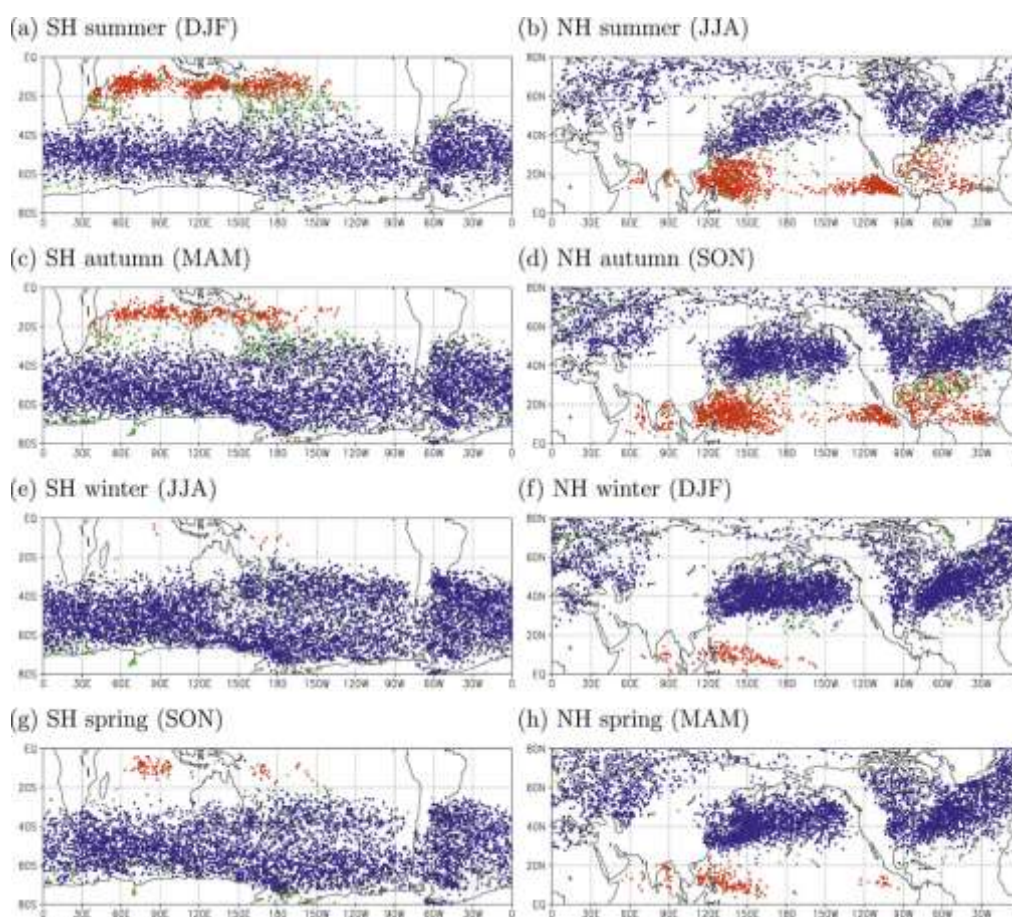


図 1.11. (a,b) 夏季、(c,d) 秋季、(e,f) 冬季、(g,h) 春季の、(左) 南半球、(右) 北半球の各海盆における熱帯低気圧 (赤)、ハイブリッド低気圧 (緑)、温帯低気圧 (青) の気候学的分布。Yanase et al. (2014), Fig. 1 より引用した。©American Meteorological Society. Used with permission.

1.4 熱帯低気圧と寒冷渦の相互作用

1.2 節で述べたように、本研究では熱帯低気圧と寒冷渦との関係に焦点を当てる。熱帯低気圧と寒冷渦と相互作用は、両者の位置関係や中心間の距離に依存して、熱帯低気圧の経路を変化させたり、再強化・急発達・弱化を引き起こしたりする。したがって、その両者の相互作用は、数値予報や現象理解の観点から重要な研究テーマである。熱帯低気圧と寒冷渦との関係に注目すると、寒冷渦は熱帯低気圧の経路に力学的に影響を及ぼすと考えられており（Hart and Evans 1999; Wei et al. 2016; Yoshino et al. 2017; Yan et al. 2021; Wada et al. 2022; Ma et al. 2022）、また、熱帯低気圧の構造にも影響を与えることが知られている（Molinari and Vollaro 1989; Bosart and Lackmann 1995; Hanley et al. 2000; Kimball and Evans 2001; Yu and Kwon 2005）。これは、寒冷渦の存在が熱帯低気圧周辺の循環や鉛直温度構造を変化させるためである。その結果、1.1 節や 1.3 節で述べたように、寒冷渦は、ポーラーローやハイブリッド低気圧といった低気圧構造の多様化に寄与する。以下では、まず熱帯低気圧の経路への影響、次に熱帯低気圧の発達への影響、最後に構造への影響について述べる。

図 1.1、1.2、1.8 から、WNP では夏季（7～9 月）に熱帯低気圧や寒冷渦が頻繁に発生し、両者が遭遇する可能性があることが示された。Wei et al. (2016) は、2000～2012 年の期間で WNP において熱帯低気圧と寒冷渦とが共存する事例について調査した。この解析対象の期間では、寒冷渦と共存する熱帯低気圧の数は熱帯低気圧の全発生数の 73 %を占め、寒冷渦と相互作用する熱帯低気圧は、寒冷渦と共存する熱帯低気圧のうちの 61 %、全熱帯低気圧の 44 %を占めた。寒冷渦と共存する熱帯低気圧の数は、年々で見ると、熱帯低気圧全発生数のうちの 70 から 80 %で変動している（図 1.12a）。月別の変動を見ると、熱帯低気圧と寒冷渦との共存数は 8 月にピークを迎える（図 1.12b）。これは熱帯低気圧と寒冷渦の発生頻度の気候学的な特徴と一致している。熱帯低気圧の強度に着目すると、強い熱帯低気圧は寒冷渦との共存や相互作用を頻繁に経験している（図 1.12c）。

例えば、2018 年の台風 Jongdari では、寒冷渦による台風の経路変化が見られた（Yan et al. 2021; Wada et al. 2022）。Yan et al. (2021) は数値シミュレーションを用いて、寒冷渦に伴う高 PV を PV 逆変換法（PV inversion）を用いて除去し、高 PV が存在しない場での台風経路と高 PV が存在する場での経路と比較しその差異を調べた。寒冷渦が存在しないと直進する経路が、寒冷渦が存在することで流れが変化して、台風の経路が反時計回りの弧を描くように変化した。さらに寒冷渦が除去された実験では台風の強度も強くなった。このことは、台風の経路・構造変化に寄与する寒冷渦の存在の重要性を示している。本研究で対象とする 2016 年の台風 Lionrock と 2021 年の台風 Nepartak もまた、反時計回りの弧を描くような独特な経路であり、寒冷渦からの影響があったと予想される。これらの事例を取り扱う理由は第 2.1 節の冒頭で説明する。

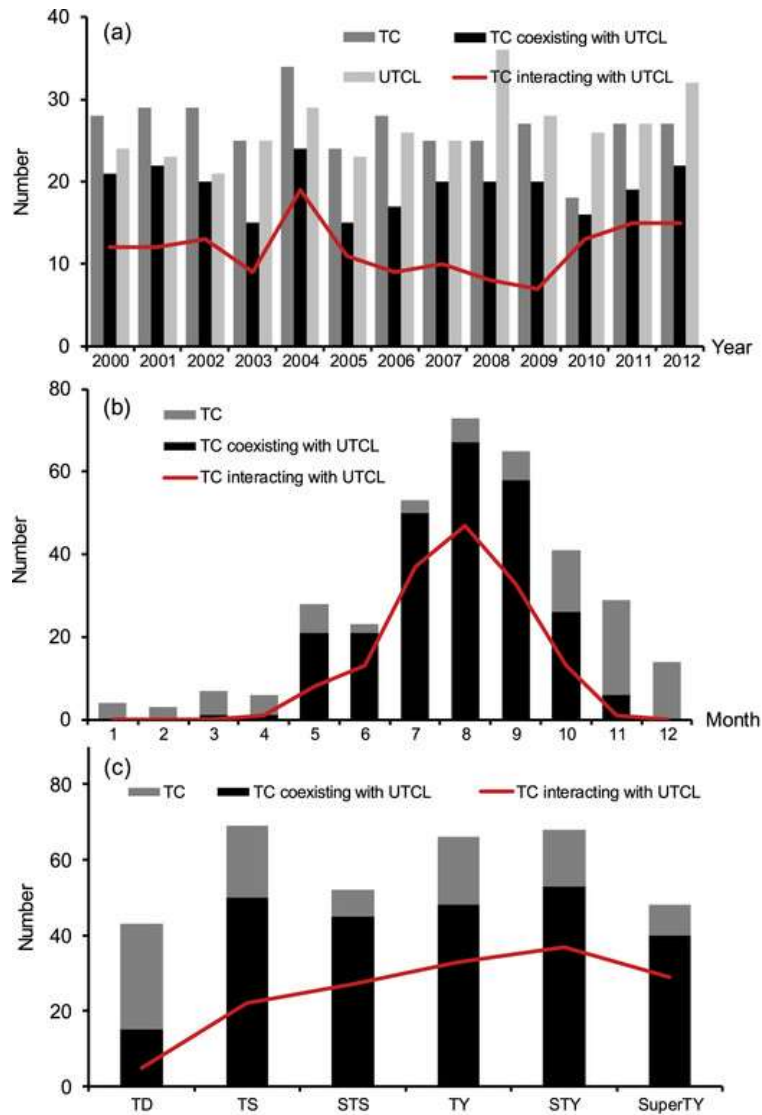


図 1.12. 2000 年から 2012 年における、全ての熱帯低気圧の発生数、寒冷渦の発生数、熱帯低気圧と寒冷渦が共存する事例数、熱帯低気圧が寒冷渦と相互作用する事例数。(a) 年別、(b) 月別、(c) 熱帯低気圧の強度カテゴリー別の数を示している。Wei et al. (2016), Fig. 1 を改変・編集した。©American Meteorological Society. Used with permission.

これまでの研究で、熱帯低気圧の発生における対流圏上層擾乱の役割が調査されてきた。例えば、Sadler (1978) は、熱帯低気圧の発生と熱帯対流圏上層トラフとの関係を調べ、熱帯低気圧の発生はトラフの南東象限で起こりやすいことを示した。関連することとして、Fudeyasu and Yoshida (2019) は、1979 年から 2016 年の間に WNP で発生した全ての熱帯低気圧のうち 9% が寒冷渦の影響を受けていることを統計的に示した。このように寒冷渦の影響を受けて発生する熱帯低気圧に関して、McTaggart-Cowan et al. (2013) は、寒冷渦が熱帯低気圧の発生に傾圧的に寄与していることを示した。この寄与は、Hoskins et al. (1985) が述べ

ているように、上層に位置する寒冷渦に伴う高 PV 空気塊が、地表の傾圧的な領域に低気圧性循環を励起することに関連している。この説明として、図 1.13a は東西に延びる傾圧的な領域に接近する上層の正の PV 偏差を示している。この正の PV 偏差に関連する上層の循環は黒い矢印で示されており、対流圏下層にまで循環を励起している。対流圏下層の循環は、温位を移流し、対流圏上層の PV 偏差の東側で正の温位偏差を形成する。時間が経つと、図 1.13b のように、下層における正の温位偏差も、対流圏全体にわたって低気圧性の循環を励起し、対流圏上層における PV 偏差を強め、お互いに強め合うという関係が生じる。

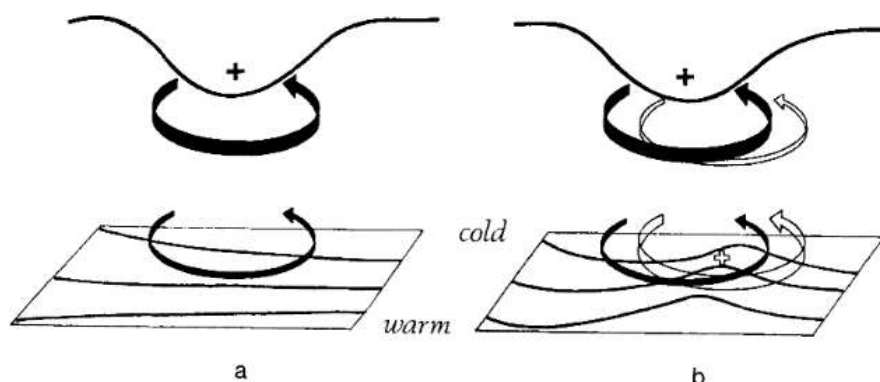


図 1.13. 対流圏上層の PV 偏差（黒色のプラス）と下層の傾圧的な領域に関連する低気圧性循環の励起に関する概略図。プロセスは (a) から (b) へと進展する。暖気は紙の手前に、寒気は奥に示されている。(a) では、上層 PV 偏差（太い黒矢印）に関連する循環と下層で励起された循環（細い黒矢印）が示されている。Hoskins et al. (1985), Fig. 21 より引用・改変した。©John Wiley and Sons. Used with permission.

Barnes et al. (2022) は、対流圏上層の PV が地上の低気圧性循環をどの程度励起するかを明らかにするため、PV inversion を用いて対流圏上層の PV を系統的に変化させた一連の理想化実験を行うことで、対流圏界面の高さや上層 PV 偏差の深さ・幅・強度が地上低気圧性循環の励起に及ぼす上層 PV 偏差の強制力を調査した。PV inversion を用いると、適切な境界条件の下で、PV 分布から気圧や風速などの他の気象パラメータを計算することができる (Davis and Emanuel 1991)。実験結果から、力学的対流圏界面が降下するにつれ、下層における低気圧性循環が強まることが示された。また上層における正の PV 偏差の水平スケールが大きくなることで、下層で強まる低気圧性循環の水平スケールも広がった。寒冷渦は地表における低気圧性循環の強化に寄与することが数値的に示された。

熱帯低気圧の強度を左右する要因として、しばしばトラフの活動が挙げられる。これは、熱帯低気圧とトラフとの相互作用の文脈で調査されている (Molinari and Vollaro 1989; DeMaria et al. 1993; Yu and Kwon 2005; Reroux et al. 2016)。いくつかの研究では、熱帯低気圧強度の時間変化は、鉛直シアの変化 (Hanley et al. 2001; Kimball and Evans 2002; Tang and

Emanuel 2010) や、上層渦角運動量フラックス収束 (upper-level eddy angular momentum flux convergence) の増加 (Molinari and Vollaro 1989; Yu and Kwon 2005; Komaromi and Doyle 2018) と関連していることが示されている。一般的に、渦角運動量フラックス収束は対流圏上層でピークに達し、寒冷渦が接近するにつれて熱帯低気圧上空の発散風が出現する高度で増加し、熱帯低気圧の発散風を強化することが知られている (Molinari and Vollaro 1989)。さらに、対流圏上層は慣性安定度が低いため、熱帯低気圧と相互作用する寒冷渦は熱帯低気圧の上層発散を強め (Komaromi and Doyle 2018)、これらの複合的な作用が熱帯低気圧の発達に寄与するとされている。

また、寒冷渦の影響による熱帯低気圧の構造変化について、Kimball and Evans (2002) は、水平風の鉛直シアが熱帯低気圧の発達に及ぼす負の影響を調査し、鉛直シアは熱帯低気圧の構造に非軸対称性をもたらすことを明らかにした。また、鉛直シアは、熱帯低気圧に伴う下降流パターンの形成に重要な役割を果たすことが知られている。ここで下降流とは、熱帯低気圧の目 (壁雲の内側) での平均的な下降運動を指す (Willoughby 1998)。鉛直シアが小さい場合、熱帯低気圧の下降流はより均一で対称的な分布となり、暖気核はより深く強くなり、中心部の地上気圧は低下する。一方で、鉛直シアが強い場合、下降流は非対称となり、暖気核はより弱く浅くなり、中心部の地上気圧は上昇し、下層の風速は弱くなる。鉛直シアが強い環境下では、熱帯低気圧構造が崩れるため、前述の対流圏上層発散が強化することによる熱帯低気圧の強化がなされないとされている。

Hanley et al. (2001) は、大西洋における寒冷渦の位置と熱帯低気圧の発達との関係を調査し、熱帯低気圧の発達に有利なあるいは不利な位置関係を見出した。寒冷渦と熱帯低気圧の距離が約 400 km の場合に、寒冷渦の高 PV と熱帯低気圧の高 PV とが重なることが、熱帯低気圧を強めることに有利に働いた。加えて、この距離の場合には、寒冷渦の南東象限の対流域における下層収束と上層発散も、熱帯低気圧を強めることに有利に作用した。一方で一定の距離離れた場合、熱帯低気圧は、寒冷渦に伴う鉛直シアの影響を受けるため、その発達が抑制される。熱帯低気圧の勢力の強まり・弱まりには、寒冷渦との距離も重要であることが示された。

ここまで、熱帯低気圧に及ぼす寒冷渦の影響についての先行研究による知見を概観してきた。ここからは、熱帯低気圧が寒冷渦に及ぼす影響の研究を紹介する。熱帯低気圧から寒冷渦への影響は、熱帯低気圧と対流圏上層ジェットとの相互作用という観点から調査されている (Keller et al. 2019)。熱帯低気圧と WNP 域のジェットとの相互作用は、Archambault et al. (2013; 2015) によって統計的に調査された。彼らは、対流圏上層において、熱帯低気圧に伴う発散風による負の PV 移流を調べることで、この相互作用を評価した。この移流は、対流圏上層の PV 分布を極方向に変形させ、トラフに伴う PV 勾配を強める。その結果、リッジが強まり、ジェットが強まる。これは、熱帯低気圧からの上層発散による負の PV の強化を通じて上層のリッジが強化されるプロセスである。

このようなプロセスは対流圏界面の持ち上げ（tropopause lifting）と呼ばれるプロセス（Bosart and Lackmann 1995; Kitabatake and Tsuguchi 2020）であり、降水現象との関連も示唆されている。Tropopause lifting の例を図 1.14 に示す。このプロセスは、1.5 PVU 面で定義された力学的圏界面の上昇を温位と気圧を用いて説明されている（Bosart and Lackmann 1995）。図 1.14 では、左側の図から右側の図にかけて、L で示される熱帯低気圧の北東側で、対流圏上層の熱帯低気圧の発散に伴う時計回りの循環により、1.5 PVU 面の温位が上昇している（図 1.14a、b）。また、熱帯低気圧に伴う強い上昇気流と高 PV 空気によって、1.5 PVU 面の気圧が低下している（図 1.14c、d）。このプロセスが、力学的圏界面を持ち上げることに繋がる。この圏界面の上昇は断熱的なプロセスであり、気圧と温位が水平方向に移流されることによって北東方向に広がっている。熱帯低気圧の上空で発散風による負の PV 移流が強まることで、ジェット気流が強まっただけでなく、熱帯低気圧の北東でリッジが強まったことでトラフの曲率が大きくなりトラフが深まった。このプロセスは、後述する対流活動に伴う非断熱加熱によるトラフの切離プロセスに類似している。

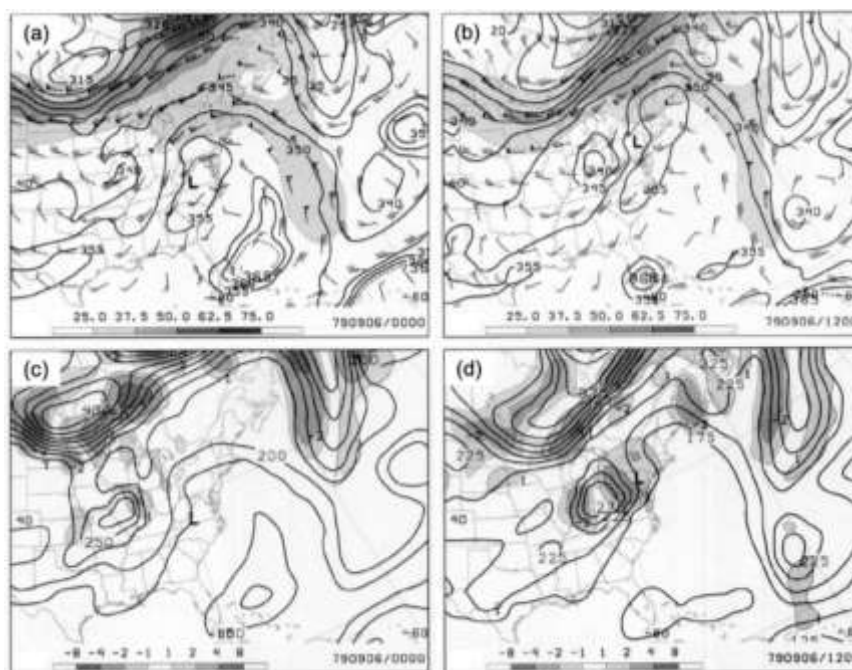


図 1.14. (左) 1979 年 9 月 6 日 00UTC、(右) 1979 年 9 月 6 日 12UTC における、対流圏界面 (1.5 PVU 面) での (a, b) 温位 (等値線、5 K 間隔) と風 (矢羽、 25 m s^{-1} 以上)、(c, d) 気圧 (等値線、25 hPa 間隔) と 気圧移流 (陰影、 $10^{-3} \text{ hPa s}^{-1}$) の水平分布。大文字の「L」はハリケーン David の中心位置を示している。Bosart and Lackmann (1995), Fig. 12 (a, b) and 13 (a, b) を引用・改変した。©American Meteorological Society. Used with permission.

Wang et al. (2012) は、1998 年 5 月の梅雨期に発生した寒冷渦に伴う切離過程は、ジェッ

ト下流の負の PV 偏差の鉛直輸送によって引き起こされたことを示した。さらに、Portmann et al. (2018) はヨーロッパで発生した PV の切離に対して非断熱加熱（潜熱と放射）の影響を調べ、加熱域上空の負の PV 偏差によって力学的圏界面が再配置されたことを示した。対流圏上層で負の PV 偏差が発生すると、圏界面の PV が再配置されることで PV 勾配が増加する。図 1.15 は、非断熱加熱による対流圏界面の再配置を示している。寒冷渦の東側象限で形成された降水領域（図 1.7）では、潜熱加熱の上空で負の PV 偏差を、その下で正の PV 偏差が生じる。負の PV 偏差は対流圏界面の PV を減少させ、対流圏界面が上昇する。圏界面が非断熱加熱に伴う PV 生成によって変化する様子を図 1.15 に示す。非断熱加熱が浅い対流による場合・深い対流による場合・前線など大規模擾乱による場合のそれぞれについて、メソスケールの大規模な対流システムが PV 偏差に及ぼす影響を示している。浅い対流よりも強い対流では圏界面付近での PV の再配置が明瞭である。さらに、大規模な降水システムとの関連では、より広い範囲で再配置が生じる。この場合もトラフの深まりが見られ、図 1.7 においてトラフの強度は同じ水蒸気量で比較すると、降水領域が広いほどトラフは深まっていることと一致する。熱帯低気圧が寒冷渦に及ぼす影響には、降水が 1 つの要因となっている可能性がある。

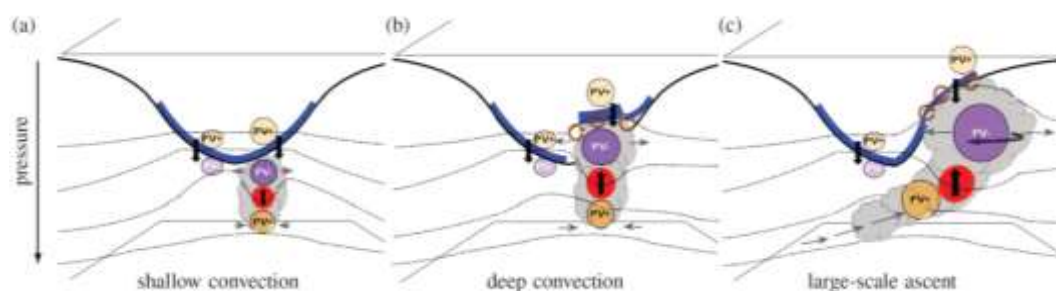


図 1.15. 非断熱加熱によって生成された PV 偏差による対流圏界面の PV の再配置の概念図（太い実線）。(a) 浅い対流、(b) 深い対流、(c) 大規模上昇の場合を示している。赤いマーカーは熱源、オレンジ色（紫色）のマーカーは正（負）の PV 偏差を示す。黒い矢印は鉛直運動、灰色の矢印は水平運動（図 1.15c では 3 次元運動）を示す。Portmann et al. (2018), Fig. 14 より引用・改変した。©John Wiley and Sons. Used with permission.

1.5 本研究の目的

第 1 章では、熱帯低気圧の構造変化に伴う低気圧の多様性について述べ、その変化において重要な役割を果たす寒冷渦の特徴や、構造変化過程で発生するハイブリッド低気圧について解説した。また、熱帯低気圧と寒冷渦の相互作用に関するこれまでの研究も紹介した。先行研究で未解明な部分として、

- ① 熱帯低気圧の反時計回りの経路変化に寒冷渦が関与していることは多くの研究で示

されている。しかし、急な経路変更の場合において、寒冷渦がどのように関わっているか分かっておらず、メカニズムも分かっていない。

- ② 熱帯低気圧は寒冷渦に伴う水平風の鉛直シアを強く受けて構造が変化するが、熱帯低気圧と寒冷渦との距離によってどの程度変化するか解明されていない。
- ③ 熱帯低気圧から寒冷渦への寄与として対流圏上層での議論はなされているが、下層での議論がなされていない。

などが挙げられる。そこで、本研究では、寒冷渦の影響下にある熱帯低気圧の構造・経路変化に注目し、これらの理解を深めることを目的とする。また、WNP 域におけるハイブリッド低気圧の発達・維持メカニズムに関する調査はこれまでになく、寒冷渦がハイブリッド低気圧の経路に与える影響についての研究も不足している。よってこれらの点は本研究における重要な検討課題として扱う。

また、熱帯低気圧に対する寒冷渦の影響は比較的良好に理解されている一方で、寒冷渦に及ぼす熱帯低気圧の影響については、主に上層発散による負の PV 移流という観点から議論されることが多い。1.4 節で述べたように、熱帯低気圧と寒冷渦の相互作用においては、潜熱加熱が重要な役割を果たすことが示唆されており、PV の再配置を通じた寒冷渦への影響は、熱帯低気圧の温低化にも影響を与えることが予想される。

本研究では、寒冷渦が熱帯低気圧に及ぼす影響、および熱帯低気圧が寒冷渦に及ぼす影響をより理解するため、潜熱加熱が果たす役割に焦点を当て、再解析データおよび数値シミュレーションを用いて事例解析を行うことで、熱帯低気圧の特性を詳しく調査する。本研究では、2016 年台風 Lionrock および 2021 年台風 Nepartak の二つの事例を対象とした。これらの台風は、反時計回りの経路を取ったため、寒冷渦による影響が考えられることから、熱帯低気圧と寒冷渦との関係を調査する本研究の目的に合致した事例である。

博士論文の構成は以下の通りである。第 2 章では、まず、本研究で解析対象とした台風を選んだ背景、また各台風の特徴について述べる。次いで解析に用いたデータ、数値モデル、事例、低気圧位相空間の詳細な説明を述べる。第 3 章では、再解析データを用いて、2021 年の台風 Nepartak の構造と経路の変化について、寒冷渦との関係を調べた結果を述べる。第 4 章では、数値実験により特異な温低化を経験した 2016 年の台風 Lionrock の構造変化と寒冷渦との関係を調査した結果を述べる。さらに 4 章では対流圏界面の折れ込みの形成に及ぼす降水の影響を調査した結果を述べる。第 3 章と第 4 章の冒頭と末尾には、各章の要旨と結論を記載する。第 5 章では、第 3 章と第 4 章を受けて台風－寒冷渦相互作用における潜熱加熱の役割を議論し、第 6 章で博士論文全体を総括する。

第2章 手法

本章では、本論文の第3章と第4章で解析する2つの台風事例について述べ、第3章で用いる再解析データと第4章で用いる数値モデル Weather Research and Forecasting (WRF) について解説する。また第3章と第4章で用いる低気圧を自動で追跡する手法を説明し、低気圧構造を解析する際に用いる低気圧位相空間についての詳細に説明する。

2.1 解析対象の台風事例

この節では、第3章と第4章で解析する2つの台風事例を紹介する。本研究では、台風と寒冷渦との相互の関係性を解析対象とすることから、明らかに寒冷渦の影響を受けていると見受けられる最近の事例から探索することとした。また、台風とはそもそも、日本における気象災害をもたらす激しい現象であることから、その災害対策は大事であるという認識のもと、社会に及ぼした影響という点も考慮して事例を選んだ。

2009年から2018年の7月から9月に温低化したかつ寒冷渦に接近した事例を調査すると、台風事例の総数は245個であり、そのうち57事例が温低化していた。さらに寒冷渦との距離が1000 km以内であった事例を探索すると、温低化事例のうち7事例が抽出された。その中でも特に、寒冷渦の周囲を反時計回りに移動するような事例は2事例と非常に珍しいことが分かった。このような観点から、本研究では上述の2事例の1つである2016年台風 Lionrock と、2018年以降に唯一寒冷渦の周囲を反時計回りで移動した2021年台風 Nepartak を対象として選んだ。以下では、本研究の章立てに合わせて、Nepartak、Lionrock の順に科学的興味とともに簡単に紹介する。

1つ目の事例である台風 Nepartak は、2021年7月23日12UTCに発生した後、北上しながら反時計回りの経路を取り、7月26日00UTC頃に西に経路を変えた。さらに7月26日18UTCにNepartakは急に経路を北に変えた。その後、台風は北上を続け、7月27日21UTCに太平洋側から宮城県に上陸した(図2.1)。上陸後は西に進み、7月28日6UTCに温帯低気圧に変わった。台風の最低気圧は990 hPa、最大風速は 20 m s^{-1} であった(図2.2)。Nepartakは強い台風ではなかったが、本州への接近は社会的な影響をもたらし、東京オリンピックのいくつかの競技は延期を余儀なくされた。2021年以前に太平洋側から東北地方に上陸した台風は、後述する2016年台風 Lionrock (2016) だけであり、Nepartak は気象庁の観測史上で太平洋側から東北地方に上陸した2つ目の台風である。

Nepartak の興味深い点としては日本の南海上で急激に経路を北に変えた点や、渦巻き状の雲パターン(図3.1d)が挙げられる。雲の分布から対流に伴う潜熱加熱の非軸対称性が予想され、この分布が低気圧構造の維持に寄与したのか、それとも別の形で作用したのかという問いを第3章で調査する。Nepartak を取り扱う研究は本研究が初めてであり、寒冷渦との関

係という観点から、構造変化や経路変化についての特徴を整理する。

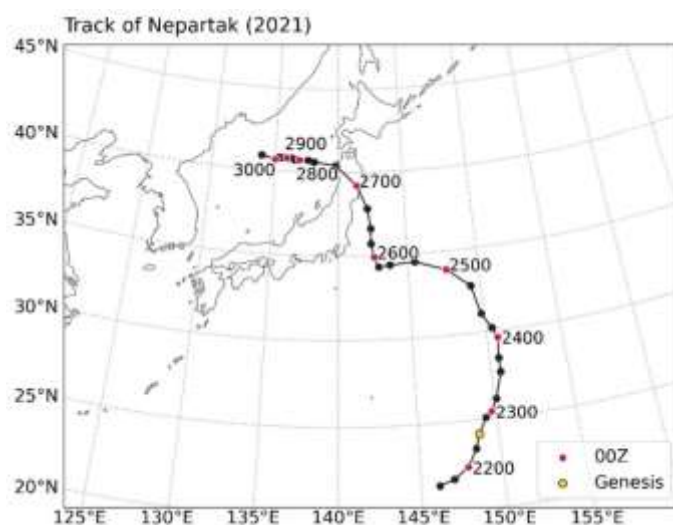


図 2.1. Nepartak の経路。黒線は RSMC によるベストトラックを示している。黒点は 6 時間ごとの台風の中心位置を示している。赤い点は各日の 00UTC を示し、黄色い点は風速が 17.4 m s^{-1} を超えて台風になった時刻を示している。

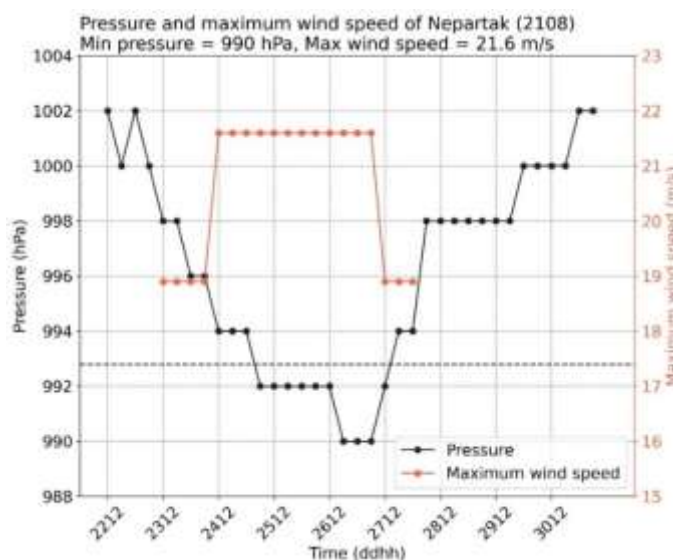


図 2.2. RSMC ベストトラックによる Nepartak の中心気圧（黒線、hPa）と最大風速（赤線、 m s^{-1} ）の時間変化。破線は風速 17.4 m s^{-1} を示す。

Lionrock は 2016 年に発生した台風で、長命であることと反時計回りの経路が特徴である。気象庁は 2016 年 8 月末に北海道と東北地方で発生した豪雨災害をもたらしたとしてこの台風を挙げている。地区特別気象中枢（Regional Specialized Meteorological Center; RSMC）東京

センターによると、Lionrock は 2016 年 8 月 17 日に日本の南東海上で発生した。8 月 19 日まで西に進み、その後南西に経路を変えた。そのまま南に進みながら 8 月 21 日 12UTC に風速が 17.4 m s^{-1} を超えて台風になった。この時、台風は急に南東に経路を変え、その後再び南西に経路を変えた。その後、台風は 8 月 25 日 09UTC に北東に経路を変え、8 月 29 日からは反時計回りに北上した (図 2.3)。台風の中心気圧と最大風速はそれぞれ 940 hPa と 48.6 m s^{-1} で、8 月 28 日にピークに達した (図 2.4)。Lionrock は 8 月 30 日 08UTC に太平洋側から東北地方に上陸し、同日 15UTC に温帯低気圧に変わった。台風が太平洋側から東北地方に上陸することは 1951 年以降の日本の観測史上で初めての出来事であった。

吉野ほか (2017) や Ma et al. (2022) は、Lionrock の反時計回りの経路が、台風の西に存在していた寒冷渦の影響を受けているかどうかを調査した。吉野ほか (2017) は PV inversion を用いて寒冷渦の影響を調査し、Lionrock の動きは寒冷渦によって生み出された指向流の影響を受けていたことを明らかにした。吉野ほか (2017) が調査した経路の他の Lionrock の興味深い点としては、一般的な前線構造を獲得するような構造変化をしなかった点である。Lionrock の経路に寒冷渦が寄与していたことから、構造変化にも寒冷渦からの何らかの寄与があったと考えられる。本研究では、Lionrock の構造変化を寒冷渦との観点から調査する。

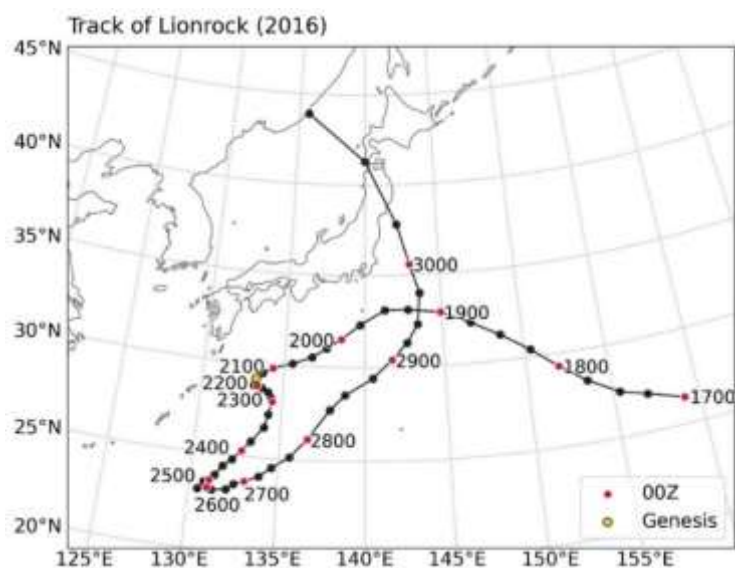


図 2.3. 図 2.1 と同じ。ただし、Lionrock における経路である。

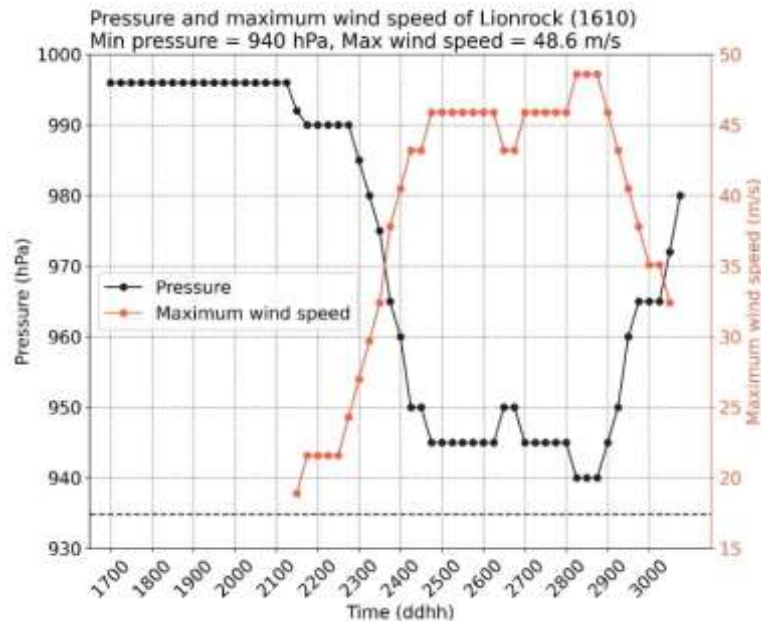


図 2.4. 図 2.2 と同じ。ただし、Lionrock における中心気圧と最大風速である。

さらに Lionrock の雲パターンの変化からも興味深い特徴が示された。図 2.3 は、8 月 29 日 00UTC から 8 月 30 日 12UTC までにおける、ひまわり 8 号の赤外バンドによる輝度温度を示している。台風が北東方向に移動している 8 月 29 日 00UTC では、近畿地方の上空に雲バンドが確認できる（図 2.3a）。この雲バンドは台風の北上に伴って北に移動し（図 2.3b-c）、台風が東北地方に上陸する際に、この雲バンドと台風に伴う雲域が合併して北海道や東北地方で豪雨・土砂災害を引き起こした（図 2.3d）。北畠・津口（2020）は、この雲バンドが先行降雨現象（Predecessor Rain Event ; PRE）と関連している可能性を示唆した。PRE とは熱帯低気圧が接近する際に、熱帯低気圧に先立って発生する降水現象のことである（Galarneau et al. 2010; Schumacher et al. 2011）。

寒冷渦の南東象限の雲域が寒冷渦自身に影響を及ぼした可能性のある例としては、1.4 節で述べたような、Portmann et al. (2017) が示し述べた対流性降水に伴う潜熱加熱による対流圏界面の再配置が挙げられる。また、熱帯低気圧との関連では Bosart and Lackmann (1995) が指摘した熱帯低気圧の上層発散に伴う tropopause lifting が考えられる。北畠・津口（2020）は、Lionrock による tropopause lifting を指摘している。しかし、雲バンドも存在しており、この雲バンドに伴う潜熱加熱による効果も想定される。第 4 章では雲バンドによる潜熱加熱の効果に注目して、寒冷渦への影響を調査する。

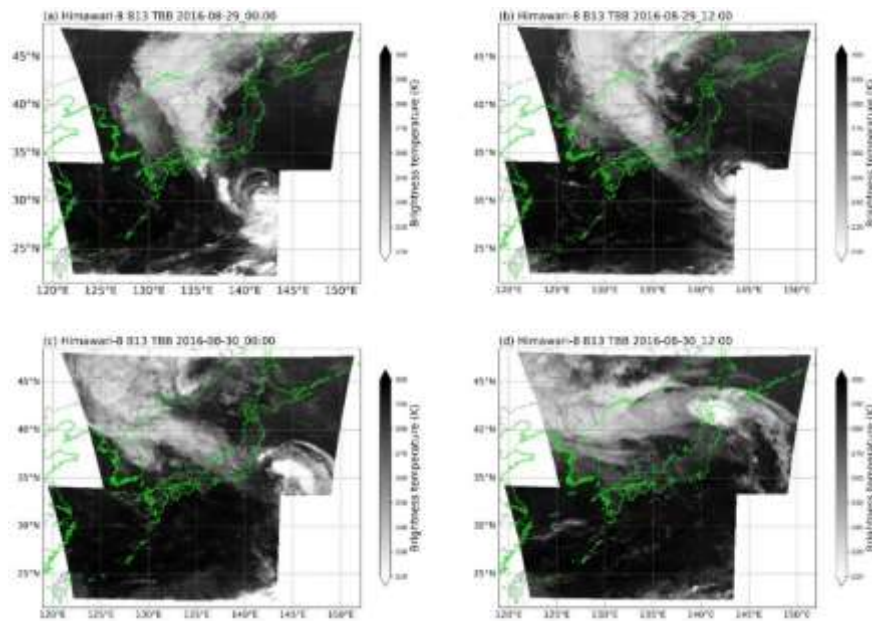


図 2.5 ひまわり 8 号の赤外バンド（バンド 13）で観測された輝度温度（陰影、K）。(a) 8 月 29 日 00UTC、(b) 8 月 29 日 12UTC、(c) 8 月 30 日 00UTC、(d) 8 月 29 日 12UTC である。

2.2 再解析データ

第 3 章の Nepartak の解析に使用したデータは、欧州中期予報センター（European Centre for Medium-Range Weather Forecasting; ECMWF）が提供する ERA-5 再解析データ（Hersbach et al. 2020）である。ERA-5 は、大気、地表面、海洋をカバーする全球再解析データセットである。このデータの水平解像度は $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ （約 31km）と高く、鉛直層は 1000 hPa から 1 hPa までの 37 層、時間間隔は 1 時間で提供されている。ERA-5 は渦ボガスを用いていないため、熱帯低気圧の強度はベストトラックと比較して過小評価されているケースがあるため注意が必要である。しかし、データが持つ高い時空間解像度は、低気圧の構造を捉えるのに十分有効であることが知られている（Hersbach et al. 2020）。本研究では 3 時間ごとにデータをダウンロードして用いた。解析期間は、2021 年 7 月 23 日 18UTC から 2021 年 7 月 28 日 21UTC までである。

第 4 章の Lionrock の解析では、米国国立環境予測センター（National Center for Environmental Prediction; NCEP）が提供する Final analysis (FNL) データを WRF の初期値・境界値として用いた。FNL は NCEP の全球予報システムによる最終解析データであり、水平解像度は $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 、時間解像度は 6 時間である。鉛直層は 1000 hPa から 10 hPa までの 26 層である。また、FNL は GRIB 形式で提供されるため、WRF の初期化段階で容易に初期値・境界値として組み込むことができる利点がある。本研究におけるシミュレーション期間は、2016 年 8 月 27 日 00UTC から 2016 年 9 月 1 日 00UTC とした。

2.3 数値モデル

この節では、Skamarock et al. (2019) を参照しながら、WRF の概要を簡潔にまとめる。WRF は、気象・気候研究において世界で広く使用されている数値モデルであり、惑星スケールから局地スケールまで、さまざまな時空間スケールの現象に適応できる汎用性とカスタマイズ性を備えている。

WRF の計算コアは力学、熱、水蒸気に関する支配方程式を解くもので、これにより、温度、風速、気圧、湿度といった大気変数が時間とともにどのように変化するかを記述する。WRF は、大気を 3 次元の計算セルに分割し、各セルにおける変数の値を、離散化された時間ステップごとに計算する方法を採用している。隣接するセル間で情報を交換することにより、大気の挙動がシミュレートされる。さらに、WRF は Arakawa-C 型の格子を使用し、スカラー量は格子点で、ベクトル量は格子境界で定義される。また、時間積分法にはルンゲ・クッタ法が使用され、時間ステップを細かく分割することで伝播の速い音波に対応し、数値的安定性と精度を確保している。移流項の差分として 2 次精度から 6 次精度のスキームが用意されており、奇数次精度のスキームには数値粘性が含まれているために計算の安定化が期待される。一般には、奇数次精度スキームを使用することが推奨されている。また、本研究では、5 次の水平移流スキームと 3 次の鉛直移流スキームを使用している。WRF では鉛直座標系として気圧座標、シグマ座標、ハイブリッド座標の 3 種類を選択でき、本研究ではハイブリッド座標を採用している。これにより、下層で地形の影響を考慮しつつ、上層では地形の影響を受けない座標系を表現することができる。

また、WRF には精度の高い予測を可能にするため、さまざまな物理過程とスキームが組み込まれている。主なスキームには、大気放射、積雲対流、雲微物理、乱流、地表面過程、惑星境界層の力学などがあり、観測や大気物理学に基づき、適切な数式とパラメータを用いて物理過程を表現する。本研究で用いる物理過程の組み合わせは第 4 章で紹介する。

2.4 低気圧トラッキング

この節では、本研究で用いた格子点データから低気圧中心を定義する方法について説明する。第 3 章では、ERA-5 の海面更正気圧(sea level pressure; SLP)および 300 hPa 高度(Z300)を用いて、台風 Nepartak と寒冷渦の中心位置を決定した。まず、解析初期時刻の台風の中心位置はベストトラックを参考にしながら、ベストトラックに最も近い SLP 極小点を持つ格子点として設定した。次に、解析初期時刻以降の時刻 T (UTC) のデータを用いて、Nepartak および寒冷渦の中心を、それぞれ $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ の領域内での SLP および Z300 の極小点として仮の中心点として定義した。次にトラッキングを行うために、時刻 $T + 3$ における極小点を、時刻 T における仮の中心点から半径 500 km 以内の範囲で探索し、時刻 T における中心点から最

も距離が近い点を中心点として更新した。ここで、時刻 $T+3$ のデータを用いたのは、使用したデータが3時間間隔であったためである。この方法で得られた台風経路とベストトラックの経路を比較し、大きな乖離がないことを確認した。図3.1aは、ERA5を用いて作成したNepartakと寒冷渦の経路を示している。発生初期のように渦構造が不明瞭な時刻では経路に多少ばたつきが見られるものの、全体的に低気圧の動きをよく捉えていると考えられる。図3.1bは、Nepartakの中心気圧の時間変化を示している。中心気圧は7月26日21UTCに最小値に達し、その後ベストトラックよりも早く上昇し始める。図3.1bには寒冷渦の中心高度も示されており、寒冷渦の中心高度の変化はNepartakの中心気圧の変化と位相が一致しているように見える。

第4章では、SLP極小を用いて仮設定した台風中心を中心とする $300\text{ km} \times 300\text{ km}$ の箱型領域を設定し、その領域内の全ての格子点で半径 65 km の円内でSLPの方位角分散を計算し、方位角分散が最小となる格子点をLionrockの中心位置として更新した。SLPの方位角分散を用いる手法はBraun (2002) や Yang et al. (2020) でも用いられており、高解像度データで台風中心を推定することに優れた手法である。図2.6は、方位角分散を用いて台風中心を検出する例を示している。×印で示されるSLP極小よりも、点で示される方位角分散を用いた手法の方が、台風の幾何学中心を捉えられていることがわかる。またZ300を用いて寒冷渦の中心を決定する際には、解析初期時刻である2016年8月27日00UTCにおいて、 $120\text{ km} \times 120\text{ km}$ の箱型領域内でのZ300極小値を探し、高度の等値線と極小点を見比べながら目視で中心を仮設定した。寒冷渦の中心から追跡を開始し、以降は前の時刻における寒冷渦中心に最も近い $120\text{ km} \times 120\text{ km}$ の箱型領域内でのZ300極小点を寒冷渦中心として設定した。この手順を繰り返し適用し、各時刻における寒冷渦の仮中心を設定しトラッキングを行った。最終的に台風の場合と同様にして、寒冷渦の仮中心から半径 150 km の円内でZ300の方位角分散が最小となる点を寒冷渦中心として更新した。第3章のトラッキング手法では、図3.1aに示されているように、台風の初期段階で経路に多少の変動が見られたが、第4章のシミュレーションでは、方位角分散の活用により変動が抑制された(図4.4)。

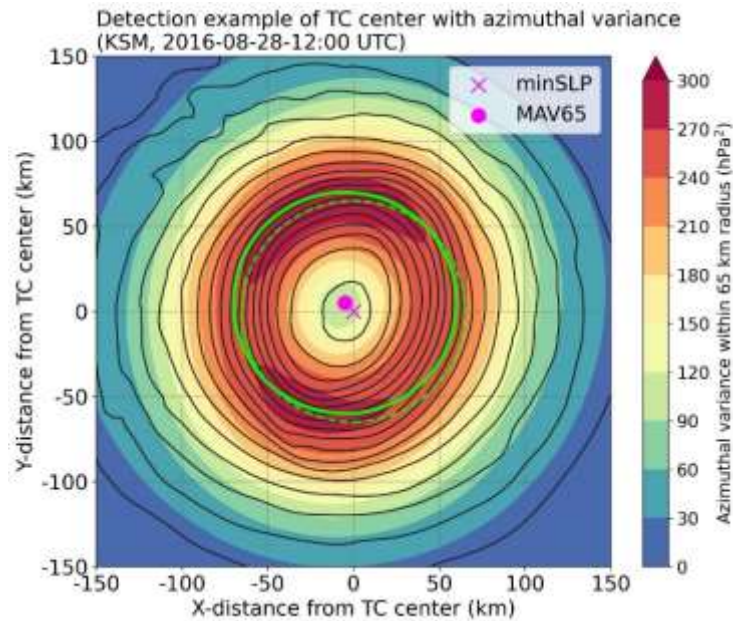


図 2.6. Braun (2002) の方法を参考に方位角分散を用いた低気圧中心の検出方法の例。陰影は、SLP 極小値によって暫定的に推定された低気圧中心の周辺 300 km 四方の各格子点で計算された、半径 65 km 円の方位角分散 (MAV65 として凡例に記載) を示す。等値線は SLP を示す。MAV65 と SLP 極小値を使用した場合の低気圧中心は、それぞれ×印と点線で示されている。緑実線 (破線) の円は MAV65 (SLP) を使用した場合の半径で 65 km である。

2.5 低気圧位相空間

第 3 章の Nepartak と第 4 章の Lionrock の構造変化を診断するために、CPS (Hart 2003; Evans and Hart 2003) を使用した。ここでは、CPS を作成する際に用いるパラメータの計算方法とその意味について説明する。

Jones et al. (2003) は、世界中で適用可能な温低化の普遍的な定義と、その概念モデル及び診断ツールの開発の必要性を論じた。Hart (2003) は熱帯低気圧の温低化や亜熱帯低気圧から熱帯低気圧への遷移、さらに暖気核隔離を含む遷移過程などを診断するツールの開発に成功した。CPS の開発段階では、渦度とその鉛直分布、Q ベクトル、温位とその鉛直分布、前線形成などの多数のパラメータが検討され、その結果、温度風関係と温度構造の軸対称性が最も頑強なパラメータであることが示された。CPS では、熱帯低気圧の構造は高度場から計算できる 3 つのパラメータ (cyclone parameter) に基づいて説明される。

各パラメータは、Hart (2003) や Evans and Hart (2003) の方法に従って、低気圧中心から半径 500 km 円内のデータを用いて、時間ステップごとに計算される。900、600、300 hPa の各気圧面のデータを用いて、対流圏下層および上層のパラメータを計算する。3 つのパラメータは以下のように表される。

$$B = h \left[\overline{(Z_{600} - Z_{900})} \Big|_R - \overline{(Z_{600} - Z_{900})} \Big|_L \right], \quad (1)$$

$$-V_T^L = \frac{\partial \Delta Z}{\partial p} \Big|_{900}^{600} = \frac{(Z_{\max} - Z_{\min})_{600} - (Z_{\max} - Z_{\min})_{900}}{\ln P_{600} - \ln P_{900}}, \quad (2)$$

$$-V_T^U = \frac{\partial \Delta Z}{\partial p} \Big|_{600}^{300} = \frac{(Z_{\max} - Z_{\min})_{300} - (Z_{\max} - Z_{\min})_{600}}{\ln P_{300} - \ln P_{600}}, \quad (3)$$

ここで、 B は対流圏下層における層厚の軸対称性、 $-V_T^L$ は対流圏下層の温度構造、 $-V_T^U$ は対流圏上層の温度構造である。 $h = 1$ は北半球、 Z は等圧面高度、添え字RとLはそれぞれ低気圧の進行方向右側と左側を示す。添え字の数字（300、600、900）は気圧面を表す。

層厚の軸対称性を示すパラメータ B は、熱帯低気圧の進行方向右側と左側の900～600 hPaの高度差から算出される。図2.7は、Hart (2003) で提案されたパラメータ B の概念図である。熱帯低気圧は軸対称の構造であるため左右の高度差が小さい（図2.7a）。一方で、温帯低気圧は進行方向右側の暖気移流のために高度差が大きくなり非軸対称構造となる（図2.7b）。言い換えれば、熱帯低気圧のような成熟した軸対称構造は $B \cong 0$ という特徴を持ち、温帯低気圧のような前線を持つような構造は $B > 10$ という特徴を持つ。

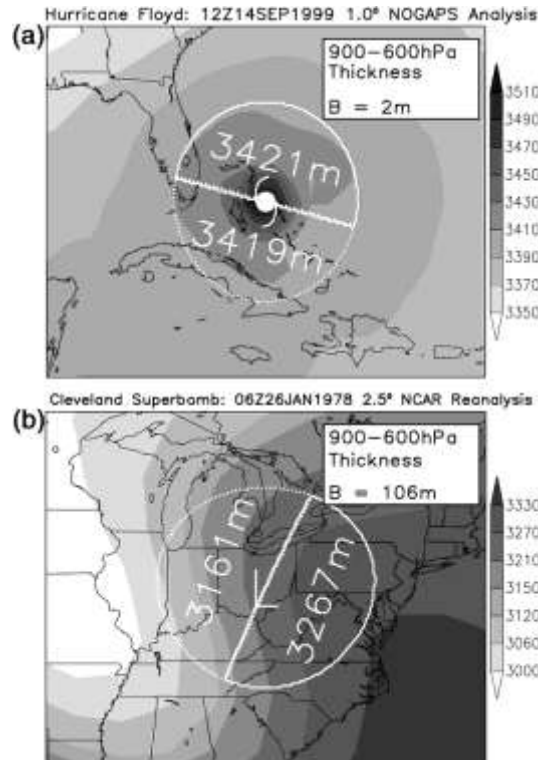


図 2.7. (a) 1999 年のハリケーン Floyd と (b) 1978 年の Cleveland superbomb cyclone の、900～600 hPa の層厚。白丸の半径は 500 km であり、進行方向右側と左側の平均層厚の値が白文字で書かれている。Hart (2003), Fig.2 より引用。©American Meteorological Society. Used with permission.

2 番目のパラメータ $-V_T^L$ は、900～600 hPa における温度風に関連するもので、温度構造を示す。これは地衡風が高度とともに増加する（寒気核）か、減少する（暖気核）かによって決定される（図 2.8）。このパラメータは高度の鉛直勾配から計算される。熱帯低気圧は、暖気核構造を持つため、このパラメータは正となる（図 2.8a）。温帯低気圧は寒気核構造を持つため、パラメータは負の値をとる（図 2.8b）。したがって、 B と組み合わせることで熱帯低気圧は $B \cong 0$ および $-V_T^L > 0$ として表現される。また、 $B > 10$ となる場合に温低化の開始とみなされ、 $-V_T^L < 0$ となる際に温低化の完了と判定される。

対流圏上層の温度構造を示す 3 番目のパラメータ $-V_T^U$ は、 $-V_T^L$ と同じ方法で温度風関係を推定するが、600～300 hPa の高度場を使用する。 $-V_T^L$ の場合と同様に、温度風の関係から、熱帯低気圧の場合は正の値が、温帯低気圧の場合は負の値が算出される（図 2.8a、図 2.8b）。2 つ目のパラメータと組み合わせることで、低気圧の鉛直方向の温度構造を示す。典型的な熱帯低気圧では $-V_T^L > 0$ および $-V_T^U > 0$ となり、温帯低気圧では $-V_T^L < 0$ および $-V_T^U < 0$ となる。これらは一般的に使用される定義を用いた判定である。さらに拡張することで、 $-10 < B < 10$ の軸対称構造を持ちつつ、 $-V_T^L > 0$ かつ $-V_T^U < 0$ のときはハイブリッド構造として定義される（Evans and Guishard 2009）。表 2 はパラメータの組み合わせによる低気圧構造の分類を示している。CPS はもともと北大西洋の低気圧を対象に開発されたものであるが、WNP の低気圧にも適用できることが示されている（Kitabatake and Bessho 2008; Kitabatake 2011; Bieli et al. 2019a, b）。

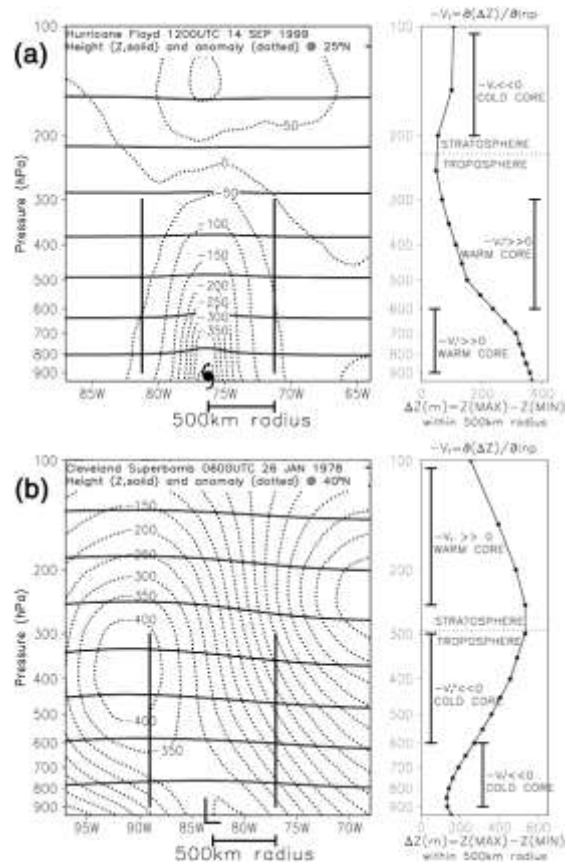


図 2.8. (左図) (a) 1999 年のハリケーン Floyd と (b) 1978 年の Cleveland superbomb cyclone の、ジオポテンシャル高度（実線、2000 m 間隔）とその偏差（点線、50 m 間隔）の鉛直断面図。偏差は東西平均値からの差である。2 本の垂線は、低気圧中心 L から半径 500 km を示す。(右図) 半径 500 km 内の平均高度差の鉛直プロファイル。Hart (2003) の図 3 より引用。©American Meteorological Society. Used with permission.

表 2.1. 低気圧構造を分類するための CPS の閾値。

種類	B vs. $-V_T^L$	$-V_T^L$ vs. $-V_T^U$
熱帯低気圧	$B \cong 0$ and $-V_T^L > 0$	$-V_T^L > 0$ and $-V_T^U > 0$
ハイブリッド	$B > 10$ and $-V_T^L > 0$	$-V_T^L > 0$ and $-V_T^U < 0$
暖気核隔離	$B > 10$ and $-V_T^L < 0$	$-V_T^L < 0$ and $-V_T^U < 0$

第3章 台風のハイブリッド構造化に対する寒冷渦の役割

本章では、2021年7月に西北太平洋（western North Pacific; WNP）で見られた台風8号 Nepartak の構造と経路変化に対する寒冷渦の影響を調査した。解析の結果、Nepartak は対流圏上層に寒気核を持ち、対流圏下層に暖気核を持つハイブリッド構造を示し、寒冷渦による乾燥した寒気が低気圧中心へと流入することでその構造が維持されていたことが示された。また、寒冷渦に伴う高 PV の空気塊が Nepartak と鉛直方向に重なり、典型的な温帯低気圧への構造変化および熱帯低気圧としての構造維持を阻害する要因となったと考えられる。さらに、7月26日18UTCに見られた急な北向きの経路変化は、PV 収支の観点から調査した。潜熱加熱による PV 生成の効果が PV 移流の効果と逆方向に作用したことで移動が停止し、その後寒冷渦と重なったことで移流成分が上回り、北向き運動が引き起こされた。これらにより、台風 Nepartak の構造と経路に寒冷渦が重要な役割を果たしていることが明らかになった。

3.1 2021年台風21号 Nepartak の構造的特徴

第2.1節で述べたように、Nepartak は2021年7月に発生した台風である。台風の初期段階においてその北側に寒冷渦が位置しており、台風が発達しながら北上する段階においてその西側に寒冷渦が位置していた（図3.1a）。先行研究において、図3.1aで示されているような台風の反時計回りの経路には寒冷渦が関連しているとされ、Nepartak の場合もまた寒冷渦の影響を受けていると考えられる。Nepartak の興味深い点は、ひまわり8号によって観測された雲のパターン（図3.1d）が典型的な熱帯低気圧のパターンではなく、図1.10のようなハイブリッド低気圧の雲のパターン（Guishard et al. 2007, 2009; Evans and Guishard 2007; Yanase et al. 2018）に類似しているように見える点である。1.3節で述べたように、大西洋・ハワイ地域・地中海などで発生するハイブリッド低気圧が寒冷渦と関連していることが調査されてきた（da Rocha et al. 2019）。一方、WNP では熱帯低気圧が寒冷渦と遭遇する可能性が高いにもかかわらず、ハイブリッド低気圧と寒冷渦の関係を調査した研究はほとんどない。Ogura et al. (2005, 2009) は日本上空の亜熱帯低気圧の事例を調査したが、彼らは前線などを含む総観規模擾乱を亜熱帯低気圧として見なしており、メソスケールのハイブリッド低気圧を調査していない。そのため本研究では、CPS を用いてハイブリッド低気圧の構造変化を調査し、さらに水平・鉛直構造も詳細に解析することでハイブリッド低気圧の理解を深める。

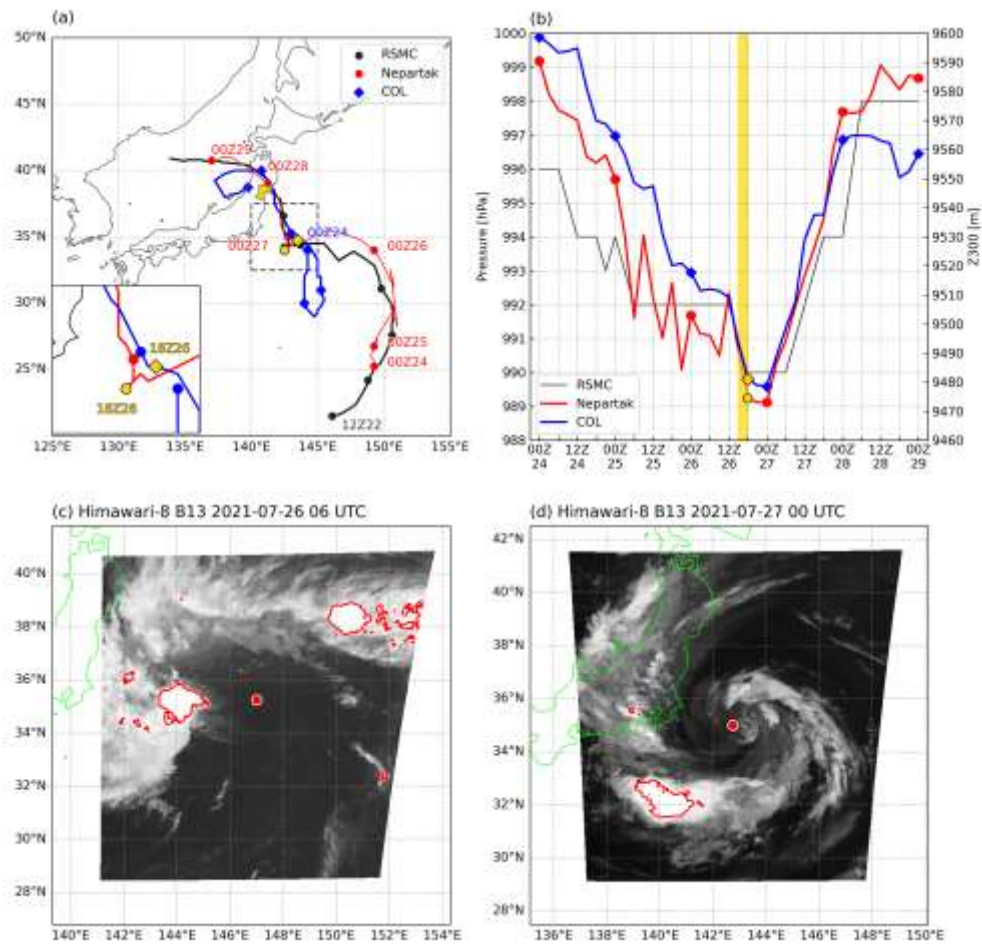


図 3.1. (a) ベストトラックデータによる Nepartak の経路（黒線）、ERA5 から計算した Nepartak（赤線）と寒冷渦（青線）の経路。(b) ベストトラック（黒線）と ERA5（赤線）から計算された Nepartak の中心気圧 (hPa) と寒冷渦中心（青線）の高度 (m) の時系列。赤点（青菱形）は、各日の 00UTC または 12UTC における Nepartak（寒冷渦）中心を示す。黄色の縦帯は 7 月 26 日 15UTC から 18UTC までの Nepartak が北に経路変更した時刻を示し、黄円（黄菱形）は 7 月 26 日 18UTC の期間を示す。(c), (d) 7 月 26 日 06UTC と 27 日 00UTC における、ひまわり 8 号による赤外輝度温度（陰影、K）。赤い等値線は 220 K の輝度温度を示す。赤点は Nepartak の中心位置を示す。

3.2 2021 年台風 21 号 Nepartak の経路的特点

さらに、台風 Nepartak のもう一つの興味深い点として、7 月 26 日 18UTC（27 日 09 時 JST）にそれまでの西進から急に北進に変わった点が挙げられる（図 3.1a の黄色の点）。先行研究において、熱帯低気圧の経路が急激に北へ変化することとモンスーンジャイアとの関係が調べられている（Liang and Wu 2015; Ge et al. 2018; Ito et al. 2020）。Liang and Wu (2015) は、熱帯低気圧が北上する事例としない事例を調査し、モンスーンジャイアの東側に熱帯低

気圧が位置する場合は緩やかに北向き移動に変化し、熱帯低気圧がモンスーンジャイアの循環中心に重なる場合は急激な北向きの経路変化を引き起こすことを指摘した(図 3.2)。しかしながら、Liang and Wu (2015) では、寒冷渦のような対流圏上層擾乱が低気圧の動きに与える影響は調査されていない。ここで Nepartak が北向きに経路変化した時刻(図 3.1a の黄色の丸印)において、寒冷渦(同時刻の位置は図 3.1a の黄色の三角印で示される)が非常に近くに存在していたことを考慮する。モンスーンジャイアと熱帯低気圧が重なることが北向きの経路変化に重要であったように、寒冷渦と熱帯低気圧が重なることが北向きの経路変化に重要である可能性が考えられる。そのため、本研究では、Nepartak の経路の急変に対する寒冷渦の役割を明らかにするために PV を用いた解析を行う。

3.3 目的

本章の目的は、ハイブリッド構造の特徴が見られた Nepartak の構造・経路の変化を整理し、寒冷渦が Nepartak の構造・経路の変化にどのような影響を与えたかを調査することである。本研究で使用したデータと解析方法の簡単な説明を 2.2 節で説明する。3.2 節で CPS を用いて Nepartak の構造変化の特徴を調査し、3.3 節では寒冷渦の影響下にある Nepartak の構造変化を調査する。3.4 節では北への急激な経路変化メカニズムを調査し、3.5 節で本研究の結論を述べる。

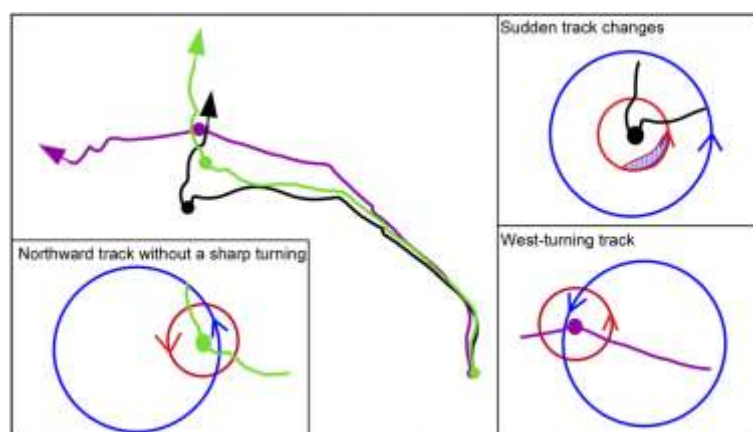


図 3.2.3 種類の台風経路(黒:急激な北進、紫:西進、緑:緩やかな北進)における、モンスーンジャイアの循環(青線)と熱帯低気圧(赤線)の位置関係。北上するかつ移動が遅い台風は、モンスーンジャイアの東側に位置し、北上するかつ移動が速い台風は、モンスーンジャイアの中心付近に台風中心が重なるように位置する。Liang and Wu (2015), Fig 21 より作成。©American Meteorological Society. Used with permission.

3.4 低気圧位相空間による構造変化の解析

この節では、まず CPS を用いて Nepartak の構造変化の特徴を調査する。対流圏下層における低気圧構造は図 3.3a に示されているように、cyclone parameter のうち層厚の軸対称性 B と対流圏下層の温度構造 $-V_T^L$ を用いて診断することができる。7 月 24 日 00UTC から 7 月 28 日 21UTC にかけて、 B は +10 から -10 の範囲で変動した。 $-V_T^L$ は解析初期時刻において対流圏下層で暖気核構造を示していたが、時間の経過とともに徐々に小さくなり、7 月 27 日 00UTC にはほとんど 0 に近づいた。この時点で、対流圏下層では軸対称構造 ($B \cong 0$) を示し、Nepartak は典型的な温低化 ($B \cong 0, -V_T^L > 0$ から $B > 10, -V_T^L < 0$) を経験していなかったと考えられる。さらに、対流圏上層の温度構造を示す $-V_T^U$ は Nepartak の生涯を通して負の値を示し (図 3.3b)、Nepartak が深い暖気核を持つ典型的な熱帯低気圧の構造ではなかったことを示している。Nepartak は、7 月 27 日 00UTC 頃まで対流圏下層に暖気核を、対流圏上層に寒気核を持つハイブリッド構造を示しており、これは北大西洋の亜熱帯低気圧の特徴と一致している (Evans and Guishard 2009; Yanase and Niino 2018)。CPS 解析による結果から、Nepartak は発生から 7 月 27 日 12UTC まで亜熱帯低気圧として発達したことが分かった。なお、CPS 解析の特性上、CPS は診断として用いるのが適切であり (Hart 2003)、低気圧構造を正確に把握するためには水平・鉛直構造も併せて調査することが重要である。次節ではこれらの構造を詳細に解析することで、Nepartak のハイブリッド特性をさらに調査する。

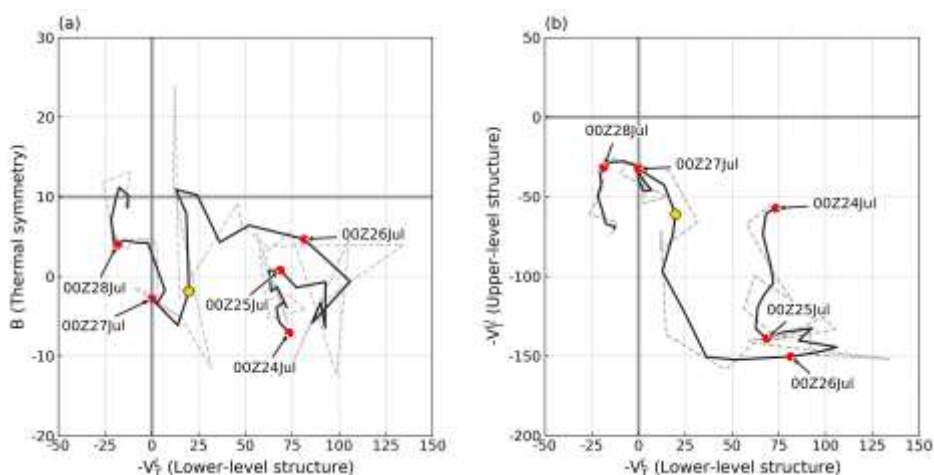


図 3.3. 2021 年 7 月 24 日 00UTC から 7 月 28 日 21UTC までの Nepartak の構造変化 (a) B vs $-V_T^L$, (b) $-V_T^L$ vs $-V_T^U$. 黒実線は cyclone parameter の 6 時間移動平均を示し、灰破線は生の値を示す。赤点は各日の 00UTC と 12UTC を示し、黄点は 7 月 26 日 18UTC を示す。

3.5 Nepartak の水平・鉛直構造の変化

前節では CPS 解析によって、Nepartak がハイブリッド構造を持つ低気圧であったことが示された。本節では、対流圏下層から上層にかけての Nepartak の構造について環境場とともに調査する。図 3.4a~d は、850 hPa における相当温位と高度の水平分布を示している。7 月 25 日 18UTC の Nepartak は、寒冷渦に関連する高 PV 領域（図 3.4e）に沿って反時計回りに北に移動している最中である。850 hPa における高度極小は地上低気圧中心の北側にシフトしており（図 3.4a）、このような鉛直方向に中心軸が傾いた構造は Nepartak が直立した壁雲を持つ堅強な熱帯低気圧構造を有していないことを示している。高相当温位の空気は対流圏下層の暖気核構造に対応しており、低気圧中心付近に分布している（図 3.4a）。

7 月 26 日 06UTC（図 3.4b）には Nepartak は北西に移動し、その中心の北側と東側に高相当温位の空気が分布している。一方、低相当温位の空気は中心の北西から南西に移動し、前線のような構造を示している（図 3.4b）。Nepartak の中心の西側には、水平相当温位勾配が大きい領域が確認できる。この領域はひまわり 8 号の輝度温度分布（図 3.1c）と一致しており、対流が生じている領域に対応している。

7 月 26 日 18UTC には Nepartak の西進が停止し、北向きに経路を変えた（図 3.1a、図 3.4c）。この時、Nepartak の中心の南西に位置する低相当温位の空気塊が北東へと進み、低気圧の中心の暖かい空気塊を取り囲むような分布を示した。7 月 27 日 06UTC には、Nepartak が北進を開始し、対流圏下層において低相当温位空気が低気圧中心に向かって渦を巻きながら流入し、中心付近の高相当温位空気はこの低相当温位空気に囲まれる構造が見られた（図 3.4d）。この構造は先行研究で示された、亜熱帯低気圧やメディケーンなどのハイブリッド低気圧の構造と類似している。相当温位の分布と CPS から、Nepartak の構造変化は 7 月 26 日 00UTC から 7 月 27 日 00UTC までの 24 時間で生じたことがわかる。

また、対流圏上層の空気塊の運動については等温位面解析を用いて調査した。等温位面上では PV と比湿は保存量とみなされ、等圧線に対して流れが交差する場合は鉛直運動を示す。今回の事例では、対流圏上層（200~400 hPa）に対応する 340 K の等温位面に注目した。340 K の等温位面上の PV と比湿の分布は、図 3.4e~h および図 3.4i~l にそれぞれ示されている。7 月 25 日 18UTC（図 3.4e）において、Nepartak の上空に高 PV の空気は見られない一方、寒冷渦に伴う乾燥した空気が広がっていた（図 3.4i）。7 月 26 日 06UTC において、Nepartak が反時計回りに移動しながら寒冷渦の中心に接近し、その後、7 月 26 日 18UTC までにさらに寒冷渦に接近した。250 hPa 付近の寒冷渦に伴う乾燥した高 PV の空気塊が、300 hPa まで下降している様子が確認された（図 3.4f、g、j、k）。7 月 27 日 06UTC には、乾燥した高 PV の空気塊が Nepartak の上空を覆い（図 3.4h、l）、対流活動を抑制して、Nepartak が熱帯低気圧構造へ発達することを阻んだと考えられる。

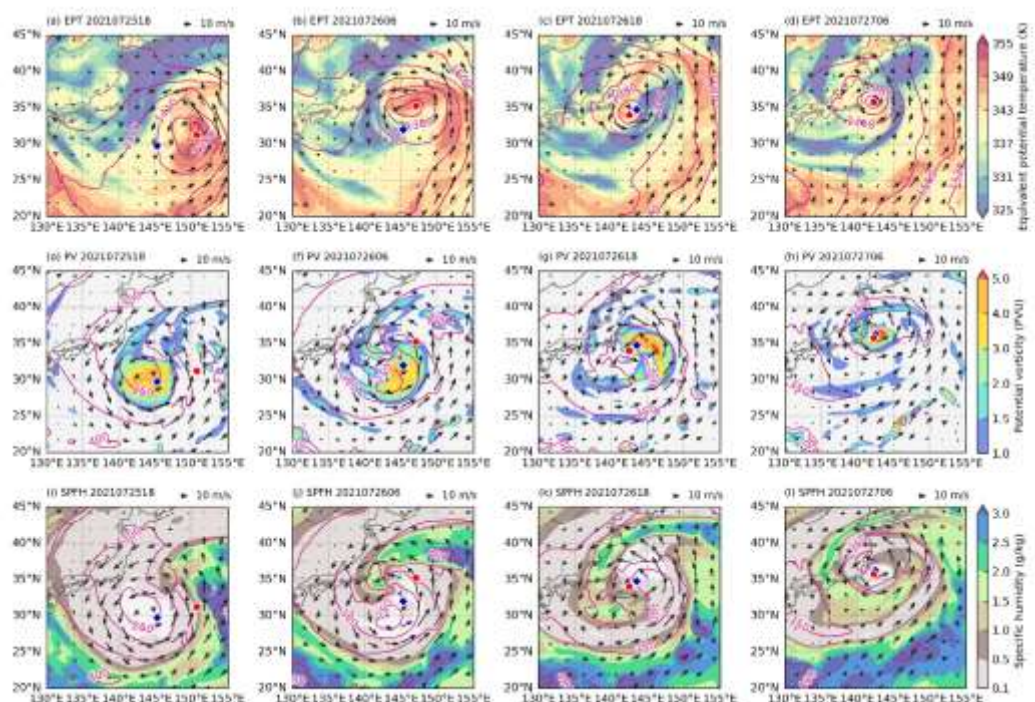


図 3.4. (a-d) 850 hPa における相当温位 (2 K 間隔、陰影)、高度 (30 m 間隔、等値線)、風 (m s^{-1} 、ベクトル) の水平分布。 (e-h) 340 K 等温位面上の PV (陰影)、気圧 (50 hPa 間隔、等値線)、風 (m s^{-1} 、ベクトル)、(i-l) 比湿 (陰影) と気圧 (50 hPa 間隔、等値線)。 (a)(e) (i) 7 月 25 日 18UTC、(b)(f)(j) 7 月 26 日 06UTC、(c)(g)(k) 7 月 26 日 18UTC、(d)(h)(l) 7 月 27 日 06UTC である。赤点と青菱形はそれぞれ Nepartak と寒冷渦の中心を示している。

ここで、Nepartak の移動に伴う対流活動の時間変化を、衛星画像を用いて示す。図 3.5 は ひまわり 8 号による輝度温度を示し、時刻は図 3.4 に対応している。輝度温度は低いほど白が濃くなり、高いほど黒が濃くなる。7 月 25 日 18UTC において、Nepartak 中心の東側でまとまった低い輝度温度領域がみられる (図 3.5a)。7 月 26 日 06UTC において、低輝度温度領域は低気圧中心の西側から北側にかけて北東に伸びている (図 3.5b)。26 日 18UTC において、低輝度温度域は低気圧中心の南から西にかけて広がっており、図 3.5a と比較すると輝度温度が高くなっているように見える (図 3.5c)。27 日 06UTC において低輝度温度域は低気圧中心の北側から渦巻き状に分布し、輝度温度はさらに高くなっている (図 3.5d)。輝度温度が高い領域は、対流圏上層の乾燥領域 (図 3.4i-l) とよく対応しており、輝度温度が低い領域は対流圏下層の相当温位勾配が大きい領域に対応していた (図 3.4a-d)。衛星画像の時間変化から対流活動の非軸対称性や時間とともに対流活動が弱くなっていく様子が確認できた。

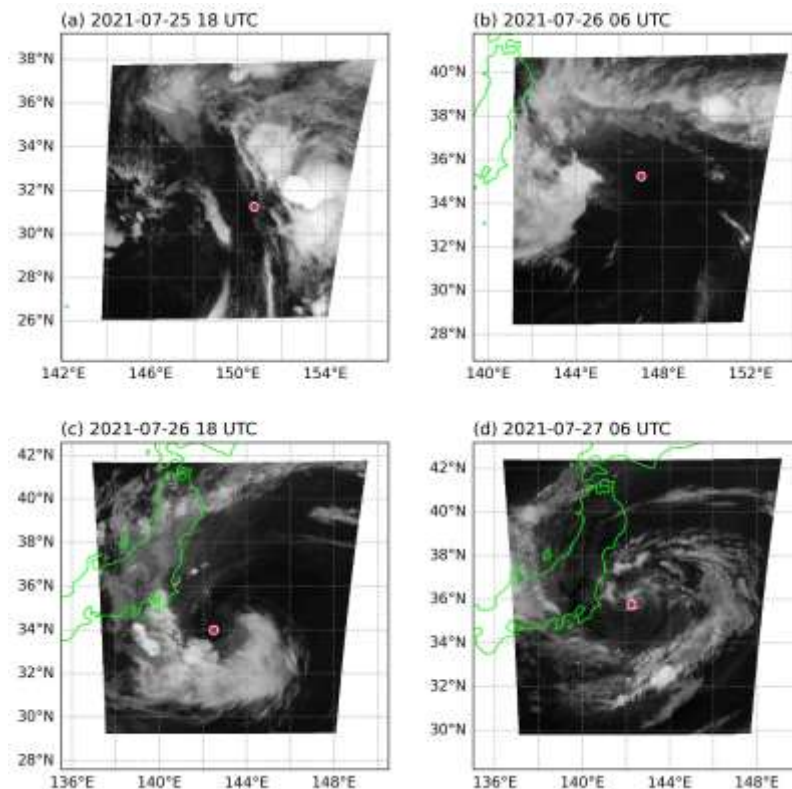


図 3.5. 2021 年 7 月 25 日 15UTC から 27 日 06UTC における、ひまわり 8 号機動観測による輝度温度（陰影、K）の水平分布。赤線は 230 K 等輝度温度線を示す。(a) 25 日 18UTC、(b) 26 日 06UTC、(c) 26 日 18UTC、(d) 27 日 06UTC である。赤点は Nepartak 中心を示す。

さらに、Nepartak の中心を通る PV 偏差と温位偏差の鉛直断面図を作成することで、対流圏における低気圧の鉛直構造を調べた（図 3.5）。ここで偏差とは、各格子点値と領域平均値（ $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}\text{N} \sim 55^{\circ}\text{N}$ ）との差として定義した。7 月 25 日 18UTC における Nepartak の鉛直構造を見ると、低気圧中心の東側に湿潤（相対湿度が 70%以上）かつ高 PV（ $\geq 1\text{PVU}$ ）の領域が地表から 300 hPa 付近まで伸びている（図 3.6a）。この分布は、Nepartak の東側で見られる対流が活発な領域（図 3.5a）と一致している。また、Nepartak の上空には、乾燥（相対湿度が 30%以下）かつ低 PV（ $\leq 1\text{PVU}$ ）の領域が分布していた（図 3.6a）。さらに、700 hPa から 300 hPa にかけて暖かい領域が見られた（図 3.6e）。 145°E 以西における負の高度偏差は寒冷渦に、温度偏差は寒冷渦に伴う寒気に対応している。

7 月 26 日 06UTC には、対流圏下層において、Nepartak に伴う高 PV 領域（1PVU 以上の値）が水平方向に拡大し（図 3.6b）、暖気偏差もまた拡大している（図 3.6f）。Nepartak 上空では、1PVU 程度の PV 分布が西に傾く構造を持ち、対流（図 3.1c）および対流圏下層から中層にかけて分布する湿潤な層（図 3.6b）に関連している。一方、Nepartak 中心に対応する対流圏の高 PV 領域は湿潤であった。さらに、中心の PV（1PVU）が、寒冷渦に伴う高 PV 領域と重なっている様子が確認できる（図 3.6b）。また、寒冷渦に伴う寒気が 140°E 付近

で見られる（図 3.6f）。

7 月 26 日 18UTC には、Nepartak の中心に、対流圏下層から上層にかけて分布する、高 PV の層が形成された（図 3.6c）。Nepartak の暖気領域は弱まり、負の温位偏差となっている（図 3.6g）。これは、対流圏下層の PV と対流圏上層の PV とが重なった状態であり、鉛直 2 層構造の低気圧と考えることができる。この鉛直 2 層低気圧は順圧的な構造を示しており、その構造は 7 月 27 日 06UTC において、さらに明瞭になる（図 3.6d、h）。この構造変化は、7 月 26 日 00UTC から 7 月 27 日 00UTC にかけて CPS にも現れており、温度構造が右下象限から左下象限へと変化したことに対応している（図 3.6b）。

以上のことから、Nepartak は、寒冷渦の影響を受けながらハイブリッド低気圧として発達し、最終的には寒冷渦と重なり合った。寒冷渦と鉛直 2 層構造を形成した Nepartak は、寒冷渦との間で 1 つの低気圧として北上したと考えられる。次節では、寒冷渦と Nepartak が鉛直 2 層構造を形成することでどのようなメカニズムで北上したかについて調査する。

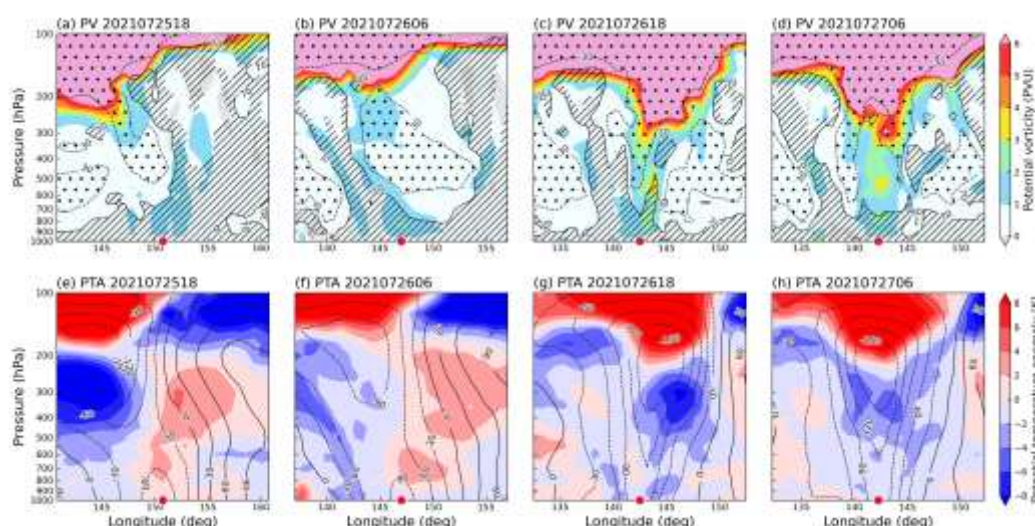


図 3.6. Nepartak の中心位置における (a-d) PV（陰影、PVU）と相対湿度（30%と 70%、等値線）の鉛直断面図。(e-h) 温位偏差（陰影、K）と高度偏差（30 m 間隔、等値線）。(a)(e) 7 月 25 日 18UTC、(b)(f) 7 月 26 日 06UTC、(c)(g) 7 月 26 日 18UTC、(d)(h) 7 月 27 日 06UTC である。点線（斜線）ハッチは乾燥（湿潤）域を示す。赤点は Nepartak の中心位置を示す。Nepartak の中心から東西 10° の範囲で描画した。

3.6 Nepartak の急な北向き進路変更への寒冷渦の寄与

Nepartak は寒冷渦の循環の影響を受けながら低気圧性の経路で移動していたが、7 月 26 日 18UTC（図 3.1a の黄色の点）に西進をやめ、北向きへ経路を変更した。図 3.7a、d は、Nepartak と寒冷渦との中心間の水平距離を表しており、Nepartak が徐々に寒冷渦に接近する

様子が確認できる。7月26日18UTCには124.1 km (図3.7a)であった距離が、7月27日06UTCには60 km (図3.7d)まで縮まった。

3.3節で述べたように、Nepartakと寒冷渦の鉛直方向の重なりがNepartakの移動に影響を与えたと考えられる。この様子を調査するために、7月26日18UTC前後の時刻に注目し、方位角方向に計算した波数1成分のPV傾向を調べる(Wu and Wang 2000; Chan et al. 2002)。波数1成分のPV傾向は熱帯低気圧の移動を説明できることが知られており、低気圧は正のPV領域に向かって移動する傾向にあることが知られている。 p 座標系におけるPV方程式(Wu and Wang 2000; Chan et al. 2002)を用いると、低気圧の運動を表す方程式は次のように表される。

$$-C \cdot \nabla q_s = \frac{\partial q_1}{\partial t} = \Lambda_1 \left\{ -V \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} - g \left(\zeta_a \frac{\partial H}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} \right) - F \right\}, \quad (4)$$

ここで、 q は p 座標系におけるエルテルPVであり、

$$q = -g \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \zeta_a + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right), \quad (5)$$

と表される(Bosart and Lackmann 1995)。また、 C は低気圧の移動ベクトル、 q_s はPVの軸対称成分、 q_1 はPVの波数1成分、 ζ_a は絶対渦度、 H は潜熱加熱、 F は摩擦、 Λ_1 は方位角方向の波数1成分を抽出する演算子である。式(4)の右辺の第1項、第2項、第3項、第4項は、それぞれPVの水平移流(HADV)、PVの鉛直移流(VADV)、潜熱加熱によるPV生成(DIAB)、摩擦(FRIC)を表している。潜熱加熱に関連する変数はERA5から取得できないため、Emanuel et al. (1987) および Tamarin and Kaspi (2016) の式を用いて推定した。潜熱加熱の式は、

$$H = \frac{d\theta}{dt} = \omega \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \frac{\theta}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right), \quad (6)$$

と表すことができる。ここで、 ω は鉛直 p 速度、 Γ_m は湿潤断熱減率、 Γ_d は乾燥断熱減率である。式(6)は潜熱加熱率を表し、 $\omega < 0$ という条件で潜熱加熱率を算出した。さらに解析は主に自由対流圏に対して行われるため、FRIC項は無視した。

図3.7に示されている指向流ベクトル(赤いベクトル)は、Nepartakの移動ベクトル(黒いベクトル)と一致している。この指向流ベクトルを、Nepartakの中心から半径500 kmの円領域で、200~950 hPaの気圧で重み付け平均した水平風を用いて計算した(Liang and Wu 2015)。これにより、対流圏上層の循環に寒冷渦が含まれ、下層の循環にNepartakが含まれる(図3.8)。図3.8は、寒冷渦中心における風速についての東西鉛直断面を示している。寒冷渦に伴う対流圏上層の風速は約200~250 hPaで最大となることから、Nepartakの指向流計算に寒冷渦に関連する風を反映できていると考える。

7月26日18UTC時点でNepartakは移動を停止しており、鉛直シアが大きい(9.7 m s^{-1} 、青いベクトル)ことから、Nepartakは寒冷渦の影響を強く受け、熱帯低気圧としての構造維

持や強化・再発達が難しい環境であることが考えられる。加えて、以前の時刻で西向きであった指向流が北東向きに 1.9 m s^{-1} に変化している (図 3.7a)。7 月 27 日 06UTC (図 3.6d) では、移動方向は北向きの指向流と一致しており、指向流の大きさも 5.9 m s^{-1} に増加した。Nepartak の北向きの動きはこの指向流によって説明できると考えられる。

以上のことから、指向流の変化が確認された。これを受けて Nepartak の運動についてのさらなる調査が必要であると判断し、PV 方程式の波数 1 成分の比較から経路変化メカニズムを検討する。図 3.7 は HADV、VADV、DIAB の 300~700 hPa で層平均した PV 傾向の波数 1 成分の水平分布を示している。7 月 26 日 18UTC において、HADV と VADV の空間パターンは類似しており、DIAB は HADV や VADV と反対の空間パターンを示している。HADV と VADV はどちらも中心付近で正と負のパターンを示しており、正は中心の北西側に、負は南東側に分布している (図 3.7a, b)。これに対し、DIAB の正と負のパターンは HADV や VADV と逆になっている (図 3.7c)。移動ベクトルが HADV と VADV の正の領域に向かっていることから、HADV と VADV の和は DIAB が逆向きに動かそうとする効果を上回っていたと考えられる。7 月 27 日 06UTC では中心付近の正の HADV 領域が北に位置し、この時刻での Nepartak の移動に影響していると考えられる (図 3.7d)。図 3.5d で示されたように対流活動の弱化により、VADV と DIAB の値は 26 日 18UTC よりも弱くなっている (図 3.7e, f)。このように、寒冷渦に関連する HADV が主に PV 傾向に寄与し、指向流によって低気圧の移動が説明できることを示唆している。

7 月 26 日 18UTC において、Nepartak の南東側に現れた正の DIAB 領域 (図 3.7c) は低気圧の南側の対流域 (図 3.5c) に対応し、対流圏下層において潜熱により生成された PV が反映されたものであると考えられる。正の HADV 及び VADV は北西向きの移動の強制力を示すが、正の DIAB は南東向きの強制力を示す。この DIAB の寄与により、HADV 及び VADV による北西向きの強制力が抑制されたと考えられ、DIAB は Nepartak の減速に寄与していたと考えられる。7 月 26 日 18UTC 以降、HADV が主要因となっている北向きの PV 傾向が見られ、北向きの運動が引き起こされたと考えられる (図 3.7d)。

Liang and Wu (2015) では、低気圧の急激な北への経路変化がモンスーンジャイアとの関係によって説明できることが示されている。図 3.9 は 2021 年 7 月 23 日 00UTC から 27 日 12UTC における北緯 10° ~ 50° 、東経 120° ~ 160° の範囲の 12 時間ごとの SLP と 10m 風速の水平分布を示している。本事例では、WNP の亜熱帯域においてモンスーンジャイアに対応するような地上低気圧性循環が見られていたものの、Liang and Wu (2015) が示したような、モンスーンジャイアの東側や循環中心での北への経路変化ではなかった。既存の経路急変メカニズムとしてのモンスーンジャイアの寄与のみではなく、寒冷渦も経路変化に重要な役割を果たしていたと考えられる。26 日 18UTC から 27 日 06UTC にかけて、Nepartak の対流活動が寒冷渦に伴う乾燥空気の流入により抑制され、潜熱加熱が弱まるとともに、水平移流が強まったため、Nepartak は北進したと考えられる。したがって PV 収支の波数 1 成分を解析することで低気圧運動への寒冷渦の重要性が示された。

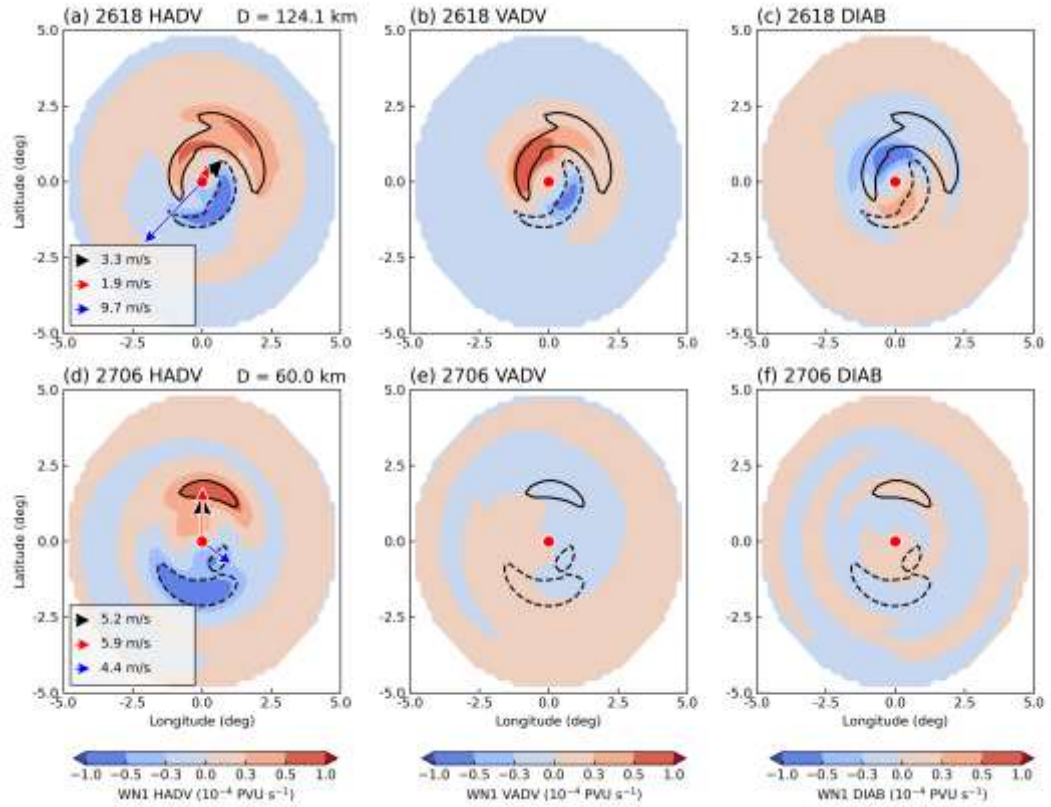


図 3.7. 300～700 hPa で層平均した PV 傾向 (± 0.5 PVU、等値線) と、(左) HADV ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影)、(中央) VADV ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影)、(右) DIAB ($\pm 5 \times 10^{-4}$ PVU s^{-1} 、陰影) の WN-1 成分の水平分布。(a-c) 7 月 26 日 18UTC、(d-f) 7 月 27 日 06UTC を示す。各時刻における Nepartak と寒冷渦の距離は (a) と (d) の右上部に示されている。黒、赤、青のベクトルはそれぞれ移動ベクトル、指向流ベクトル、鉛直シアを示す。赤い点は Nepartak の中心位置を示す。

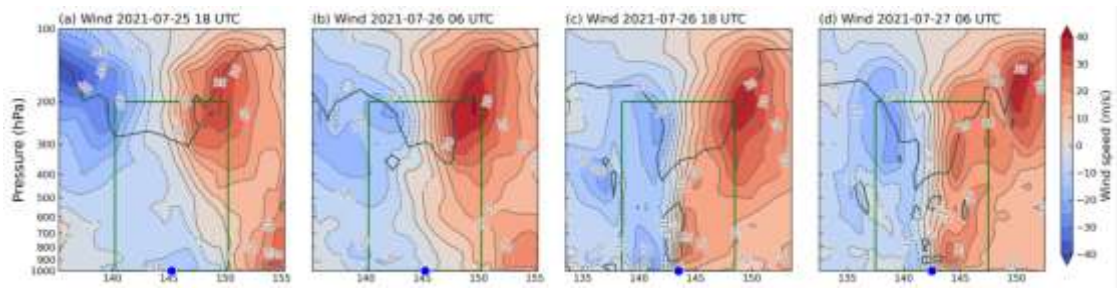


図 3.8. 寒冷渦中心における南北風の東西鉛直断面（陰影と等値線、 m s^{-1} ）。緑枠は、指向流が計算された領域を示す。(a) 7 月 25 日 18UTC、(b) 7 月 26 日 06UTC、(c) 7 月 26 日 18UTC、(d) 7 月 27 日 06UTC である。東西鉛直断面は、寒冷渦中心から東西に 10° の範囲で示されている。青点は寒冷渦中心の経度を示す。

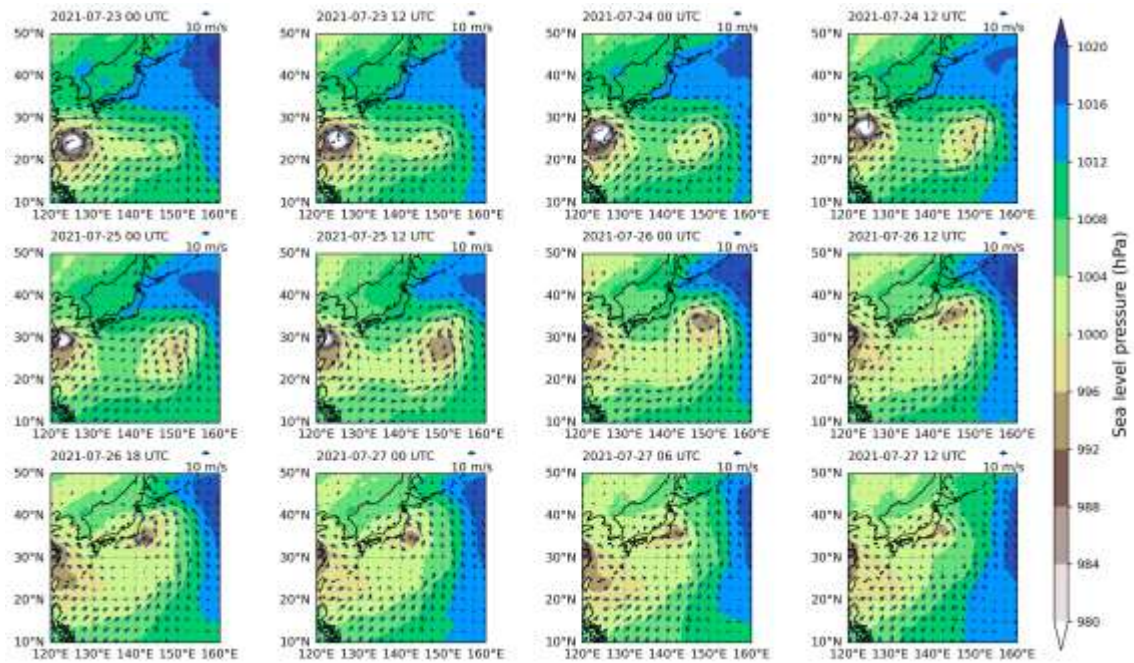


図 3.9. 2021 年 7 月 23 日 00UTC から 27 日 12UTC における SLP（陰影）と 10 m 風速（ベクトル）の水平分布。7 月 27 日 00UTC から 27 日 12UTC の間は 6 時間間隔で、それ以外は 12 時間間隔で示している。

3.7 結論

ERA5 データを用いて、2021 年 7 月の台風 Nepartak における構造及び経路の変化について、寒冷渦による影響を調査した結果、次のような知見が得られた。Nepartak は西から北へと急激な経路変化を示し、経路変化前には対流圏上層に寒気核、対流圏下層に暖気核を持つハイブリッド構造を形成していたことが明らかになった。この構造は、寒冷渦に伴う強い水平風の鉛直シアと寒気の流入の影響によるものであった。このような構造となることで、熱帯低気圧としての発達が抑制されたことから、Nepartak はハイブリッド低気圧として発達・維持していたと考えられる。

Nepartak が寒冷渦に接近すると、寒冷渦が Nepartak に重なる PV の鉛直 2 層構造が形成された。Nepartak と寒冷渦との間の PV 構造にもその影響が反映され、急激に北方向への経路変更を起こした。このことから、寒冷渦の存在が台風の構造と経路の変化に重要な役割を果たしていたと考えられる。さらに、この急激な経路変更メカニズムは、300 から 700 hPa における気圧重み付け平均した PV 傾向の波数 1 成分を用いた解析によって明らかになった。Nepartak は、PV 移流と対流圏下層での潜熱加熱による PV 生成による効果が拮抗したことによって西向きの移動速度が減少し、その後、潜熱加熱が弱化するとともに PV の水平移流が卓越したことにより急激に北へと進路変更したと考えられる。Nepartak は対流圏下層に暖気核、上層に寒気核を持つハイブリッド低気圧であり、その構造および経路変化には、寒冷渦が重要な役割を果たしていたことが明らかとなった。

第 4 章 台風の構造変化に及ぼす寒冷渦の役割と対流圏界

面の折れ込みの形成に及ぼす潜熱加熱の役割

本章では、熱帯低気圧の構造変化の特徴、および熱帯低気圧と寒冷渦との間に形成された降水帯が、温帯低気圧化に係る熱帯低気圧の構造変化に及ぼす影響について調査した。物理過程を系統的に変えながら 50 のアンサンブルメンバーを作成し、それらを 8 つのクラスターに分けて調査した。クラスター分類は、熱帯低気圧中心と寒冷渦中心との距離（台風—寒冷渦距離）に基づき決定し、距離が小さいクラスターと大きいクラスターに注目した。構造変化は、距離が大きいクラスターよりも小さいクラスターで速く生じ、寒冷渦の影響を強く受けることが示された。

さらに熱帯低気圧と寒冷渦との間に生じた降水帯を調査し、潜熱加熱分布は、台風—寒冷渦距離に応じて、降水帯の分布や流れのパターンと密接に関連していることが分かった。降水帯は、寒冷渦の南東象限の力学的上昇流場において、熱帯低気圧と寒冷渦との間で下層収束が生じることによって形成された。熱帯低気圧と寒冷渦の距離によって、降水帯と潜熱加熱分布が変化していた。さらに、この潜熱加熱分布が、寒冷渦下部から線状に伸びる対流圏界面の折れ込みの形成に及ぼす役割について、PV 収支の各項評価をすることで調査した。その結果、PV 傾向を決める主要因は PV の水平移流であった。さらに、クラスター間で、潜熱加熱によって生成される PV の分布に違いが生じていた。この PV 分布は加熱域の上で PV 消滅、下で PV 生成というダイポール分布を示す。この分布によって寒冷渦に伴う既存の PV が再配置されることで、圏界面の折れ込みを強調し、その形成に影響を及ぼしていたことが明らかになった。潜熱加熱により生成される PV が PV 移流の寄与と同程度の大きさで存在していたため、圏界面の折れ込みの形成に対する潜熱加熱の重要性が示唆された。

4.1 2016 年台風 10 号 Lionrock の構造的特徴

本章で扱う事例は、2.1 節で紹介したように、2016 年 8 月に発生した台風 Lionrock である。この台風の反時計回りの経路について吉野他（2017）や Ma et al. (2021) が寒冷渦の寄与を調査したことについて 2.1 節で触れた。したがってこの台風は、寒冷渦の影響を受けたと考えられる代表的な事例と考えられる。

北畠・津口（2020）は、2016 年 8 月 28 日 00UTC から 8 月 31 日 00UTC までの大気場を解析し、寒冷渦が台風の構造変化に与える影響を調査した。図 4.1 は、黒線で 1000 hPa 高度、紫線で 500 hPa 高度、陰影で 1000 hPa と 500 hPa の層厚を示している。図 4.1 中の「T」で示される Lionrock は、8 月 29 日 00UTC において、北緯 40°、東経 125° に位置する寒冷渦の東側を通過（図 4.1a、b）し、上陸前にはさらに寒冷渦に接近した（図 4.1c）。上陸後の

2016 年 8 月 31 日 00UTC には、1000 hPa と 500 hPa におけるジオポテンシャル高度が重な
り合った (図 4.1d)。これは寒冷渦と台風が総観スケールで鉛直方向に重なっている状態を
示している。北畠・津口 (2020) は、このような状態になることで、台風と寒冷渦それぞれ
に関連する PV 偏差の鉛直結合により、台風と寒冷渦との間に形成された地上低気圧 (図 4.1
の黒色の L) が、独立したシステムとして発達したことを示した。また北畠・津口 (2020)
は、寒冷渦の曲率が大きくなることや、寒冷渦の中心高度が深まった理由を、等温位面上で
の空気塊の移流やジェット下流で見られた降水域からの対流圏上層発散によって説明して
いる。後者の説明は、Wang et al.(2012) による、降水域の上層発散が寒冷渦の深まりに寄与
するという説明と一致している。

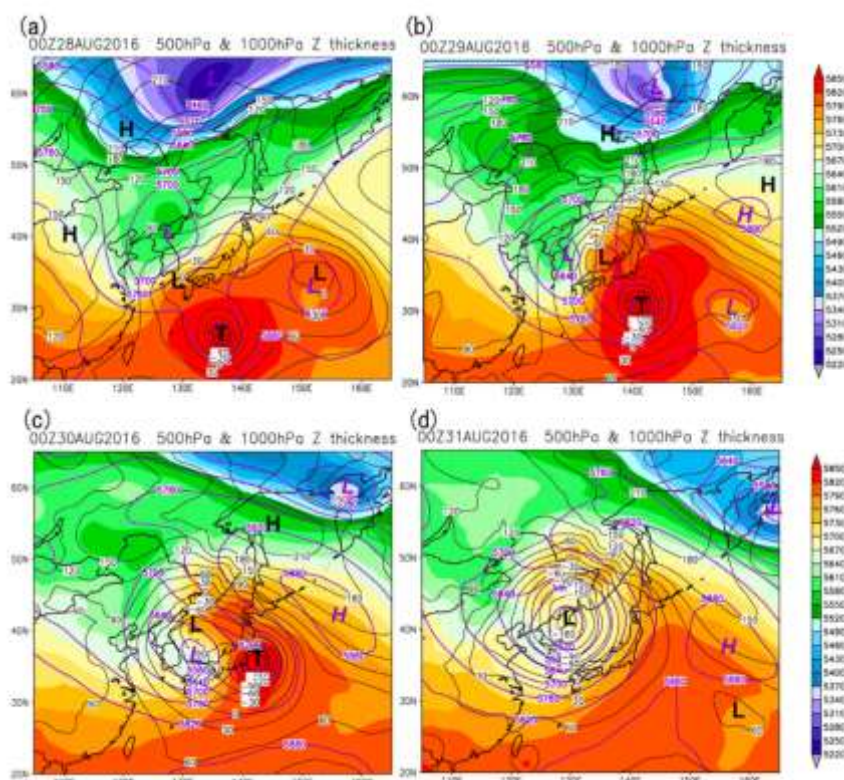


図 4.1. 1000 hPa (黒) と 500 hPa (紫) におけるジオポテンシャル高度 (等値線、間隔は 30m) と、1000-500 hPa の層厚 (陰影、m) の水平分布。(a) 8 月 28 日 00UTC、(b) 8 月 29 日 00UTC、(c) 8 月 30 日 00UTC、(d) 8 月 31 日 00UTC である。T は台風中心、黒色の L は地上低気圧の中心、紫色の L は寒冷渦中心、紫色の H は太平洋高気圧の中心をそれぞれ示す。北畠・津口 (2020) の図 4 を引用した。

北畠・津口（2020）は上記の通り、寒冷渦が深まるメカニズムおよび寒冷渦と台風との鉛直結合について総観場の観点で解析し、寒冷渦が台風と結合する前の時点で寒冷渦底部から対流圏界面の折れ込みが伸びていることを述べた。図 4.2 は 2016 年 8 月 30 日 00UTC における台風を中心とした東西鉛直断面と、8 月 31 日 00UTC における台風を中心とした南北鉛直断面を示している。対流圏界面の折れ込みは、図 4.2 における L の上部に位置する 2 PVU 等値線で表されている。北畠・津口（2020）は、Lionrock の温低化時に見られたこの対流圏界面の折れ込みが Lionrock と寒冷渦との鉛直結合を引き起こすことに寄与した可能性に言及したが、その形成メカニズムを調査することはなかった。特に、これら寒冷渦と台風との関係性について、メソスケールの対流活動という観点からはまだ不明な点が残っている。

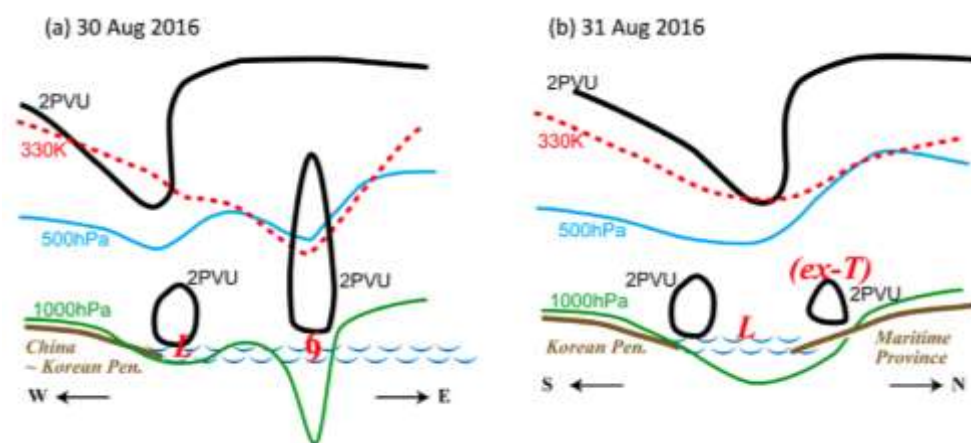


図 4.2. 1000 hPa（緑）と 500 hPa（水色）の等圧線、330 K 等温位線（赤点線）、および 2 PVU 等値線（黒）の鉛直分布。(a) 8 月 30 日 00UTC における台風を中心とした東西鉛直断面、(b) 8 月 31 日 00UTC における台風を中心とした南北鉛直断面である。北畠・津口（2020）の図 9 を引用した。

4.2 目的

本章では、上述の課題を踏まえ、対流圏界面の折れ込みがどのように形成したかのメカニズムを明らかにすることを目的の一つとする。この対流圏界面の折れ込みは、PV で見ると線状に引き伸ばされたフィラメント構造（PV フィラメント；詳細は 4.5 節で説明）として捉えられる。2.1 節で触れたように台風と寒冷渦の間には降水帯が形成されていた（図 2.3）ことから、台風と寒冷渦の距離に依存して形成される降水帯と PV のフィラメント構造との関係に着目し、対流圏界面の折れ込みに伴う PV のフィラメント構造の形成メカニズムを調べる。WRF モデルで採用されている物理スキームを系統的に変更させながら、台風と寒冷渦の距離（台風－寒冷渦距離）が異なるアンサンブルメンバーを作成し、これらを用いて調

査した。

本研究で用いた数値モデルと数値実験のデザインは、解析手法の簡単な説明とともに、4.2 節で説明する。4.3 節では、クラスタリング手法について説明する。4.4 節では、台風の構造変化について CPS を用いて調べる。さらに、降水帯の特徴と流れのパターンを 4.5 節で検討し、4.6 節で寒冷渦下部から伸びる対流圏界面の折れ込みの形成メカニズムを潜熱加熱との関連から検討する。本研究の知見を 4.7 節で考察し、結論を 4.8 節に示す。

4.3 数値実験の設定とアンサンブル実験

数値シミュレーションは、完全圧縮非静力学大気モデルである WRF Ver.4.1.3 (Skamarock et al. 2019) を用いて実施した。計算領域は、広範囲における台風の挙動と台風の細かい構造の双方に焦点を当てられるように設定した。外側の領域 (D01) は、水平格子間隔 15 km、格子点数 403 (東西) × 373 (南北) として設定した。D01 の内部領域 D02 は、双方向ネスティングを課した領域であり、水平格子間隔 5 km、格子点数 217 × 217 として設定した。図 4.3 は計算領域を示している。鉛直座標系は、地表から 20 hPa まで、50 層のハイブリッド座標系を設定した。D02 には渦追跡オプションを適用した。このオプションは、SLP 極小を用いて、渦中心を計算領域の中心に設定する機能である。そのため、台風の移動に応じた領域設定を行うことができる。なお、本研究では台風ボーガススキームは使用していない。また、移流項の差分スキームとして、水平移流項には 5 次精度の水平移流スキームを、鉛直移流項にはと 3 次精度の鉛直移流スキームを選択した。

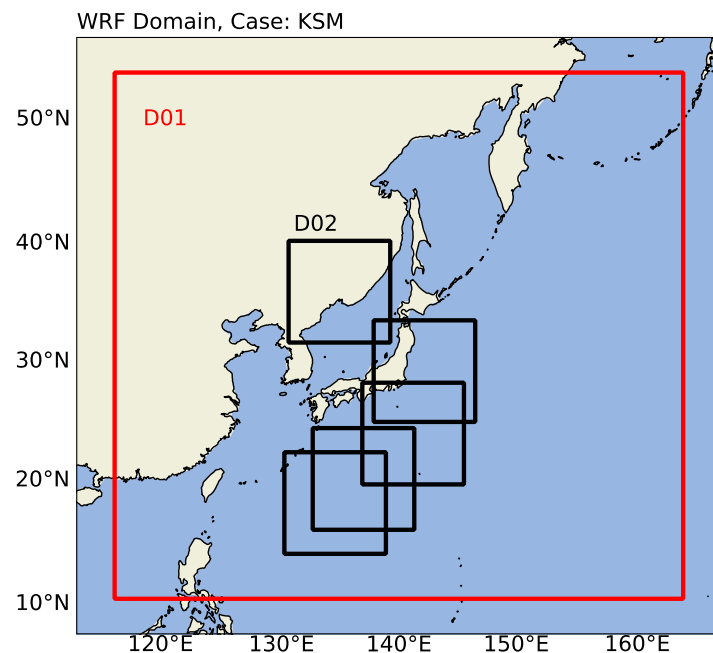


図 4.3. 本研究の計算領域。D01 は赤枠で、D02 は黒枠で示されている。黒枠は、渦追跡ネスティングによって移動するドメインを示しており、南のドメインから北のドメインにかけて時間が進行していることを示している。

一般的に、物理スキームの違いは台風のシミュレーション精度に強く影響する。物理スキームは、シミュレーションされた台風の強度や経路に直接的または間接的な影響を与える」と指摘されている (Kanada et al. 2012; Islam et al. 2015; Fovell et al. 2016; Xu and Takemi 2022)。本研究では、積雲対流、雲微物理、惑星境界層の各スキームを、それぞれ組み合わせる物理アンサンブル実験を実施した。物理アンサンブル実験は、異なるスキームの組み合わせを使用することで、互いに独立した事例を作成できるという点で優れている。

積雲対流スキームは、大気中の対流過程をパラメタライズし、降水と気温の変化を近似的に表現する。また、このスキームは対流圏の鉛直運動をパラメタライズし、熱と水蒸気の輸送を表現する。積雲対流スキームには、Kain-Fritsch (Kain 2004) と Tiedtke (Tiedtke 1989) を使用した。

雲微物理スキームは、雲粒や氷晶の成長・形成などの雲微物理過程をパラメタライズし、状態変化に伴う熱の生成・消失も計算する。これにより、雲の成長、降水、雲量、雲水量、潜熱加熱量など降水過程に関連する詳細な情報が得られる。雲微物理スキームには、WRF single moment 6-class (WSM6; Hong and Lim 2006)、Lin (Chen and Sun 2002)、Thompson (Thompson et al. 2008)、Morrison (Morrison et al. 2009)、WRF double moment 6-class (WDM6; Lim and Hong 2010) を使用した。

惑星境界層スキームは、地表から数百メートル～数キロメートル上空にわたる惑星境界層の風速、湿度、温度、乱流および安定度の鉛直分布を表現し、境界層内の混合過程をパラメタライズする。惑星境界層スキームについては、Yonsei University (YSU; Hong et al. 2006)、Mellor-Yamada-Janic (MYJ; Janic 1994)、Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino Level 2.5 と Level 3 (MYNN2.5 と MYNN3; Nakanishi and Niino 2006, 2009)、Shin-Hong (Shin and Hong 2005) を使用した。

放射スキームは、太陽放射（短波放射）と地球放射（長波放射）の両方を考慮し、大気と地表面との間のエネルギーフラックスを計算する。長波放射および短波放射スキームには、RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for General Circulation Models) を用いた。

以上の物理過程のスキームの全ての組み合わせにより、50 メンバーを作成した。表 4.1 は 50 メンバーがどのスキームの組み合わせによって構成されているかを示している。メンバー名は、積雲対流・雲微物理・惑星境界層の順に、それぞれのスキームの頭文字を取って設定した。例えば、KSY は、Kain-Fritsch・WSM6・YSU の組み合わせにより作成されたメンバーであることを示す。

また、表 4.2 にシミュレーションの構成をまとめる。初期値・境界値は、6 時間間隔で 1

度解像度の FNL データであり、全アンサンブルメンバーに共通している。シミュレーション期間は 2016 年 8 月 27 日 00UTC から 9 月 1 日 00UTC である。シミュレーション期間を通して、海面からの影響を考慮しないように、海面水温は 27 日 00UTC の値から更新されていない。出力される 3 次元データは 1 時間間隔であり、台風に関するデータ（緯度・経度・気圧・最大風速）は 15 分間隔である。

表 4.1. アンサンブルシミュレーションにおける各メンバー名についてのマトリクス。メンバーは、積雲対流・雲微物理・惑星境界層についてのスキームの頭文字を組み合わせて示されている。M2 と M3 はそれぞれ、MYNN Level 2.5 と Level 3 を意味する。

Kain-Fritch					
	WSM6	Lin	Thompson	Morrison	WDM6
YSU	KSY	KLY	KTY	KMY	KDY
MYJ	KSM	KLM	KTM	KMM	KDM
MYNN2.5	KSM2	KLM2	KTM2	KMM2	KDM2
MYNN3	KSM3	KLM3	KTM3	KMM3	KDM3
Shin-Hong	KSS	KLS	KTS	KMS	KDS

Tiedtke					
	WSM6	Lin	Thompson	Morrison	WDM6
YSU	TSY	TLY	TTY	TMY	TDY
MYJ	TSM	TLM	TTM	TMM	TDM
MYNN2.5	TSM2	TLM2	TTM2	TMM2	TDM2
MYNN3	TSM3	TLM3	TTM3	TMM3	TDM3
Shin-Hong	TSS	TLS	TTS	TMS	TDS

表 4.2. アンサンブルシミュレーションにおける WRF モデルの共通設定。惑星境界層スキームと地表層スキームはそれぞれ 1 対 1 で対応している。

Model	WRF-ARW Ver. 4.1.3	
Model parameter	Domain 1 (D01)	Domain 2 (D02)
Domain size	403 × 403	217 × 217
Horizontal resolution	15 km	5 km
Vertical layers	50 hybrid layers	
Model top	20 hPa	
Time step	60 s	20 s
Domain center	40°N, 140°E	vortex following
Cumulus convection	KF/Tiedtke	No scheme
Microphysics	WSM6/Lin/Thompson/Morrison/WDM6	
Longwave/shortwave	RRTMG	
Planetary boundary layer	MYJ/YSU/MYNN2.5/MYNN3/SH	
Surface layer	Eta Similarity/Revised MM5/MYNN/MYNN/Revised MM5	

図 4.4 は、物理スキームを組み合わせた数値シミュレーションによって作成された 50 メンバーにおける台風と寒冷渦の経路および中心気圧（高度）を示している。台風の経路は緯度経度方向にばらつきが見られ、進行速度にもばらつきが見られる（図 4.4a）。西側を通るメンバーは東側を通るメンバーよりも進行が速かった。寒冷渦の経路は、FNL の解析で表現された場合よりも、シミュレーションでは西に集まっており、経路にばらつきが見られた（図 4.4c）。寒冷渦の中心高度の時間変化は、シミュレーションで FNL と同様の傾向を示している。さらに、台風の最大風速の時系列を図 4.5 に示す。ピーク時（28 日 12UTC 頃）の最大風速は、40 m s⁻¹ から 60 m s⁻¹ の間で変動している。強度の時間変化はベストトラック（図 2.2b、図 4.4b）よりも強くなっているが、時間変化は同様の傾向を示しているため、全メンバーを用いた解析が可能であると考えられる。

図 4.6 は、27 日 00UTC から 30 日 15UTC における、台風の中心位置と中心気圧の平方根二乗平均誤差（Root Mean Square Error; RMSE）を示している。ここでの RMSE は、ベストトラックデータとそれぞれのメンバーの経路・中心気圧を用いて計算を行った。アンサンブル平均（Ensemble Mean; EnsMean）のベストトラックに対する RMSE は、緯度で約 1.0°、経度で 1.3°、中心気圧で 14.8 hPa（図 4.6、星印）であった。台風メンバー間の位置に緯度・傾度方向に大きなばらつきがあった。このばらつきにより、台風－寒冷渦距離にもばらつきが生じる。本研究では Lionrock の再現性は重要ではないため、物理アンサンブルによって作成したメンバーは、台風－寒冷渦距離に注目するという本研究の目的に対して適切であることを示している。

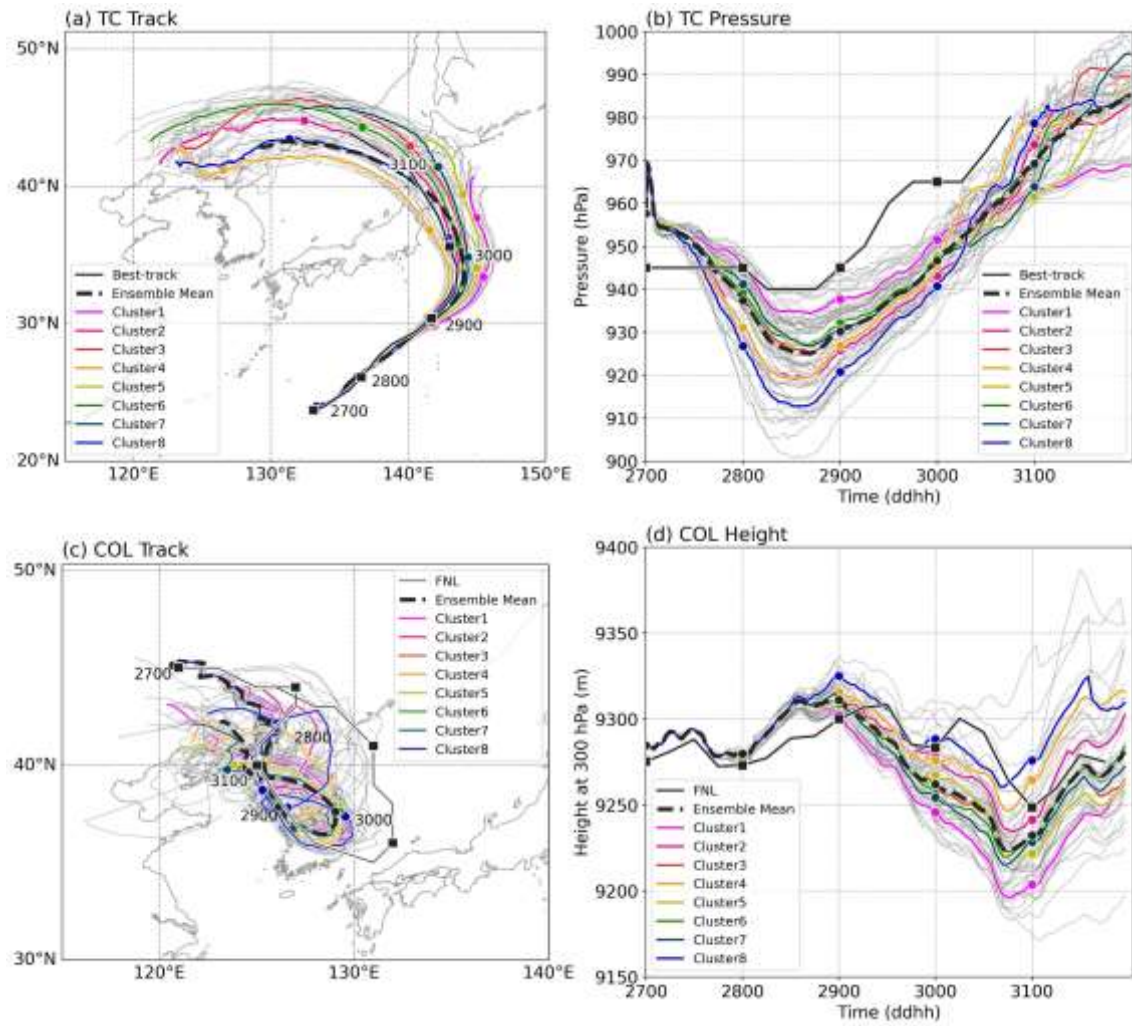


図 4.4. 物理アンサンブルシミュレーションによる台風の (a) 経路と (b) 中心気圧、および寒冷渦の (c) 経路と (d) 中心高度。灰色の線はアンサンブルメンバー、黒の実線はベストトラック (a, b)と FNL から計算した寒冷渦中心高度 (c, d)、黒の破線は EnsMean、色のついた線はクラスター平均を示す。点は各日の 00UTC を示す。

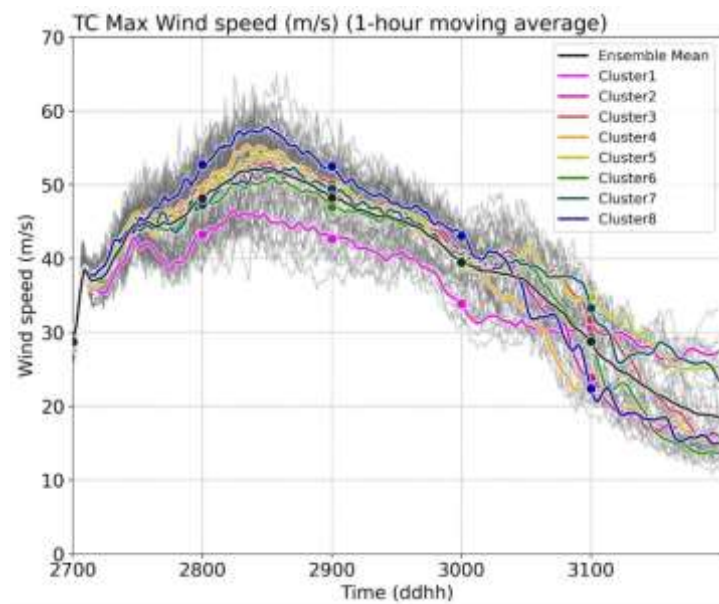


図 4.5. 台風に伴う最大風速 (m s^{-1}) について計算された EnsMean (黒) とクラスター平均 (色) を示す。薄い灰色の線は平均化前のメンバーの値を示す。クラスター平均値は 1 時間移動平均を使用して平均化されている。

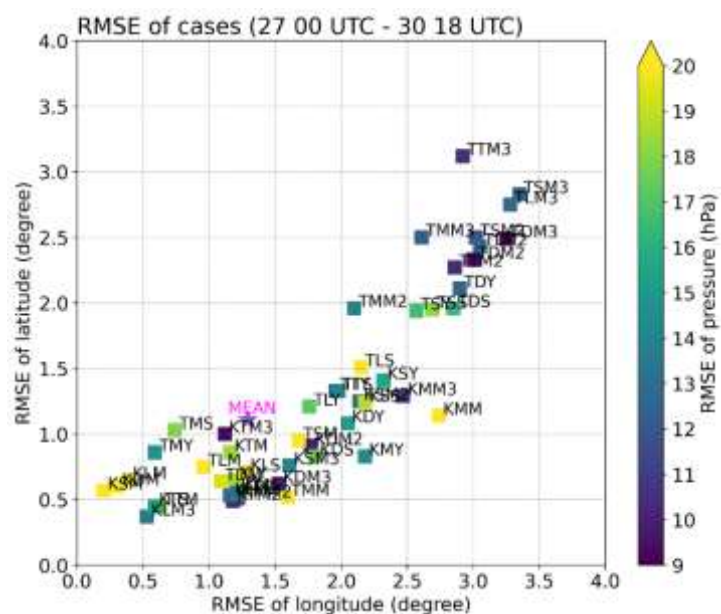


図 4.6. シミュレーションされた全てのメンバーの緯度 ($^{\circ}$)、経度 ($^{\circ}$)、気圧 (色、hPa) の RMSE。桃色は EnsMean を示す。

4.4 クラスタリング手法

アンサンブル実験で作成された 50 メンバーを、経路に注目してクラスターに分類した。本研究では、時系列データの類似度を計算するために、動的時間伸縮法 (Dynamic Time Warping; DTW) を使用した。DTW は音声認識の分野で開発されたもので、時系列データの長さが異なる場合でも、時系列データの類似度を計算する効果的な手法である (Sakoe and Chiba 1978)。DTW は 2 つの時系列データの各点間の距離を総当たり方式で計算することで、2 つの時系列データの最適な組み合わせ (DTW 距離) を探索するため、使用するデータは同じ長さである必要はない。この手法は台風経路の類似度を求めることにも利用でき、Di et al. (2022) によって DTW の台風経路クラスタリングへの適用が妥当であることが示されている。求めた DTW 距離に対して k-means 法を用いることで 50 メンバーを 8 つのクラスターに分類した。クラスターの数はシルエット法とエルボー法を用いて決定した。図 4.4a-d で見られる太線は、8 つのクラスターに分類された台風 (寒冷渦) の経路と中心気圧 (高度) の時間変化を示している。すべてのクラスターで反時計回りの経路が見られることから、50 メンバーすべてが寒冷渦の影響を受けていることがわかる。すべてのクラスターについて台風-寒冷渦距離を計算したところ、最も近い距離はクラスター4、最も遠い距離はクラスター1であった (図 4.7)。ただし、クラスター1の台風は上陸しておらず、構造変化メカニズムが上陸したものと異なることが予想されるため解析には用いないこととした。そこで、次に距離が遠いグループとしてクラスター5を選択した (図 4.4a)。こうして、クラスター4と5とを解析対象とすることにした。

表 4.3 は、物理スキームの頭文字を積雲対流、微物理過程、惑星境界層の順に組み合わせて作成された各クラスターに含まれるメンバーを示している (表 4.1 参照)。クラスター4は7メンバーで構成され、クラスター5は6メンバーで構成されている。クラスター4は多くが KF と Morrison で構成され、クラスター5は Tiedtke スキームのみで構成されている。4.4 節以降の解析では、これら 2 つのクラスターの平均的な特徴を調べる。加えて、比較対象として、台風-寒冷渦距離が全てのメンバー内で 50 パーセンタイルを示したメンバー (KLS の組み合わせのケース; 以降 KLS と表記) の特徴を調べた。EnsMean と比較しない理由は、台風経路のばらつきが大きかったため、メンバーそれぞれの特徴が打ち消し合うことを避けるためである。

本研究ではまず、台風と寒冷渦との距離の違いによる台風の構造変化の違いを検討する。次に、台風と寒冷渦との間に形成された降水帯に着目し、寒冷渦に伴う対流圏界面の折れ込みの形成に及ぼす降水帯による潜熱加熱の影響に係るメカニズムを明らかにする。

表 4.3. クラスター番号とクラスターを構成するメンバーの一覧。例えば TTM3 は積雲対流・雲微物理・惑星境界層スキームの順に、Tiedtke・Thompson・MYNN3 を用いたメンバーであることを示す。

Cluster	Members (Cumulus, Microphysics, Planetary boundary layer)
1	TSM3, TSM2, TLM2, TDM2, TTM3, TLM3, TDM3
2	KSM, KLM3, TTM, KTS
3	TLY, KDY, KDM2, TSM, TTY, TTS, KDS
4	KTM, KMM, TMM, KMY, KMM2, KMM3, KMS
5	TMM3, TDY, TDS, TSY, TSS, TTM2
6	KTM3, KLY, KSM3, KTM2, KDM3, KLM2, KLS, KTY, TLM, TDM
7	TLS, TMM2, KSY, KSM2, KSS
8	KLM, KDM, TMY, TMS

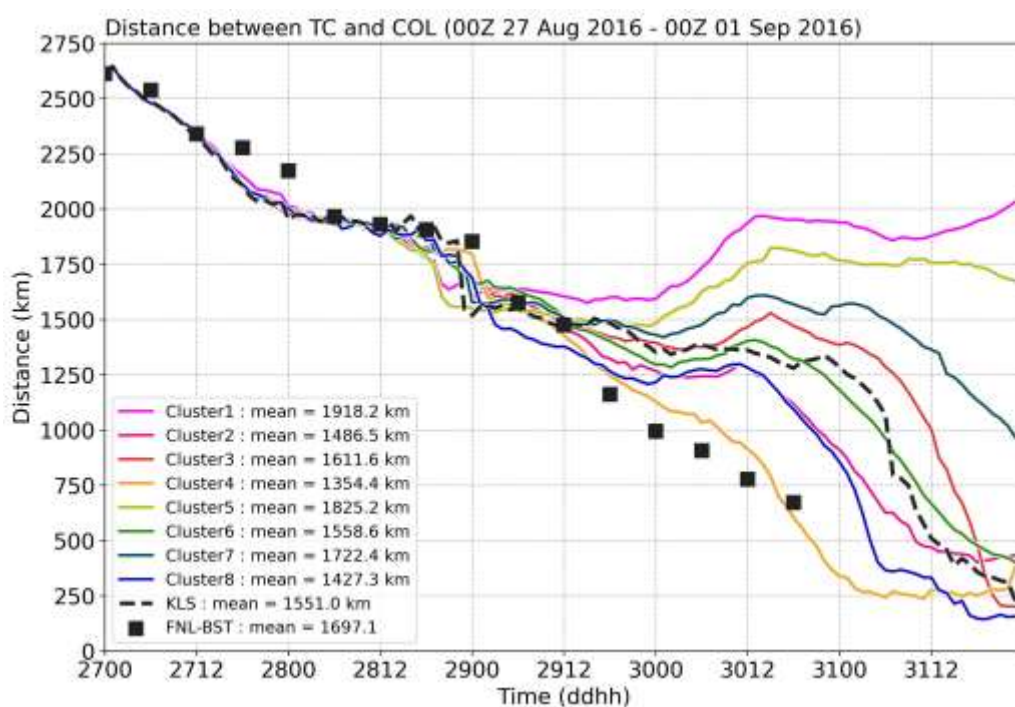


図 4.7. 台風－寒冷渦距離 (km) の時間変化。黒破線は KLS、色線は各クラスターを示す。四角マークは FNL を用いた場合の台風－寒冷渦距離を示す。凡例の mean 値は、解析期間中の台風－寒冷渦距離の平均値を示す。

4.5 低気圧位相空間による解析

前節で行ったクラスタリングに基づき、本研究では台風—寒冷渦距離が最も大きいクラスター5と、台風—寒冷渦距離が最も小さいクラスター4を選択した。本節ではこれらのクラスターとKLSとの構造変化の特徴についてCPSを用いて調べる。

図4.8は、クラスター4とクラスター5を構成するメンバーのCPS（色付き線）とクラスター平均（黒線）を左右のパネルにそれぞれ示しており、中央のパネルに全てのメンバーのCPS（灰色線）、KLSのCPS（黒線）、およびベストトラックとFNLから作成したCPS（マゼンタ線）を示している。FNLを用いたCPSでは、8月30日まで熱帯低気圧の構造が見られ、それ以降では対流圏下層の非軸対称性が大きくなっていることが確認できる。FNLのCPSでは、対流圏下層の非軸対称性（図4.8b）と温度構造（図4.8d）は温帯低気圧の構造には至らなかったが、温帯低気圧構造への移行段階を示していた。KLSのCPSは31日00UTCまで熱帯低気圧構造を示していたが、31日06UTC以降には対流圏上層の温度構造が寒気核構造へ移行して温帯低気圧化が完了した。その後、31日12UTCには閉塞構造へと変化するという特徴が示された（図4.8bおよび図4.8e）。

クラスター4とクラスター5は、クラスターの中でも極端な経路をとったものであり、CPSもまた極端な特徴を持つことが予想される。クラスター4のCPSはKLSよりも早く温低化の開始を示し（図4.8a）、8月30日12UTCには急速に対流圏上層で寒気核構造へと遷移する様子を示した（図4.8d）。クラスター4は温帯低気圧に移行した後すぐに、閉塞構造へ遷移した。図4.1dに示されているように、対流圏上層の寒気核構造は寒冷渦の影響があったと考えられ、北畠・津口（2020）が述べているLionrockの構造変化の説明と一致する。台風—寒冷渦距離が小さい場合、1.1節、1.3節および1.4節で述べたような鉛直シアの影響がKLSよりも早く生じ、クラスター4での熱帯低気圧構造の維持が妨げられた可能性が考えられる。一方、クラスター5のCPSは、生涯を通じて熱帯低気圧構造のままであったことを示している（図4.8c、f）。台風—寒冷渦距離が大きいほど、寒冷渦による鉛直シアの影響を受けにくくなり、クラスター5の熱帯低気圧構造が維持されたと考えられる。したがって、クラスター4、KLSおよびクラスター5の構造変化は台風—寒冷渦距離に依存し、その構造変化の速さが距離によって異なることが示唆された。

以降の節では、8月29日00UTC、8月30日00UTC、8月30日12UTCの3つの時刻に注目して解析を行う。8月29日00UTCはクラスター4、KLSおよびクラスター5の全てが熱帯低気圧構造を示した時刻である。8月30日00UTCはクラスター4で温低化が開始した時刻である。8月30日12UTCはクラスター4で温低化が完了した時刻である。以上のように、クラスター4の構造変化を基準に解析時刻を選択した。

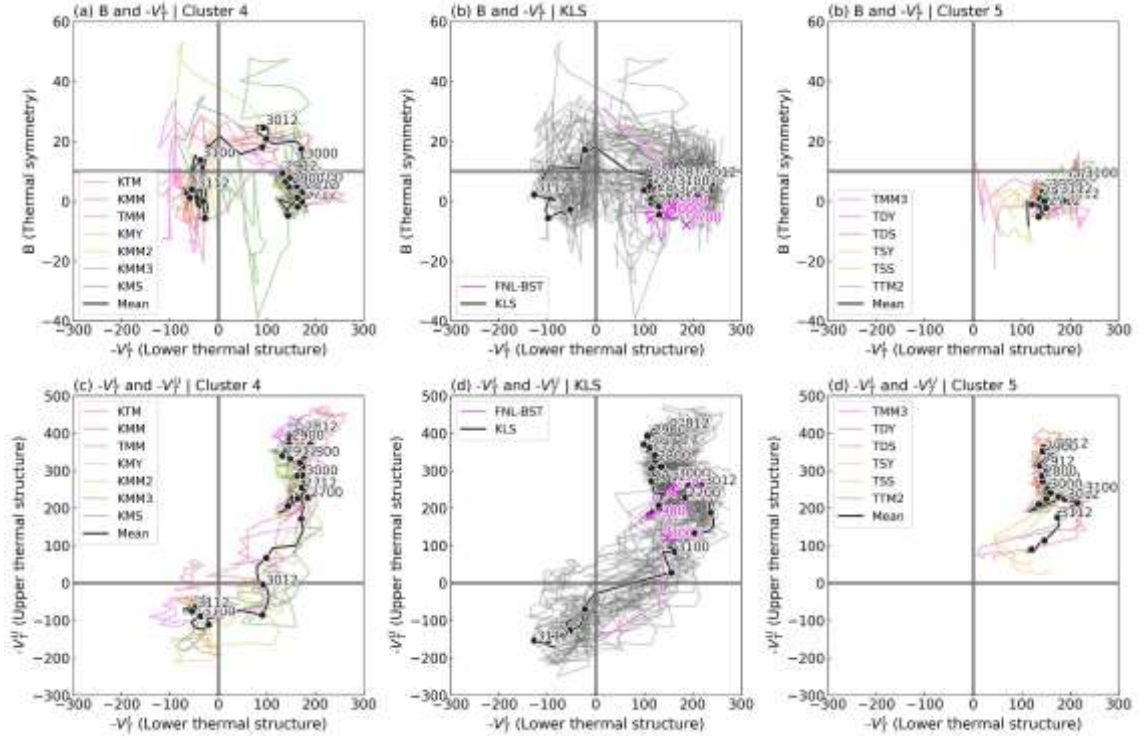


図 4.8. 本研究で用いられたクラスター4（左列）、KLS（中央列）、およびクラスター5（右列）のCPS。(a-c) B vs $-V_T^L$ (d-f) $-V_T^U$ vs $-V_T^L$ である。黒の実線はクラスター平均を示し、色は各メンバーを示す。(b, e) では、黒はKLS、灰色は全てのメンバー、マゼンタはFNLを用いて作成したCPSを示している。

4.6 台風と寒冷渦との間の降水帯

この節では熱帯低気圧と寒冷渦の間の降水帯の特徴について述べる。まず、環境場について簡単に説明する。図 4.9 は FNL を用いて 500 hPa の Q ベクトルの収束・発散から計算した鉛直流を示す。 Q ベクトルの収束・発散と鉛直流との関係は、 Q ベクトル形式の準地衡オメガ方程式を用いて、以下のように書き表すことができる (Yokoyama et al. 2020)。

$$\sigma \left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega_{dyn} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} + f_0 \beta \frac{\partial v_g}{\partial p} - \frac{\kappa}{p} \nabla^2 J_{LH} - \frac{\kappa}{p} \nabla^2 J_R \quad (7)$$

ここで、 Q ベクトルは、

$$\mathbf{Q} = \left(-\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (8)$$

である。 ω_{dyn} は力学的鉛直流、 $\mathbf{V}_g$ は地衡風ベクトル、 v_g は地衡風の南北成分である。 R は気体定数、 $\kappa = R/C_p$ であり、 C_p は定圧比熱である。また、 σ は静的安定度、 ∇ は水平勾配演算子を示す。式 (7) 右辺第2項は β 効果に関連する項であり、総観規模の運動では一般的に

小さいことが知られているため無視した (Yokoyama et al. 2020)。式 (7) 右辺第 3 項と 4 項は非断熱加熱に関する項で、 J_{LH} (潜熱加熱) と J_R (放射加熱) に分けられるが、本研究では、地衡風によって強制される二次循環を評価するため、右辺第一項のみを使用して、ガウス・ザイデル法を用いて反復的に式 (7) を ω_{dyn} について解いた。

図 4.9 において、青等値線は寒冷渦を表す 300 hPa の高度を示し、黒等値線は台風を表す 850 hPa の高度を示す。8 月 29 日 00UTC において、上昇気流の領域 ($-\omega_{dyn} > 0$) は、寒冷渦の南東象限から台風に向かって発達し、降水帯は、上昇流が比較的強い領域 (図 4.9a) と一致していた。8 月 30 日 00UTC には、上昇流の領域が拡大しながら強まり (図 4.9b)、降水帯は依然として上昇流の領域で発生していた。8 月 30 日 12UTC では、温低化の直前であり、寒冷渦と台風の両者の北側に広範囲にわたって強い上昇流が発生した。

また、上昇流場において降水の引き金となりうる対流圏下層における前線形成について、Petterssen の前線形成関数を用いて調査した。前線形成関数は、等圧面温位傾度の時間変化で表される前線形成関数の、合流変形項 (F_c) とシア変形項 (F_s) の和で表され、これら 2 つの項は、それぞれ以下のように書き表すことができる (Martin 2006)。

$$F_c = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left[\frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial v}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \right] \quad (9)$$

$$F_s = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \quad (10)$$

ここで、 θ は温位、 u, v は風の東西成分と南北成分、 ∇ は等圧面の勾配演算子を示す。正の前線形成関数は前線強化を示し、負の前線形成関数は前線弱化を示す。本節では前線強化に注目する。図 4.9 は、850 hPa における前線強化 ($0.005 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上) も示している。点ハッチで示された前線強化領域は、降水帯の位置とほとんど一致していた。

同様に、WRF の D01 で計算された、クラスター4、KLS およびクラスター5 の 500 hPa における力学的上昇流 $-\omega_{dyn}$ と 850 hPa における前線形成関数を、図 4.10～4.12 に示す。8 月 29 日 00UTC では、クラスター4、KLS およびクラスター5 の力学的上昇流の分布は類似しており、前線強化領域 ($0.01 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上) は正の上昇流域に対応していた。8 月 30 日 00UTC では、3 つのパネルすべてで $-\omega_{dyn}$ の絶対値が増加し、上昇流領域に 850 hPa における前線強化領域が位置していた (図 4.11)。8 月 30 日 12UTC では、上昇流領域と 850 hPa における前線強化領域が対応しており、この前線強化領域は、クラスター4 では寒冷渦の中心付近まで広がっていた (図 4.12)。すべての時間帯とクラスターにおいて、上昇流領域と 850 hPa における前線強化領域が一致しており、降水帯の維持に寄与したと考えられる。

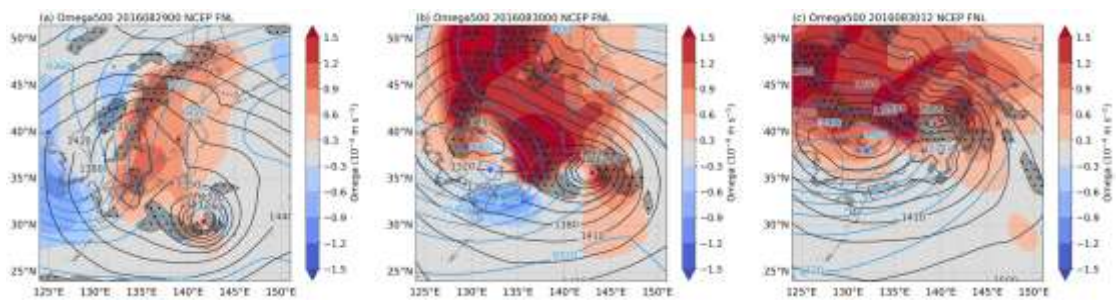


図 4.9. FNL を用いて計算された、500 hPa における Q ベクトルの収束・発散から計算した力学的上昇流の水平分布（陰影、 10^{-4} m s^{-1} ）。力学的上昇流は符号を逆転して示しており、正が上昇流を表す。黒（青）の等値線は 850 (300) hPa におけるジオポテンシャル高度(m)を表し、点ハッチは 850 hPa における前線強化領域 ($0.005 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上)を表す。(a) 2016 年 8 月 29 日 00UTC、(b) 2016 年 8 月 30 日 00UTC、(c) 2016 年 8 月 30 日 12UTC である。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。

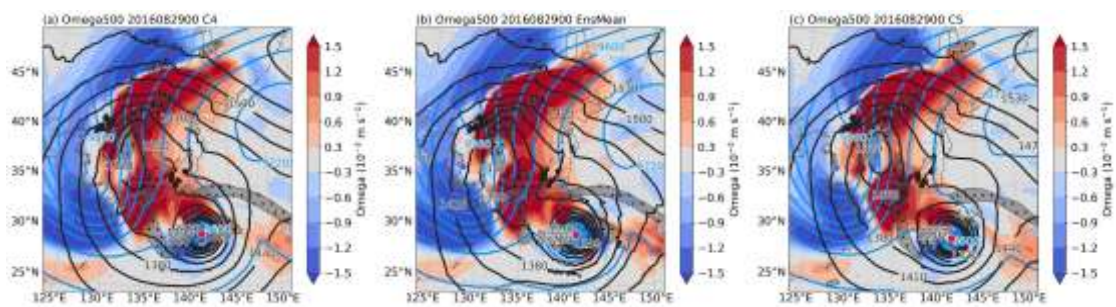


図 4.10. WRF の出力を用いて計算された、500 hPa における Q ベクトルの収束・発散から計算した力学的上昇流の水平分布（陰影、 10^{-3} m s^{-1} ）。力学的上昇流は符号を逆転されて示しており、正が上昇流を表す。黒（青）の等値線は 850 (300) hPa におけるジオポテンシャル高度 (m) を表し、点ハッチは 850 hPa における前線強化領域 ($0.01 \text{ K km}^{-1} \text{ h}^{-1}$ 以上)を表す。2016 年 8 月 29 日 00UTC における (a) クラスター4、(b) EnsMean、(c) クラスター5 の分布を示す。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。

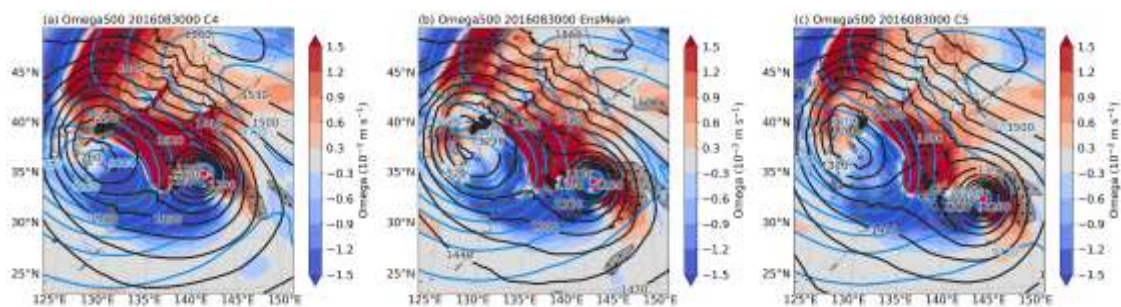


図 4.11. 図 4.10 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。

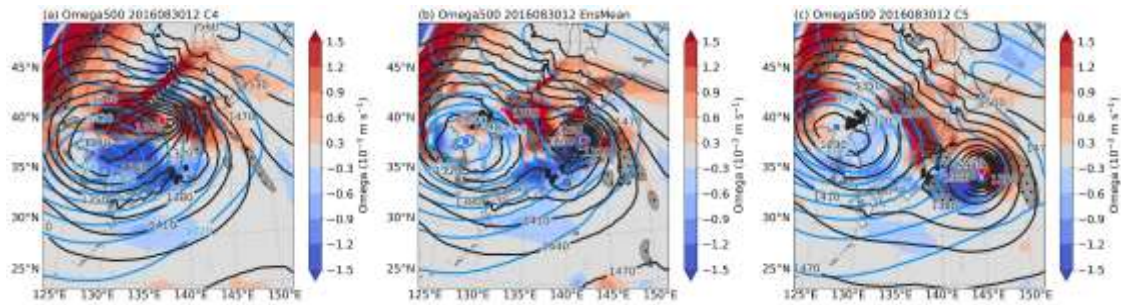


図 4.12. 図 4.10 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。

図 4.13～4.15 は D01 における 1.5 km 高度のレーダー反射率の水平分布と 850 hPa 面での水平収束を示す。8 月 29 日 00UTC では、すべてのクラスターで、1.5 km 高度におけるレーダー反射率の高い領域が 850 hPa の収束域の寒気側に分布していることを示している。この降水帯は、前述の力学的上昇流場に位置することに加え、台風に関連する循環と寒冷渦に関連する地上低気圧の循環との間で形成された水平収束（図 4.13 の灰色ハッチ）によって生成されている。前線形成関数の分布も考慮すると、この水平収束が前線強化に寄与していたことが考えられる。

8 月 30 日 00UTC では、すべてのクラスターで、850 hPa の収束域の寒気側に、レーダー反射率の高い領域が分布していることが示されている。クラスター 4 の降水帯（図 4.14a）は、台風の OUTER レインバンドに伴う降水システムの一部と繋がっているように見える。しかし、KLS やクラスター 5 の降水帯（図 4.14b, c）は台風の OUTER レインバンドとつながっていない。クラスター 4、KLS およびクラスター 5 の降水帯の分布の違いは、台風—寒冷渦距離の違いに起因していると考えられる。距離が大きくなると、降水帯が台風に伴う降水システムとは別々に存在できるためである。また、クラスター 4 の台風で見られる降水の非軸対称性の要因として、日本列島への接近による地表面摩擦の影響や、寒冷渦との距離が近いことによる鉛直シアの影響を強く受けていることが考えられる。

8 月 30 日 12UTC には、クラスター 4 の台風は日本海上に位置しており、構造は非軸対称的になっており衰えている（図 4.15a）。OUTER レインバンドと台風の壁雲は消滅している。レーダー反射率が高い領域の周辺には、下層収束の領域が広く分布している。KLS の台風は上陸が迫っており、台風に伴う降水は陸上に分布している（図 4.14b）。降水帯は依然として存在しているが、その強度は徐々に弱まっている。クラスター 4 の台風とは対照的に、クラスター 5 の台風はまだ上陸前であり、台風に伴うレインバンドが維持されている（図 4.14c）。クラスター 5 の降水帯の強度は弱くなっているものの、下層収束は存在している。

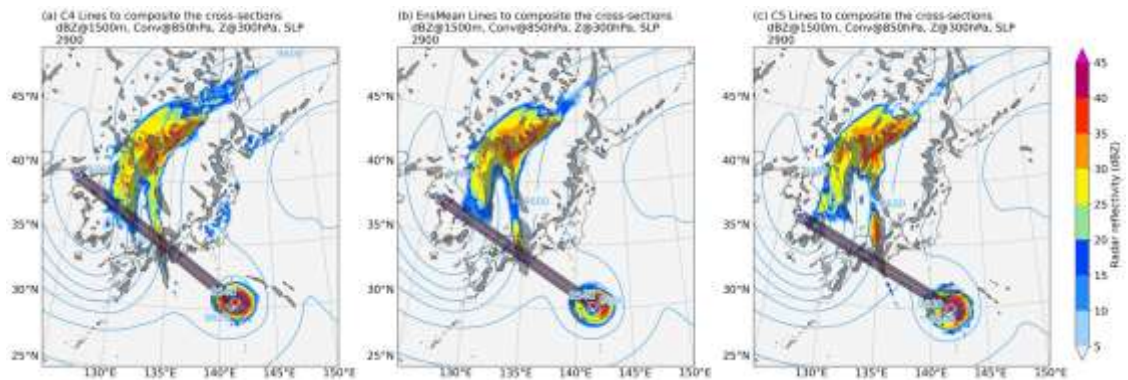


図 4.13. WRF モデルによる 1.5 km 高度におけるレーダー反射強度（陰影、dBZ）と、850hPa における水平収束（ $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上、ハッチ）の水平分布。赤（青）の点は台風（寒冷渦）の中心を示す。赤紫色の線は台風と寒冷渦の中心を結ぶ。黒実線は、100 km の範囲内で赤紫色の線から 10 km ずつ平行移動させた線である。

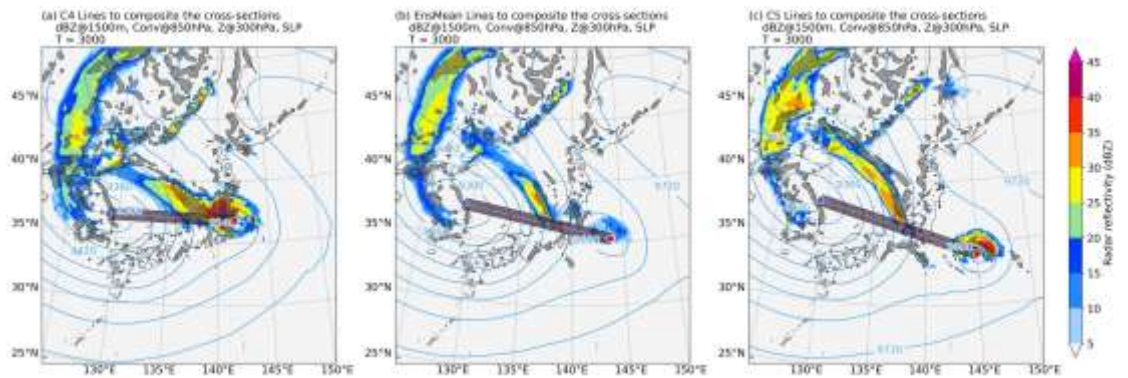


図 4.14. 図 4.13 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。

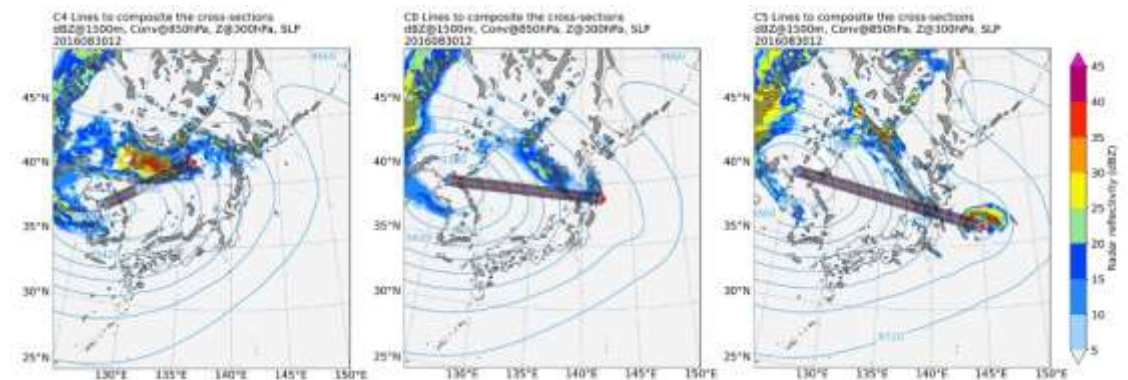


図 4.15. 図 4.13 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。

図 4.16～4.18 は、図 4.13～4.15 と同じ時刻における、台風と寒冷渦の中心間を結ぶ鉛直断面を示しており、上段にレーダー反射率と潜熱加熱、中段に鉛直風と断面に平行な流れ、下段に PV と温位を示している。ここで、潜熱加熱は雲微物理過程における相変化による加熱を指す。鉛直断面は、図 4.13～4.15 に示す複数の実線（断面帯）に沿って作成された 11 の断面を合成して作成したことに留意されたい。各クラスター内のメンバーによって台風と寒冷渦の中心間の距離が異なるため、ここでは横軸を各メンバーにおける実際の台風と寒冷渦の中心間距離によって規格化した距離（以下、規格化距離）を表している。そのため、規格化距離上に示される分布は、実際の距離の場合よりも伸縮していることに注意が必要である。風ベクトルは、鉛直風成分に 100 を乗じた値と断面に平行な水平風成分で構成され、この水平風成分は台風中心から寒冷渦中心への方位角を北が 0° として、 $u_p = -u \sin \phi + v \cos \phi$ で計算した。ここで、 u_p は水平風の断面に平行な成分、 u は東西風、 v は南北風、 ϕ は方位角を表している。規格化距離 0.9 で見られる台風中心から寒冷渦中心に向かうベクトルは、断面に平行な風が台風の最大風速半径内に位置するため、台風に伴う最大風速を反映していると考えられる。

8 月 29 日 00UTC の鉛直断面図では、降水帯は規格化距離 0.4～0.5 の位置にあることがわかる（図 4.16a～c）。台風に伴う雨域は、規格化距離 0.9 に明瞭に見られている。降水帯の分布は、図 4.16d～f に示されている上昇流の分布と一致しており、850 hPa の収束に対応するものと考えられる（図 4.13a～c）。台風に伴う潜熱加熱は、900～200 hPa という深い層に規格化距離 0.9 で分布しているのに対し、降水帯に伴う潜熱加熱は、900～300 hPa の層に規格化距離 0.5 で現れている。さらに、図 4.16d～f に示されているように、規格化距離 0.5 で降水帯から寒冷渦に向かう流れが生じている。

8 月 30 日 00UTC では、すべてのクラスターにおいて、レーダー反射強度の高い領域が規格化距離 0.9 付近と規格化距離 0.5～0.6 付近に分布している。降水帯と潜熱加熱は、図 4.17b と図 4.17c で同様の位置に分布している。図 4.14a で述べた降水領域が繋がった状況は、クラスター 4（図 4.17a）で明瞭にみられる。しかし、台風や降水帯に伴う潜熱加熱は各降水領域に個別に分布している。図 4.17a, b で見られる降水域に伴う潜熱加熱は、上部に正・下部に負という鉛直分布を示している。このような鉛直方向の潜熱加熱の分布は一般に層状性降水域に見られるようなものであることから、図 4.17a, b の場合でも層状性降水に伴う加熱分布が表れていたものと考えられる。この時、降水帯から寒冷渦への流れが強まっている様子が見られる。

8 月 30 日 12UTC には、クラスター 4 におけるレーダー反射強度の局所的な分布が規格化距離 0.5～1.0 で広範な分布に変化し、熱帯低気圧構造が衰退している様子と降水領域が繋がっている様子を示唆している（図 4.18a）。規格化距離 0.5～1.0 における KLS のレーダー反射強度の分布は、図 4.15b に示されているように日本への接近による降水分布の偏りを反映している。KLS では規格化距離 0.6～1.0 の 900～300 hPa で降水域に対応するように潜熱加熱が広がっている。一方、クラスター 5 では実際の台風－寒冷渦距離がクラスター 4 や KLS

よりも遠いため、熱帯低気圧構造が維持されているという特徴を反映して、規格化距離 0.9 でレーダー反射強度が高いという特徴が見られる。CPS 解析でクラスター5 が熱帯低気圧構造を維持していたことは鉛直断面図から見ても明らかであり、矛盾しない。降水帯から寒冷渦へ向かう断面に平行な流れは、クラスター4 および KLS においても 8 月 29 日 00UTC や 8 月 30 日 00UTC と同様に存在していた。降水帯に伴う上昇流は、クラスター4 では明瞭でなくなり台風と寒冷渦との間で広範囲に分布し、KLS でも同様の分布に変化する様子が見られた。クラスター5 では降水帯に伴う上昇流と台風に伴う上昇流は別々にみられるが、これまでと比べて弱化しているように見える。

これまで示してきた降水や風の流れと関連する PV の分布を調べるために、図 4.16~4.18 の下段 (g~i) に PV の鉛直断面を示す。8 月 29 日 00UTC では、台風に伴う高 PV が規格化距離 1.0 の位置で見られる (図 4.16g~i)。この高 PV 領域の外側 (規格化距離 0.9) では強い反射率と強い鉛直風が分布している。規格化距離 0.8 付近における 150 hPa 付近の負の PV と、その周辺の 1 PVU 以下の低 PV は、強い鉛直風の分布と熱帯低気圧の上層発散に伴う高気圧性循環に関連していると考えられる。さらに、規格化距離 0.5 における 400~500 hPa にも局所的な負の PV があり、これは降水帯に伴う上昇流や潜熱加熱に関連していると考えられる。クラスター4 では、この負の PV の真下に、1 PVU の領域が寒冷渦から伸びており、各クラスターを比較すると負の PV の大きさと関連しているように見える。

8 月 30 日 00UTC には、150 hPa で規格化距離 0.8 の位置で負の PV のパターンが変化した (第 4.17 図 g~i)。クラスター4 では台風に伴う潜熱加熱域が水平に広がり負の PV が広く分布した (第 4.17 図 g)。また、2016 年 8 月 29 日 00UTC で見られた降水帯に伴う負の PV 領域は、規格化距離 0.6 の 500 hPa 以下に分布し、降水帯の弱化を反映している。一方、KLS やクラスター5 に向かうにつれて負の PV は徐々に弱まった。図 4.14 によると、この時の KLS とクラスター5 の鉛直断面は降水帯の端を捉えていたため、負の PV は規格化距離 0.5 では現れなかった (図 4.17h, i)。クラスター4 では、規格化距離 0.4 における 500 hPa まで垂れ下がっている細長いフィラメント状の 2 PVU の領域が見られた。この領域は北畠・津口 (2020) で指摘された対流圏界面の折れ込みに対応する。本研究では、対流圏界面の折れ込みに相当する、寒冷渦下部から伸びるフィラメント状の PV 構造を PV フィラメントと定義する。PV フィラメントはクラスター4 で明瞭に見られ、KLS でも規格化距離 0.4 における 500 hPa で類似する構造が見られた。しかしながらクラスター5 ではこのような構造は見られなかった。

8 月 30 日 12UTC では、熱帯低気圧構造を維持したクラスター5 で、規格化距離 0.8 における 150 hPa に位置する低 PV と負の PV が見られ、KLS でも同様の分布が見られた。以前の解析時刻と同様に、台風の上層発散にともなう高気圧性循環により形成された PV 構造であると考えられる。一方、クラスター4 の低 PV は上層で分離した。これらは台風に関連する規格化距離 0.8~1.0 の低 PV と、降水帯に関連する規格化距離 0.4~0.7 の低 PV であると考えられる。また、クラスター4 では対流圏中層から下層 (400~800 hPa) において、規格

化距離 0.4 と 0.7 の 2 PVU の空気塊が接近している。これは北畠・津口（2020）が指摘した台風と寒冷渦との間で鉛直方向に PV が結合する様子を示していると考えられる。KLS やクラスター5ではこのような特徴は見られず、台風—寒冷渦距離が近くなったことによって見られた特徴であることを示唆している。

本節で示したように、降水帯に伴う PV と潜熱加熱は関連していると考えられる。特に、図 4.17g において、規格化距離 0.4 における 600 hPa で見られる PV フィラメントは、図 4.18g で示されるような台風の PV と寒冷渦下部の PV の結合が起こった前兆現象として寄与したと考えられる。次節では、この PV フィラメントの形成メカニズムについて、特に降水帯との関係に注目して解析する。

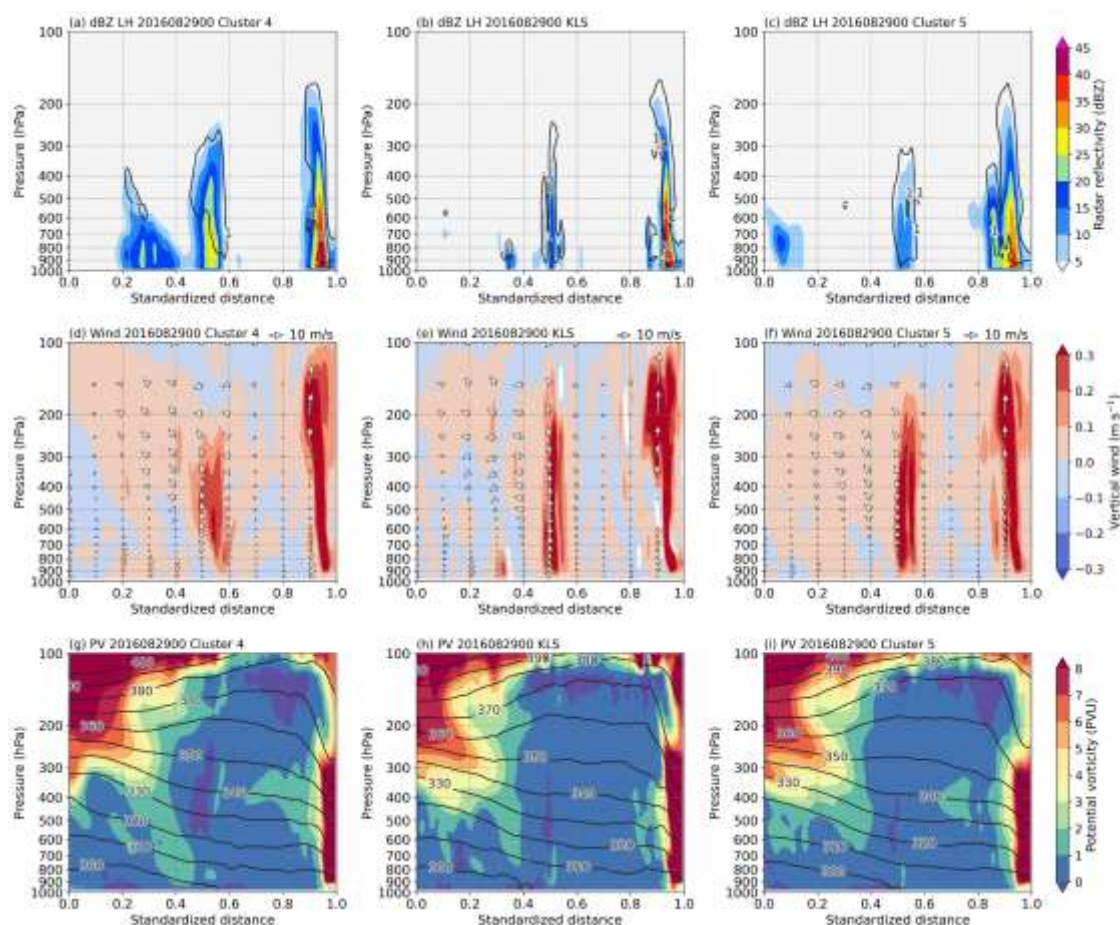


図 4.16. 2016 年 8 月 29 日 00UTC における、(上段) レーダー反射強度（陰影、dBZ）と微物理過程による潜熱加熱（ 1K h^{-1} 以上、等値線）、(中段) 鉛直風速（陰影、 m s^{-1} ）と断面に平行な流れ、(下段) PV（陰影、PVU）と温位（等値線、K）についての台風と寒冷渦中心間の鉛直断面図。(a, d, g) クラスター4、(b, e, h) KLS、および (c, f, i) クラスター5である。寒冷渦中心は 0、台風中心は 1.0 に位置する。

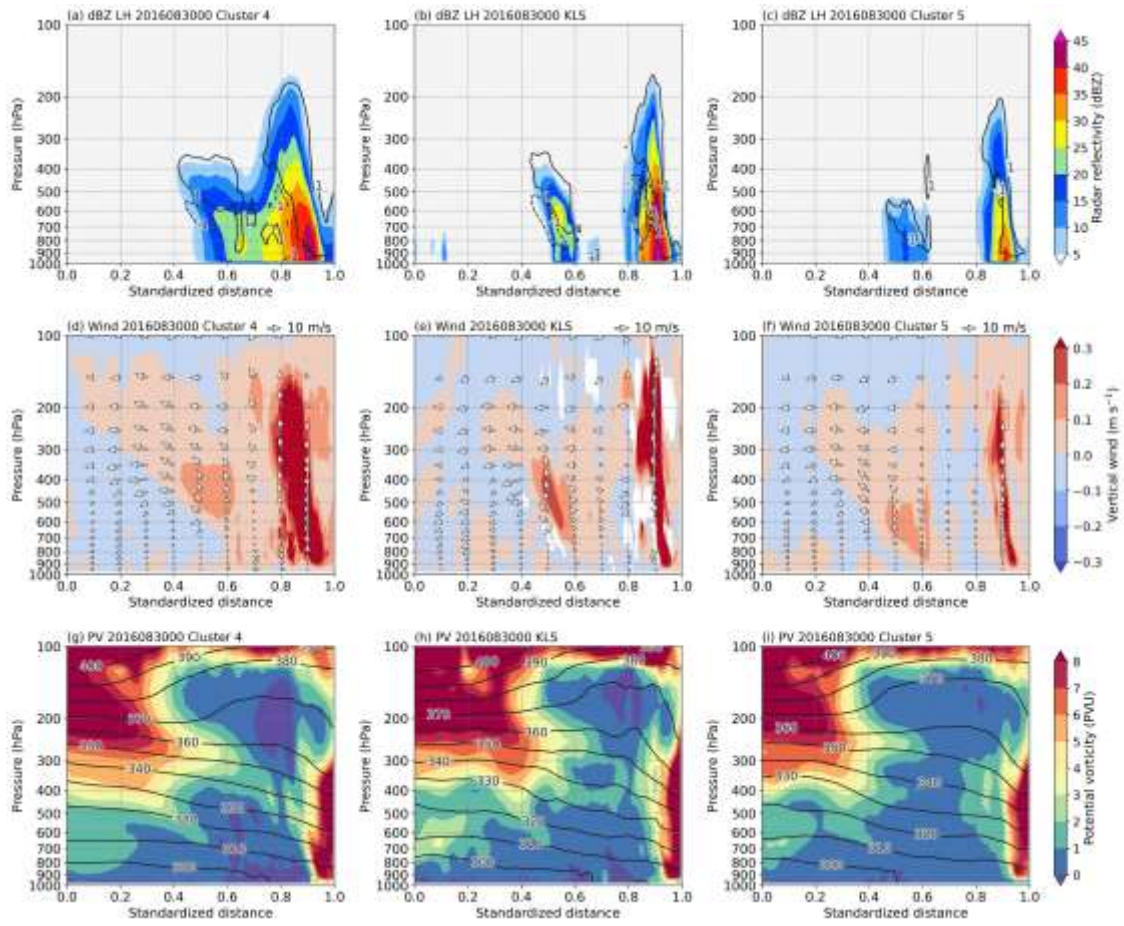


図 4.17. 図 4.16 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。

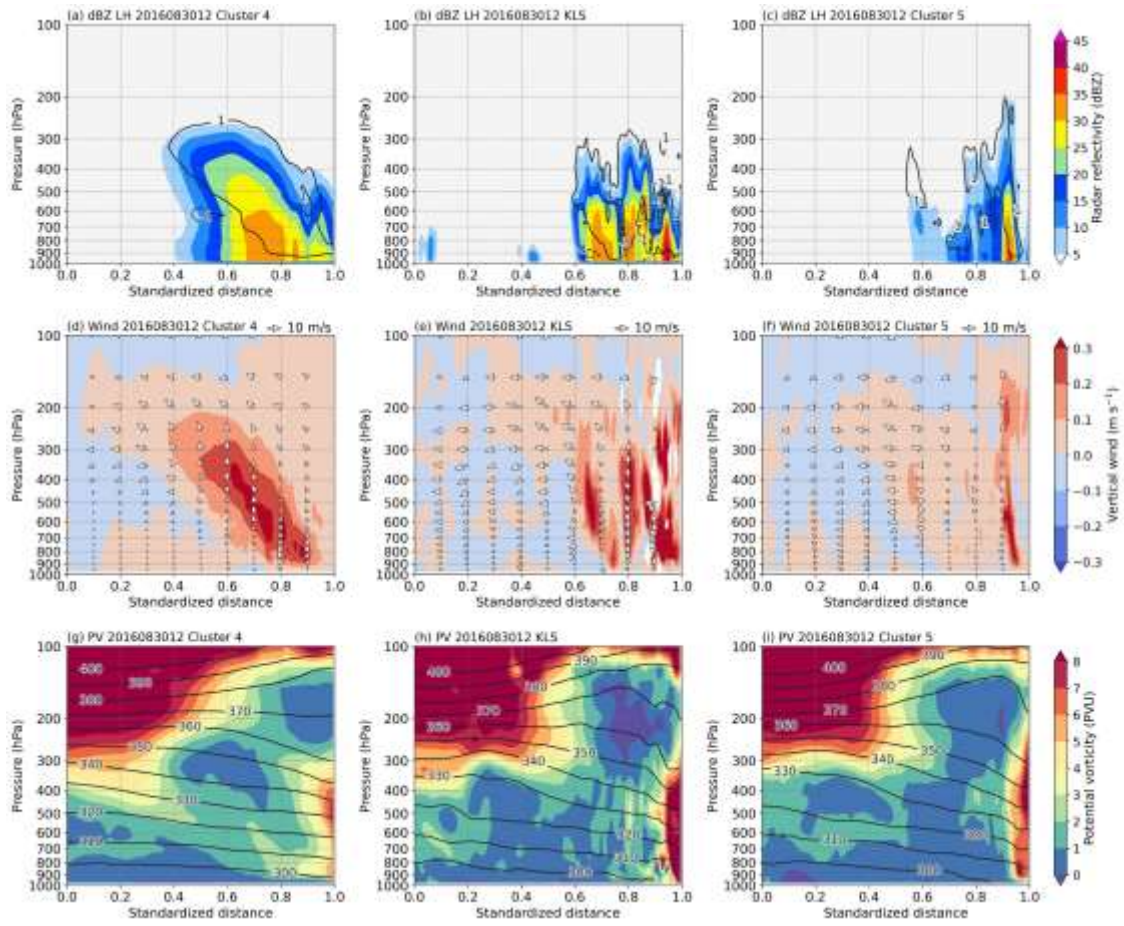


図 4.18. 図 4.16 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。

4.6 渦位フィラメント形成における潜熱の役割

寒冷渦底部から伸びる PV フィラメントの生成に降水帯がどのように影響するかを調査するために、PV 傾向 (potential vorticity tendency; PVT) を解析し、各項評価を行った。PVT は PV 方程式から、以下のように与えられる (Wu and Wang 2000; Chan et al. 2002)。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} - g \left(\zeta_a \frac{\partial H}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} \right) - F \quad (11)$$

ここで、 q は第 3 章と同様に p 座標系におけるエルテル PV であり、 ω は鉛直 p 速度、 ζ_a は絶対渦度、 H は潜熱加熱である。式 (11) の右辺の第 1 項、第 2 項、第 3 項をそれぞれ、

$$\text{HADV} = -\mathbf{V} \cdot \nabla q \quad (12)$$

$$\text{VADV} = -\omega \frac{\partial q}{\partial p} \quad (13)$$

$$\text{DIAB} = -g \left(\zeta_a \frac{\partial H}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad (14)$$

と定義した。HADV は PV の水平移流、VADV は PV の鉛直移流、DIAB は潜熱加熱によって生成された PV を表す。放射と拡散の効果は残差項として、第 4 項の摩擦項に含まれるものの、本章では自由対流圏に焦点を当てるため、第 4 項は無視した。ここで DIAB は潜熱加熱率 H の鉛直勾配に比例する。ある気圧面の上方に正、下方に負というような H が分布するとき、ある気圧面における $\partial H / \partial p$ は負となり、 $-g$ を乗じることで DIAB は正となる。また、加熱の極大の上下においては、極大の上で正の DIAB (PV 消滅)、下で負の DIAB (PV 生成) のダイポール分布となる。このダイポール分布によって既存の PV 場が改変されることを本研究では PV の再配置と呼称する。

式 (11) の左辺は解析対象となる時刻の前後 1 時間のデータから作成し、右辺の各項は解析対象となる時刻のデータから算出した。ここで、PVT と右辺の各項の和は、一致しないことに注意されたい。この理由として、左辺は 2 時間の平均値を示すのに対し、右辺は瞬間的な値であるため高周波数成分が残ることで右辺の値が大きくなり、値に差が生じたと考えられる。確認のため、計算出力の時間間隔を 10 分に設定した出力データを用いて左辺と右辺を計算し、比較を行ったところ、1 時間出力データで得られた左辺と右辺の差は、10 分出力データよりも大きな値となっており、図 4.19 に示される領域で平均した値で約 3 倍大きかった。時間解像度を上げることで、左辺と右辺の差は小さくなる一方で、HADV の PVT への寄与が目立ち、VADV や DIAB といった項の寄与が小さくなるという問題も確認された。本研究では、DIAB が PV フィラメント形成に与える影響を調査することを目的としている。そのため、収支が完全に 0 になることは必須ではなく、PVT と式 (11) 右辺の各項を比較することで得られる定性的なメカニズムの議論で十分であると判断し、1 時間出力のデータを用いて解析を行った。

図 4.19 は、8 月 29 日 00UTC における式 (12) から (14) についての台風と寒冷渦の中心間の鉛直断面図を示している。また、8 月 29 日 01UTC の PV から 28 日 23UTC の PV を差し引いて計算した PVT (式 11 の左辺) も示している。図 4.19a~c は、8 月 29 日 00UTC における 1.5 PVU 等値線を示しており、相対湿度が 30%未満の乾燥領域がハッチで示されている。クラスター4、KLS、クラスター5 では、規格化距離 0 から 0.6 における 400 hPa よりも上層で乾燥域が見えている。1.5 PVU 等値線は乾燥域とよく対応しているように見え、これはすべてのクラスターで同様に確認できる。寒冷渦に伴う PVT の分布は、クラスター5の方がクラスター4よりも正の値が顕著であり、これはクラスター5の寒冷渦の中心高度がクラスター4の寒冷渦の中心高度よりも低かったことを裏付けている (図 4.4)。

クラスター4、KLS およびクラスター5の HADV は、VADV や DIAB と比較して大きな値であり、PVT を説明する主な要因であると考えられる。また規格化距離が 0.2 から 0.6 までの範囲で広く分布している水平移流によって寒冷渦の強度が強くなったことを示唆している。VADV の分布の違いは、PV の鉛直分布と鉛直流の分布に関連しており、図 4.16 で示された負の PV 領域の下層から鉛直上向きに鉛直流が PV を輸送したため図 4.19g-i で正の分布が見られる。DIAB の分布もすべてのクラスターで類似しており、降水帯の鉛直分布に従っている。DIAB の鉛直分布は、図 4.16a-c に示された潜熱加熱の鉛直勾配に対応しており、正負のダイポールの様相を示している。このような DIAB のダイポール構造が、式(11)に基づき、PVT に対して PV の消滅と生成という役割をし、既存の PV 場を再配置することに寄与している。PVT に見られる負の領域には DIAB による PV 消滅の効果が反映されている。8 月 29 日 00UTC では潜熱加熱、台風—寒冷渦距離はどのクラスターでもほとんど差がないため、PVT や各項の分布にクラスター間で同様の説明ができると考えられる。

8 月 30 日 00UTC において、クラスター毎に差異が現れ始める。500 hPa における規格化距離 0.5 で全クラスターの 1.5PVU 等値線 (図 4.20a-c) は、24 時間 (8 月 29 日 00UTC から 8 月 30 日 00UTC) で下方向にシフトしているように見える。また、400 hPa 付近の乾燥域の大きさは規格化距離 0.4~0.5 において、クラスター5と比較してクラスター4と KLS では減少している。降水域から寒冷渦に向かう流れ (図 4.17) を考慮すると、この流れにより降水域に伴う湿った空気が寒冷渦の下層 (400 hPa で規格化距離 0.4 付近) に移動し、寒冷渦の空気塊に影響を与えていると考えられる。1.5 PVU 等値線と乾燥域の大きさの違いは、降水活動の強度と分布の違いによるものであると考えられる。PVT が正の領域は、1.5 PVU 等値線の上側で規格化距離 0.4 に存在している (図 4.20a~c)。寒冷渦の発達と正の PVT は関連していると考えられる。HADV は PVT に最も大きく寄与しており (図 4.20d-e)、PVT と似た分布を示している。クラスター4や KLS の VADV はクラスター5よりも大きい (図 4.20g-i)。クラスター4と KLS において、600 hPa 付近の規格化距離 0.5 で見られる 1.5 PVU 等値線付近で観察された DIAB は正であり、クラスター5における DIAB よりも大きい。図 4.17g, h で示した PV フィラメントは、図 4.20j, k における規格化距離 0.5 の 600 hPa 付近で 1.5 PVU の等値線として明瞭に確認できる。PV フィラメント領域と正の DIAB 領域が一致

していることから、PV フィラメント形成に DIAB が寄与していると考えられる。クラスター4 と KLS では、400 hPa の規格化距離 0.4~0.6 から潜熱加熱域が伸びていたことを思い出すと（図 4.17a, b）、図 4.20j, k に示されている DIAB の分布は、潜熱加熱の正負が入れ替わる、規格化距離 0.5 の 500 hPa の上下で負と正の分布となっている。正の DIAB は PV フィラメント領域で PV を増加させ、負の DIAB はフィラメント上空で PV を減少させて PV のへこんだ領域を形成したと考えられる。DIAB は PV を明らかに再配置しており、PV の再配置を通して寒冷渦下部における PV フィラメントの形成に寄与したと考えられる。

8 月 30 日 12UTC において、クラスター4 では台風と寒冷渦の 1.5 PVU 等値線がつながり、渦の合併が見られた（図 4.21a）。このプロセスは KLS とクラスター5 では見られない（図 4.21b, c）。また、この時刻における台風と寒冷渦との間の実距離は、それぞれクラスター4 で 912.3 km、KLS で 1,360.9 km、クラスター5 で 1,755.2 km である。クラスター4 では正の PV 傾向が台風と寒冷渦の間に広く分布しており、この分布が、北畠・津口（2020）が述べたような、地上の低気圧が総観規模の低気圧として強化したということにつながっていると考えられる。クラスター4 では、HADV は規格化距離 0.5~0.8 の 300 hPa や 1.5 PVU の合併領域で正である（図 4.21d）のに対し、KLS やクラスター5 では顕著な正の HADV は見られない（図 4.21e, f）。この結果は、上述した PV の合併が（図 4.21j）が、8 月 30 日 00UTC に発生した PV フィラメント（図 4.20j）によって引き起こされたことを示唆している。VADV は規格化距離 0.5~0.8 の 300 hPa では負であり、規格化距離 0.7~0.9 では 500 hPa 以下で正であることを示している（図 4.21g）。後者の VADV が正の領域は図 4.16g における規格化距離 0.8 の 800 hPa 付近で見られる 2 PVU の空気塊が上方へ輸送されたことを示している。8 月 30 日 00UTC から転じて、DIAB は規格化距離 0.6~1.0 の 600 hPa 以下に負の値で分布している。この負の DIAB の形成がどのように起こったか、DIAB を構成する 3 つの項（式 14 の第 1 項~3 項）を比較して調べた。式（14）の第 1 項と第 3 項は正であったが、式（14）の第 2 項が負であったため、全体として、 $\partial u/\partial p$ と $\partial H/\partial y$ の積によって負の DIAB が形成されていた。図 4.15a から、断面を作成した領域では $\partial H/\partial y$ は正であり、 $\partial u/\partial p$ は負であることが推察される。

さらに、台風—寒冷渦距離と DIAB の寄与を調べるために、図 4.19~21 の最下段パネルに示した緑色の枠で平均した 8 月 29 日 00UTC から 8 月 30 日 12UTC までの DIAB の時間変化を図 4.22 に示す。8 月 29 日 15UTC まで、DIAB はクラスター4 の方がクラスター5 よりも大きく、どちらも値は徐々に増加していた。KLS の DIAB も増加傾向であり、8 月 29 日 15UTC にピークとなった。クラスター4 の DIAB は、8 月 29 日 06UTC に正となり、8 月 29 日 12UTC にピークを迎え、8 月 29 日 18UTC に負に転じたが、8 月 30 日 00UTC に再び正に転じた。8 月 30 日 03UTC 以降、DIAB は減少し、8 月 30 日 09UTC 以降は負になった。KLS の DIAB はピーク以降減少し 8 月 30 日 09UTC に負となった。クラスター5 の DIAB 値は増加し続け、8 月 30 日 06UTC に正へ転じた。DIAB による効果は、すべてのクラスター間で距離に関連していることが示されており、距離が短いとクラスター4 のように平均して

みても正の寄与として現れる。これらの結果は、今回のシミュレーションにおけるクラスター4、すなわち台風－寒冷渦距離が短い場合において、潜熱加熱によって生成された PV が寒冷渦下部の PV 分布を効果的に再配置することを示唆していると考えられる。

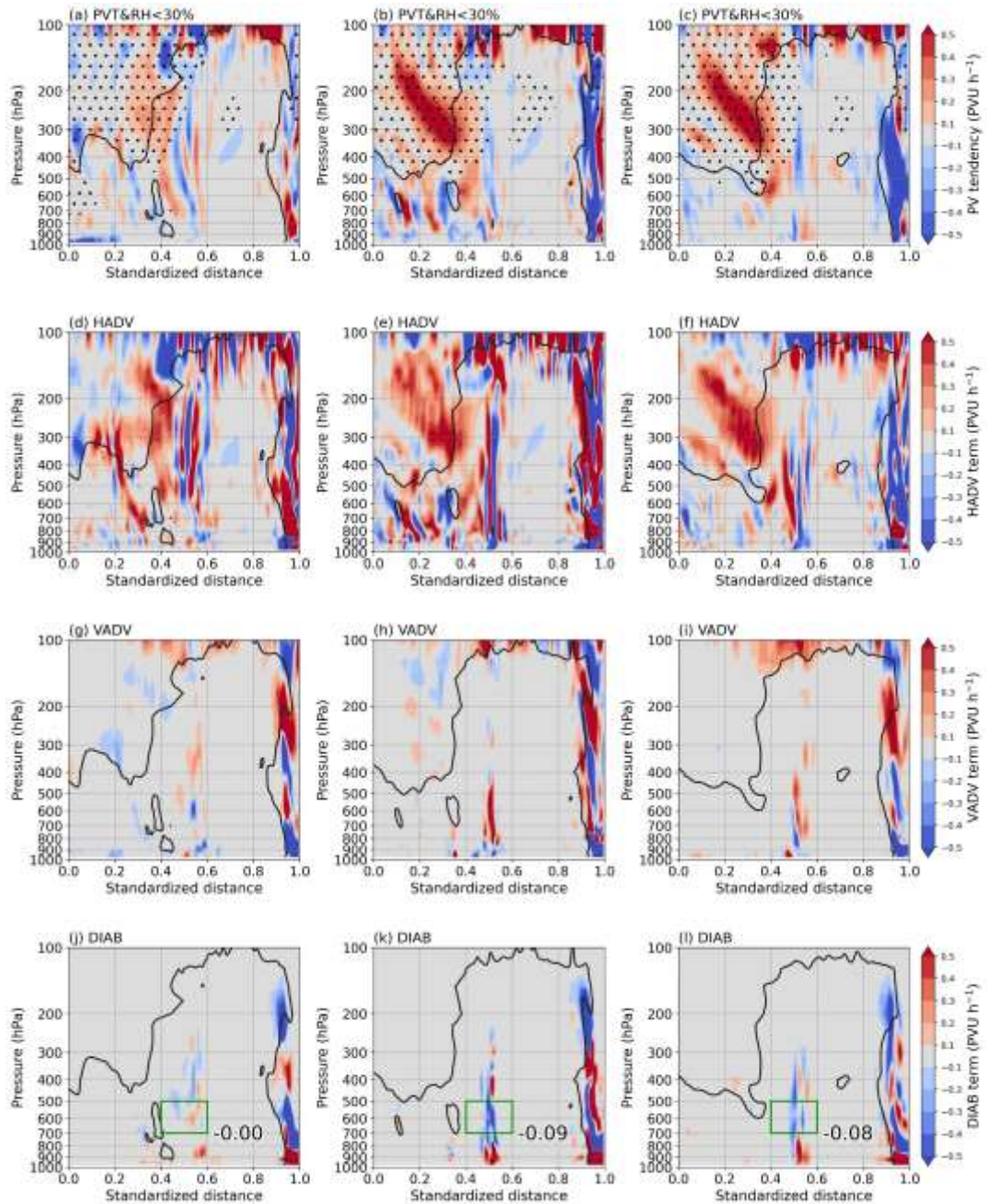


図 4.19. (a~c) 2016 年 8 月 29 日 00UTC における PVT (陰影、PVU) と乾燥域 (相対湿度が 30%以下、ハッチ領域) の鉛直断面。(d-f) PV の水平移流項 (陰影、PVU h⁻¹)、(g-i) PV の鉛直移流項 (陰影、PVU h⁻¹)、および (j-l) 潜熱加熱によって生成された PV (陰影、PVU h⁻¹) が示されている。黒色の等値線は、2016 年 8 月 29 日 00UTC における PV (1.5 PVU) を示している。(a, d, g, j) クラスター4、(b, e, h, k) KLS、(c, f, i, j) クラスター5が示されている。緑色の箱型領域の右下に示された値は、各パネルに示された変数の緑色領域の平均値を示す。横軸は規格化距離であり、寒冷渦中心は 0、台風中心は 1.0 に位置する。

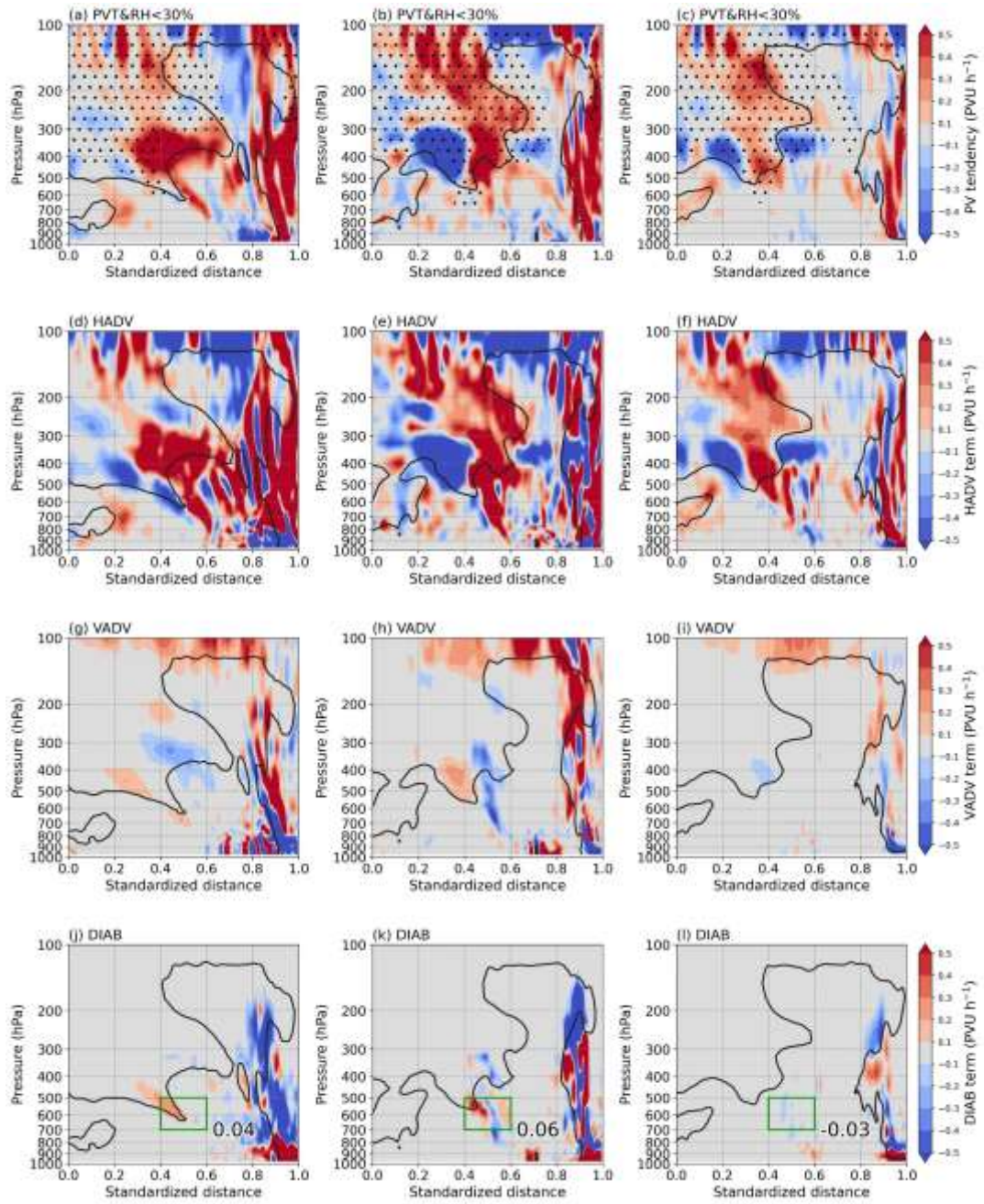


図 4.20. 図 4.19 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 00UTC のものを示す。

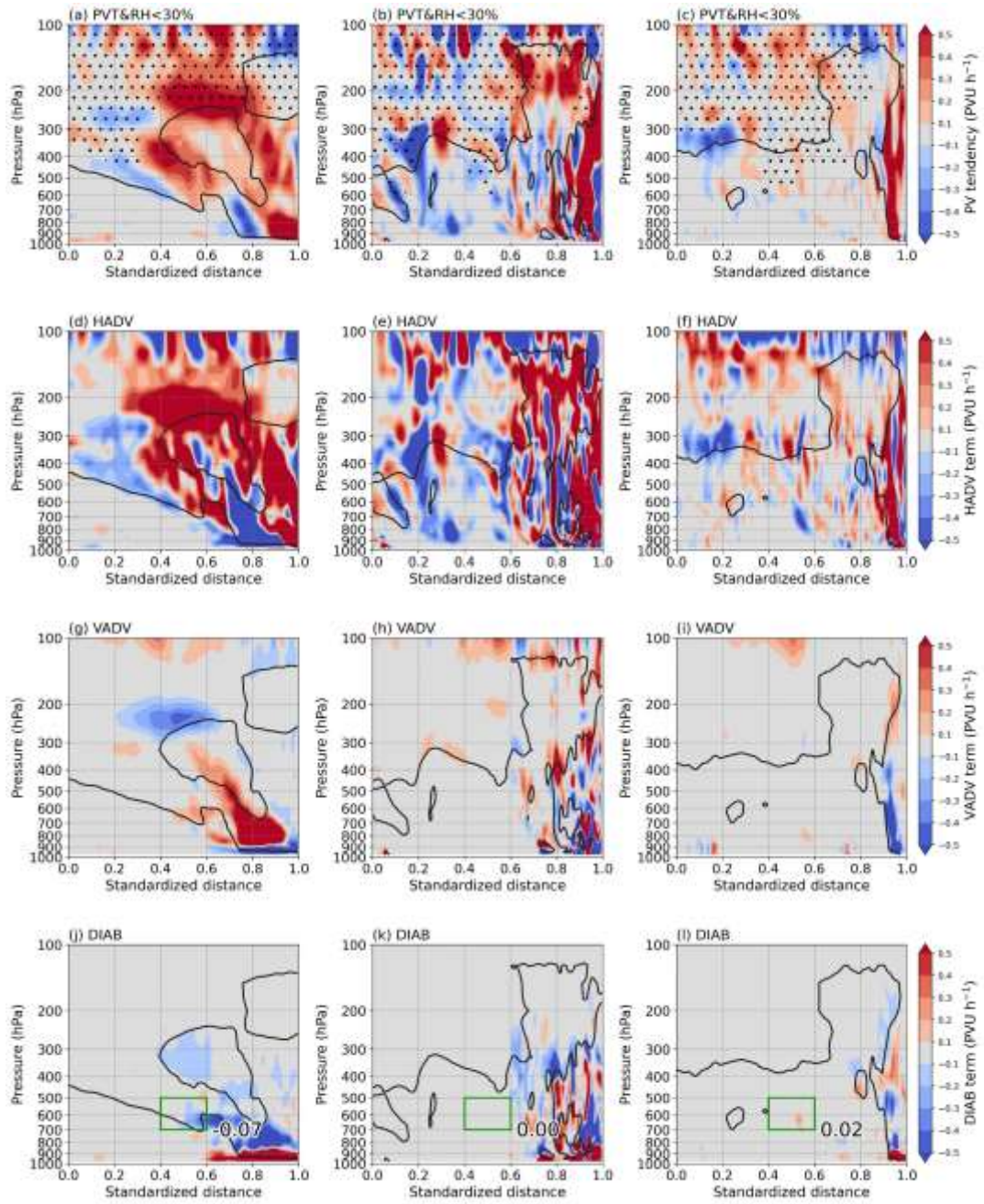


図 4.21. 図 4.19 と同じ。ただし 2016 年 8 月 30 日 12UTC のものを示す。

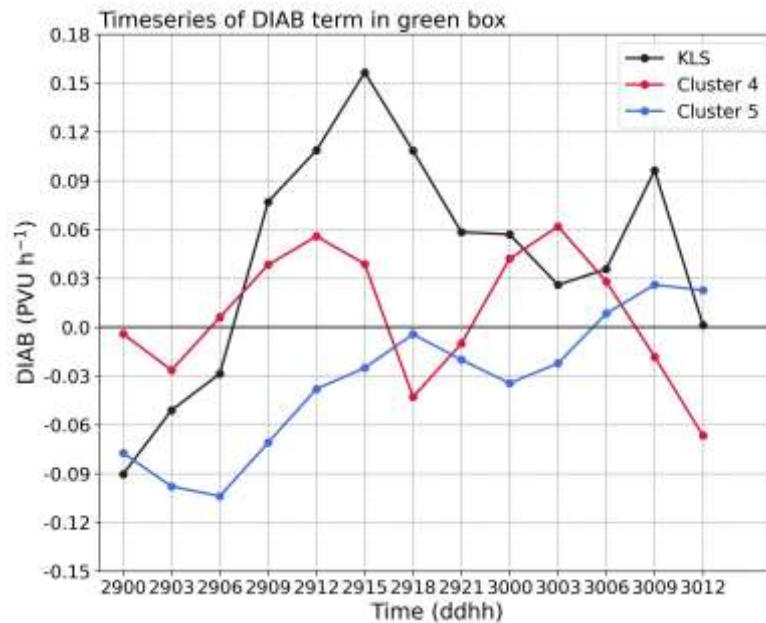


図 4.22. 2016 年 8 月 29 日 00UTC から 2016 年 8 月 30 日 12UTC までの緑色領域で平均した DIAB の時系列。黒線、赤線、青線はそれぞれ KLS、クラスター4、クラスター5 における DIAB を示す。

4.8 まとめと考察

先行研究から、寒冷渦の発達メカニズムはエネルギー論的観点と PV 的観点の両方から説明できることが示されてきた。エネルギー論的観点では、上層の傾圧的な波と偏西風ジェット気流との相互作用によって切離が説明されている (Keyser and Shapiro 1982; Gan and Piva 2016)。PV の観点では、寒冷渦の中心付近の水平シアによる PV の収束が、寒冷渦に伴う水平 PV 分布を歪め、切離に重要であることが述べられている (Bell and Keyser 1993)。このような観点是对流圏上層での空気塊の移動に関連しており、本研究では、対流圏界面の折れ込み、すなわち PV フィラメントの形成に対流圏中層での潜熱加熱が果たす役割の重要性を強調している。

図 4.23 は、本研究で提案する PV フィラメント形成メカニズムをまとめた概略図である。PV フィラメント形成段階である 8 月 30 日 00UTC の状況を基に作成した。台風—寒冷渦の距離が短い場合、降水に伴う潜熱加熱が寒冷渦下部の PV に及ぼす影響はより強くなるが、この影響は台風—寒冷渦距離が中程度または長い場合にははっきりと見られなかった。したがって、潜熱加熱によって生成される PV は台風—寒冷渦距離に応じて、PV フィラメントを形成する役割を果たしていると考えられる。

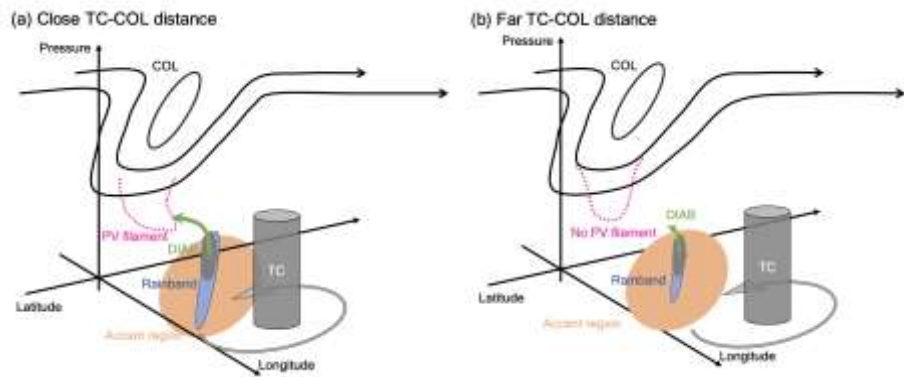


図 4.23. (a) 台風—寒冷渦距離が近い場合と、(b) 遠い場合における、台風—寒冷渦距離の違いによる降水強化と PV フィラメント形成の様子を示す。濃い灰色の円筒は台風、水色の円は下層の収束域を示す。緑色の矢印は降水帯から寒冷渦への流れを示し、濃い灰色の矢印は台風の循環を示す。ピンクの点線は PV フィラメントの有無を示す。

また、4.5 節では、Q ベクトルにより計算された力学的上昇流、下層前線形成、台風と寒冷渦間の下層収束の相乗効果が、降水帯の形成・維持に寄与することを示した。トラフによる降水強化は、Hirota et al. (2016) や Yokoyama et al. (2020) が述べた降水強化過程と一致する。対流圏下層の収束は、台風の循環と寒冷渦に伴う下層の低気圧性循環によって形成された。この収束は、台風—寒冷渦の距離が短いメンバーに広範囲なパターンを示し、潜熱加熱領域は広く分布し、台風—寒冷渦距離の中間地点における降水帯と台風に伴う降水域との合併をもたらした。一方で、台風—寒冷渦距離が長くなった場合には、この過程は起こらなかった。下層収束による上昇流は、DIAB の効果を寒冷渦下部に移動させることに寄与した。

PV フィラメントは、台風—寒冷渦距離が長くなった場合には現れず、距離が短くなった場合にははっきりと現れた。PVT の各項評価の解析によると、DIAB による PV の再配置の過程を通じて PV フィラメントが形成されたと考えられる。PV フィラメントは、台風と寒冷渦に関連する鉛直 PV 結合を促進した役割をしたと考えられる。本研究は、台風—寒冷渦距離に応じて、潜熱加熱が PV フィラメント形成に寄与し、PV フィラメントができたことで PV が鉛直方向に重なる構造変化につながったことを示した。

4.8 結論

2016 年台風 10 号を対象に、寒冷渦が台風の構造変化に与える影響と、寒冷渦下部から伸びる PV のフィラメント構造の形成における潜熱加熱の役割を調査することを目的として、台風－寒冷渦距離に注目して調査した。WRF モデルを用いて、2016 年の台風 Lionrock を対象に 50 の物理アンサンブルシミュレーションを実施した。動的時間伸縮法によるクラスタリングを用いて、台風経路の特徴に基づき 8 つのクラスターに分類した。さらに日本列島に上陸したクラスターのうち、台風－寒冷渦距離が最も短いクラスターと最も長いクラスターの 2 つを選択し、距離による構造変化の違いを比較した。

寒冷渦に近いクラスターの台風では寒冷渦の影響を強く受けるため、寒冷渦から遠いクラスターと比較して早く温帯低気圧化した。遠いクラスターでは熱帯低気圧構造を維持したままであった。また、寒冷渦に近いクラスターでは寒冷渦と台風の PV が鉛直方向に繋がり、温低化に伴う台風の構造を等価順圧的な構造に変化させた。この構造変化が、寒冷渦に近いクラスターで Lionrock の温低後の再発達を阻害したと考えられる。

台風と寒冷渦との間に見られた降水帯は全てのアンサンブルメンバーで再現された。Q ベクトル形式の準地衡 ω 方程式を解くことで得られる力学的上昇流が存在する場で、対流圏下層の台風と寒冷渦それぞれに伴う低気圧性循環が収束し、前線強化に寄与することで、降水帯を維持・強化する役割を果たした。さらに、PV 方程式の各項評価を行うことで、寒冷渦下部から伸びる PV のフィラメント構造の形成要因を調査した。

PV の時間差分で表現される PV 傾向には主に水平移流が寄与していた。降水帯による潜熱加熱が PV フィラメント形成に与える影響は、非断熱的に生成された上下に負と正のダイポール分布をもつ PV に注目することで評価した。PV フィラメント構造が見られた時刻において、潜熱加熱によって生成された PV が、PV の水平移流の効果と比較して同程度の大きさを持ち、フィラメント構造の形成に寄与したことが考えられる。潜熱加熱により生成された PV は寒冷渦下部で寒冷渦の既存の PV を再配置することで、PV のフィラメント構造を形成する役割を果たしたと考えられる。PV のフィラメント構造は、台風と寒冷渦が近い場合により顕著に現れ、台風と寒冷渦との間の距離が遠い場合には現れないことが分かった。本研究は PV フィラメント形成メカニズムの調査を通して、寒冷渦の構造を変化させる過程として新たに対流圏中層での潜熱加熱による影響を提案した。

第5章 まとめと考察

本研究では、2021 年台風 8 号 Nepartak のハイブリッド構造の維持および経路変化に対する寒冷渦の影響と Nepartak に伴う潜熱加熱の経路への役割、ならびに 2016 年台風 10 号の温帯低気圧化過程における寒冷渦が台風の構造変化に与える影響と台風の温低化時に見られた寒冷渦下部から伸びるフィラメント状の PV 構造の生成要因を調査し、寒冷渦の影響下にある台風の構造・経路変化過程に関する理解を深めた。本章では、第 3 章と第 4 章の結果をそれぞれまとめ、経路変化および台風の構造変化に対する潜熱加熱の重要性を考察する。また、本研究で得られた知見の共通点や相違点について論じることによって一般性を議論する。

5.1 まとめ

第 3 章では、2021 年 7 月に WNP で発生した台風 8 号 Nepartak について、その構造および経路に対する寒冷渦の影響を詳細に調査した。この結果、台風 Nepartak は対流圏上層に寒気核、下層に暖気核を有するハイブリッド構造を示し、寒冷渦からの乾燥した寒気流入によってこの構造が維持され、典型的な熱帯低気圧としての発達が抑制されていたことが明らかにになった。

さらに、寒冷渦の影響によって Nepartak は急激に北向きに経路を変更した。PV 傾向の波数 1 成分を解析したところ、潜熱加熱による PV 生成の成分が PV の移流成分に相反し、台風の移動を一時的に停止させ、移流による移動の効果を抑制する役割を果たしたことが示された。その後、寒冷渦との重なりにより移流成分が強化され北進が促された。以上の解析から、Nepartak が寒冷渦に接近したことで、Nepartak と寒冷渦が上下に重なる鉛直 2 層構造の PV 分布が形成され、これが台風の経路変化に重要な影響を与えたことが分かった。

したがって、Nepartak は寒冷渦の影響によって熱帯低気圧としての発達が抑制され、ハイブリッド低気圧としての構造を維持しながら、急激な北向きの経路変更を起こしたことが示された。また、寒冷渦の影響下において潜熱加熱が Nepartak の PV 分布に影響を及ぼし、経路変化を決める重要な役割を果たしていたことも明らかとなった。

第 4 章では、2016 年台風 10 号 Lionrock の温帯低気圧化過程における構造変化と、その過程で見られた、Lionrock と寒冷渦が重なり合う現象に寄与したと考えられる、寒冷渦下部から伸びる PV フィラメントの形成メカニズムを調査した。特に、台風と寒冷渦との距離（台風—寒冷渦距離）に注目するため、物理アンサンブル実験を実施し、アンサンブルメンバーを経路に基づいてクラスタリングした。その結果、台風—寒冷渦距離が最も近いクラスター 4 と最も遠いクラスター 5 を選定し、両者を比較した。

まず、再現された台風の構造変化を CPS で調査したところ、クラスター 4 では構造変化が速まる特徴が見られた一方、クラスター 5 ではその特徴が見られず、熱帯低気圧構造を維

持し続けていたことが示された。さらに、台風と寒冷渦との間に生じた降水帯の特徴をクラスター4 とクラスター5 で比較した。

降水帯は、力学的上昇流場における対流圏下層の水平風収束が前線形成に寄与したことで強化・維持され、降水分布や強度が台風と寒冷渦との間の距離に応じて変化することが明らかになった。また、降水帯から寒冷渦下部に向かう流れパターンにより、潜熱加熱によって生成された PV が寒冷渦下部の PV を再配置したことが示唆された。この PV の再配置によって PV フィラメントが形成され、台風－寒冷渦距離が近い場合でのみ見られることが明らかになった。

5.2 経路変化に対する潜熱加熱の役割について

本研究では、潜熱加熱が台風の経路変化、特に北向きへの急激な経路変化において重要な役割を果たしていたことを示した。Nepartak の事例では、潜熱加熱が台風内部の PV 分布に影響を与え、台風の南東側で潜熱により PV が生成された結果、台風の移動が一時的に抑制され、台風の経路が変更された。具体的には、潜熱により生成された PV が南東向きの移動効果を示し、その効果が PV の移流成分による北西向きの移動効果を抑制した。これにより Nepartak の進行速度が減少し、Nepartak は寒冷渦の影響をより受けやすい状態となったことが示された。

この結果は潜熱加熱が低気圧の経路に与える影響を理解する上で重要である。Ito et al. (2020) は台風の移動についてのレビューを行い、潜熱加熱の重要性を述べた。また、Ito et al. (2023) は3次元藤原効果についての研究の中で、非断熱加熱の非軸対称性が台風の経路変化に寄与していることを示した。これらの結果は本研究の結果を支持するものであり、台風経路を考えるうえで潜熱加熱は重要な要素であることを裏付けている。第3章で確認された潜熱加熱の非軸対称分布が Nepartak の経路に関与していたことは彼らの主張と矛盾しない。先行研究では低気圧単体の経路を見ることが多かったが、本研究では寒冷渦の影響下にある低気圧に対しても潜熱加熱が経路変化に寄与していたことを示した。

さらに、本研究で新しく分かった点として、台風と寒冷渦との間に形成された PV の鉛直2層構造が低気圧の経路に影響を与えたことが挙げられる。この構造において、潜熱加熱は対流圏下層の PV を生成することに寄与していた。PV の鉛直2層構造が形成されることで寒冷渦と Nepartak が一体となって北上した。本研究は先行研究で説明されてきた指向流による移動メカニズム (Wu and Wang 2000; Chan et al. 2002; 吉野他 2017; Ma et al. 2022) や、モンスーンジャイアとの位置関係 (Liang and Wu 2015; Ge et al. 2018) による北向きの経路変化の説明とは異なる経路変化メカニズムを提案した。PV の鉛直2層構造が形成されることで、寒冷渦に関連する対流圏上層での PV 移流や Nepartak に関連する対流圏下層での潜熱加熱による PV 生成の分布が変化することが経路変化に寄与したという新たなメカニズ

ムを示唆するものである。

また、第4章で実施された物理アンサンブルシミュレーションにおいて、3種類の物理スキームの組み合わせによって台風の経路がばらつくことが示された。経路についてクラスタリングを行ったにもかかわらず、クラスターを構成するメンバーが特定のスキームに偏ったことが示された。例えば、クラスター4では雲微物理スキームに偏りが、クラスター5では積雲対流スキームに偏りが見られた。これらのスキームは潜熱加熱に関連するものであり、スキームの偏りは経路変化に対する潜熱加熱の役割の重要性を示唆していると考えられる。本研究では言及していないものの、クラスターを構成するメンバーの物理スキームを精査し、潜熱加熱分布の違いが台風の構造や経路の変化にどのように寄与するかを今後さらに調べていく必要があると考える。

5.3 構造変化に対する潜熱加熱の役割について

寒冷渦の影響下にある台風は、Nepartakの事例ではハイブリッド低気圧への変化や寒冷渦との鉛直2層構造の形成、Lionrockの事例ではPVフィラメントの形成を介した寒冷渦との鉛直結合など、多様に構造変化することが示された。本研究では、寒冷渦の影響下にあったこれら2つの台風事例を解析することで、台風—寒冷渦距離が台風の構造変化にとって重要な要素の1つであることが分かった。台風—寒冷渦距離が両者の接近や結合、さらにPV分布の再配置のしやすさを決めるという点で重要である。また、寒冷渦との距離が近いほど台風は寒冷渦の力学的な影響を強く受けながら構造変化することが分かった。

また本研究が示唆する重要な点として、寒冷渦の存在と対流活動に伴うPV生成が低気圧構造の変化を論じる上で欠かせない要素であることが挙げられる。台風Nepartakでは、台風が寒冷渦に接近することでPVの鉛直2層構造が形成された。この鉛直2層構造は、寒冷渦に伴う対流圏上層のPVとNepartakに伴う対流圏下層の潜熱加熱によるPVによって形成されており、ハイブリッド構造の維持に寄与した。寒冷渦の影響によってNepartakの対流活動が抑制されたり、中心付近に寒冷渦に伴う寒気が渦巻き状に流入したりして、Nepartakは非軸対称的な潜熱加熱分布を持つ構造へと変化し、ハイブリッド構造が形成・維持されたことが分かった。Nepartakの解析はWNPにおけるハイブリッド低気圧の初めての解析であった。今後は過去の事例を探索して統計的に構造変化の特徴を議論する必要があると考える。また他の海盆におけるハイブリッド低気圧との特徴比較を通して、地域や季節ごとの特徴を整理することで、ハイブリッド低気圧をさらに理解することにつながると考える。

台風Lionrockの事例では、寒冷渦との距離が近い場合には、強化された降水帯から放出される潜熱加熱が生成するPVが、寒冷渦下部の既存のPVを再配置することでPVフィラメントの形成に寄与した。PVフィラメントは寒冷渦と台風との間のPVを結合させる役割を担い、台風の構造変化を促進させることに寄与した。距離が遠い場合には降水や潜熱加熱

の効果が限定的であったため PV の再配置や PV フィラメントの形成がほとんど見られなかった。

これまで台風から寒冷渦に対する作用として、台風の上層発散に伴う負の PV 移流によるリッジ強化過程 (Archambault 2013, 2015) や Tropopause lifting (Bosart and Lackmann 1995) が注視されてきた。またトラフに伴う降水との関連では、対流の強度によって降水に伴う潜熱加熱が生成する PV が対流圏上層で力学的対流圏界面を再配置することでリッジが強化され、トラフが深まる過程 (Portmann et al. 2018) が説明されてきた。トラフが深まるメカニズムとしても、対流圏上層における等温位面上の PV 移流 (北畠・津口 2020) が主なメカニズムである。本研究では、対流圏中層の潜熱加熱による PV 生成が、既存の PV の再配置することで寒冷渦下部の構造を変化させたことを示した。この結果は、従来の対流圏上層でのプロセスとは異なる、対流圏中層での潜熱加熱の重要性を示唆するものであると考えられる。将来的には、PV フィラメント形成のメカニズムを一般化するための統計的な研究も必要であり、フィラメント形成メカニズムを断熱的なプロセスと比較する必要がある。統計解析により、これは Lionrock の事例に特有の現象か、それとも寒冷渦の影響を受けるすべての温帯低気圧化事例に共通する現象かを明らかにしていく必要があると考える。

5.4 事例解析から得られた共通点

本研究では 2 つの事例解析から台風と寒冷渦との関係性を調査した。この節では本研究から得られた知見の共通した特徴と片方の事例のみで見られた特徴を整理する。Nepartak の場合も Lionrock の場合もどちらも台風—寒冷渦距離が近かったという点が最大の共通点である。そのため台風—寒冷渦距離の観点から共通点を整理する。

共通点として考えられるものは、寒冷渦から台風への影響は台風—寒冷渦距離に依存している点である。距離が近いほど寒冷渦が台風の経路変化に与える影響は大きくなり、特に寒冷渦へと台風を引き込む現象が見られた。一方で、距離が遠い場合にはそのような様子は見られず、寒冷渦の周りを反時計回りで移動する。また台風が引き込まれることで台風と寒冷渦は合併し、等価順圧的で鉛直方向に PV が重なる構造が形成された。このような構造になることで台風はハイブリッド構造や閉塞構造へと変化した。この特徴を CPS はよく捉えており、Nepartak と Lionrock のどちらの場合でも寒冷渦と合併した後は衰弱傾向にあったことが示された。

次に、片方の事例のみで見られた特徴について整理する。Nepartak の場合では、寒冷渦との間に鉛直 2 層構造が生じた際に寒冷渦による PV の水平移流の効果と潜熱加熱による PV 生成の効果が相反した結果、西進していた台風は減速し、その後北進へと変化した。Lionrock の場合は急な経路変化は見られなかった。これは Nepartak の水平スケールが Lionrock と比較すると小さかったため、寒冷渦の影響を受けやすかったことが原因であると推察する。ま

た Nepartak の場合は、寒冷渦は切離した状態であったため水平スケールが Lionrock の場合の寒冷渦よりも小さかった。つまり、台風の強度や大きさだけでなく、寒冷渦の水平スケールも台風の移動に重要な要素であることが示唆される。

さらに、Lionrock の場合では距離が近いクラスターで見られた PV フィラメントが、同様に距離が近かった Nepartak の場合には見られなかった。これは、対流圏中層での対流分布の違いによるものだと考えられる。Nepartak はハイブリッド構造であったため、対流が非軸対称な分布をしており、低気圧中心の東側に分布していた。また、寒冷渦によって対流活動が抑制されていたため Lionrock ほど活発でなかった。Lionrock の場合は降水帯が形成され、広く潜熱加熱が分布していたことが、差異を生んだ要因であると考えられる。

第6章 結論

本研究では、寒冷渦が熱帯低気圧の経路および構造変化に及ぼす影響を、台風と寒冷渦との距離（台風—寒冷渦距離）の観点から、特に潜熱加熱を通じたプロセスに着目して解析した。寒冷渦の周囲を反時計回りに移動する独特な経路を取った、2021 年台風 8 号 Nepartak と 2016 年台風 10 号 Lionrock の 2 つの事例を対象に詳細な解析を行い、以下の知見を得た。

まず、台風 Nepartak の解析では、西部北太平洋において初めてハイブリッド構造を持つ低気圧を調査した。Nepartak は寒冷渦の影響を強く受けたことで、対流圏下層で熱帯低気圧的な暖気核構造を持ち、対流圏上層で温帯低気圧的な寒気核構造を持つハイブリッド構造の低気圧として発達した。寒冷渦に伴う寒気が Nepartak の上空を覆うことで対流活動を抑制した。また対流圏上層から Nepartak の中心に向かって渦巻き状に寒気が流入することで、非軸対称的な潜熱加熱分布となり、ハイブリッド構造が強調された。

寒冷渦が台風に接近する際に形成された渦位（potential vorticity; PV）が鉛直方向に重なる 2 層構造が、台風の急激な経路変化を引き起こす要因となることを明らかにした。PV 傾向の観点から、潜熱加熱によって生成される PV の成分が PV 移流の成分を抑制し、一時的に台風の移動を抑制したことが明らかになった。これには非軸対称な潜熱加熱分布が寄与しており、ハイブリッド低気圧と寒冷渦の経路変化メカニズムとして新たに分かった点である。最終的には、寒冷渦による水平 PV 移流の成分が支配的となることで Nepartak が北向きへと移動した。台風の経路変化に対して寒冷渦が主な要因であることに加えて、潜熱加熱が台風の経路変化において重要な役割を担っていたことを明らかにした。

次に、台風 Lionrock に関する解析では台風—寒冷渦距離が台風の構造変化に大きく影響することを明らかにした。物理スキームを様々に変化させたアンサンブルシミュレーションを行い 50 の台風を作成したのち、台風—寒冷渦距離に基づいて 8 つのクラスターに分類した。日本列島に上陸したクラスターのうち、台風—寒冷渦距離が最も近いクラスターと遠いクラスターを選定し比較した。距離が近い場合、寒冷渦の影響を強く受けることで台風の構造変化は早くなるが、遠い場合には熱帯低気圧構造は維持されていた。台風—寒冷渦距離は、構造変化の速さを決める一つの要素であると考えられる。さらに距離が近い場合では、台風は閉塞構造へと構造変化し、台風と寒冷渦が鉛直方向に重なる現象が見られた。

Lionrock と寒冷渦との間に見られた降水帯は全ての数値実験において再現され、降水帯は Q ベクトル形式の ω 方程式を解いて得られた力学的上昇流場において、対流圏下層で台風と寒冷渦に伴う低気圧性循環の収束が生じたことで維持されていたことが分かった。また、台風—寒冷渦距離が近い場合において、降水帯と台風に伴う雨域が併合する様子が見られた。距離が近い場合、台風と寒冷渦との間で降水帯に関連する潜熱加熱によって生成された PV が、寒冷渦下部において既存の PV を再配置することで PV フィラメント形成に寄与した。PV フィラメント構造は、その存在によって台風が寒冷渦に引き込まれる現象に寄与し、台

風と寒冷渦が鉛直方向に重なる構造へと変化させる役割を担ったと考えられる。さらに、潜熱加熱によって生成された PV は加熱の鉛直勾配によってのみ決定されるわけではなく、水平風の鉛直シアと加熱の水平勾配の分布にも影響されていた。PV フィラメントの形成に潜熱加熱によって生成された PV が寄与しつつも、台風と寒冷渦が合併すると PV フィラメントの弱化に寄与する様子が見られた。これらの結果は寒冷渦の影響下にある台風において、潜熱加熱が PV 再配置や PV フィラメント形成を通じて寒冷渦の構造を変化させ、それが台風の経路や構造変化に与えることを示している。一方、距離が遠い場合にはこれらの効果は限定的であり、寒冷渦が台風に及ぼす影響は弱く、PV フィラメントが形成されることもなかった。このように、寒冷渦—台風距離が、寒冷渦が台風に及ぼす影響の強弱を決定する要因であると示したことは、これまでの低気圧の構造変化に関する研究を補強する重要な知見である。また、これまで寒冷渦の構造を変えるメカニズムは対流圏上層に注目されてきた一方で、本研究で対流圏中層での影響もあるという事を示したことは、これまでになかった新しい視点を提供するものであると考える。

総括すると、本研究の新規性は台風の温帯低気圧化過程における寒冷渦との相互作用の詳細な解析にあり、特に台風がハイブリッド構造として発達するメカニズムに焦点を当てている点にある。また台風—寒冷渦距離に基づくアンサンブル実験を通じて、台風—寒冷渦距離が温低化に伴う構造変化過程や潜熱加熱に与える影響を調査していることも新規性があり独自性を有する。研究の意義としては、台風と寒冷渦の相互作用が経路変化に寄与することを明らかにすることで、将来的な台風の進路予測やその影響を考慮した防災対策に資する可能性があることが期待される。また、対流圏上層だけでなく、対流圏下～中層における潜熱加熱の役割を明らかにすることで、低気圧の構造変化の理解に役立つことが期待される。さらに、従来の研究が対流圏上層に注目していた中で、対流圏下～中層における新たな視点を提供することができたことは、台風と寒冷渦との関係という研究領域における重要な知見であり、研究領域における本研究の意義を示すものである。

本研究に係る出版物リスト

本論文の基礎となった論文は以下のとおりである。

1. Kenta Irie and Tetsuya Takemi, 2023: Characteristics of Nepartak (2021), a subtropical cyclone controlled by an upper-tropospheric cutoff low, *Atmos. Sci. Lett.*, **Vol. 24**, Issue 10, e1177 (Accepted: 1 May 2023, publish: 1 October 2023),
2. Kenta Irie and Tetsuya Takemi, Effect of latent heating on the formation of a potential vorticity filament between a tropical cyclone and cutoff low, *Mon. Wea. Rev.*, (改訂中、初稿提出2024/03、改訂稿提出2024/09).

著者は、竹見哲也教授の指導の下、上記の論文に関連する研究を主体的に実施し、その成果を論文としてまとめた。

謝辞

本研究で使用した ERA5 データは ECMWF の Copernicus Climate Change Service から提供を受けた。数値シミュレーションに使用した WRF モデルと NCEP FNL データは米国大気研究センターから提供を受けた。熱帯低気圧のベストトラックデータは RSMC Tokyo から提供を受けた。ひまわり 8 号の赤外画像（バンド 13）データは NICT サイエンスクラウドから提供を受けた。

何よりもまず初めに、私の指導教員である京都大学防災研究所の竹見哲也教授に心からの感謝を申し上げたい。進学当時、教育学を背景にもち理学を何も知らない私を受け入れてくださり、学生生活を通じて多大な支援をいただいたことに深く感謝している。気象学や研究の基礎知識が乏しい私に、学問と研究の面白さや難しさを丁寧に教えてくださった。研究テーマの設定、研究計画、論文執筆、スライドの作成に至るまで、幅広い面で指導してくださったことに深く感謝している。

同じ研究室の伊藤耕介准教授には、熱帯低気圧の力学・構造変化・運動に関する的確なアドバイスをいただいた。Hart 教授の台風セミナーに参加させていただけたことは大変貴重な経験となった。石川裕彦名誉教授には、熱帯低気圧と寒冷渦の相互作用に関する重要な論文をいくつかご紹介いただき、研究に関する的確なアドバイスや指針を示していただいた。堀口光章前助教には、研究室セミナーや輪読セミナーにおいて、メソ気象や境界層力学における重要な洞察を提供していただいた。また、災害気候研究分野の榎本剛教授、吉田聡准教授、井口敬雄助教には、セミナーや学会発表などの機会で、貴重なコメントをいただき、研究の発展に大いに役立った。理学研究科地球惑星科学専攻の石岡圭一教授、坂崎貴俊准教授、重尚一准教授、向川均教授からは、合同セミナーや中間発表、および研究指導認定審査発表会などでの示唆に富むコメントや議論を数多く拝受し、研究の発展に大いに役立った。

修士課程でお世話になった東京学芸大学の佐藤尚毅准教授、松田佳久名誉教授には、修士課程修了後も研究に関する議論や研究室の総会への参加の機会をいただき感謝している。海洋研究開発機構の横井寛主任研究員には、2020 年に実施された海洋研究開発機構の研究観測航海に際して私を研究生として受け入れ、航海から卒業まで支援してくださった。三重大学の春日悟博士、新潟大学の本田明治教授、東京大学大気海洋研究所の山本晃立さんとは寒冷渦に関する議論を頻繁に行い、寒冷渦の気候学や力学についての知見を提供してくださった。気象庁気象研究所台風・災害気象研究部の柳瀬亘主任研究官、和田章義室長には、それぞれ Nepartak と Lionrock に関する研究について多くのフィードバックと議論をいただいた。

また、研究室の元メンバーである Sridhara Nayak 博士、Guangdong Duan 博士、Pin-Ying Wu 博士、柳瀬友朗博士、Menggeng Xu 博士は、博士論文に関連するさまざまな洞察と議論を提供してくれた。現メンバーの藤原圭太博士、Shao-Yi Lee 博士、平野創一郎博士、丹治星河

助教にも研究の議論をして頂いたことに感謝したい。また、研究室のメンバーである、Ling Tong さん、佐藤宏樹さん、中七海さん、Sicheng He さん、Han Jiao さん、Novvria Sagita さん、上野嵩朔さん、Edward Maru さん、金野大和さんには、日々の会話を通じて私の研究生生活を豊かにしてくれたことに感謝している。飲み会にも付き合ってくれてありがとう。また、研究室秘書の戸田嘉子さん、戸田千紘さんには、出張手配や勤怠管理、さらには日々の事務作業で多大なご協力をいただき、心より感謝申し上げたい。また、博士課程同期で結成した Ph.D-Met グループのメンバーには、新型コロナウイルス感染症によるパンデミックによって研究活動が思うようにできなかった困難な時期に私の精神を支え、さらには研究に対して活発な議論ができたことに感謝したい。最後に、私の研究活動に関わったすべての方々、そして研究生生活を通じて揺るぎないサポートをしてくれた家族や友人たちに深く感謝している。

参考文献

- Androulidalis, Y., C. Makis, Z. Mallios, I. Pytharoulis, V. Baltikas and Y. Krestenitis, 2023: Storm surges and coastal inundation during extreme events in the Mediterranean Sea: the IANOS Medicanes. *Natural Hazards*, **117**, 939–978.
- Barnes, M. A., T. Ndarana, M. Sprenger, and W. A. Landman, 2022: Stratospheric intrusion depth and its effect on surface cyclogenetic forcing: an idealized potential vorticity (PV) inversion experiment. *Wea. Climate Dyn.*, **3**, 1291–1309.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1989: A 15-year climatology of Northern Hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2142–2164.
- Bell G. D., and D. Keyser, 1993: Shear and curvature vorticity and potential–vorticity interchanges: Interpretation and application to a cutoff cyclone event. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 76–102.
- Bieli, M., S. J. Camargo, A. H. Sobel, J. L. Evans, and T. Hall, 2019a: A global climatology of extratropical transition. Part I: Characteristics across basins. *J. Climate*, **32**, 3557–3582.
- , ——, ——, ——, and ——, 2019b: A global climatology of extratropical transition. Part II: Statistical performance of the cyclone phase space. *J. Climate*, **32**, 3583–3597.
- Bloemendaal, N., I. D. Haigh, H. de Moel, S. Muis, R. J. Haarsma, and J. C. J. H. Aerts 2020: Generation of a global synthetic tropical cyclone hazard dataset using STORM. *Scientific Data*, **7**, 40.
- Bosart, L. F., and G. M. Lackmann, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of hurricane David (September 1979). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3268–3291.
- Braun, S. A., 2002: A cloud–resolving simulation of hurricane Bob (1991): Storm structure and eyewall buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1573–1592.
- Cavicchia, L., and H. von Storch, 2012: The simulation of medicanes in a high-resolution regional climate model. *Climate Dyn.*, **39**, 2273–2290.
- Chan J. C. L., F. M. F. Ko, and Y. M. Lei, 2002: Relationship between potential vorticity tendency and tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1317–1336.
- Chen, S.-H. and W.-Y. Sun, 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 99–118.
- da Rocha, R. P., M. S. Reboita, L. F. Gozzo, L. M. M. Dutra, and E. M. de Jesus, 2019: Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **1436**, 138–156.

- Davis, C. A., and L. F. Bosart, 2003: Baroclinically induced tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2730–2747.
- Davis, C. A., and K. A. Emanuel, 1991: Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1929–1953.
- DeMaria, M., J.-J. Baik, and J. Molinari, 1993: Upper-level eddy angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1133–1147.
- Di, Y., M. Lu, M. Chen, Z. Chen, Z. Ma, and M. Yu, 2022: A quantitative method for the similarity assessment of typhoon tracks. *Natural Hazards*, **112**, 587–602.
- Emanuel, K., M. Fantini, and A. Thorpe, 1987: Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection. Part I: Two-dimensional models. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1559–1573.
- Emanuel, K., 2005: Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv. Geosci.*, **2**, 217–220.
- Evans, J. L., and A. Braun, 2012: A climatology of subtropical cyclones in the south Atlantic. *J. Climate*, **25**, 7328–7340.
- Evans, J. L., and M. P. Guishard, 2009: Atlantic subtropical storms. Part I: diagnostic criteria and composite analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2065–2080.
- Evans, J. L., and R. E. Hart, 2003: Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 909–925.
- Fita, L., and E. Flaounas, 2018: Medicanes as subtropical cyclones: the December 2005 case from the perspective of surface pressure tendency diagnostics and atmospheric water budget. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 1028–1044.
- Fudeyasu, H., and R. Yoshida, 2019: Statistical analysis of the relationship between upper tropospheric cold lows and tropical cyclone genesis over the western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 439–451.
- Fovell, R. G., Y. P. Bu, K. L. Corbosiero, W.-W. Tung, Y. Cao, H.-C. Kuo, L.-H. Hsu, and H. Sui, 2016: Influence of cloud microphysics and radiation on tropical cyclone structure and motion. *Meteor. Monogr.*, **56**, 11.1–11.27.
- Galarneau, T. J., Jr., L. F. Bosart, and R. S. Schumacher, 2010: Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3272–3297.
- Gan, M. A., and E. D. Piva, 2016: Energetics of southeastern Pacific cut-off lows. *Climate Dyn.*, **46**,

3453–3462.

- Ge, X., Z. Yan, M. Peng, M. Bi, and T. Li, 2018: Sensitivity of tropical cyclone track to the vertical structure of a nearby monsoon gyre. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3958–3974.
- Gozzo, L. F., R. P. da Rocha, M. S. Reboita, and S. Sugahara, 2014: Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *J. Climate*, **27**, 8543–8562.
- Guishard, M. P., E. A. Nelson, J. L. Evans, R. E. Hart, and D. G. O'Connell, 2007: 1. *Meteor. Atmos. Phys.*, **97**, 239–253.
- Guishard, M. P., J. L. Evans, and R. E. Hart, 2009: Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. *J. Climate*, **22**, 3574–3594.
- Hanley, D., J. Molinari, and D. Keyser, 2001: A composite study of the interactions between tropical cyclones and upper-tropospheric troughs. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2570–2584.
- Harr, P. A., R. L. Elsberry, and T. F. Hogan, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2634–2653.
- Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585–616.
- Hart, R., E., and J. L. Evans, 1999: Simulations of dual-vortex interaction within environmental shear. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3605–3621.
- Hart, R. E., and J. L. Evans, 2001: A climatology of the extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, **14**, 546–564.
- Hersbach, H., and Coauthors, 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **146**, 1999–2049.
- Hirota, N., Y. N. Takayabu, M. Kato, and S. Arakane, 2016: Roles of an atmospheric river and a cutoff low in the extreme precipitation event in Hiroshima on 19 August 2014. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1145–1160.
- Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, **42**, 129–151.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Hoskins, B. J., and M. A. Pedder, 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 707–719.

- Hoskins, B. J., M. McIntyre, and A. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877–946.
- Islam, T., P. K. Srivastava, M. A. Rico–Ramirez, Q. Dai, M. Gupta, and S. K. Singh, 2015: Tracking a tropical cyclone through WRF–ARW simulation and sensitivity of model physics. *Natural Hazards*, **76**, 1473–1495.
- Ito, K., C.-C. Wu, K. T. F. Chan, R. Toumi, and C. Davis, 2020: Recent progress in the fundamental understanding of tropical cyclone motion. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 5–17.
- Ito, K., S. Hirano, J.-D. Lee, and J. C. L. Chan, 2023: Three-dimensional Fujiwhara effect for binary tropical cyclones in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **151**, 1779–1795.
- Janjic, Z. I., 1994: The Step–Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.
- Jones, S. C., and Coauthors, 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: Forecast challenges, current understanding, and future directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052–1092.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–180.
- Kanada, S., A. Wada, M. Nakano, and T. Kato, 2012: Effect of planetary boundary layer schemes on the development of intense tropical cyclones using a cloud–resolving model. *J. Geophys. Res.*, **117**, D03107.
- Kasuga, S., M. Honda, J. Ukita, S. Yamane, H. Kawase, and A. Yamazaki, 2021: Seamless Detection of cutoff lows and preexisting troughs. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 3119–3134.
- Kentarchos, A. S., and T. D. Davis, 1998: A climatology of cut-off lows at 200 hPa in the Northern Hemisphere, 1990–1994. *Int. J. Climatol.*, **18**, 379–390.
- Keyser, D., and M. A. Shapiro, 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452–499.
- Kimball, S. K., and J. L. Evans, 2002: Idealized numerical simulations of hurricane–trough interaction. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2210–2227.
- Kitabatake, N., 2002: Extratropical transformation of Typhoon Vicki (9807): Structural change and the role of upper–tropospheric disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 229–247.
- , 2008: Extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific: Their frontal evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2066–2090.
- , 2011: Climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific

- defined by using cyclone phase space. *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 309–325.
- Kitabatake, N., and K. Bessho, 2008: Cyclone phase of tropical cyclones landfalling in Japan during 2004–2006. *SOLA*, **4**, 21–24.
- Klein, P. M, P. A. Harr, and R. E. Elsberry, 2002: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: Midlatitude and tropical cyclone contributions to reintensification. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2240–2259.
- Komaromi, W. A., and J. D. Doyle, 2018: On the dynamics of tropical cyclone and trough interactions. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 2687–2709.
- Liang, J., and L. Wu, 2015: Sudden track changes of tropical cyclones in monsoon gyres: Full-physics, idealized numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 1307–1322.
- Lim, K.–S. S., and S.–Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587–1612.
- Ma, M., M. S. Peng, T. Li, and I. Wang, 2022: Understanding the unusual track of typhoon Lionrock (2016). *Wea. Forecasting*, **37**, 393–414.
- Martin, J. E., 2006: *Mid-latitude atmospheric dynamics: A first course*, Wiley, 336 pp.
- McTaggart-Cowan, R., T. J. Galarneau Jr., L. F. Bosart, R. W. Moore, and O. Martius, 2013: A global climatology of baroclinically influenced tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1963–1989.
- Miglietta, M. M., S. Laviola, A. Malvaldi, D. Conte, V. Levizzani, and C. Price, 2013: Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2400–2405.
- Miglietta, M. M., and R. Rotunno, 2019: Development mechanisms for Mediterranean tropical-like cyclones (medicanes). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145**, 1444–1460.
- Molinari, J., and D. Vollaro, 1989: External influences on hurricane intensity. Part I: Outflow layer eddy angular momentum fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1093–1105.
- Morrison, H., G. Thompson, V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991–1007.
- Nakanishi, M., and H. Niino, 2006: An improved Mellor–Yamada level 3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advecting fog. *Bound. -Layer Meteor.*, **119**,

397–407.

- , and ———, 2009: Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.
- Ndarana, T., and D. W. Waugh, 2010: The link between cut-off lows and Rossby wave breaking in the Southern Hemisphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 869–885.
- Nieto, R., and Coauthors, 2005: Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. *J. Climate*, **18**, 3085–3103.
- Nieto, R., M. Sprenger, H. Wernli, R. M. Trigo, and L. Gimeno, 2008: Identification and climatology of cut-off lows near the tropopause. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **1146**, 256–290.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 663–677.
- Ogura, Y., H. Niino, R. Kumabe, and S. Nisimura, 2005: Evolution of a subtropical low causing severe weather over the Kanto area on 13 October 2003. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 531–550.
- Ogura, Y., R. Kumabe, and S. Nisimura, 2009: Initiation and evolution of a subtropical low observed near the Japan islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 941–967.
- Palmén, E., and C. W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, 603 pp.
- Pinheiro, H., M. Gan, and K. Hodges, 2021: Structure and evolution of intense austral cut-off lows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **147**, 1–20.
- Portmann, R., B. Crezee, J. Quinting, and H. Wernli, 2018: The complex life cycles of two long-lived potential vorticity cut-offs over Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 701–719.
- Price, J. D., and G. Vaughan, 1993: The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **199**, 343–365.
- Quitián-Hernández, L., J. J. González-Alemán, D. Santos-Muñoz, S. Fernández-González, F. Valero, and M. L. Martín, 2020: Subtropical cyclone formation via warm seclusion development: The importance of surface fluxes. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **125**, e2019JD031526.
- Reroux, M.-D., M. Plu, and F. Roux, 2016: On the sensitivity of tropical cyclone intensification under upper-level trough forcing. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1179–1202.
- Ritchie, E. A., and R. L. Elsberry, 2003: Simulations of the extratropical transition of tropical cyclones: Contributions by the midlatitude upper-level trough to reintensification. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2122–2128.

- Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the Western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027–2043.
- Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1137–1152.
- Sakoe, H., and S. Chiba, 1978: Dynamic programming algorithm optimization for spoken word recognition. *IEEE Trans. Acoust. Speech Signal Process*, **26**, 43–49.
- Seko, H., M. Kunii, S. Yokota, T. Tsuyuki, and T. Miyoshi, 2015: Ensemble experiments using a nested LETKF system to reproduce intense vortices associated with tornadoes of 6 May 2012 in Japan. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **2**, 42.
- Shin, H. H., and S.-Y. Hong, 2015: Representation of the subgrid-scale turbulent transport in convective boundary layers at gray-zone resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 250–271.
- Skamarock, W. C., and Coauthors, 2019: A description of the Advanced Research WRF Model version 4. NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR, 145 pp.
- Takemura, K., and H. Mukougawa, 2021: Tropical cyclogenesis triggered by Rossby wave breaking over the western North Pacific. *SOLA*, **17**, 164–169.
- Tamarin, T., and Y. Kaspi, 2016: The poleward motion of extratropical cyclones from a potential vorticity tendency analysis. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 1687–1707.
- Tang, B., and K. Emanuel, 2010: Midlevel ventilation’s constraint on tropical cyclone intensity. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1817–1830.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095–5115.
- Tochimoto, E., and W. Yanase, 2023: Structural and environmental characteristics of western Baiu frontal depressions. *J. Climate*, **36**, 2349–2365.
- Tsuboki, K., and Y. Ogura, 1999: A potential vorticity analysis of thunderstorm-related cold lows (in Japanese). *Tenki*, **46**, 453–459.
- Tsuji, H., and Y. N. Takayabu, 2019: Precipitation enhancement via the interplay between atmospheric rivers and cutoff lows. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2451–2466.
- Wada, Y., W. Yanase, and K. Okamoto, 2022: Interactions between a tropical cyclone and upper-tropospheric cold-core lows simulated by an atmosphere-wave-ocean coupled model: A case study of typhoon Jongdari (2018), *J. Meteor. Soc. Japan*, **100**, 387–414.

- Wang, M. Y.-M., G. T.-J. Chen, C.-C. Wang, and Y.-H. Kuo, 2012: A case study of the cutoff process and latent heating effect in an upper-level cold-core low during the Mei-Yu season in East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1725–1747.
- Wei, N., Y. Li, D.-L. Zhang, Z. Mai, and S.-Q. Yang, 2016: A statistical analysis of the relationship between upper-tropospheric cold low and tropical cyclone track and intensity change over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 1805–1822.
- Willoughby, H. E., 1998: Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.
- Wu, L. and B. Wang, 2000: A potential vorticity tendency diagnostic approach for tropical cyclone motion. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1899–1911.
- Xu, M., and T. Takemi, 2022: Radiative effects on tropical cyclone development in different life stages. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 3131–3150.
- Yan, Z., X. Ge, Z. Wang, C.-C. Wu, and M. Peng, 2021: Understanding the impacts of upper-tropospheric cold low on TS Jongdari (2018) using potential vorticity inversion. *Mon. Wea. Rev.*, **149**, 1499–1515.
- Yanase, W., H. Niino, 2007: Dependence of polar low development on baroclinicity and physical processes: An idealized high-resolution numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3044–3067.
- Yanase, W., H. Niino, K. Hodges, and N. Kitabatake, 2014: Parameter spaces of environmental fields responsible for cyclone development from tropics to extratropics. *J. Climate*, **27**, 652–671.
- Yanase, W., and H. Niino, 2015: Idealized numerical experiments on cyclone development in the tropical, subtropical, and extratropical environments. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 3699–3714.
- Yanase, W., H. Niino, S. I. Watanabe, K. Hodges, M. Zahn, T. Sprengler, and I. A. Gurvich, 2016: Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis. *J. Climate*, **29**, 419–437.
- Yanase, W., and H. Niino, 2018: Environmental control of tropical, subtropical, and extratropical cyclone development over the north Atlantic Ocean: Idealized numerical experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 539–552.
- Yang, H., L. Wu, and T. Xie, 2020: Comparisons of four methods for tropical cyclone center detection in a high-resolution simulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 379–393.
- Yokoyama, C., H. Tsuji, and Y. N. Takayabu, 2020: The effects of an upper-tropospheric trough on the heavy rainfall event in July 2018 over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 235–255.
- Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis

over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 451–467.

Yu, H., and H. J. Kwon, 2005: Effect of TC–trough interaction on the intensity change of two typhoons. *Wea. Forecasting.*, **20**, 199–211.

北畠尚子, 津口裕茂, 2020: 2016 年 8 月末の日本海の低気圧の発達と時間発展：中緯度の流れと台風 1610 号 (Lionrock) の相互作用. 気象研究所研究報告, 第 68 巻, 1–19.

吉野純, 中田勇輝, 古田教彦, 小林智尚, 2017: 渦位部分的逆変換法に基づく台風 1610 号の進路解析. 土木工学会論文集 B2 (海岸工学) . 第 73 巻 (2017) 2 号, 493–498.